

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Том I

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА

Том I

Под редакцией проф. И.Н. Модина,
доц. А.Г. Яковлева



МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА

**Пособие
по электроразведочной практике для студентов
геофизических специальностей**

Том I

**Под редакцией
проф. И.Н. Модина, доц. А.Г. Яковлева**

Москва
2018

УДК 550.837
ББК 26.21

Рецензенты:

проф. кафедры геофизики РГГРУ-МГРИ, д.ф.-м.н. **А.Д. Каринский**,
зав. лаб. Института океанологии РАН, к.г.-м.н. **Н.А. Пальшин**.

Авторский коллектив:

Е.Д. Александрова, к.ф.-м.н. **А.А. Бобачев**,
к.т.н. **Д.В. Епишкин**, к.ф.-м.н. **Н.И. Зорин**,
д.г.-м.н. **В.А. Куликов**, д.т.н. **И.Н. Модин**,
д.г.-м.н. **П.Ю. Пушкарев**, д.ф.-м.н. **В.А. Шевнин**,
Н.Л. Шустов, к.ф.-м.н. **А.Г. Яковлев**.

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА: пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей. Том I / под редакцией проф. И.Н. Модина и доц. А.Г. Яковлева – 2-е изд., перераб. и доп. – Тверь: «ПолиПРЕСС», 2018. – 274 с.

Книга предназначена для студентов-геофизиков третьего курса, обучающихся по направлению «Геология» (профиль «Геофизика»), а также может быть полезна всем специалистам-электроразведчикам.

Допущено УМС геологического факультета
МГУ им. М.В. Ломоносова в качестве учебного пособия для студентов,
обучающихся по направлению «Геология», профиль «Геофизика».

Печатается по решению ученого совета геологического факультета
МГУ им. М.В. Ломоносова.

ISBN 978-5-6040348-5-9

© Е.Д. Александрова, А.А. Бобачев,
Д.В. Епишкин, Н.И. Зорин,
В.А. Куликов, И.Н. Модин,
П.Ю. Пушкарев, В.А. Шевнин,
Н.Л. Шустов, А.Г. Яковлев, 2018
© ООО «ПолиПРЕСС», 2018



Профессор Виктор Казимирович ХМЕЛЕВСКОЙ,
зав. отделением геофизики геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова,
основатель научно-учебной геофизической базы МГУ в д. Александровке
(1931–2017 гг.)

Оглавление

Предисловие	7
Некоторые используемые сокращения.....	9
Введение.....	11
Часть 1. Общие сведения об электроразведке и районе проведения практики	
Глава 1. Основы теории электроразведки (А.А. Бобачев, П.Ю. Пушкирев, А.Г. Яковлев)	15
1.1. Уравнения Максвелла.....	15
1.2. Методы постоянного тока, геометрические зондирования	18
1.3. Низкочастотные методы, индукционные зондирования.....	24
1.4. Общие вопросы интерпретации данных электроразведки	30
Глава 2. Электроразведочный канал и принципы устройства электроразведочной аппаратуры (Н.И. Зорин, И.Н. Модин, Н.Л. Шустов, А.Г. Яковлев)	38
2.1. Свойства линейных физических систем	38
2.2. Структура электроразведочного канала	42
2.3. Источники электромагнитного поля	43
2.4. Генераторные устройства.....	47
2.5. Измерительные устройства	49
2.6. Датчики поля	56
Глава 3. Электромагнитные свойства горных пород (Н.И. Зорин, И.Н. Модин, В.А. Шевнин, А.Г. Яковлев).....	63
3.1. Удельное электрическое сопротивление	64
3.2. Диэлектрическая проницаемость.....	74
3.3. Магнитная проницаемость	76
3.4. Естественная поляризация.....	78
3.5. Вызванная поляризация	81

Глава 4. Геологическое строение района проведения практики (В.А. Куликов, И.Н. Модин)	91
4.1. Географическое положение	91
4.2. Глубинное геологическое строение	96
4.3. Геология четвертичных отложений	105
Часть 2. Глубинная электроразведка	
Глава 5. Магнитотеллурическое зондирование (Е.Д. Александрова, Н.Л. Шустов, А.Г. Яковлев).....	115
5.1. Основы теории	115
5.2. Методика полевых работ	128
5.3. Обработка данных	140
5.4. Анализ данных.....	143
5.5. Интерпретация данных	147
5.6. Примеры применения метода МТЗ в районе практики	156
Глава 6. Частотное зондирование (В.А. Куликов, П.Ю. Пушкарев, А.Г. Яковлев).....	163
6.1. Основы теории	164
6.2. Методика полевых работ	167
6.3. Обработка и интерпретация данных.....	173
6.4. Примеры применения метода ЧЗ в районе практики.....	177
Глава 7. Зондирование становлением поля (Е.Д. Александрова, А.Г. Яковлев).....	179
7.1. Основы теории	179
7.2. Методика полевых работ	185
7.3. Обработка и интерпретация данных.....	194
7.4. Примеры применения метода ЗСБ в районе практики	200
Глава 8. Метод вызванной поляризации (Н.И. Зорин, В.А. Куликов, А.Г. Яковлев)	203
8.1. Основы теории	203
8.2. Методика полевых работ	211
8.3. Обработка и интерпретация данных.....	215
8.4. Примеры применения метода ВП в районе практики.....	219
Заключение	225

Приложение 1. Техника безопасности при проведении электроразведочной учебной практики (И.Н. Модин)	226
Приложение 2. Топогеодезические работы (А.А. Бобачев)	232
Приложение 3. Особенности проведения полевых электроразведочных работ (И.Н. Модин).....	238
Приложение 4. О сопротивлении заземления (В.А. Шевнин)	244
Приложение 5. Сводные кривые ЭМЗ (Е.Д. Александрова, В.А. Куликов).....	246
Приложение 6. Эквивалентные замены в слоистом разрезе (А.Г. Яковлев)	248
Приложение 7. Принцип причинности и дисперсионные соотношения (Н.И. Зорин)	250
Приложение 8. Влияние полей электрифицированных железных дорог на результаты ЭМЗ (Е.Д. Александрова, В.А. Куликов, А.Г. Яковлев)	254
Приложение 9. Методы обработки данных МТЗ (Д.В. Епишкин).....	260
Приложение 10. Особенности искажений кривых ЗСБ (Е.Д. Александрова, Н.И. Зорин)	266
Приложение 11. Связь между параметрами ВП (Н.И. Зорин)	270

Посвящается светлой памяти заслуженного профессора МГУ В.К. Хмелевского, выдающегося ученого и педагога

Предисловие

Настоящая книга является вторым изданием учебника, выпущенного в 2005 году [Электроразведка: пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей / под ред. проф. В.К. Хмелевского, доц. И.Н. Модина и доц. А.Г. Яковleva. – М.: МГУ, 2005. – 311 с.]. Оно обобщает опыт проведения ежегодных учебных практик по электроразведке на геофизической базе геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова (МГУ). База находится на расстоянии 230 км от Москвы в д. Александровке Калужской области, на территории национального парка «Угра». Начиная с 1992 г. на этом полигоне проводится электроразведочная практика для студентов-геофизиков МГУ, с 1998 г. – для студентов Российского государственного геолого-разведочного университета (МГРИ-РГГРУ) и с 2004 г. – для студентов государственного университета «Дубна».

Александровская база расположена в живописном уголке Центральной России, в месте впадения реки Вори в реку Угру. Территория полигона удалена на большое расстояние от крупных промышленных центров и электрифицированных железных дорог. Относительно низкий уровень электромагнитных помех позволяет проводить здесь глубинные электромагнитные зондирования.

Район практики имеет богатую историю. С древнейших времен он был заселен людьми. На берегах рек Воря и Угра найдено несколько древних городищ, ярко выраженных в современном рельефе. В 1480 г. в месте слияния рек Угры и Вори русские войска противостояли войскам Золотой Орды. После Великого стояния на Угре Русь окончательно освобождается от монголо-татарского ига. В Отечественную войну 1812 г. в этом районе действовал партизанский отряд под руководством Дениса Давыдова. Во время Великой Отечественной войны здесь проходили кровопролитные бои: оборона Москвы в 1941 г., окружение и героическая гибель 33-й армии генерала Ефремова весной 1942 г., битва за Варшавское шоссе во время наступления Советской армии в 1942–1943 гг. О степени ожесточенности боев свидетельствуют братские могилы и остатки оборонительных сооружений вдоль реки Угры.

Геологическое строение района практики является типичным для Русской плиты, которая занимает большую часть европейской территории России. Верхняя часть разреза сложена ледниками и аллювиальными отложениями. Ниже в осадочном чехле присутствуют геологические комплексы, характерные для Московской синеклизы. Наконец в кристаллическом фундаменте наблюдаются неоднородности в виде мощных залежей железистых кварцитов.

Эти объекты в фундаменте порождают аномалии постоянного магнитного поля Земли, которые являются северным окончанием зоны Курской магнитной аномалии (КМА).

В ходе электроразведочной практики решаются как учебные, так и научно-производственные задачи. Студенты проводят исследования с помощью целого комплекса методов, который перекрывает практически весь спектр электромагнитных явлений, используемых в геофизике. При этом применяется широкий набор современной отечественной и зарубежной электроразведочной аппаратуры. Во время практик ежегодно наращиваются площади геофизических исследований в зоне сочленения Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. Электромагнитными зондированиями изучается осадочный чехол и кристаллический фундамент. Магнитотеллурическими методами в районе Барятинской магнитной аномалии выявлена глубинная зона повышенной проводимости. Кроме региональных работ, проводятся также малоглубинные исследования на археологических объектах, изучаются современные русловые и озерные отложения, а также четвертичные моренные отложения и неоген-четвертичные палеодолины. Все эти исследования стимулируют разработку теории, методики и техники малоглубинной и глубинной электроразведки.

Учебное пособие состоит из трех частей. Первая часть посвящена основам теории электроразведки и описанию геологического строения района работ. Вторая часть содержит описание методов глубинной, а третья часть – методов малоглубинной электроразведки. Деление на малоглубинную и глубинную электроразведку весьма условно. Например, методы зондирования становлением поля в ближней зоне и вызванной поляризации могут решать как глубинные, так и малоглубинные задачи. Для удобства изучения отдельно взятых методов некоторые сведения в разных главах повторяются.

Из-за возросшего объема пособия оно разделено на два тома: *том I* – часть 1 («Общие сведения об электроразведке и районе проведения практики»), часть 2 («Глубинная электроразведка») и приложения; *том II* – часть 3 («Малоглубинная электроразведка»).

Некоторые используемые сокращения

Сокращения, принятые в теории электроразведки

ДЭС – двойной электрический слой
УЭС – удельное электрическое сопротивление
КС – кажущееся сопротивление
ЭМ – электромагнитный
ЭМЗ – электромагнитные зондирования
БЗ – ближняя зона
ДЗ – дальняя зона
ГЭД – горизонтальный электрический диполь
ГМД – горизонтальный магнитный диполь
ВМД – вертикальный магнитный диполь
ГСС – горизонтально-слоистая среда
ОПП – однородное полупространство
ЛППН – локальные приповерхностные неоднородности
1D – одномерная модель
2D – двумерная модель
3D – трехмерная модель
ДС – дисперсионные соотношения

Сокращения, используемые при описании электроразведочного канала и аппаратуры

ЧХ – частотная характеристика
ИХ – импульсная характеристика
ПХ – переходная характеристика
ЛС – линейная система
ЭДС – электродвижущая сила
ФНЧ – фильтр нижних частот
ФВЧ – фильтр верхних частот
ПФ – полосовой фильтр
КПС – компенсатор постоянной составляющей
АЦП – аналого-цифровой преобразователь
ОЗУ – оперативное запоминающее устройство
ПЗУ – постоянное запоминающее устройство
ЭН – электрод неполяризующийся
ИД – индукционный датчик
ММ – магнитометр
ГГ – генераторная группа
ГЛОНАСС – глобальная навигационная спутниковая система
GPS – спутниковая система навигации (Global Positioning System)

Электроразведочные методы

Методы постоянного тока (методы сопротивлений):

ВЭЗ – вертикальные электрические зондирования
ДЭЗ – дипольные экваториальные зондирования
ДОЗ – дипольные осевые зондирования
ЭП – электрическое профилирование
АЭП – азимутальное электрическое профилирование
ВИЭП – векторные измерения электрического поля
БИЭП – бесконтактные измерения электрического поля
СГ – срединный градиент
ЭТ – электротомография
НАЗ – непрерывные акваторные зондирования

Низкочастотные методы, использующие естественные электромагнитные поля:

ТТ – метод теллурических токов
МТЗ – магнитотеллурические зондирования
МТП – магнитотеллурическое профилирование
МВЗ – магнитовариационные зондирования
МВП – магнитовариационное профилирование
ГМТЗ – глубинные МТЗ
АМТЗ – МТЗ в аудиодиапазоне частот (малоглубинные МТЗ)

Низкочастотные методы, использующие искусственные электромагнитные поля:

ЧЗ – частотные зондирования
ЗС – зондирования становлением поля
ЗСБ – метод ЗС в ближней зоне
ЗСД – метод ЗС в дальней зоне
МПП – метод переходных процессов
ДИП – дипольное индуктивное профилирование
ДК – метод длинного кабеля
НП – метод незаземленной петли
ЭММПК – электромагнитный метод поиска подземных коммуникаций

Высокочастотные методы:

Георадар – метод георадиолокационного зондирования

Геоэлектрохимические методы

ЕП – метод естественной поляризации (естественного поля)
ВП – метод вызванной поляризации (вызванных потенциалов)
СВП – спектральный метод вызванной поляризации

Введение

Электроразведка – часть разведочной геофизики, в которой с помощью электромагнитных полей изучают строение Земли с целью поиска полезных ископаемых и решения других прикладных задач. Электроразведка основана на различии электромагнитных свойств разных пород.

Электроразведка позволяет решать следующие задачи (в порядке возрастания глубинности исследования):

- изучение почв;
- поиск и изучение археологических объектов;
- поиск и изучение состояния техногенных объектов (трубопроводы, фундаменты, кабели и др.);
- изучение строения грунтов и их свойств при строительстве инженерных сооружений (инженерно-геологические задачи);
- изучение и поиск подземных вод (гидрогеологические задачи);
- изучение загрязнений грунтов и подземных вод (геоэкологические задачи);
- изучение многолетнемерзлых пород;
- проведение геологического картирования;
- поиск и разведка строительных материалов и других нерудных полезных ископаемых;
- поиск и разведка рудных месторождений;
- поиск и разведка геотермальных ресурсов;
- выявление локальных нефтегазоперспективных структур, оценка коллекторских свойств отдельных слоев осадочного чехла;
- изучение осадочных бассейнов на региональном уровне;
- изучение проводящих зон в земной коре и верхней мантии (глубинная геоэлектрика);
- мониторинг электромагнитных полей с целью изучения природных и техногенных процессов в Земле (например, для прогноза землетрясений).

Электроразведочный методом называется технология, основанная на конкретном физическом явлении, позволяющем производить с помощью электромагнитных полей дистанционное исследование геологических объектов. В основе каждого метода лежит определенная геоэлектрическая модель геологической среды. Для такой модели разрабатываются методика полевых работ, а также способы обработки и интерпретации данных.

Существуют разные подходы к классификации методов электроразведки.

Исходя из решаемых геологических задач, электроразведку можно условно разделить на малоглубинную, рудную и глубинную (структурную).

С точки зрения физических основ электроразведочные методы можно разделить на следующие четыре группы.

Методы постоянного тока, или *методы сопротивлений* (ВЭЗ, ЭП, ЭТ и др.), в которых изучаются постоянные электрические поля и определяется удельное сопротивление среды ρ .

Низкочастотные методы (МТЗ, ЧЗ, ЗС, ТТ, МВП, ДИП, ДК, НП и др.), в которых рассматриваются медленно меняющиеся переменные электромагнитные поля и также определяется ρ среды (и в редких случаях – магнитная проницаемость среды μ).

Высокочастотные методы (георадар), основанные на изучении быстро изменяющихся электромагнитных полей, зависящих прежде всего от диэлектрической проницаемости ϵ , а также от ρ и μ .

Геоэлектрохимические методы (ЕП, ВП и др.), основанные на использовании возникающих в двухфазных средах вторичных полей, источники которых обусловлены либо естественной электрохимической активностью среды α (в методе ЕП), либо поляризацией среды η (в методе ВП). Поля ЕП и ВП также зависят от распределения удельного электрического сопротивления ρ в земле.

По условиям и месту проведения работ в электроразведке выделяются наземные методы, аэрометоды, электроразведка на акваториях, шахтная и скважинная электроразведка.

С точки зрения способа изучения разреза электроразведочные методы делятся на методы зондирования и профилирования. При *зондировании* разрез изучается преимущественно по вертикали, а при *профилировании* – в горизонтальном направлении. В современной электроразведке грань между зондированием и профилированием стирается и часто используются технологии, которые позволяют изучать разрез как по вертикали, так и по горизонтали.

В теории электроразведки выделяют прямые и обратные задачи. Под *прямой задачей* электроразведки понимается расчет электромагнитного поля при известном распределении электромагнитных свойств в земле (*геоэлектрическая модель разреза*) для заданных источников поля. Под *обратной задачей* электроразведки понимается определение электромагнитных свойств и геометрии разведываемых объектов по известным, измеренным полям в рамках выбранных геоэлектрических моделей.

Работы методами электроразведки, так же как и другими методами геофизики, выполняются в несколько этапов.

1. *Проектирование работ* включает постановку задачи, изучение имеющегося геолого-геофизического материала по району работ с оценкой петрофизических свойств объекта исследований и вмещающей среды, уровня геолого-геофизических помех. На этом этапе проводится предварительное математическое моделирование путем решения прямых задач для разных па-

раметров выбранной модели с целью оценки ожидаемого уровня аномалии на фоне природных и промышленных помех. В результате выбирается методика проведения работ, определяющая тип электроразведочной установки, шаг по профилю, диапазон разносов между источником и приемником, диапазон частот и т.д.

2. *Проведение полевых работ* осуществляется в соответствии с составленным на предыдущем этапе проектом, включающем описание методики, объемов работ и т.д. Однако нередко по ходу проведения полевых работ, анализируя получаемые данные, проект приходится корректировать. Отметим, что иногда данный этап делится на два подэтапа: *опытно-методический*, на котором производится опробование технологии наблюдений, и *производственный*, когда наблюдения выполняются по отработанной технологии в полном объеме.

3. *Обработка электроразведочных данных* сводится к пересчету наблюденных компонент поля в параметры, имеющие более наглядную связь с геоэлектрическим разрезом. На этапе обработки решается задача подавления как электромагнитных, так и геологических помех. Под *электромагнитными помехами* понимаются поля посторонних, неконтролируемых нами источников, имеющих промышленное или естественное происхождение и осложняющих выделение полезного сигнала. Под *геологическими помехами* понимаются локальные приповерхностные неоднородности, которые сказываются на наблюдаемом поле, но которые в силу своей малости не могут быть включены в интерпретационную модель. В результате обработки наблюденных данных чаще всего рассчитывается кажущееся сопротивление ρ_k . По данным электромагнитных зондирований строятся *кривые кажущегося сопротивления*, то есть графики зависимостей ρ_k от параметров глубинности. По данным электромагнитного профилирования строятся графики, карты графиков или карты изолиний ρ_k .

4. *Интерпретация электроразведочных данных* начинается с качественного анализа результатов, полученных на этапе обработки. В результате качественного анализа определяются общая связь полученных результатов с геологическим разрезом, тип геоэлектрического разреза для последующей количественной интерпретации, число слоев и характер локальных объектов, приблизительно оцениваются электромагнитные свойства выделяемых объектов. После качественного анализа переходят к инверсии. Целью инверсии является получение конкретных параметров геоэлектрического разреза. Основным способом инверсии данных является метод подбора. В *методе подбора* путем неоднократного решения прямых задач достигается минимальное (с учетом точности экспериментальных данных) расхождение между результатами наблюдений и модельными данными. Для борьбы с неустойчивостью решения обратной задачи при подборе необходимо учитывать априорную геолого-геофизическую информацию. Конечным результатом подбора является *геоэлектрический разрез* и по возможности оценка достоверности полученных параметров разреза.

5. Геологическая интерпретация результатов электроразведки может быть выполнена на основе корреляционных связей между параметрами геоэлектрического разреза, с одной стороны, и петрофизическими и гидрогеологическими параметрами (такими, например, как глинистость (Γ), коэффициент пористости (K_n), коэффициент фильтрации (K_ϕ) и др.) – с другой стороны.

Многообразие изучаемых электромагнитных явлений, большой диапазон изменений электромагнитных свойств горных пород и, как следствие, широкий круг решаемых прикладных задач делают электроразведку одним из важнейших геофизических методов.

Часть 1

Общие сведения об электроразведке и районе проведения практики

Глава 1. Основы теории электроразведки

1.1. Уравнения Максвелла

Теория электроразведки базируется на системе уравнений электродинамики – *уравнениях Максвелла* [Жданов, 1986]. Эти уравнения для любой точки пространства вне сторонних источников поля в системе СИ записываются в виде:

$$\begin{cases} \text{rot} \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}, \\ \text{rot} \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \\ \text{div} \vec{B} = 0, \\ \text{div} \vec{D} = q^{\text{свб}}. \end{cases} \quad (1.1)$$

Здесь \vec{E} и \vec{H} – векторы напряженности электрического и магнитного полей, \vec{D} и \vec{B} – векторы электрической и магнитной индукции, \vec{j} – вектор плотности тока проводимости, $q^{\text{свб}}$ – плотность свободных электрических зарядов. Свободными называются заряды, способные под действием электрического поля перемещаться по проводникам, или заряды, нанесенные извне на поверхность диэлектриков и нарушающие их нейтральность.

Уравнения Максвелла дополняются *уравнениями связи*, которые для линейных изотропных сред имеют следующий вид:

$$\vec{j} = \sigma \cdot \vec{E}, \quad \vec{D} = \epsilon \cdot \vec{E}, \quad \vec{B} = \mu \cdot \vec{H}, \quad (1.2)$$

где σ , ϵ и μ – электромагнитные свойства среды: *электропроводность*, *диэлектрическая проницаемость* и *магнитная проницаемость*. В вакууме $\sigma_0 = 0$, $\epsilon_0 = 1/(36\pi) \cdot 10^{-9}$ Ф/м, $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м (более подробно об этих и других электромагнитных свойствах среды написано в главе 3). Отметим, что первое уравнение связи (1.2) представляет собой *закон Ома в дифференциальной форме* [Хмелевской, 1984].

1.1.1. Физический смысл уравнений Максвелла

Первое уравнение Максвелла представляет собой дифференциальное выражение закона *полного тока*, согласно которому циркуляция магнитного поля по замкнутому контуру равна полному току в нем. Оно указывает, что магнитное поле порождается как токами проводимости (первое слагаемое в правой части уравнения), так и токами смещения (второе слагаемое), причем *токи проводимости* – это движение свободных зарядов, а *токи смещения* – скорость изменения электрической индукции.

Второе уравнение есть дифференциальное выражение закона *Фарадея*, согласно которому изменение магнитной индукции возбуждает вихревое электрическое поле. Таким образом, переменное магнитное поле порождает переменное электрическое, постоянное же магнитное поле электрического не создает.

Третье уравнение указывает, что в природе не существует магнитных зарядов и силовые линии поля магнитной индукции замкнуты.

Четвертое уравнение вместе со вторым уравнением связи (1.2) означает, что электрическая индукция является суммой напряженности электрического поля и поляризации единицы объема среды. Источником этого суммарного поля являются свободные электрические заряды.

1.1.2. Телеграфные уравнения

В любом элементарном объеме однородной среды $q^{\text{вб}} = 0$, поэтому уравнения Максвелла (1.1) с учетом уравнений связи (1.2) можно записать в виде:

$$\begin{cases} \text{rot} \vec{H} = \sigma \vec{E} + \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}, \\ \text{rot} \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t}, \\ \text{div} \vec{H} = 0, \\ \text{div} \vec{E} = 0. \end{cases} \quad (1.3)$$

Выделим электрическую и магнитную составляющие ЭМ-поля. Для этого к обеим частям первого уравнения Максвелла применим операцию *rot*:

$$\text{rot rot} \vec{H} = \sigma \cdot \text{rot} \vec{E} + \epsilon \frac{\partial}{\partial t} \text{rot} \vec{E}. \quad (1.4)$$

В теории поля доказывается, что для произвольного вектора \vec{A} справедливо выражение [Альгин, 1966]:

$$\text{rot rot} \vec{A} = \text{grad div} \vec{A} - \Delta \vec{A}. \quad (1.5)$$

Используя это соотношение, можно записать:

$$\text{grad div} \vec{H} - \Delta \vec{H} = \sigma \cdot \text{rot} \vec{E} + \epsilon \frac{\partial}{\partial t} \text{rot} \vec{E}. \quad (1.6)$$

Учитывая второе и третье уравнения системы (1.3), получим:

$$\Delta \vec{H} = \sigma \mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} + \epsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2}. \quad (1.7)$$

Если за исходное принять второе уравнение Максвелла, то после аналогичных преобразований получим:

$$\Delta \vec{E} = \sigma \mu \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \epsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}. \quad (1.8)$$

Уравнения (1.7) и (1.8), которым удовлетворяют векторы \vec{H} и \vec{E} в однородных средах, называются *телеграфными*.

1.1.3. Модели электромагнитного поля

Если поле постоянно, то в уравнениях Максвелла исчезают производные по времени. При этом телеграфные уравнения преобразуются в *уравнения Лапласа* $\Delta \vec{H} = 0$, $\Delta \vec{E} = 0$, а первые два уравнения системы (1.3) принимают вид:

$$\begin{cases} \text{rot} \vec{H} = \sigma \vec{E} \\ \text{rot} \vec{E} = 0 \end{cases}. \quad (1.9)$$

Такая модель поля называется *стационарной*. Обычно она применяется либо к электрическому полю свободных зарядов в диэлектриках (электростатическая модель), либо к полю источников тока в проводниках (модель поля постоянного тока). Последняя модель лежит в основе теории электроразведочных *методов постоянного тока* – вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), электрического профилирования (ЭП) и др.

В случае медленно меняющегося поля в правых частях телеграфных уравнений первый член оказывается значительно весомее второго, и мы получаем *уравнения теплопроводности* или *диффузии*:

$$\Delta \vec{H} = \frac{1}{a^2} \frac{\partial \vec{H}}{\partial t}, \quad \Delta \vec{E} = \frac{1}{a^2} \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}, \quad (1.10)$$

где $a = 1/\sqrt{\sigma\mu}$ – *параметр токопроводности*. Модель поля, в которой пренебрегают токами смещения, называют *квазистационарной*. В ее рамках первые два уравнения Максвелла принимают вид:

$$\begin{cases} \text{rot} \vec{H} = \sigma \vec{E}, \\ \text{rot} \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t}. \end{cases} \quad (1.11)$$

Квазистационарная модель поля используется в теории *низкочастотных методов электроразведки* – магнитотеллурического зондирования (МТЗ), частотного зондирования (ЧЗ), зондирования становлением поля (ЗС) и др.

При быстропеременном поле (порядка 10^5 – 10^7 Гц и выше) в не слишком проводящих средах второй член в правой части телеграфных уравнений пре-

валирует над первым. Телеграфные уравнения преобразуются в *волновые*:

$$\Delta \vec{H} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2}, \quad \Delta \vec{E} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}, \quad (1.12)$$

где $v = 1/\sqrt{\epsilon\mu}$ – *скорость распространения ЭМ-волн*. Таким образом, пренебрегая токами проводимости на высоких частотах, мы получили *волновую модель поля*, в которой первые два уравнения Максвелла принимают вид:

$$\begin{cases} \text{rot} \vec{H} = \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}, \\ \text{rot} \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t}. \end{cases} \quad (1.13)$$

Эта модель лежит в основе *высокочастотных методов электроразведки* (георадар и др.). Отметим, что, поскольку распространение ЭМ и акустических волн в первом приближении подчиняется одним и тем же законам геометрической оптики, теория высокочастотной электроразведки имеет много общего с теорией сейсмических методов геофизики.

1.2. Методы постоянного тока, геометрические зондирования

1.2.1. Основные уравнения поля постоянного тока

Рассмотрим, какие выводы можно сделать из анализа уравнений Максвелла для стационарной модели *электрического поля* (1.9).

Из уравнения $\text{rot} \vec{H} = \vec{j}$ получаем *условие непрерывности вектора плотности тока (первый закон Кирхгофа) в дифференциальной форме*:

$$\text{div} \vec{j} = 0. \quad (1.14)$$

Из уравнения $\text{rot} \vec{E} = 0$ следует, что постоянное электрическое поле *безвихревое* и для него можно ввести скалярный потенциал U :

$$\vec{E} = -\text{grad} U. \quad (1.15)$$

Так как уравнение (1.15) определяет потенциал с точностью до константы, то необходимо задание дополнительного условия. Обычно таким условием является равенство потенциала нулю на бесконечности.

Из непрерывности вектора плотности тока (1.14) с учетом закона Ома (1.2) имеем:

$$\text{div} \sigma \vec{E} = 0 \Rightarrow \text{div} \sigma \text{grad} U = 0.$$

Отсюда следует, что в областях с постоянной электропроводностью ($\sigma = \text{const}$) потенциал U удовлетворяет уравнению Лапласа:

$$\Delta U = 0.$$

Следствием безвихревого характера электрического поля (1.15) является непрерывность потенциала всюду, в том числе и на границах неоднородностей.

Известно, что постоянный электрический ток в проводниках может существовать только при наличии сторонних сил. Работа сторонних сил согласно закону сохранения энергии компенсирует потерю ЭМ-энергии на нагревание среды. При наличии сторонних сил первое уравнение Maxwella для стационарного поля будет следующим:

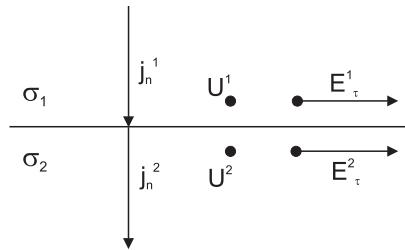


Рис. 1.1. Непрерывные величины на границе раздела двух сред

$$\operatorname{rot} \vec{H} = \vec{j} + \vec{j}^{\text{ст}} \Rightarrow \operatorname{div} \vec{j} = -\operatorname{div} \vec{j}^{\text{ст}},$$

где $\vec{j}^{\text{ст}}$ – вектор плотности стороннего тока, а \vec{j} – вектор плотности тока проводимости.

Из условия непрерывности вектора плотности тока (1.14) вытекает, что на границе раздела двух сред с разной электропроводностью потенциал и тангенциальные компоненты электрического поля непрерывны, а нормальная компонента электрического поля терпит разрыв (рис. 1.1):

$$\begin{aligned} j_n^1 &= j_n^2 \Rightarrow \sigma_2 E_n^2 = \sigma_1 E_n^1. \\ U^1 &= U^2, E_\tau^1 = E_\tau^2. \end{aligned} \quad (1.16)$$

1.2.2. Вторичные заряды

В местах нарушения электрической однородности среды под воздействием внешнего электрического поля появляются вторичные электрические заряды. В диэлектриках это связанные заряды, возникающие из-за поляризации сред. В проводниках вторичные заряды накапливаются на неоднородностях в момент включения электрического тока: поверхностные – на границах раздела между средами с различной удельной электропроводностью – и объемные – в местах непрерывного изменения удельной электропроводности среды по направлению поля [Альгин, 1966].

На поверхности питающего (токового) электрода электрическое поле также терпит разрыв из-за различной электропроводности электрода и вмещающей среды. Следовательно, на этой поверхности тоже появляются вторичные поверхностные заряды. Именно эти заряды создают первичное электрическое поле, связанное с источниками стороннего тока.

1.2.3. Потенциал точечного источника над однородным полупространством

Данная задача является фундаментальной для методов постоянного тока.

Пусть с электрода A стекает ток силой I . Электропроводность воздуха равна нулю, поэтому весь ток растекается в земле, имеющей удельное сопротивление $\rho = 1/\sigma$. Земля однородна, следовательно, ток от источника течет равномерно по всем направлениям, то есть линии плотности тока \vec{j} представляют

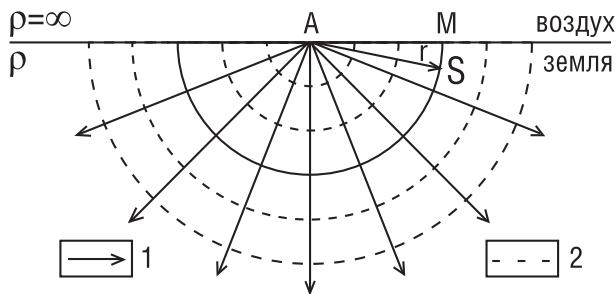


Рис. 1.2. Поле точечного источника постоянного тока, расположенного на поверхности однородной земли.
1 – токовые линии, 2 – эквипотенциальные поверхности

собой прямые лучи, исходящие из точки A (рис. 1.2). Окружим точку A полусферой S произвольного радиуса r с центром в точке A . Очевидно, что сила тока, проходящая через нее, равна I . Следовательно, плотность тока в любой точке M , расположенной на полусфере, равна силе тока I , деленной на площадь полусферы:

$$\vec{j} = \frac{I}{2\pi r^2} \vec{1r}. \quad (1.17)$$

Из закона Ома (1.2) и формулы (1.17) вытекает, что

$$\vec{E} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \vec{1r}. \quad (1.18)$$

Поскольку потенциал U на поверхности полусферы постоянен, то $\text{grad}U = \partial U / \partial r$. Таким образом, с учетом (1.15) и (1.18)

$$\frac{\partial U}{\partial r} = -\frac{I\rho}{2\pi r^2}. \quad (1.19)$$

Принимая во внимание равенство нулю потенциала на бесконечности, окончательно получаем:

$$U = \frac{I\rho}{2\pi r}. \quad (1.20)$$

Таким образом, потенциал точечного источника обратно пропорционален расстоянию r . Напряженность же электрического поля в соответствии с (1.18) убывает при удалении от точечного источника как $1/r^2$.

1.2.4. Потенциал двух точечных источников

На практике поле в земле создается с помощью двух электродов, подключенных к различным полюсам генератора тока. Решение задачи о потенциале двух точечных электродов, заземленных на поверхности однородной земли, сводится к суммированию потенциалов точечных источников на основе принципа суперпозиции.

Если расстояние между A и B равно a , то для любой точки M на линии AB , расположенной на расстоянии r от A :

$$U_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{a-r} \right). \quad (1.21)$$

Перемещая точку измерения M от A к B , получим график изменения потенциала (рис. 1.3). Видно, что он наиболее медленно меняется в средней трети AB . Это еще в большей степени справедливо для напряженности электрического поля (штриховая линия на рис. 1.3).

1.2.5. Потенциал диполя

Предположим, что точка наблюдения расположена на расстоянии от питающих электродов, существенно превышающем длину AB . В этом случае питающую линию можно считать **электрическим диполем**.

Выражение для потенциала диполя над однородным полупространством (ОПП) может быть легко получено на основе принципа суперпозиции потенциалов электродов A и B . Поместим начало координат в середину диполя (точка O), ось x направим вдоль AB , а y – перпендикулярно оси диполя (рис. 1.4). Обозначим расстояния до точки наблюдения M : $OM = r$, $AM = r_1$, $BM = r_2$. Азимутальный угол MOB обозначим через φ . Потенциал в точке M найдем по формуле:

$$U = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{\Delta r}{r_1 r_2} \right). \quad (1.22)$$

На большом удалении от AB можно считать, что $\Delta r \approx -AB \cdot \cos\varphi$, $r_1 \cdot r_2 \approx r^2$. Тогда формула для потенциала принимает вид:

$$U = \frac{I \cdot AB \cdot \rho \cos \varphi}{2\pi r^2}. \quad (1.23)$$

Итак, потенциал диполя, как и потенциал точечного источника, пропорционален току и сопротивлению среды, но убывает с расстоянием уже не как $1/r$, а как $1/r^2$. Соответственно, электрическое поле будет убывать как $1/r^3$.

1.2.6. Разность потенциалов

Если в теории методов постоянного тока основной величиной является потенциал U , то на практике измеряется *разность потенциалов* ΔU_{MN} между электродами M и N ($\Delta U_{MN} = U_M - U_N$).

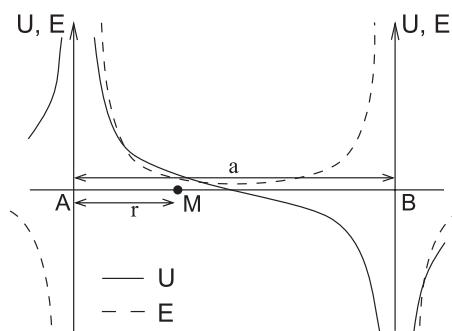


Рис. 1.3. Потенциал и напряженность поля двух точечных источников на поверхности однородной земли

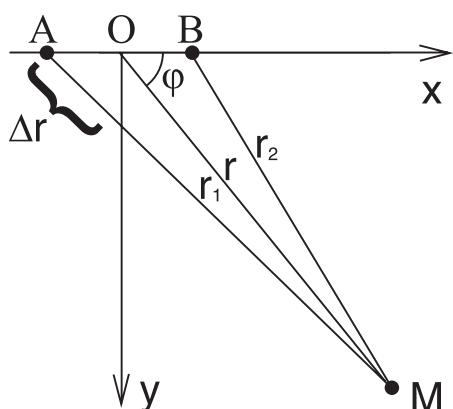


Рис. 1.4. Схема расположения питающего диполя и точки наблюдения

Иногда используются установки, в которых электрод N удален столь далеко от источника («в бесконечность»), что потенциал в точке N можно считать равным нулю, и тогда разность потенциалов ΔU_{MN} равна потенциальному в точке M . Отметим, что установка с одним питающим электродом на практике также реализуется путем помещения второго питающего электрода «в бесконечность».

В общем случае выражение для ΔU_{MN} на поверхности однородной среды, как следует из формулы (1.20), имеет вид:

$$\Delta U_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right). \quad (1.24)$$

Здесь AM , BM , AN и BN – соответствующие расстояния между приемными и питающими электродами.

Если взять отношение $\Delta U_{MN}/MN$ и сделать длину MN очень маленькой, получим производную потенциала в направлении линии MN , то есть компоненту напряженности поля E_{MN} , отвечающую этому направлению. Поэтому для небольшой линии MN ($MN \ll AM$, $MN \ll BN$) можно считать, что $\Delta U_{MN} \approx E_{MN} \cdot MN$.

В общем случае разность потенциалов между точками M и N связана с напряженностью электрического поля соотношением:

$$\Delta U_{MN} = - \int_N^M \vec{E}(\vec{r}) d\vec{r} = \int_M^N \vec{E}(\vec{r}) d\vec{r},$$

где \vec{r} – радиус-вектор.

Физически разность потенциалов ΔU_{MN} означает работу, выполненную электрическим полем $\vec{E}(\vec{r})$ при переносе единичного заряда из точки M в точку N .

1.2.7. Принцип геометрического зондирования

Рассмотрим изменение распределения абсолютной величины плотности тока j в однородной земле при удалении от источника.

Пусть расстояние от точки измерения потенциала M до источника A равно r , а глубина равна z . Тогда плотность горизонтальной компоненты тока в земле:

$$j_x(z, r) = \frac{Ir}{2\pi(r^2 + z^2)^{3/2}}. \quad (1.25)$$

Принято использовать нормированную функцию плотности тока $j_{\text{отн}}$, деля ее на плотность тока на земной поверхности (при $z = 0$):

$$j_{\text{отн}}(z, r) = \frac{j_x(z, r)}{j_x(0, r)} = \left(1 + \frac{z^2}{r^2} \right)^{-3/2}. \quad (1.26)$$

Из формулы (1.26) следует, что при удалении точки измерения от источника тока возрастает соотношение плотности тока на глубине относительно

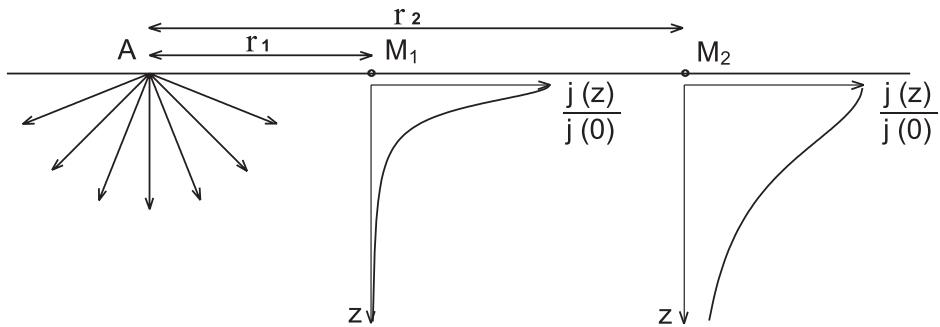


Рис. 1.5. Изменение распределения $j_{\text{отн}}$ в однородной земле с глубиной при удалении от источника тока

плотности тока на поверхности земли (рис. 1.5). Относительное увеличение плотности тока на глубине приводит к увеличению проявленности глубинных объектов в наблюдаемом электрическом поле.

Таким образом, в методах постоянного тока действует *геометрический принцип зондирования*: глубинность исследования определяется в первую очередь расстоянием между приемными и питающими электродами. С этим, в частности, связана принципиальная неинформативность полевых измерений с помощью двухэлектродных установок, в которых в качестве приемных используются сами питающие электроды. Действительно, в соответствии с геометрическим принципом зондирования, глубинность таких установок оказывается равной нулю независимо от длины питающей линии, и на результаты измерения оказывают влияние лишь небольшие объемы среды, непосредственно прилегающие к двум заземленным электродам [Бурсиан, 1972].

1.2.8. Кажущееся сопротивление

Выражая сопротивление ρ из формулы (1.24), получим:

$$\rho = K \frac{\Delta U_{MN}}{I}, \quad (1.27)$$

где K называется *геометрическим коэффициентом установки*:

$$K = 2\pi / \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right). \quad (1.28)$$

Итак, измерив ΔU_{MN} , зная силу тока в источнике и геометрию установки, можно определить сопротивление однородной среды.

Применяя формулу (1.27) к реальным, то есть неоднородным, как по горизонтали, так и по вертикали средам, мы получаем некое среднее, эффективное сопротивление. Эту величину в электроразведке принято называть *каждущимся сопротивлением* ρ_K . Фактически кажущееся сопротивление – некоторая нормировка наблюденного электрического поля (разности потенциалов ΔU_{MN}), которая учитывает силу тока в источнике и геометрию установки. Эта нормировка переводит результат наблюдений в форму, более удобную для анализа и

дальнейшей интерпретации. Над ОПП кажущееся сопротивление совпадает с истинным удельным сопротивлением среды.

Понятие кажущегося сопротивления используется не только в методах постоянного тока, но и в методах переменного тока.

Часть электроразведки постоянным током, в которой результаты измерений переводятся в кажущееся сопротивление, называется также *методом сопротивлений*.

1.2.9. Электропрофилирование и зондирование

В рамках электроразведки методом сопротивлений существует целый ряд модификаций, или технологий. В первом приближении все модификации метода сопротивлений можно разделить на методы профилирования и методы зондирования.

Если установка без изменения геометрии перемещается по профилю, то такая технология называется *электропрофилированием*. В этом случае рассматривается график зависимости кажущегося сопротивления от положения центра установки на профиле. Понятие центра для различных установок вводится по-разному, но, как правило, за центр принимается середина приемной линии МН. Графики электропрофилирования отражают изменение разреза по горизонтали.

Если центр установки остается неподвижным, а увеличивается расстояние между приемными и питающими электродами (*разнос установки*), то глубина исследования увеличивается. Такая технология называется *электрическим зондированием*. Кривая электрического зондирования отражает изменение геоэлектрического разреза с глубиной.

1.3. Низкочастотные методы, индукционные зондирования

К низкочастотным методам электроразведки относятся методы, в которых используются переменные электромагнитные поля относительно невысоких частот (до 10^3 – 10^5 Гц). Для таких полей мы будем пренебрегать токами смещения, то есть будем использовать квазистационарную модель электромагнитного поля. Основы теории высокочастотного ЭМ-поля рассматриваются в главе 20 настоящего издания (том 2), посвященной георадиолокационному методу.

В проводящей земле пренебрежение токами смещения оправдано тем, что на рассматриваемых частотах токи проводимости существенно больше токов смещения. Для изоляторов (в частности, для воздуха) токи проводимости равны нулю, и в этом случае пренебрежение токами смещения приводит к тому, что в квазистационарной модели электромагнитное поле распространяется мгновенно.

Возникает вопрос: насколько существенно для тех частот и разносов, которые используются в низкочастотной электроразведке, то запаздывание в распространении ЭМ-поля, которое связано с конечной скоростью света?

Пусть расстояние между источником поля и точкой наблюдения составляет 3 км. В этом случае запаздывание, связанное с конечной скоростью света, равно:

$$\Delta t = \frac{r}{v_{ce}} = \frac{3 \text{ км}}{300\,000 \text{ км/с}} = 10^{-5} \text{ с}. \quad (1.29)$$

Таким образом, для рабочих частот до 10^2 – 10^3 Гц (10^3 Гц соответствует периоду $T = 10^{-3}$ с) время запаздывания будет пренебрежимо мало, что позволяет применять квазистационарную модель ЭМ-поля на заданном разносе. Однако если необходимо работать на более высоких частотах, то расстояние между источником и приемником следует уменьшить.

1.3.1. Индукционный принцип зондирования

Глубина проникновения низкочастотного электромагнитного поля в землю определяется не только расстоянием до источника, но и скоростью изменения поля [Ваньян, 1997]. Чем быстрее изменяется поле, тем на меньших глубинах оно затухает. Это явление носит название *скин-эффекта*. Оно открывает возможность регулировать глубинность исследования, не изменяя геометрии установки, что особенно важно при переходе к изучению больших глубин, когда размеры установок становятся очень велики.

Зондирования, основанные на явлении скин-эффекта, называются *индукционными зондированиями*. Эффект увеличения глубины исследования в них достигается за счет уменьшения частоты (увеличения периода) колебаний или увеличения времени становления ЭМ-поля.

1.3.2. Гармонические и неустановившиеся поля

Существуют два подхода к применению переменных ЭМ-полей. В рамках первого из них рассматривается характер поведения *гармонического* (синусоидального) поля при изменении частоты колебаний, то есть изучается частотная характеристика среды (параграф 2.1.2). Этот подход реализован в методах ЧЗ и МТЗ, причем в методе ЧЗ создаваемое поле является гармоническим, а в методе МТЗ гармонические составляющие выделяются из сигнала сложной формы.

Второй подход обычно подразумевает рассмотрение становления ЭМ-поля во времени после выключения постоянного тока, что можно понимать как исследование переходной характеристики среды (параграф 2.1.1). В данном случае глубинность растет с увеличением времени становления поля. На этом подходе основан метод ЗС.

Таким образом, при первом подходе теория должна строиться в частотной, а при втором – во временной области. Связь между частотной и временной областями осуществляется через преобразование Фурье. Это позволяет использовать теорию гармонических полей для решения прямых задач в методе становления поля [Жданов, 1986].

1.3.3. Основные уравнения гармонического поля

Под гармоническим ЭМ-полем будем понимать такое поле, характеристики которого меняются во времени по синусоидальному закону (с частотой ω). При его рассмотрении применяется *символический метод*, заключающийся в представлении характеристик поля в следующем виде:

$$\vec{E}(t) = Re[\vec{E} \cdot e^{-i\omega t}], \quad \vec{H}(t) = Re[\vec{H} \cdot e^{-i\omega t}], \quad (1.30)$$

где $\vec{E}(t)$ и $\vec{H}(t)$ – мгновенные значения напряженностей электрического и магнитного полей, \vec{E} и \vec{H} – их не зависящие от времени комплексные амплитуды.

Представление гармонически меняющихся во времени величин через комплексные амплитуды существенно упрощает решение многих теоретических задач, сводя дифференцирование по времени к операции умножения:

$$\frac{\partial \vec{E}(t)}{\partial t} = Re[-i\omega \vec{E} e^{-i\omega t}], \quad \frac{\partial \vec{H}(t)}{\partial t} = Re[-i\omega \vec{H} e^{-i\omega t}]. \quad (1.31)$$

Основные уравнения теории низкочастотных методов электроразведки получаются при применении символического метода к уравнениям Максвелла или телеграфным уравнениям. Так, уравнения Максвелла в квазистационарном приближении (1.11) для частотной области примут вид:

$$\begin{cases} \text{rot } \vec{H} = \sigma \vec{E}, \\ \text{rot } \vec{E} = i\omega \mu \vec{H}, \\ \text{div } \vec{H} = 0, \\ \text{div } \vec{E} = 0. \end{cases} \quad (1.32)$$

Аналогичным образом телеграфные уравнения в частотной области преобразуются в *уравнения Гельмгольца*:

$$\Delta \vec{H} - k^2 \vec{H} = 0, \quad \Delta \vec{E} - k^2 \vec{E} = 0, \quad (1.33)$$

где k – *волновое число*, в квазистационарном приближении равное

$$k = \sqrt{-i\omega \mu \sigma}. \quad (1.34)$$

Выберем из двух возможных значений k то значение, для которого $Re[k] > 0$:

$$k = (1-i)\sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}}.$$

Учитывая, что $\omega = T/2\pi$, а для немагнитных сред $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м, то:

$$k = (1-i)\frac{2\pi}{\sqrt{10^7 \rho T}}. \quad (1.35)$$

При решении прямых задач для гармонических полей (методы ЧЗ, МТЗ, ДИП) поле рассматривается на отдельных частотах, на каждой из которых оно удовлетворяет уравнению Гельмгольца.

Решения прямой задачи во временной области (метод ЗС) можно получить как путем фурье-преобразования решения для частотной области, так и непосредственно из уравнения теплопроводности (1.10).

1.3.4. Характер затухания поля в проводящей среде

Затухание поля в проводящей среде определяется как скин-эффектом, так и геометрическим расхождением. Чтобы исключить влияние последнего фактора, рассмотрим источник в виде плоской вертикально падающей «волны». Слово «волна» взято в кавычки, поскольку для квазистационарного приближения волнового процесса не наблюдается. Фактически речь идет о том, что первичное поле не меняется в горизонтальном направлении. Такая модель первичного поля используется в магнитотелурических методах.

Рассмотрим поведение плоской «волны» в однородном полупространстве (рис. 1.6). В этой модели полное поле, так же как и первичное, не будет меняться в горизонтальном направлении, и, следовательно, в уравнениях Максвелла производные как по оси x , так и по оси y можно положить равными нулю. Отсюда получаем, что вертикальные компоненты E_z и H_z в этой модели также равны нулю, а горизонтальные компоненты электрического и магнитного полей удовлетворяют одномерному уравнению Гельмгольца:

$$\frac{\partial^2 E_{x,y}}{\partial z^2} - k^2 E_{x,y} = 0,$$

$$\frac{\partial^2 H_{x,y}}{\partial z^2} - k^2 H_{x,y} = 0.$$

Общим решением этих уравнений является сумма двух экспонент $C_1 e^{-kz} + C_2 e^{+kz}$, где C_1 и C_2 – произвольные коэффициенты. Учитывая то, что поле не может неограниченно возрастать с глубиной, коэффициент C_2 мы должны положить равным нулю. Следовательно, горизонтальные компоненты электрического и магнитного полей экспоненциально затухают с глубиной. Если взять соотношения компонент $E_{x,y}(z)$ и $H_{x,y}(z)$ на глубине z к соответствующим величинам $E_{x,y}(0)$ и $H_{x,y}(0)$ на поверхности земли, то получим:

$$\frac{E_{x,y}(z)}{E_{x,y}(0)} = \frac{H_{x,y}(z)}{H_{x,y}(0)} = e^{-kz}. \quad (1.36)$$

Волновое число k полупространства является комплексной величиной. Экспоненту с комплексным показателем k можно представить в виде:

$$e^{-kz} = e^{-Re[k]z} \cdot e^{-i Im[k]z}.$$

Учитывая, что по формуле Эйлера $e^{i\phi} = \cos \phi + i \sin \phi$, получаем:

$$e^{-kz} = e^{-Re[k]z} (\cos(Im[k]z) - i \sin(Im[k]z)). \quad (1.37)$$

Рис. 1.6. Однородное полупространство, возбуждаемое плоской «волной»

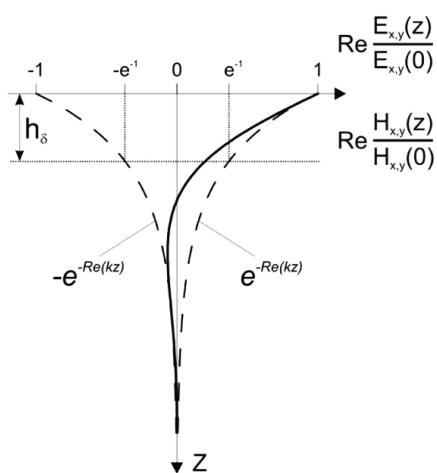


Рис. 1.7. Затухание переменного поля плоской волны в полупространстве

ше k , тем быстрее затухает экспонента и тем меньше глубинность. А поскольку k растет с увеличением частоты, то при этом h_δ убывает (*скин-эффект*). Отметим, что для одной и той же частоты значение k в проводящей среде будет больше, чем в высокомоменной, поэтому в первом случае поле будет затухать с глубиной быстрее.

Физически явление скин-эффекта можно объяснить следующим образом. Первичное переменное магнитное поле индуцирует в верхней части разреза вихревые электрические токи. Магнитное поле этих токов над ними добавляется к первичному магнитному полю, а под ними – вычитается из первичного. Таким образом, суммарное магнитное поле затухает с глубиной. Этот процесс идет тем интенсивнее, чем сильнее явление электромагнитной индукции, то есть чем выше частота.

1.3.5. Понятия ближней и дальней зон

Понятия ближней и дальней зон являются ключевыми в теории низкочастотных методов электроразведки. Они позволяют лучше уяснить структуру ЭМ-поля. Дело в том, что даже над однородным проводящим полупространством компоненты переменного поля являются достаточно сложными функциями следующих параметров: сопротивления среды ρ , расстояния от источника до приемника r , а также периода колебаний поля T (в частотном режиме) или времени становления поля t (во временном режиме). Ближняя и дальняя зоны представляют собой две области в пространстве этих параметров, в пределах которых поле в первом приближении описывается сравнительно простыми формулами, и потому его структура вполне доступна для понимания.

Из формулы (1.37) видно, что на фоне экспоненциального затухания, определяемого действительной частью k , мы имеем осциллирующий процесс (рис. 1.7), что приводит к изменению фазы гармонических колебаний на глубине по сравнению с поверхностью.

В качестве меры затухания с глубиной вводится параметр, называемый *толщиной скин-слоя* h_δ :

$$h_\delta = \frac{1}{Re[k]}. \quad (1.38)$$

Толщина скин-слоя равна глубине, на которой поле затухает в $e \approx 2.7$ раза по отношению к полю на земной поверхности, и поэтому характеризует глубинность исследования. Чем боль-

Математически понятия ближней и дальней зон вводятся следующим образом. Применительно к частотной области рассматривается *волновое число* k , определяемое формулой (1.35). Для временной области введем *параметр становления* τ :

$$\tau = 2\pi \sqrt{2t\rho/\mu_0} = \sqrt{10^7 \rho 2\pi t}. \quad (1.39)$$

Определим *дальнюю зону* (ДЗ) как область, где:

$$|kr| \gg 1 \text{ или } r/\tau \gg 1, \quad (1.40)$$

а *ближнюю зону* (БЗ) как область, где:

$$|kr| \ll 1 \text{ или } r/\tau \ll 1. \quad (1.41)$$

Отметим, что эти формулы можно использовать и в неоднородных средах, при этом в качестве ρ рассматривается некоторое среднее («эффективное») сопротивление среды.

Таким образом, дальняя зона отвечает большим разносам, маленьким периодам (высоким частотам) и малым временам становления, а также проводящим средам. Ближняя зона отвечает малым разносам, большим периодам (низким частотам) или большим временам становления, а также высокомным средам.

Физические механизмы прохождения ЭМ- поля от источника в ближнюю и дальнюю зоны существенно различны. В дальнюю зону оно проникает по изолятору (воздуху или высокомным слоям, например кристаллическому фундаменту) без существенного поглощения (рис. 1.8). В ближнюю зону поле попадает по проводящей среде с поглощением. За счет затухания вследствие поглощения эта часть поля практически не доходит до дальней зоны. Область, в которой оба способа возбуждения дают сопоставимый вклад, обычно называют *промежуточной зоной*.

При малых разносах и больших периодах колебаний или временах становления выполняется условие ближней зоны. Здесь проведение ЧЗ сильно затруднено, поскольку в этом случае первичное поле источника, не зависящее от частоты, оказывается существенно больше, чем информативное вторичное поле, создаваемое токами, индуцированными в земле. Что же касается метода ЗС, то его выполнение возможно как в дальней, так и в ближней зоне. Это объясняется тем, что неустановившееся поле регистрируется уже после выключения тока, следовательно, отсутствует первичное поле источника и можно с необходимой точностью измерить вторичное поле – поле токов, индуцированных в земле и несущих информацию о ее строении.

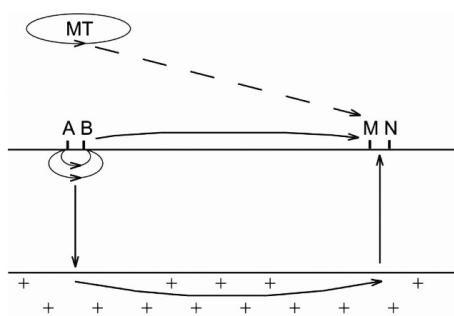


Рис. 1.8. Передача возбуждения в дальнюю зону в методах МТЗ и ЧЗ

1.3.6. Гальваническая и индукционная составляющие поля

Подытоживая рассмотрение постоянных и переменных низкочастотных ЭМ-полей, важно отметить, что все наблюдаемые в них явления можно разделить на гальванические и индукционные. *Гальванические явления* связаны с проникновением тока в проводящие области разреза за счет перетекания, а при *индукционных явлениях* токи в среде возникают за счет электромагнитной индукции.

В поле постоянного тока мы видим только гальванические явления, а в переменном ЭМ-поле проявляются оба вида явлений – и гальваническая, и индукционная.

Для гальванической составляющей высокоомные среды являются препятствием, а для индукционной – нет. Благодаря индукционной составляющей переменное ЭМ-поле может возбуждаться без непосредственного контакта источника поля с землей и способно распространяться по воздуху и через высокоомные слои.

При использовании переменного поля в горизонтально-слоистых средах мы обычно имеем дело только с индукционной составляющей. Исключением является случай с гальваническим возбуждением и измерением поля в условиях ближней и промежуточной зон. Поэтому в горизонтально-слоистой среде обе составляющие можно наблюдать в соответствующей модификации метода ЧЗ. В горизонтально-неоднородных средах гальваническая составляющая может проявляться во всех методах зондирования переменным полем.

Гальваническая и индукционная составляющие ЭМ-поля обладают разной чувствительностью к параметрам разреза (параграф 1.4.3). Этот факт необходимо учитывать при интерпретации электроразведочных данных.

1.4. Общие вопросы интерпретации данных электроразведки

Интерпретация электроразведочных данных сводится к восстановлению строения и свойств среды по наблюденным значениям поля. Эта задача относится к классу *обратных задач*, в которых по известному следствию (поле) требуется установить причину (строение геоэлектрического разреза).

Чтобы решать обратные задачи, необходимо прежде всего уметь решать *прямые задачи*, в которых по известной причине требуется установить следствие. Применительно к электроразведке прямая задача сводится к определению характеристик электромагнитного поля при заданном распределении свойств среды и известных параметрах первичных источников поля.

Существуют три группы методов решения прямых задач электроразведки:

- *аналитическое решение* (для достаточно простых моделей представляются в виде совокупности алгебраических функций, интегралов и рядов);
- *математическое моделирование* (задачи решаются численными методами с помощью компьютеров). Численные методы, в отличие от аналитических, дают некое приближенное решение задачи.

- физическое моделирование (модель составляется в уменьшенном масштабе из материалов известного сопротивления, поле возбуждается и измеряется с помощью электроразведочной аппаратуры).

1.4.1. Основные геоэлектрические модели среды

В электроразведке рассматривается несколько классов геоэлектрических моделей среды. Для каждого класса моделей используются разные методы решения прямых задач и применяются разные подходы к интерпретации.

Наиболее фундаментальной является модель однородного полупространства (ОПП). В методах постоянного тока и в методе МТЗ прямые задачи для ОПП имеют простые решения. В методах ЧЗ и ЗС формулы для расчета поля над ОПП имеют сложный вид, но упрощаются в приближениях дальней и ближней зон. Модель ОПП служит основой для получения формул для расчета кажущегося сопротивления.

В рамках одномерной (1D) модели свойства среды изменяются только в вертикальном направлении (рис. 1.9, А). Нередко, говоря об 1D-модели, имеют в виду модель горизонтально-слоистой среды (ГСС), которая, строго говоря, является ее частным случаем, при котором имеется конечное число слоев с постоянным сопротивлением. Прямые задачи всех методов постоянного тока и низкочастотных методов имеют в рамках этой модели аналитические решения. Одномерная модель является основной при интерпретации электрических и ЭМ-зондирований. Если реальная среда не содержит существенных горизонтальных неоднородностей, результат одномерной интерпретации может использоваться в качестве окончательного, в противном случае он зачастую служит начальным приближением для интерпретации в рамках более сложных моделей среды.

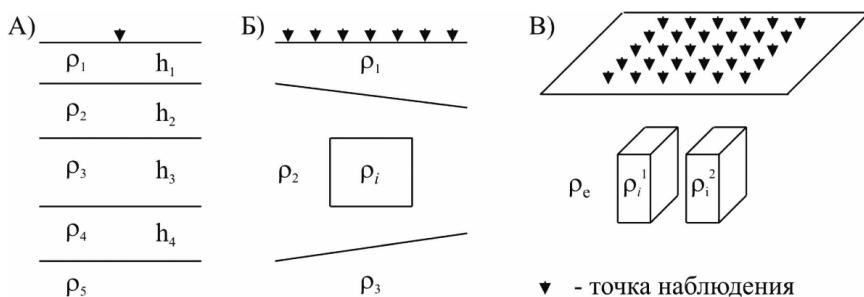


Рис. 1.9. Примеры геоэлектрических моделей и соответствующих систем наблюдения: А) одномерная, Б) двумерная, В) трехмерная

В двумерной (2D) модели свойства среды меняются в двух направлениях – по глубине и вкrest структур (рис. 1.9, Б). Для наиболее простых ситуаций (например, вертикальный контакт двух сред в поле постоянного тока) существуют аналитические решения, однако в общем случае прямая 2D-задача решается с помощью методов математического моделирования. Двумерная интерпретация используется очень широко. Разумеется, для ее выполнения необходимо,

чтобы наблюдения были выполнены по достаточно протяженному профилю, направленному вкrest вытянутых структур.

Трехмерная (3D) модель подразумевает значительное изменение электрических свойств среды по всем трем координатным осям (рис. 1.9, В). Как и в 2D-случае, для отдельных простейших моделей 3D-сред существуют аналитические решения (например, сфероид в однородном поле постоянного тока). В общем случае прямые задачи решаются методами математического (реже – физического) моделирования. Для проведения полноценной трехмерной интерпретации необходимы густые площадные наблюдения и большие вычислительные мощности, поэтому она проводится достаточно редко. В то же время прямое 3D-моделирование широко используется для оценки искажений электроразведочных кривых.

Существуют модели, в которых имеют место как плавные, так и скачкообразные изменения электрических свойств. Поэтому **1D-, 2D- и 3D-модели могут быть как кусочно-однородными** (свойства постоянны в пределах слоя или блока и скачком изменяются на границах), так и **градиентными** (свойства плавно изменяются в пространстве). Все рассмотренные модели сред могут быть также осложнены явлением анизотропии сопротивления (раздел 3.1).

1.4.2. Некорректность обратных задач электроразведки

В начале XX века Жак Адамар сформулировал три условия *корректности* постановки задач математической физики: 1) решение задачи существует; 2) решение единственно; 3) решение *устойчиво*, то есть малым изменениям входных данных отвечает малое изменение решения. В обратных задачах электроразведки первые два условия, как правило, соблюдаются, а третье нарушается. Таким образом, обратная задача электроразведки является неустойчивой и, следовательно, *некорректно поставленной*.

Практически эта ситуация приводит к выраженной неоднозначности интерпретации данных электроразведки, поскольку некоторым геоэлектрическим разрезам, зачастую существенно отличающимся друг от друга, могут отвечать очень близкие распределения поля (такие разрезы называются *эквивалентными*). Поэтому в условиях недостаточно частой сети наблюдений или недостаточно точных измерений в результате интерпретации полевых данных можно получить любой из этих разрезов.

Принципы решения некорректных задач были разработаны в XX веке А.Н. Тихоновым, В.И. Дмитриевым и другими учеными. Они сводятся к тому, что следует ограничивать область поиска решения задачи, то есть формулировать некоторые условия, которым решение должно удовлетворять [Тихонов и др., 1983].

Очевидно, что при этом на помощь может прийти *априорная* геологогеофизическая информация об изучаемом участке. Например, по данным бурения и сейсморазведки могут быть заданы мощности некоторых слоев, известная литология может помочь наложить ограничения на их сопротивления

и т. д. Важную роль при интерпретации данных играет геологическая концепция, которая определяет общую стратегию решения обратной задачи и, соответственно, построения геоэлектрического разреза.

Некорректная обратная задача может быть решена и в случае, когда геолого-геофизические данные о регионе недостаточны. При этом накладываются определенные ограничивающие условия на получаемый геоэлектрический разрез. Например, решение ищется в рамках моделей с минимальным числом слоев или из всех возможных решений выбирается геоэлектрический разрез, наиболее медленно меняющийся с глубиной. Таким образом, от задачи поиска любого возможного решения мы переходим к решению задачи в рамках некоторого более узкого класса моделей. Обеспечивает ли данный подход геологическую осмысленность получаемого результата, зависит от опыта и знаний интерпретатора.

1.4.3. Устойчиво определяемые параметры слоистого разреза

Кривые кажущегося сопротивления, полученные в результате ЭМЗ слоистых сред, позволяют надежно определить устойчивые параметры разреза.

Для поля постоянного тока, а также для гальванической составляющей переменного ЭМ-поля таким параметром является *продольная проводимость низкоомных слоев* $S = h/\rho$ и *поперечное сопротивление высокоомных слоев* $T = hp$. Физически такая ситуация обусловлена тем, что в низкоомных слоях ток стремится течь вдоль слоистости, а в высокоомных – поперек, чтобы быстрее пересечь препятствие (рис. 1.10, слева).

Для низкочастотных методов, использующих индукционную составляющую ЭМ-поля, устойчивыми (надежно определяемыми) параметрами являются суммарные продольные проводимости S низкоомных слоев и глубины H до их верхних кромок. Это связано с тем, что переменные токи индуцируются в проводниках и преодолевают высокоомные слои за счет явления электромагнитной индукции, а не протекают сквозь них (рис. 1.10, справа).

Таким образом, методы постоянного тока позволяют получить информацию о поперечном сопротивлении высокоомных слоев, но не надежны при

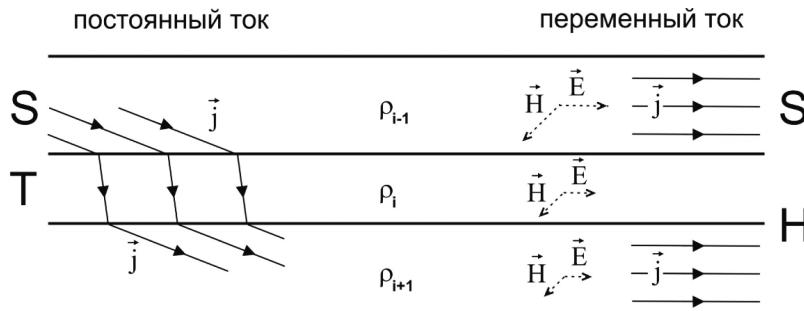


Рис. 1.10. Механизмы проникновения постоянного и переменного тока через высокоомный слой ($\rho_{i-1} \ll \rho_i \gg \rho_{i+1}$)

определении глубин. В то же время методы переменного тока позволяют устойчиво определить некоторые глубины, но не содержат информации о сопротивлении высокоомных слоев. Поэтому для более эффективного решения геологических задач следует применять комплексирование методов постоянного и переменного тока (например, ВЭЗ и ЗСБ или ЭТ и АМТЗ). При этом очень важно учитывать появление эффектов макроанизотропии при использовании упрощенных моделей среды (Приложение 6).

Определение сопротивления ρ тонкого проводящего слоя является простейшим примером некорректной задачи. Как уже отмечалось, для такого слоя можно устойчиво определить только $S = h/\rho$. Однако если мощность слоя h известна по данным бурения или сейсморазведки, то значение ρ определяется однозначно.

Рассмотренные закономерности для электроразведки на постоянном и переменном токе получили название *принципа эквивалентности*.

1.4.4. Метод подбора при решении обратных задач электроразведки

Основным методом решения обратных задач в электроразведке является *метод подбора*. Суть и стратегия этого метода заключаются в следующем. На основе априорных геолого-геофизических представлений создается некоторая начальная геоэлектрическая модель. Далее для нее рассчитывается модельная кривая кажущегося сопротивления. Модельная кривая сопоставляется с наблюденной. Анализируется расхождение кривых, на основе чего в рамках априорных представлений модель корректируется. Вновь решается прямая задача, и далее этот итерационный процесс продолжается до тех пор, пока расхождение модельной и наблюденной кривых не окажется в пределах точности наблюдений. Часто бывает, что в результате первого цикла интерпретации появляется информация, которая значительно расширяет представления о модели строения участка. Поэтому могут быть пройдены второй и третий циклы интерпретации с внесением последующих поправок в интерпретационную модель.

В техническом плане в методе подбора минимизируется функционал невязки, который в 1D-случае принимает вид [Хмелевской, 1984]:

$$I = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \left[\log \rho_K^H(m) - \log \rho_K^M(m) \right]^2}, \quad (1.42)$$

где m – номер разноса (или периода колебаний, или времени становления поля), M – их общее число, ρ_K^H и ρ_K^M – наблюденное и модельное значения кажущегося сопротивления.

Фактически обратная задача сводится к нахождению минимума невязки наблюденных и модельных данных, в зависимости от параметров модели (в 1D-случае – сопротивления и мощности слоев).

Подбор может вестись в ручном и автоматизированном режимах. В первом случае интерпретатор сам анализирует расхождения модельной и наблюденной кривых и корректирует модель. Во втором случае функционал невязки миними-

зируется автоматически, например, с помощью таких методов численной оптимизации, как методы спуска или Ньютона – Гаусса [Бахвалов и др., 2008].

При ручном подборе интерпретатор может сам контролировать согласие параметров с априорной информацией. Если же используется автоматизированный подбор, то полученная модель может дать решение, хотя и удовлетворяющее наблюденным данным, но не согласующееся с априорной информацией. Вследствие этого вместо обычного автоматизированного подбора лучше использовать *регуляризованный подбор* [Тихонов и др., 1983]. В этом случае близость решения к априорной информации достигается путем минимизации функционала M_α , содержащего функционал невязки I и *стабилизирующий функционал* Ω :

$$M_\alpha = I + \alpha\Omega. \quad (1.43)$$

Влияние стабилизатора контролируется *параметром регуляризации* α . Если α слишком мал, эффект стабилизатора недостаточен. Если α слишком велик, модель плохо соответствует измерениям. Поэтому обычно находят оптимальное значение α , такое, при котором невязка (расхождение модельной и наблюденной кривых) будет равна погрешности наблюдений. Удобная форма стабилизатора:

$$\Omega = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N k_n (p_n - p_n^0)^2 / \sum_{n=1}^N k_n}, \quad (1.44)$$

где p_n^0 – параметры опорной модели, которая строится с учетом всей известной информации о геоэлектрической структуре исследуемого участка, а p_n – подбираемые параметры (логарифмы сопротивлений или мощности). Коэффициенты k_n выражают степень доверия к отдельным элементам опорной модели. Основным недостатком метода регуляризованного подбора является сложность формализации априорной информации, поэтому часто регуляризация решения осуществляется через уменьшение числа параметров (отдельные параметры модели закрепляются оператором). Для сложных 2D- и 3D-задач регуляризация обычно осуществляется через условие гладкости искомой модели либо закреплением геометрии модели. Отметим, что любая регуляризация решения обратной задачи существенно сказывается на полученном решении.

1.4.5. Помехи в электроразведке

Электроразведочным методом называется технология, основанная на фундаментальном физическом явлении, законе или принципе, позволяющем производить с помощью ЭМ-полей дистанционное исследование геологических объектов. В основе этой технологии лежит рабочая, постоянно усложняющаяся геоэлектрическая модель геологической среды, которая взаимодействует с внешними ЭМ- полями. Для такой модели разрабатывается теория как основа полевой методики, обработки и интерпретации данных. С точки зрения структуры электроразведочного канала в рамках каждого метода постулиру-

ются основные передаточные функции, связывающие генераторную и измерительную части, а также отдельные элементы этих частей. Однако в процессе выполнения физического эксперимента, а затем последующей обработки и интерпретации полученных ЭМ-полей постоянно происходит выход за пределы идеализированных условий, для которых разработан данный метод.

1. В основе каждого метода лежит определенная модель электромагнитного поля. Как правило, границы между этими моделями являются приближенными и определяются частотой ЭМ-поля, усредненными электромагнитными и электрохимическими свойствами среды и расстояниями между областями излучения и приема сигнала. Поэтому во время измерений мы наблюдаем иногда слабое, иногда сильное влияние процессов, имеющих иную физическую природу. Например, достаточно сложно при определенных условиях разделить эффекты вызванной поляризации и становления поля. По этим причинам полезный сигнал в одном методе электроразведки может быть помехой в другом методе и наоборот. Таким образом, возникают так называемые методические помехи $\delta_{\text{мет}}$.

2. Кроме поля, создаваемого от рассматриваемого искусственного или естественного источника, наблюдаются поля других источников (например, промышленных), которые по мощности излучаемой энергии ЭМ-поля иногда во много раз превосходят мощность источника полезного сигнала. Влияние такого рода сторонних источников может распространяться на огромные территории. В результате на приемных датчиках поля возникают сторонние помехи $\delta_{\text{стор}}$. Как правило, мы не в силах уменьшить амплитуду самих сторонних источников, поэтому важнейшим способом борьбы с помехами такого рода являются частотная фильтрация, накопление сигнала и прочие статистические методы.

3. Аппаратура и оборудование, которые возбуждают, передают, принимают и обрабатывают информацию не обладают идеальными характеристиками. Вследствие этого токи и напряжения на выходе генератора имеют флюктуации, геометрия источников и приемников выдерживается лишь с ограниченной точностью, а измерители, являясь слабыми энергетическими устройствами, сами производят электромагнитный шум. Таким образом, в электроразведочном канале возникает аппаратурная помеха $\delta_{\text{апп}}$. Частным случаем аппаратурной помехи, связанной с неидеальностью источников поля, являются гальванические и емкостные утечки из питающих линий, которые могут создавать заметное электрическое поле вблизи приемных устройств. Такие утечки могут возникать за счет повреждения проводов и плохих заземлений линий АВ. В первом случае через микротрешины в изоляции провода небольшая часть тока может проникать в землю через влажную траву или мокрый грунт. Во втором случае при работе на переменном токе между питающим кабелем и землей возникает распределенная емкость (рис. 2.7). Так как распределенная емкость и гальванические переходные сопротивления в эквивалентной схеме соединены параллельно, то чем хуже заземление АВ, чем ближе кабель прижат к земле и чем выше частота, тем большая часть тока идет через эту распределенную емкость.

4. При интерпретации полевых данных возникает так называемая геологическая помеха $\delta_{\text{геол}}$. Эта помеха связана с отклонением реального геоэлектрического разреза от модели, в рамках которой ведется интерпретация. Существуют два основных типа геологических помех. Во-первых, помехи, связанные с влиянием небольших приповерхностных неоднородностей, которые не могут быть включены в интерпретационную модель в силу малости их размеров, и поэтому их параметры не могут быть получены с учетом шага между точками наблюдений и диапазонов разносов или частот. Второй тип геологической помехи связан с несоответствием размерности интерпретационной модели и реального геоэлектрического разреза. Например, мы используем одномерную модель горизонтально-слоистой среды, а реальный разрез меняется в горизонтальном направлении. Другой часто встречающийся случай, когда мы интерпретируем профильные данные в условиях влияния трехмерных неоднородностей реального разреза.

В самом общем случае помеха может иметь все четыре компоненты:

$$\delta = \delta_{\text{мет}} + \delta_{\text{стор}} + \delta_{\text{пп}} + \delta_{\text{геол}}.$$

История развития электроразведки показывает, что именно борьба с разнообразными по своей природе помехами привела к прогрессу в теории, появлению новых методов и аппаратуры. Именно здесь расположен стык множества проблем и возможность дальнейшего научного развития электроразведки (впрочем, как и любого другого геофизического метода). Кроме этого можно однозначно констатировать, что для успешного решения поставленных геологических задач электроразведчик должен отлично знать не только свой метод, с которым он работает, но и хорошо ориентироваться в смежных областях электроразведки и геофизики в целом. Специалист, не разбирающийся в тонкостях влияния разнообразных факторов при измерениях сигналов, их последующей обработке и интерпретации, не может критически строить свои выводы относительно качества данных, возможностей метода и результатов интерпретации, полученных на основе этих материалов.

Литература

1. Альпин Л.М. Теория поля. М.: Недра, 1966. 384 с.
2. Бурсиан В.Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Изд. 2-е. Л.: Недра, 1972. 368 с.
3. Бахвалов Н.С., Жидков Н.П., Кобельков Г.М. Численные методы. М.: Бином. Лаборатория знаний, 2008. 636 с.
4. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир, 1997. 219 с.
5. Жданов М.С. Электроразведка. М.: Недра, 1986. 316 с.
6. Тихонов А.Н., Гласко В.Б., Дмитриев В.И. Математические методы в разведке полезных ископаемых. М.: Знание, 1983. 64 с.
7. Хмелевской В.К. Электроразведка. М.: МГУ, 1984. 422 с.

Глава 2. Электроразведочный канал и принципы устройства электроразведочной аппаратуры

2.1. Свойства линейных физических систем

Рассмотрим произвольную физическую систему («*черный ящик*»), испытывающую некоторое зависящее от времени входное воздействие $x(t)$, которому на выходе соответствует реакция системы $y(t)$. В общем виде связь между этими функциями может иметь произвольную форму, однако во многих прикладных задачах изучаемые системы демонстрируют некоторые общие свойства и закономерности, значительно упрощающие работу с ними. Так, в большинстве физических опытов наблюдается выполнение *принципа суперпозиции*: если на вход подать сумму нескольких сигналов, то результирующий отклик будет являться суммой откликов от каждого из сигналов по отдельности. В частном случае если система возбуждается одним сигналом, то его увеличение в N раз приводит к точно такому же увеличению сигнала на выходе, что отражено, например, в эмпирических законах Дарси, Фурье, Гука, Ома и в ряде других уравнений связи (раздел 1.1). Системы, в которых выполняется принцип суперпозиции, называются *линейными* (ЛС).

Сигнал $y(t)$ на выходе ЛС всегда можно представить в виде скалярного произведения входного сигнала $x(t)$ на некоторую *характеристическую функцию* $k(t,t')$:

$$y(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} k(t, t')x(t')dt'. \quad (2.1)$$

Если изучаемая система *стационарна*, то есть ее свойства постоянны во времени, то значение k будет определяться лишь тем, сколько времени прошло с момента соответствующего возбуждения, то есть разностью t и t' :

$$y(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} k(t - t')x(t')dt' = k(t) * x(t), \quad (2.2)$$

где знаком « $*$ » обозначен *оператор свертки*. Из формулы (2.2) следует, что любая линейная стационарная система полностью описывается своей характеристической функцией $k(t)$, для определения которой необходимо ввести понятия дельта- и сигма-функций.

2.1.1. Импульсная и переходная характеристики

Функция $\delta(t)$, обладающая единичной площадью и равная нулю всюду, кроме точки $t = 0$, в которой она обращается в бесконечность, называется *дельта-функцией* (*δ-функцией*) Дирака, или *дельта-импульсом* (рис. 2.1, сверху). Функция $\sigma(t)$, равная нулю при $t < 0$ и единице при $t > 0$, называется *сигма-функцией* (*σ-функцией*) Хэвисайда, или *функцией включения* (рис. 2.1, снизу). Обобщенные функции $\sigma(t)$ и $\delta(t)$ связаны между собой соотношениями:

$$\delta(t) = \frac{d}{dt} \sigma(t), \quad (2.3, a)$$

$$\sigma(t) = \int_{-\infty}^t \delta(\tau) d\tau. \quad (2.3, b)$$

Можно показать, что любой сигнал, свернутый с δ -функцией, остается неизменным [Басаков, 2000], поэтому если подать на вход линейной системы $\delta(t)$, то в соответствии с формулой (2.2) на выходе получим:

$$y(t) = k(t) * \delta(t) = k(t).$$

Таким образом, $k(t)$ представляет собой не что иное, как отклик ЛС на δ -импульс и вследствие этого называется *импульсной характеристикой* (ИХ) системы.

На практике непосредственное измерение $k(t)$ проводится редко, поскольку формирование «бесконечно узкого импульса бесконечно большой амплитуды» связано с очевидными аппаратурными трудностями. Поэтому помимо ИХ широкое распространение получила также *переходная характеристика* (ПХ) $k_\sigma(t)$, являющаяся откликом изучаемой системы на функцию Хэвисайда $\sigma(t)$. В соответствии с формулами (2.2, 2.3) связь между импульсной и переходной характеристиками в линейных физических системах задается следующими соотношениями:

$$k(t) = \frac{d}{dt} k_\sigma(t), \quad (2.4, a)$$

$$k_\sigma(t) = \int_{-\infty}^t k(\tau) d\tau. \quad (2.4, b)$$

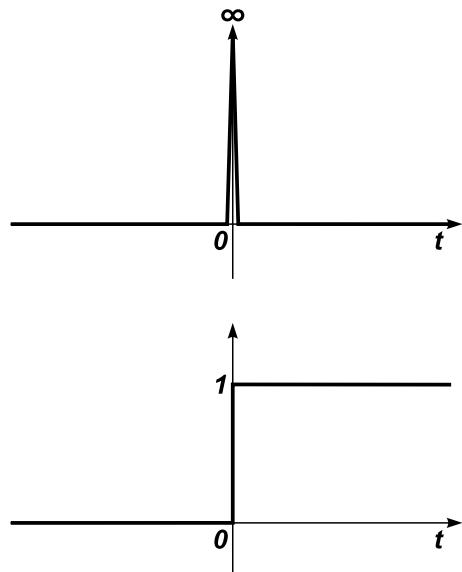


Рис. 2.1. Схематическое изображение функции Дирака (сверху) и функции Хэвисайда (снизу)

2.1.2. Частотная характеристика

Определим преобразование Фурье следующим образом:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)e^{i\omega t} dt, \quad (2.5, a)$$

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega)e^{-i\omega t} d\omega, \quad (2.5, b)$$

где $f(t)$ – абсолютно интегрируемая функция, $F(\omega)$ – ее частотный спектр, а i – мнимая единица. Тогда основные свойства преобразований Фурье примут вид [Макс, 1983; Харкевич, 2009]:

№	Временная область	Частотная область
1	$f(t) = \frac{df_1(t)}{dt}$	$F(\omega) = -i\omega F_1(\omega)$
2	$f(t) = f_1(t) * f_2(t)$	$F(\omega) = F_1(\omega)F_2(\omega)$
3	$f(t) = f_1(t)f_2(t)$	$F(\omega) = \frac{1}{2\pi} F_1(\omega) * F_2(\omega)$
4	$f(t) = f_1(t - \tau)$	$F(\omega) = e^{i\omega\tau} F_1(\omega)$
5	$f(t)$ – четная функция	$F(\omega)$ – вещественная функция
6	$f(t)$ – нечетная функция	$F(\omega)$ – мнимая функция
7	$f(t)$ – вещественная функция	$Re[F(\omega)]$ – четная функция $Im[F(\omega)]$ – нечетная функция

Обратим внимание на выбор знака при показателе комплексной экспоненты в формуле (2.5). В зависимости от традиций, принятых в конкретном методе или в научной школе, его могут выбирать и противоположным образом: $e^{-i\omega t}$ для прямого преобразования и $e^{i\omega t}$ для обратного. В этом случае амплитуда и действительная часть полученного спектра останутся теми же, но его фаза и мнимая часть поменяют знак на противоположный. Так, в отечественной электроразведке методами ЧЗ и МТЗ традиционно используют приведенную выше формулу прямого преобразования с $e^{i\omega t}$ (вследствие чего, например, фаза тензора импеданса лежит в окрестности -45° , а не $+45^\circ$, как принято в западной школе МТЗ), а в методе ВП, наоборот, – формулу с $e^{-i\omega t}$ (в результате чего фаза ВП в отечественной электроразведке оказывается отрицательной). Кроме того, иногда в определении преобразований Фурье используют обратное положение коэффициента $1/2\pi$, записывая его в формуле (2.5, а) или же вообще разделяя его на два введением множителя $1/\sqrt{2\pi}$ в обеих формулах [Харкевич, 2009].

Для существования спектра Фурье в классическом смысле необходимо, чтобы исследуемая функция была абсолютно интегрируемой. В *неустойчи-*

вых физических системах импульсные характеристики неограниченно возрастают со временем и, следовательно, не могут быть интегрируемыми (для изучения таких систем вместо преобразования Фурье используется преобразование Лапласа), поэтому далее, помимо линейности и стационарности, будем также полагать, что рассматриваемая система *устойчива*. Такими, например, являются все *пассивные*, то есть не содержащие в себе сторонних источников энергии, физические системы, какие в большинстве случаев и встречаются в геофизике.

Применение формулы (2.5) к уравнению (2.2) с учетом 2-го свойства преобразования Фурье дает:

$$Y(\omega) = K(\omega)X(\omega), \quad (2.6)$$

где $X(\omega)$ – спектр входного сигнала, $Y(\omega)$ – спектр выходного сигнала, а $K(\omega)$ – частотная характеристика (ЧХ) изучаемой системы. Таким образом, ЧХ, ИХ и ПХ представляют собой три эквивалентные характеристики, связанные соотношениями:

$$K(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} k(t)e^{i\omega t} dt = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dk_\sigma(t)}{dt} e^{i\omega t} dt. \quad (2.7)$$

Из формулы (2.6) также следует основное свойство линейных систем в частотной области, заключающееся в том, что любой возбуждаемый гармонический (синусоида или косинусоида) сигнал на выходе ЛС всегда превращается в гармонический же сигнал, причем обладающий той же частотой ω (измениться могут лишь его амплитуда и фаза).

Заметим, что формально спектр $K(\omega)$ определен на всей оси частот ω . Однако поскольку любая ИХ $k(t)$ представляет собой вещественную функцию, то в соответствии с 7-м свойством преобразования Фурье, физический смысл имеют только измерения ЧХ на положительных частотах, тогда как значения $K(\omega)$ при $\omega < 0$ могут быть легко получены из соответствующих значений $K(\omega)$ при $\omega > 0$.

2.1.3. Земля как линейная система

В электроразведке земля обычно рассматривается как линейная пассивная система, входящая в состав информационного электроразведочного канала, которая передает и преобразует сигнал от источника к приемнику [Fuller, Ward, 1970]. Так, при искусственном возбуждении поля электрические и магнитные сигналы пропорциональны электрическому току, передаваемому от генератора. Принимаемые датчиками электромагнитные поля возбуждают в этих датчиках ЭДС, пропорциональные величине принимаемого поля. Усилители и фильтры, применяемые в приемной аппаратуре, также являются линейными (для них в первую очередь и была изначально разработана теория ЛС). Наконец, то, что земля представляет собой линейную систему, следует из линейности уравнений Максвелла (раздел 1.1), однако при этом важно помнить, что входящие в

них эмпирические уравнения связи (1.2) справедливы не для всех материалов и лишь при относительно слабых электрических или магнитных полях (см., например, принцип действия феррозонда, описанный в разделе 2.6). Нелинейные явления также наблюдаются при протекании некоторых электрохимических процессов и изучаются в соответствующих методах геоэлектрохимии.

2.2. Структура электроразведочного канала

В состав электроразведочного канала (рис. 2.2) входят следующие элементы:

- *генератор*, который вырабатывает электрические импульсы необходимой амплитуды, формы и последовательности;
- *источник*, который превращает сигнал, идущий от генератора, в ЭМ-поле. Помимо искусственных существуют также естественные источники поля, расположенные как внутри земли (например, электрические поля окислительно-восстановительных или фильтрационных процессов), так и вне ее (например, магнитотеллурическое поле);
- *Земля*, представляющая собой линейную систему, которая преобразует сигналы, поступающие от источника поля к датчикам;
- *датчики поля* – устройства, которые преобразуют измеряемые компоненты ЭМ-поля в электрический сигнал (разность потенциалов), поступающий на вход измерителя;
- *измеритель* – устройство, которое обрабатывает сигнал в аналоговом и цифровом видах (усиливает полезный сигнал, подавляет помехи и т.д.), производит индикацию величины принятого сигнала и, наконец, обеспечивает хранение поступающей информации.

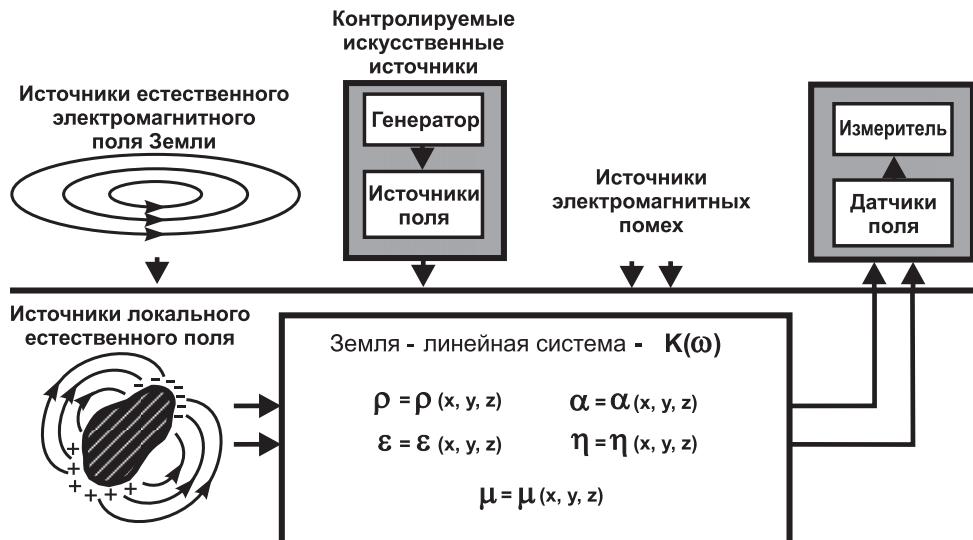


Рис. 2.2. Структура электроразведочного канала

При искусственном возбуждении поля имеются полные сведения о генерируемых сигналах: амплитуде и частоте тока, геометрии и характере источника. Знание формы входного сигнала позволяет применять теорию ЛС для выделения из полученных данных только той составляющей, которая зависит от геоэлектрических свойств разреза, а известная геометрия источников учитывается с помощью введения специальных нормировочных коэффициентов (методы ВЭЗ, ЭП, ЭТ, ЗС, ВП и др.).

При работе с внешними естественными полями Земли, как правило, неизвестно, какой формы импульс возбуждается в источнике. Поскольку входной сигнал недоступен для измерения, то приходится работать с так называемыми *взаимными передаточными функциями*, связывающими два разных выходных сигнала между собой и не зависящими от геометрии и интенсивности естественного электромагнитного поля (магнитотеллурические методы). Так, в методе МТЗ такой передаточной функцией является *тензор импеданса* Z , связывающий электрическое поле \vec{E} с горизонтальным магнитным полем \vec{H} на дневной поверхности линейными соотношениями (параграф 5.1.3):

$$\begin{aligned} E_x(\omega) &= Z_{xx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega), \\ E_y(\omega) &= Z_{yx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega). \end{aligned}$$

Другой пример функции, использующейся при отсутствии информации об амплитуде входного сигнала, – нормированная производная электрического поля $D = \frac{1}{E_x} \frac{\partial E_x}{\partial x} = \frac{\partial \ln E_x}{\partial x}$.

При работе с локальными естественными полями (метод ЕП) в качестве объекта изучения выступают сами расположенные в земле источники электрического поля – рудные тела, зоны разгрузки подземных вод и др. (раздел 3.4).

2.3. Источники электромагнитного поля

В общем случае в однородной среде может существовать два вида токов: токи проводимости и токи смещения (параграф 1.1.1). Токи смещения возбуждаются в высокоомных породах и на относительно высоких частотах (обычно не ниже 10^3 – 10^5 Гц). На низких частотах в земле преобладают токи проводимости, которые, однако, могут быть возбуждены тремя разными способами – гальваническим, емкостным и индукционным (рис. 2.3).

2.3.1. Методы возбуждения поля

При *гальваническом возбуждении* ток в землю стекает через заземленные электроды, а при *индукционном возбуждении* ток образуется за счет явления электромагнитной индукции, то есть под действием переменного магнитного поля от источника, не имеющего непосредственного контакта с землей. *Емкостное стекание* тока в землю можно реализовать с помощью протяженной незаземленной линии или с помощью специальных емкостных электродов. Отличие между гальваническим и емкостным возбуждением

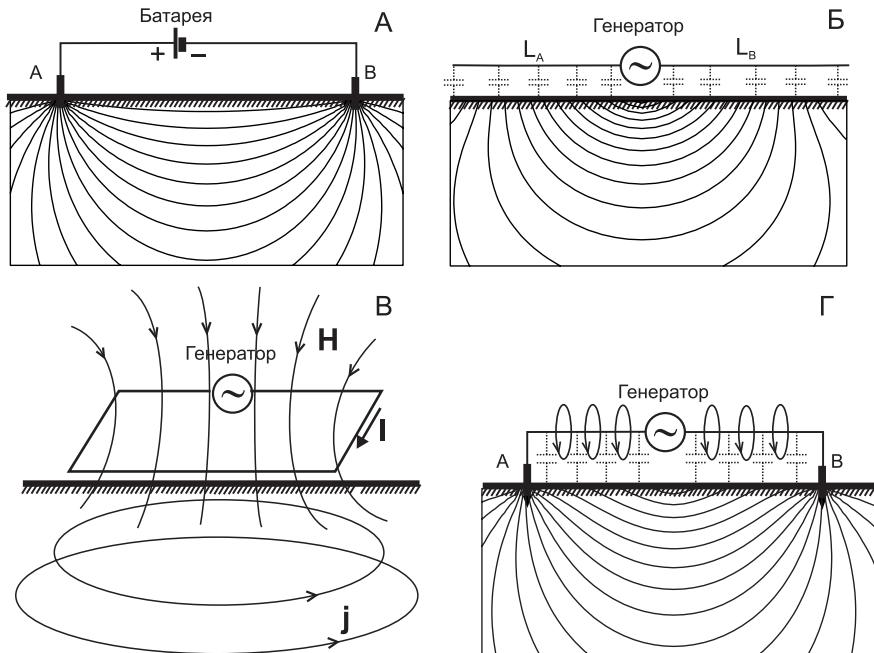


Рис. 2.3. Способы возбуждения электромагнитных полей в земле:
А – гальванический, Б – емкостной, В – индукционный, Г – смешанный

ем состоит в том, что первое можно осуществить как на постоянном, так и на переменном токе, а второе только на переменном.

В случае двухточечного гальванического возбуждения схема выходной цепи генератора эквивалентна схеме на рис. 2.4. Сопротивление нагрузки R является чисто активным и не зависит от частоты:

$$R = \sum R_i,$$

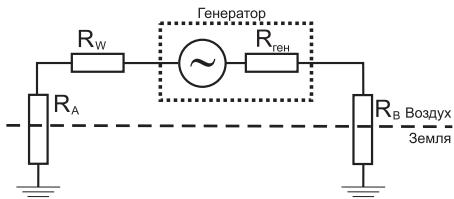


Рис. 2.4. Эквивалентная схема источника гальванического типа

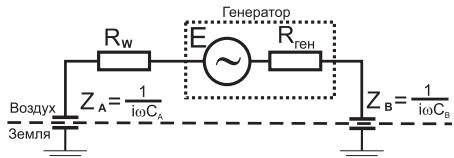


Рис. 2.5. Эквивалентная схема источника емкостного типа

где в приведенную сумму входят: внутреннее сопротивление генератора $R_{\text{ген}}$, сопротивление провода R_W , а также переходные сопротивления заземлений электродов R_A и R_B (Приложение 3).

В случае двухточечного емкостного возбуждения электромагнитного поля (рис. 2.5) нагрузка генератора становится комплексной величиной

$$Z = \frac{1}{i\omega C_A} + \frac{1}{i\omega C_B} + \sum R_i$$

и постепенно уменьшается при увеличении частоты. При индукционном возбуждении поля нагрузка также является

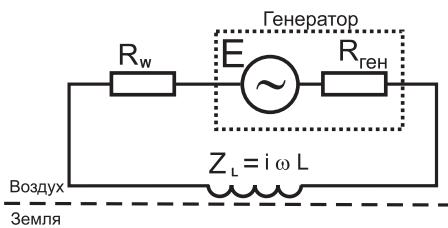


Рис. 2.6. Эквивалентная схема источника индукционного типа

бами [Вешев, 1980]:

- за счет гальванического стекания тока с электродов,
- за счет емкостного стекания с изолированного провода,
- за счет ЭМ-индукции, порождаемой переменным магнитным полем тока, текущего по проводу.

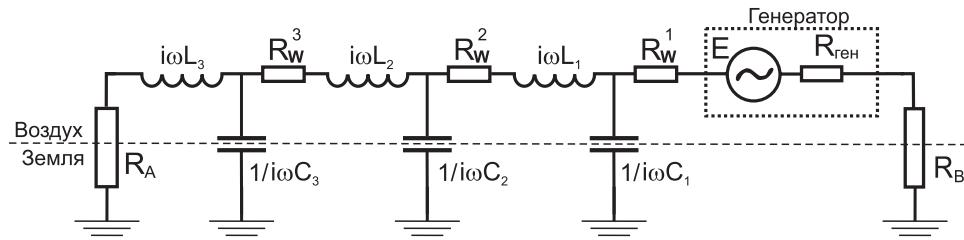


Рис. 2.7. Эквивалентная схема источника смешанного типа

2.3.2. Основные модели источников

Для гальванического возбуждения основной моделью является заземленная линия АВ, при рассмотрении которой можно выделить три частных случая (рис. 2.8).

1. При приближении к одному из питающих электродов полем второго электрода можно пренебречь, при этом для расчетов можно использовать модель *точечного источника тока*.

2. Расстояние до обоих источников сопоставимы и существенно не превышают расстояние между питающими электродами. Поле такого источника следует рассматривать как суперпозицию полей двух источников разного знака, расположенных, соответственно, в точках А и В.

3. Расстояния до обоих источников сопоставимы и существенно превышают расстояния между питающими электродами А и В. Такой источник называется *горизонтальным электрическим диполем* (ГЭД). Момент электрического диполя рассчитывается по формуле:

$$P_d = I \cdot AB,$$

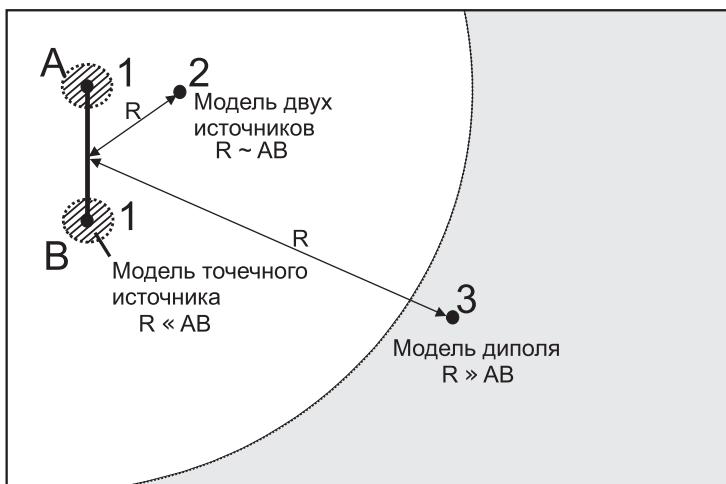
где I – ток в питающей линии, AB – длина линии. Выражения для потенциала и электрического поля рассмотренных выше моделей приведены в разделе 1.2.

комплексной величиной (рис. 2.6), но уже возрастающей с частотой:

$$Z = i\omega L + \sum R_i.$$

В самом общем случае заземленная электрическая линия АВ представляет собой источник смешанного типа (рис. 2.7), при котором электрические токи в земле образуются несколькими способами [Вешев, 1980]:

- за счет гальванического стекания тока с электродов,
- за счет емкостного стекания с изолированного провода,
- за счет ЭМ-индукции, порождаемой переменным магнитным полем тока, текущего по проводу.



1 - точечный источник
2 - два источника
3 - диполь

Рис. 2.8. Области применимости различных моделей гальванических источников

Для емкостного возбуждения существуют две модели источников – *емкостного электрода* и *незаземленного провода*, лежащего на земле. Поле емкостного электрода совпадает с полем точечного источника при гальваническом возбуждении, если точка измерения находится на расстоянии, существенно большем размеров емкостного электрода. Для провода, лежащего на земле, при равномерном стекании тока на расстояниях, существенно меньших длины провода, можно использовать модель *линейного электрода*, для которого потенциал и электрическое поле рассчитываются по формулам:

$$U = -\frac{j_L \rho}{\pi} \ln \frac{1}{r}, \quad E = \frac{j_L \rho}{\pi r},$$

где j_L – величина тока, стекающего с единицы длины провода, r – расстояние от оси провода до точки измерения. На расстояниях, сопоставимых с длиной линии, емкостное стекание тока рассматривается как совокупность точечных источников.

Для индукционного возбуждения используется незаземленный контур, по которому течет переменный ток. Если точка наблюдения находится вблизи прямолинейного участка контура, то применяется модель *длинного кабеля* (ДК), в котором возбудителем первичного переменного магнитного поля является линейный ток, текущий в верхнем полупространстве вдоль поверхности земли. Если измерения проводятся внутри или вне контура на расстояниях, сопоставимых с размером контура, то используют модель *незаземленной петли* конечных размеров (как правило, прямоугольной формы). Наконец, на больших расстояниях от незаземленного контура этот кон-

тур эквивалентен магнитному диполю, расположенному в центре контура и ориентированному перпендикулярно его плоскости. Дипольный момент незаземленного контура равен

$$P_m = I \cdot nS,$$

где I – ток в контуре, n – число витков, S – площадь контура.

Если контур лежит на земле, то он называется *вертикальным магнитным диполем* (ВМД), а если плоскость контура ориентирована перпендикулярно поверхности земли, то – *горизонтальным магнитным диполем* (ГМД).

При смешанном возбуждении основной моделью являются длинная линия АВ, питаемая переменным током, и горизонтальный электрический диполь. Длинную линию можно разбить на некоторую совокупность электрических диполей.

Рассмотренные выше механизмы возбуждения поля и механизмы источников относились к возбуждению в земле токов проводимости на низких частотах и постоянном токе. В ЭМ-поле на высокой частоте преобладают токи смещения. Это поле возбуждается, как правило, *электрической антенной*. В зависимости от излучаемой центральной частоты электромагнитного импульса конструкция антенн бывает разной. Однако наиболее распространенный тип – две короткие проводящие линии общей длиной, соответствующей длине ЭМ-волны в воздухе. Например, для возбуждения импульса с центральной частотой 150 МГц используются две линии общей длиной 2 м. В момент излучения эти линии являются электрическими полюсами разного знака. При этом излучение ЭМ-поля производится со всей длины линий, но нужно учитывать, что в отличие от низкочастотного излучения все точки высокочастотной антенны в определенный момент времени находятся под разным потенциалом. Момент электрического диполя такой антенны оценивается как

$$P_g = I \cdot L/2,$$

где L – общая длина антенны.

2.4. Генераторные устройства

Принципиальная схема электроразведочного генератора показана на рис. 2.9. Источником энергии для генераторных устройств являются либо аккумуляторы и батареи постоянного напряжения, имеющие, как правило, относительно небольшую мощность, либо бензоэлектрические и дизель-электрические источники одно- или трехфазного переменного тока с частотой 50 Гц и напряжением 220 В или 380 В соответственно.

Таким образом, первым элементом схемы является преобразователь, который создает необходимое для питания цепи напряжение с регулируемой амплитудой. Из этого напряжения затем формируются импульсы требуемой частоты и формы с помощью коммутатора, который, в свою очередь, управляет задающим генератором. В большинстве генераторов существует си-

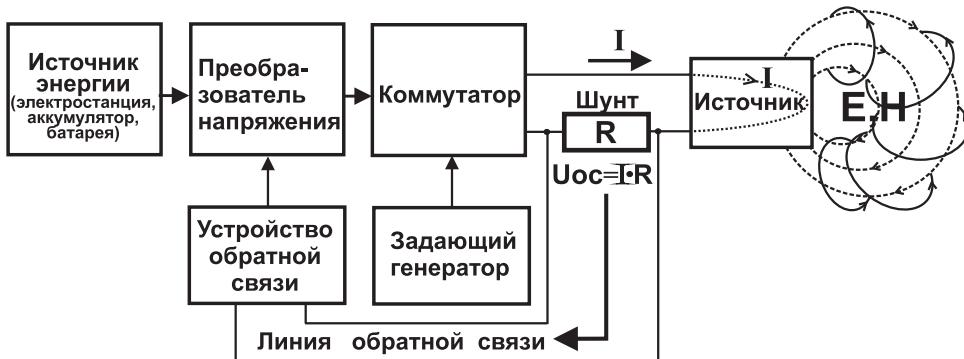


Рис. 2.9. Принципиальная схема электроразведочного генератора

стема, которая контролирует величину тока, поступающего в источник. Эта величина пропорциональна напряжению на известном сопротивлении – *шунте*. Величина напряжения на шунте управляет с помощью устройства обратной связи преобразователем напряжения, повышая или понижая напряжение в зависимости от соотношения реального тока на выходе и его требуемого значения.

Основные параметры генератора можно условно разделить на три типа характеристик:

- 1) *энергетические*
 - сила тока – от 1 мА до первых сотен А,
 - мощность – от 1 Вт до сотен кВт,
 - напряжение – от 1 мВ до тысяч В;
- 2) *информационные*
 - тип источника, с которым может работать данный генератор,
 - частотный диапазон – от постоянного тока до нескольких ГГц,
 - форма импульса тока – гармонический сигнал, меандр, меандр с паузой, одиночный прямоугольный импульс и др. формы,
 - наличие системы стабилизации выходного тока или его регистрации;
- 3) *габаритные*.

По этому параметру все генераторы делятся на переносимые вручную *портативные генераторы* (с собственной массой до 15–20 кг) и стационарные *генераторные группы* (ГГ), перевозимые с точки на точку с помощью спецтехники или же полностью смонтированные на автомашине, вертолете или корабле.

В большинстве случаев для обеспечения высокого качества регистрируемых данных в питающую линию стараются пустить как можно больший ток. При этом важно понимать, что указанное в техпаспорте генератора максимальное значение выходного тока является реальным ограничителем этой величины на практике только при очень хороших заземлениях питающей линии (не более 50–100 Ом). При средних значениях сопротивления заземления (100–1000 Ом) основным фактором, ограничивающим силу тока в линии АВ, оказывается мак-

симальная мощность генератора, а при больших значениях (свыше 1–2 кОм) – максимальное напряжение (рис. 2.10).

2.5. Измерительные устройства

Главными функциями измерительных устройств являются прием, усиление и фильтрация полезного сигнала, поступающего с датчика электромагнитного поля, и его последующая регистрация. Современная измерительная аппаратура состоит, как правило, из аналоговой и цифровой частей (рис. 2.11). Электроразведочные измерители позволяют регистрировать один или несколько сигналов одновременно (одноканальные или многоканальные измерительные системы). Совокупность каналов может обеспечивать измерение разных компонент ЭМ-поля в одной точке или одной компоненты в разных точках.

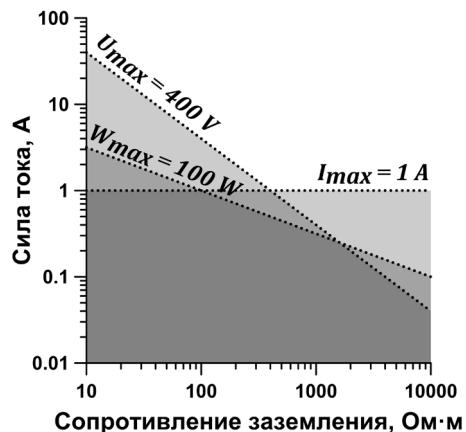
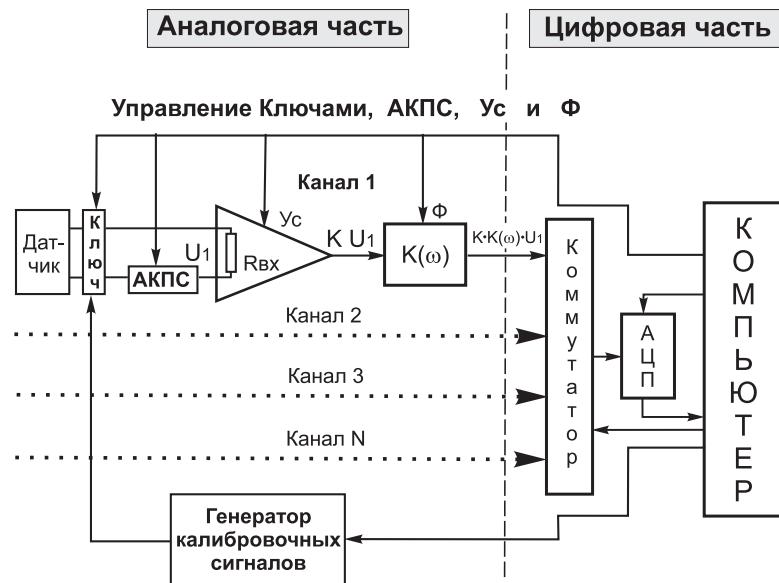


Рис. 2.10. Параметры, ограничивающие максимальное значение выходного тока для генератора «Астра-100»



Условные обозначения:

- АКПС - автоматический компенсатор постоянной составляющей
- Ус - усилитель
- Ф - фильтр
- АЦП - аналого-цифровой преобразователь

Рис. 2.11. Принципиальная схема электроразведочного измерителя

2.5.1. Многоканальные измерительные системы

Одновременное измерение во многих точках является приемом, который позволяет существенно повысить производительность труда, что обусловлено тремя обстоятельствами.

1. Появляется возможность уменьшить общее время работ за счет наблюдений в разных точках. Этот момент играет существенную роль при длительности одного измерения в несколько минут и более, что обычно связано либо с измерением слабых полей, которые требуют накопления, либо с медленно протекающими процессами.
2. Сокращается общее время работы мощных генераторов.
3. Используется конвейерный способ измерений (одна часть персонала готовит новую установку к работе, а другая проводит измерения на ранее подготовленных установках).

Технология синхронных измерений на площади или на профиле зависит от шага между точками наблюдений. Если шаг между точками наблюдения составляет 250–500 м и более, то следует использовать несколько измерителей одновременно. Если шаг между точками сравнительно небольшой, то удобнее использовать один многоканальный измеритель.

При существенном удалении датчиков поля от измерительных устройств и невысоком уровне полезного сигнала необходимо предварительное усиление. Для этого используются выносные усилители, которые устанавливаются непосредственно рядом с датчиками поля. Передача сигналов от разнесенных по профилю датчиков к измерителю идет по системе проводов, объединенных в *измерительную косу* (жгут проводов, имеющих выводы к датчикам).

В последние десятилетия развиваются так называемые *телеометрические системы*, в которых сигнал не только усиливается, но и оцифровывается с помощью вынесенных модулей аппаратуры, расположенных вблизи датчиков. В последнем случае центральный блок измерительной системы обеспечивает только регистрацию и хранение информации. Передача сигналов от датчиков поля в цифровом виде обеспечивает, во-первых, высокую помехоустойчивость линии передачи данных, а во-вторых, резко уменьшает количество проводов в измерительной косе, так как по одной линии проводов можно передавать сигналы от множества датчиков. Возможна также передача цифрового сигнала вообще без проводов (по радиоканалу).

2.5.2. Аналоговая часть измерительных устройств

С выхода датчика сигнал поступает на вход измерителя. Важнейшим параметром измерителей является его *входное сопротивление*. Входное сопротивление усилителя должно на несколько порядков превышать внутреннее сопротивление датчиков. Особенность эта проблема актуальна при использовании каналов, регистрирующих электрическое поле. Переходное сопротивление измерительных линий R_M и R_N (внутреннее сопротивление датчиков поля) меняется от де-

сятков Ом в хорошей влажной почве до сотен кОм в наиболее неблагоприятных условиях заземления (Приложение 3). В связи с этим усилители обычно делают с входным сопротивлением от нескольких МОм до первых ГОм. В этом случае сигнал, регистрируемый усилителем, будет равен:

$$\Delta U = \frac{\Delta U_{MN}}{R_{bx} + R_M + R_N} R_{bx} \approx \Delta U_{MN},$$

где ΔU_{MN} – разница потенциалов (полезный сигнал) на приемных электродах,

R_{bx} – входное сопротивление усилителя, R_M и R_N – переходные сопротивления заземления, соответственно, на электродах М и Н. Упрощенная эквивалентная схема входной цепи измерителя представлена на рис. 2.12.

Аналоговая часть измерителя чаще всего включает еще два элемента: *компенсатор постоянной составляющей* (КПС) и переключатель, который позволяет подсоединять вместо датчика поля внутренний генератор калибровочных сигналов. Присутствие КПС необходимо во всех схемах, где усилитель работает в широком диапазоне частот, включающем (квази-) постоянную составляющую. Фактически КПС генерирует стабилизированный сигнал, равный постоянной составляющей входного сигнала, но противоположный по знаку. Подключение КПС многократно расширяет динамический диапазон принимаемых сигналов и может работать в ручном и автоматическом режимах.

Под влиянием внешних физических факторов характеристики элементов аналоговой части могут меняться. Основным таким фактором являются температурные изменения. Температура может меняться как из-за погодных условий, так и вследствие выделения тепла из элементов схемы. Для точных определений характеристик необходимо проводить периодическое тестирование аппаратуры. Для этого используется внутренний *генератор калибровочных сигналов*, который подключается на входе измерительного тракта вместо датчика. При этом должно выполняться требование высокой стабильности калибровочных сигналов. Для перекоммутации входа электроразведочного измерителя с датчика поля на генератор калибровочных сигналов служит специальный ключ, который программно управляет компьютером (рис. 2.11).

Важнейшим элементом измерительного устройства является *усилитель входного сигнала*. Усилитель должен обладать двумя функциями: функцией согласования и усиления. *Функция согласования* заключается в обеспечении высокого входного сопротивления R_{bx} и низкого выходного для эффективной передачи сигнала по дальнейшей цепи измерителя. *Функция усиления* необходима для увеличения уровня входного сигнала, что дает возможность оптимальной работы регистрирующей части и ослабляет вклад шумов при дальней-

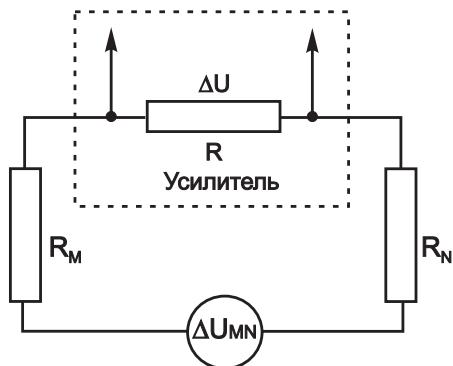


Рис. 2.12. Эквивалентная схема входной цепи измерителя

шем прохождении сигнала через измерительный тракт. При этом очень важно обеспечить высокую стабильность коэффициента усиления во времени и независимость от внешних условий, прежде всего от температуры. Необходимые требования к усилителю реализуются при использовании операционных усилителей с глубокой отрицательной обратной связью [Хромоин, 2008].

Операционные усилители – современные многофункциональные радиотехнические одномодульные устройства, обладающие высоким коэффициентом усиления (вплоть до 10^6), низким уровнем собственных шумов в широком диапазоне частот, схемами температурной стабилизации и низким температурным дрейфом (зависимостью постоянной составляющей выходного сигнала от изменений температуры при закороченном входе). Кроме этого операционные усилители имеют очень высокое входное сопротивление (вплоть до 1 ГОм и более) и низкое выходное сопротивление, а также широкий спектр частот, усиливаемых без искажения сигналов. Подавляющее большинство операционных усилителей имеют дифференциальный вход, то есть способны анализировать одновременно два входных сигнала, которые подаются относительно одной общей точки – земли усилителя. При этом на выходе появляется усиленный разностный сигнал. Отрицательная обратная связь обеспечивается подачей выходного сигнала в отрицательной полярности на вход усилителя. Такая схема приводит к понижению коэффициента усиления в P раз, но при этом в P раз улучшаются остальные параметры усилителя:

- возрастает входное сопротивление;
- понижается выходное сопротивление;
- уменьшается температурный дрейф.

Следующим элементом аналоговой части электроразведочного измерителя является фильтр или система фильтров. Совокупность усилителя и аналогового фильтра образует один каскад усилителя, обладающий своим коэффициентом усиления и своей ЧХ. Аналоговая часть может иметь несколько каскадов усиления. Все фильтры характеризуются своей частотной $K(\omega)$, переходной $k_o(t)$ и импульсной $k(t)$ характеристиками (раздел 2.1). На практике вместо циклической частоты ω используется обычная $f = \omega/2\pi$. ЧХ фильтров $K(f)$ по абсолютной величине не превышает 1. Диапазон частот Δf , для которых $|K(f)| \approx 1$ и сигнал пропускается с наименьшими изменениями, называется *полосой пропускания*. Границей полосы пропускания данного фильтра обычно принимается частота f_{rp} , для которой мощность сигнала (пропорциональная квадрату его амплитуды) падает в два раза, т.е. $|K(f_{rp})| = 1/\sqrt{2} \approx 0.7$. Другой важнейшей характеристикой фильтра является его *крутизна*, то есть характеристика скорости убывания $|K(f)|$ с частотой. Крутизна фильтра измеряется в децибелах на октаву (дБ/окт.) и рассчитывается по формуле $20\lg [K(f_1)/K(f_2)]$; октавой называют удвоение частоты $f_2 = 2f_1$. Таким образом, крутизна в 20 дБ/окт. означает, что при удвоении частоты сигнал уменьшается или увеличивается в 10 раз, 40 дБ/окт. – в 100 раз и т.д.

С функциональной точки зрения все фильтры можно разделить на следующие типы (рис. 2.13):

- *фильтр нижних частот* (ФНЧ) пропускает только низкие частоты;
- *фильтр верхних частот* (ФВЧ) пропускает только высокие частоты;
- *полосовой фильтр* получается путем последовательного соединения ФНЧ и ФВЧ и пропускает сигналы только в частотном диапазоне от f_{rp}^1 до f_{rp}^2 ;
- *режекторный фильтр* получается путем последовательного соединения ФНЧ и ФВЧ и пропускает сигналы только вне частотного диапазона от f_{rp}^1 до f_{rp}^2 .

Важной особенностью полосового фильтра является то, что внутри полосы пропускания есть участок, в котором модуль ЧХ близок к 1, то есть сигналы пропускаются без искажений. Отношение $f_y / \Delta f$ для полосового фильтра называется *добротностью*. Так, добротность 50 означает, что если фильтр настроен на частоту 10 Гц, то ширина полосы пропускания будет 0.2 Гц. Полосовые фильтры с очень большой добротностью называются *узкополосными* и играют важную роль при подавлении помех, в случае когда полезный сигнал имеет частоту, близкую к f_y . Узкополосные режекторные фильтры настраиваются на подавление сигнала определенной (как правило, промышленной) частоты или кратной ей. В России и в других странах Европы стандартной промышленной частотой является 50 Гц. В США, Канаде и в ряде других стран промышленной частотой является 60 Гц, а в Японии часть электрических сетей работает на частоте 50 Гц, а часть – на частоте 60 Гц.

Физически фильтры могут быть созданы либо из пассивных элементов, соединенных в *RC* и *LC* цепи, либо из активных элементов на основе операционных усилителей, что значительно облегчает управление частотными характеристиками фильтра.

2.5.3. Цифровая часть измерительных устройств

Переход от аналогового сигнала к цифровой форме осуществляется *аналого-цифровой преобразователь* (АЦП). Задача АЦП заключает-

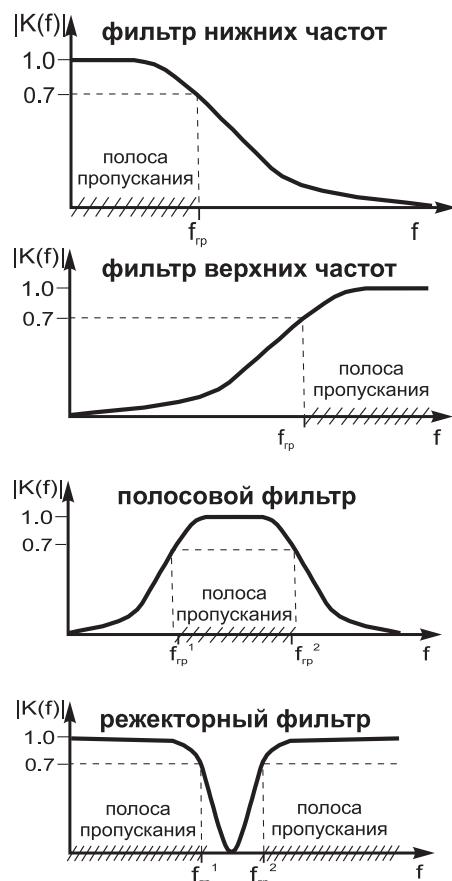


Рис. 2.13. Частотные характеристики фильтров различных типов

ся в переводе аналогового сигнала в двоичный код некоторой разрядности с заданной частотой, которая называется *частотой дискретизации*. Формально частота дискретизации (число цифровых отсчетов за единицу времени) определяется наиболее высокой частотой, имеющейся в спектре аналогового сигнала. Из теоремы Котельникова – Шеннона известно, что произвольный сигнал с *финитным*, то есть строго ограниченным по частоте, спектром можно точно восстановить всего по двум отсчетам на период [Харкевич, 2009]. Исходя из этого, частота дискретизации должна быть по меньшей мере в два раза больше максимальной частоты, оставшейся в аналоговом сигнале после прохождения его через ФНЧ, в обязательном порядке присутствующий на входе в любое оцифровывающее устройство (такие фильтры называются *антиалиасинговыми*). Однако физически реализуемых сигналов с финитным спектром не существует, равно как и не существует идеальных ФНЧ, «отрезающих» все частоты выше заданной, не искажая при этом сигнала в полосе пропускания, поэтому на практике приходится оцифровывать сигналы со значительно большей частотой, чем того требует теорема Котельникова – Шеннона. Это явление известно как *избыточная дискретизация* (*oversampling*).

Скорость АЦП – это время, необходимое для получения одного двоичного кода. Таким образом, скорость работы АЦП ограничивает максимальную частоту преобразованного аналогового сигнала. Для работы АЦП в реальном режиме времени необходимо, чтобы сигнал за время оцифровки практически не изменился. Если это условие нарушается, то есть если мы работаем с очень высокими частотами, то используются принципы *стробирования*: аналоговый сигнал в какой-то момент запоминается, а затем оцифровывается.

Если АЦП обладает быстродействием большим, чем частота принимаемого сигнала, то один АЦП может оцифровывать сигнал нескольких каналов. Для этого между аналоговой частью и АЦП ставится коммутатор (рис. 2.11).

В зависимости от количества каналов, спектра принимаемого сигнала и быстродействия АЦП возможны три варианта построения измерителя:

- несколько аналоговых каналов и один АЦП;
- на каждый канал свой АЦП;
- сигнал запоминается, а потом оцифровывается.

2.5.4. Принцип работы АЦП

Переход от аналоговой к цифровой форме записи означает дискретизацию сигнала не только по времени, но и по уровню, который связан с количеством разрядов АЦП. При этом осуществляется следующая последовательность операций.

На первом этапе *входное напряжение* $U_{\text{вх}}$ сравнивается с известным *опорным напряжением* U_N (где N – разрядность АЦП), которое обычно отвечает половине диапазона возможного изменения входного напряжения. Если $U_{\text{вх}}$

оказывается меньше, чем U_N , то в старший разряд АЦП записывается ноль (как показано на рис. 2.14), а если больше – то единица. В первом случае измеряемое напряжение $U_{\text{вх}}$ остается неизменным, а во втором случае из него вычитается U_N . Результат вычитания называют *разностным импульсом*.

Далее полученное напряжение аналогичным образом сравнивается с опорным напряжением U_{N-1} , которое в два раза меньше, чем U_N . Эта операция повторяется N раз. В результате значениями «0» или «1» оказываются заполненными N битов (при измерении знакопеременных сигналов один бит резервируется для записи знака). В электроразведочной регистрирующей аппаратуре обычно используются АЦП с разрядностью 16, 24 и 32 бита. 32-битные АЦП применяются в случаях, когда необходимо обеспечить высокую точность наблюдений при максимально широком динамическом диапазоне измеряемого сигнала, что имеет место в первую очередь в методах ЗС и МТ.

Следует обратить внимание на то, что для получения высокоточного результата измеряемое напряжение должно быть соизмеримо с величинами опорных напряжений, отвечающих старшим разрядам АЦП. В то же время нельзя допускать «зашкаливания», то есть ситуацию, при которой входной сигнал превышает рабочий диапазон АЦП. Поэтому важно перед выполнением работ оптимальным образом подобрать параметры установки, датчиков и фильтров, а также величину усиления сигнала.

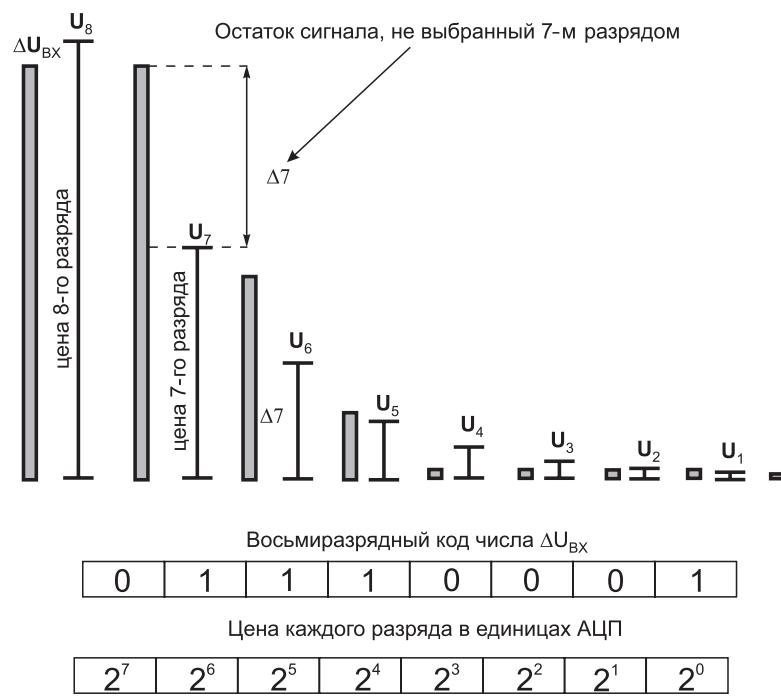


Рис. 2.14. Принцип поразрядного взвешивания 8-разрядного АЦП

2.6. Датчики поля

Все датчики поля можно разделить на две группы устройств: датчики электрического поля и датчики магнитного поля.

2.6.1. Датчики электрического поля

Электрическое поле регистрируется заземленным диполем или антенной. Заземленный диполь представляет собой пару электродов, обозначаемых M и N и находящихся на расстоянии MN друг от друга (рис. 2.15). Разность потенциалов между точками измерения связана с напряженностью поля следующими соотношениями:

$$\Delta U_{MN} = \int_M^N \vec{E} \cdot d\vec{r}.$$

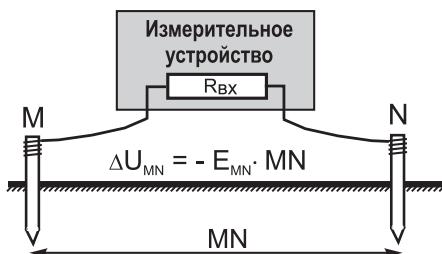


Рис. 2.15. Измерение электрического поля с помощью заземленной линии

тируют с поровой влагой. В момент погружения на их поверхности происходят электрохимические процессы естественной поляризации (параметр 3.4.3), в результате чего образуются собственные потенциалы электродов. Соответственно, на выполненных из одного металла электродах M и N возникает разница потенциалов $\Delta U_{\text{ш}}$, связанная с разницей в условиях заземления и составляющая порядка 50–200 мВ для стальных электродов и 10–30 мВ для латунных. Межэлектродная разность потенциалов нестабильна и постепенно меняется во времени (рис. 2.16). Поэтому металлические электроды можно применять лишь в двух случаях:

- 1) когда имеется высокий уровень полезного сигнала,

Если в пределах линии MN напряженность поля слабо меняется по величине и направлению, то

$$\Delta U_{MN} = - E_{MN} \cdot MN,$$

где E_{MN} – проекция вектора электрического поля на линию MN . Передаточная функция линии MN на низких частотах является постоянной величиной.

Обычно электроды изготавливаются из латуни или стали. Помещенные в землю, они контактируют с почвой. В момент погружения на их поверхности происходят электрохимические процессы естественной поляризации (параметр 3.4.3), в результате чего образуются собственные потенциалы электродов. Соответственно, на выполненных из одного металла электродах M и N возникает разница потенциалов $\Delta U_{\text{ш}}$, связанная с разницей в условиях заземления и составляющая порядка 50–200 мВ для стальных электродов и 10–30 мВ для латунных. Межэлектродная разность потенциалов нестабильна и постепенно меняется во времени (рис. 2.16). Поэтому металлические электроды можно применять лишь в двух случаях:

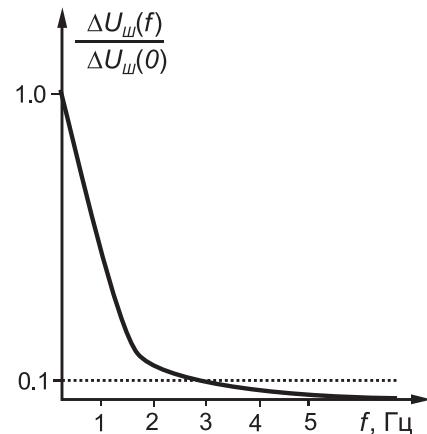


Рис. 2.16. Нормированная ЧХ шумов металлических электродов

2) когда измерения проводятся на частотах выше 2–5 Гц, позволяющих проводить фильтрацию, которая подавляет электродную разность потенциалов.

Во многих методах применение металлических электродов неприемлемо (ЕП, МТЗ, ЗС). Эти методы характеризуются широким рабочим диапазоном частот, делающим невозможным процедуру фильтрации, и крайне низким уровнем полезных сигналов, которые зачастую не превышают 1 мВ. В этих методах используются так называемые *неполяризующиеся электроды* (ЭН). В ходе данной практики используются несколько типов таких электродов (разделы 5.2, 19.2). Один из них – классический тип конструкции Всесоюзного института разведочной геофизики (ВИРГ). Он состоит из медного стержня, помещенного в концентрированный раствор медного купороса. Медный купорос заливается в сосуд из пористого фарфора, который непосредственно и устанавливается в землю. Электрический контакт с грунтом осуществляется через влажные пористые стенки фарфорового сосуда. Другой тип электродов состоит из графитового стержня, помещенного в графитовый порошок, обернутый во влагопроницаемый тканевый материал. Оба типа ЭН устанавливаются в ямки, выкопанные в грунте, в которых предварительно подготавливается грязевой раствор. Для работы подбираются пары электродов, разница потенциалов между которыми не превышает 1–2 мВ.

В условиях плохих заземлений (твердое дорожное покрытие, скальный, сухой или мерзлый грунт) могут применяться бесконтактные способы измерения низкочастотного электрического поля (глава 17), заключающиеся в использовании стелющихся линий, или *активных электродов*, которые не втыкаются, а прикладываются к земле и обеспечивают очень высокое входное сопротивление измерительного тракта в линии MN (порядка 2 ГОм). Это достигается с помощью специальных усилителей на полевых транзисторах, расположенных в самих приемных электродах.

При измерениях электрического поля на высоких частотах используют *электрические антенны*. Их конструкция аналогична антеннам, рассмотренным выше и используемым для возбуждения высокочастотного ЭМ-поля. Простейшая конструкция такой антенны представляет два металлических стержня, расположенных в одну линию и ориентированных вдоль направления регистрируемой компоненты электри-

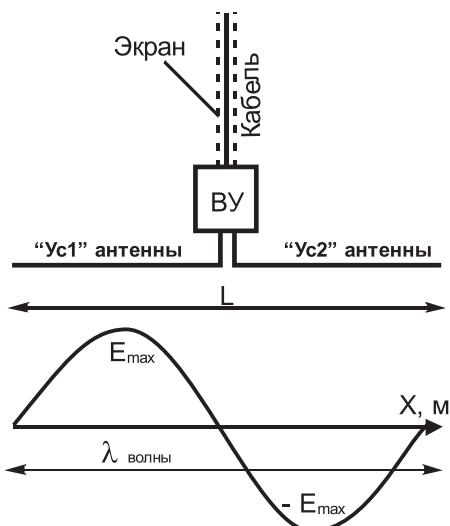


Рис. 2.17. Измерение высокочастотного электрического поля с помощью антенны

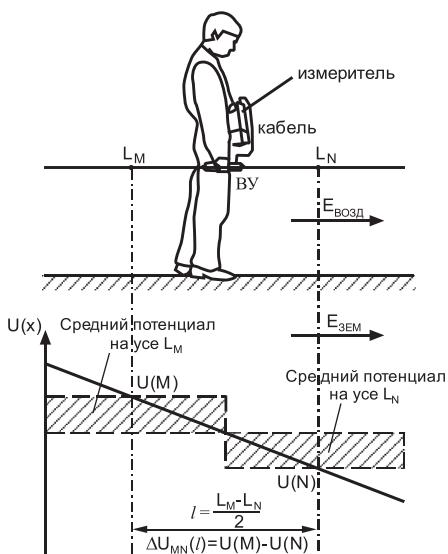


Рис. 2.18. Измерение низкочастотного электрического поля с помощью антенны

Таким образом, измеряемая разница потенциалов будет равна

$$\Delta U_{ANT} = E \cdot L/2,$$

где L – общая длина антенны (рис. 2.18).

2.6.2. Датчики магнитного поля

В магниторазведке для регистрации магнитного поля широко используются протонные и квантовые магнитометры, измеряющие модуль полного вектора магнитного поля [Булычев и др., 2016]. Для задач электроразведки модуля вектора недостаточно, поэтому в ней применяются *направленные датчики*:

- петли и рамки,
- индукционные датчики,
- оптико-механические (кварцевые) магнитометры,
- феррозондовые магнитометры.

Данные типы устройств могут измерять любую требуемую компоненту магнитного поля. Для петель и рамок измеряется компонента магнитного поля, перпендикулярная плоскости контура, для индукционных датчиков и феррозондов измеряется компонента, параллельная встроенным в них ферромагнитным сердечникам, а для оптико-механических магнитометров – компонента, перпендикулярная плоскости, образованной магнитом и осью, на которой он закреплен. При синхронном измерении нескольких компонент необходимо одновременно использовать сразу несколько соответствующих датчиков.

Петли представляют собой одно- или многовитковые контуры (рис. 2.19), отличающиеся друг от друга только формой и размером. *Рамки* – это небольшие (до 1.5 м) многовитковые контуры, закрепленные на жесткой основе.

ческого поля. Общая длина антенны приблизительно равна длине ЭМ-волны, рассчитанной для центральной частоты. При этом на приемной антенне регистрируется максимальная разница электрических потенциалов (рис. 2.17).

Электрические антенны могут использоваться и для регистрации относительно низких частот (при этом длина волны становится во много раз больше длины антенны). Антenna, находясь на небольшой высоте, регистрирует электрическое поле в воздухе, тангенциальная компонента которого вблизи поверхности земли равна тангенциальной компоненте поля в земле (раздел 17.2). При этом при регистрации поля с помощью уровня нужно строго контролировать горизонтальность положения антенны.

В силу их ограниченных размеров они могут быть ориентированы в любом направлении и, соответственно, измерять любую компоненту магнитного поля. В то же время петли не имеют жесткого каркаса, а их линейные размеры могут достигать нескольких сотен метров и даже километра. Поэтому петли раскладывают только на поверхности земли, и они измеряют только вертикальную компоненту магнитного поля.

Электрический сигнал на выходе петли или рамки формируется в соответствии с законом электромагнитной индукции Фарадея:

$$\Delta U = - \frac{\partial \Phi}{\partial t} \cdot n = - nS \cdot \frac{\partial B_n}{\partial t},$$

где Φ – поток магнитной индукции через рамку, n – число витков в контуре, S – площадь рамки, B_n – компонента магнитной индукции, перпендикулярная к плоскости рамки.

В случае поля, меняющегося по гармоническому закону (параграф 1.3.3), с учетом формулы (1.2) получаем:

$$\Delta U = i\omega \mu_0 n S H_n,$$

где H_n – компонента магнитного поля, перпендикулярная к плоскости рамки, ω – круговая частота.

Очевидно, что чувствительность таких датчиков растет с частотой, и поэтому их используют в области высоких частот. Достоинством петель и рамок является то, что их частотные характеристики близки к теоретическим. Кроме этого большие петли дают эффект площадного интегрирования, что снижает влияние локальных неоднородностей разреза:

$$\Delta U = i\omega \mu_0 n \int_S \vec{H} \cdot d\vec{s}.$$

Индукционные датчики представляют собой многовитковые контуры, намотанные на ферромагнитный стержень с небольшим поперечным сечением (рис. 2.20). В качестве материала сердечников обычно используются специальные марки низкопроводящих ферритов и некоторых других магнитомягких соединений, например аморфные и нанокристаллические сплавы железа или кобальта с Nb, Cu, Si и другими до-

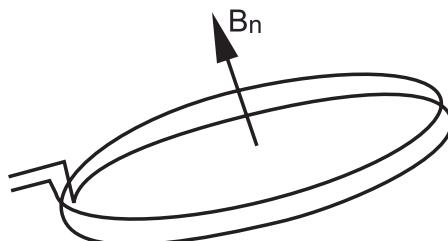


Рис. 2.19. Петля для измерения переменного магнитного поля

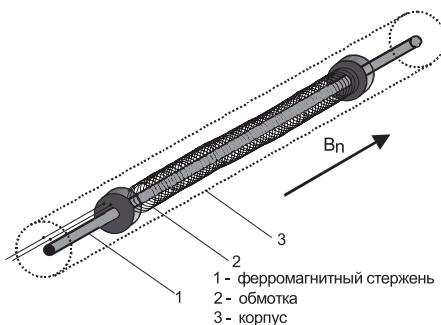
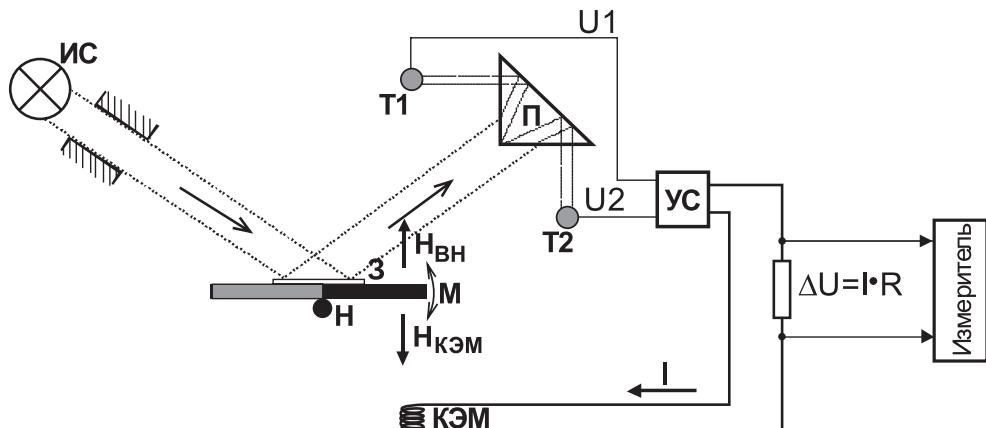


Рис. 2.20. Конструкция индукционного датчика

баками [Поляков и др., 2016]. Напомним, что *магнитомягкими* называются ферромагнетики с низкой величиной остаточной намагниченности [Булычев и др., 2016]. Специальная слоистая структура сердечника обеспечивает минимальные тепловые потери, а большая магнитная проницаемость позволяет получать значительные сигналы при небольших размерах контура. Вследствие этого индукционные датчики являются достаточно компактными (около 1 метра в длину), могут измерять любую компоненту переменного магнитного поля и используются для регистрации сигналов в широком диапазоне частот: от 10^{-4} до 10^6 Гц. Недостатком индукционного датчика является сложная частотная характеристика, имеющая максимум в определенном частотном диапазоне и «завалы» как в области высоких, так и в области низких частот. В некоторых случаях непосредственно в индукционных датчиках устанавливаются усилители, которые исправляют их частотные характеристики.

Оптико-механический (кварцевый) магнитометр представляет собой более сложное электромеханическое устройство, главным элементом которого является магнит с зеркалом, врачающийся на кварцевой нити (рис. 2.21). В таком магнитометре применяется *компенсационный принцип измерения*. Световой луч от осветителя отражается от зеркала под углом, который зависит от поворота магнита во внешнем магнитном поле. Затем луч попадает на кварцевую призму, расщепляется, отражается, и два вновь созданных луча падают на соответствующие фототранзисторы. Если под действием внешнего поля магнит и зеркало отклонились от своего основного положения, то в



Условные обозначения:

ИС - источник света (светодиод)	П - призма
М - магнит	УС - устройство сравнения
Н - кварцевая нить	КЭМ - компенсирующий электромагнит
З - зеркало	$H_{ВН}$ - внешнее магнитное поле
Т1 - фототранзистор 1	$H_{КЭМ}$ - магнитное поле компенсирующего
Т2 - фототранзистор 2	электромагнита

Рис. 2.21. Схема устройства кварцевого магнитометра

в этом случае меняется освещенность каждого из фототранзисторов. В результате в электрической схеме возникает разность потенциалов, которая после усиления подается на электромагнит, компенсирующий действие внешнего магнитного поля. Стрелка постепенно выходит в нейтральное положение. При этом с помощью шунта, установленного в цепи обратной связи, измеряется величина тока в компенсационном электромагните. Такая конструкция является инерционной, поэтому кварцевые магнитометры подходят лишь для регистрации низкочастотных (до первых десятков герц) магнитных полей.

Дифференциальный феррозонд в простейшем варианте состоит из двух ферромагнитных стержней и двух обмоток – катушки возбуждения и измерительной катушки, расположенных, как показано на рис. 2.22. Сердечники феррозонда обычно выполняются из *пермаллоя* – магнитомягкого железоникелевого сплава, обладающего низкой величиной напряженности насыщения $H_{\text{нас}}$ (первые А/м), при достижении которой описываемая уравнением связи (1.2) зависимость индукции магнитного поля от его напряженности перестает быть линейной и эффективная магнитная проницаемость сплава $\mu_{\text{эфф}}$ резко падает.

Принцип работы феррозондового магнитометра следующий. В катушку возбуждения подается гармонический ток I_b частотой в несколько килогерц и амплитудой, обеспечивающей напряженность возбуждаемого магнитного поля $H_b = (3-5) H_{\text{нас}}$, в результате чего $\mu_{\text{эфф}}$ пермаллоя два раза за период скачкообразно возрастает до некоторого максимального значения и тут же падает обратно (рис. 2.23), то есть, по сути, ток I_b выполняет функцию «управления» магнитной проницаемостью сердечников. Поскольку две составные части обмотки катушки возбуждения соединены навстречу друг другу (рис. 2.22), то они практически не создают электрического поля в измерительном контуре. При этом если феррозонд поместить в постоянное внешнее магнитное поле с индукцией B_x , то дважды за период оно будет стремиться сконцентрироваться внутри ферромагнитных сердечников, в результате чего в измерительной обмотке возникает ЭДС удвоенной частоты $E_{\text{изм}}$, пропорциональная индукции B_x и скорости изменения $\mu_{\text{эфф}}$ (рис. 2.23); в

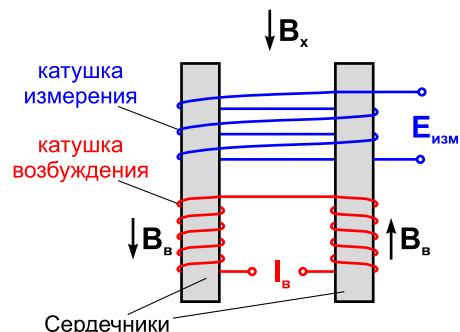


Рис. 2.22. Схема устройства дифференциального феррозонда

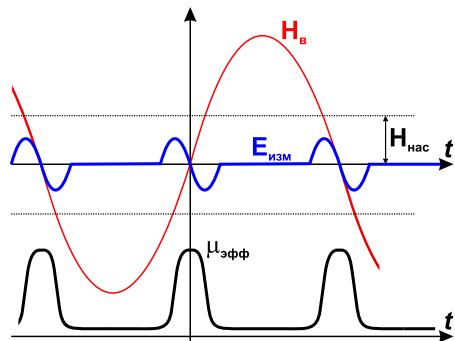


Рис. 2.23. Принцип работы феррозондового магнитометра (по Е.С. Левшиной)

качестве информативного параметра при этом удобно использовать амплитуду второй гармоники выходной ЭДС [Левшина, Новицкий, 1983].

Феррозондовые магнитометры очень компактны (характерные размеры рабочего элемента – всего несколько сантиметров) и отличаются высоким разрешением (менее 0,1 нТл), однако неприменимы для измерения быстропеременного поля и имеют значительный температурный дрейф. В геофизике данные типы датчиков используются прежде всего при работах методом ГМТЗ и в геомагнитных обсерваториях для регистрации низкочастотных вариаций естественных магнитных полей.

Литература

1. Баскаков С.И. Радиотехнические цепи и сигналы. – 3-е изд., перераб. и доп. М.: Высшая школа, 2000. 462 с.
2. Вешев А.В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. 2-е изд., перераб. и доп. Л.: Недра, 1980. 391 с.
3. Булычев А.А., Попов М.Г., Золотая Л.А., Косырева М.В., Паленов П.Ю. Магниторазведка: учебное пособие. Тверь: Полипресс, 2016. 136 с.
4. Левшина Е.С., Новицкий П.В. Электрические измерения физических величин. Л.: Энергоатомиздат, 1983. 315 с.
5. Макс Ж. Методы и техника обработки сигналов при физических измерениях. М.: Мир, 1983. Т. 1. 312 с.
6. Поляков С.В., Резников Б.И., Щенников А.В., Копытенко Е.А., Самсонов Б.В. Линейка индукционных датчиков магнитного поля для геофизических исследований // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 1. С. 5–27.
7. Харкевич А.А. Спектры и анализ. 5-е изд. М.: УРСС, 2009. 240 с.
8. Хромоин П.К. Электротехнические измерения: учебное пособие. М.: Форум, 2008. 288 с.
9. Fuller B.D., Ward S.H. Linear system description of the electrical parameters of rocks // IEEE Transactions on Geoscience Electronics. 1970. V. GE-8. #1. P. 7–18.

Глава 3. Электромагнитные свойства горных пород

В рамках классической электродинамики Максвелла (раздел 1.1) сплошные среды характеризуются тремя ЭМ-свойствами:

- *удельной электропроводностью* σ или *удельным электрическим сопротивлением* $\rho = 1/\sigma$,
- *диэлектрической проницаемостью* ϵ ,
- *магнитной проницаемостью* μ .

Удельная электропроводность среды характеризует ее способность проводить электрический ток, а диэлектрическая и магнитная проницаемости – ее способность поляризоваться под действием электромагнитного поля. Под поляризацией в данном случае понимается упорядочивание зарядов микрочастиц (*диэлектрическая поляризация*) или магнитных моментов вещества (*магнитная поляризация*).

Горные породы представляют собой *гетерогенные среды*, скелет которых образует твердая фаза, а жидкую и газообразную фазы заполняют поры (рис. 3.1).

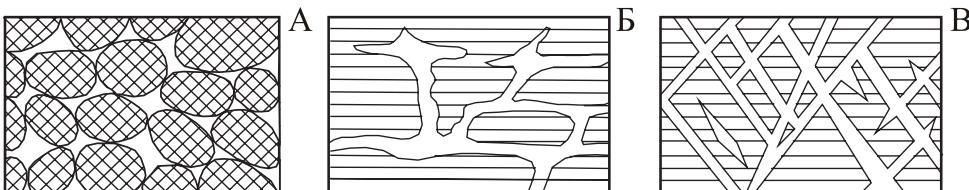


Рис. 3.1. Различные виды пористости:
А – межзерновая, Б – трещинно-кавернозная, В – трещинная

В поровом пространстве на границе твердой и жидкой фаз существует *двойной электрический слой* (ДЭС), оказывающий значительное влияние на ЭМ-свойства горной породы. Внутреннюю (обычно отрицательную) обкладку ДЭС составляют расположенные на поверхности твердой фазы анионы кристаллической решетки (рис. 3.2). Внешняя (положительная) обкладка ДЭС состоит из ориентированных молекул воды и гидратированных катионов раствора, компенсирующих отрицательный заряд твердой поверхности, и разделяется на прочносвязанную адсорбционную часть – *слой Штерна* или *Гельмгольца* –

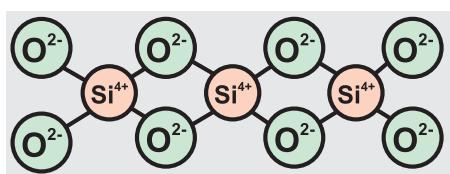


Рис. 3.2. Схема строения кремнезема (SiO_2), придающая поверхности твердой фазы отрицательный заряд

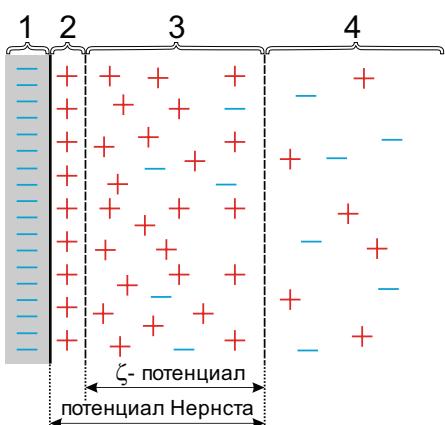


Рис. 3.3. Строение двойного электрического слоя (по В.М. Добрынину). 1 – твердая фаза, 2 – прочносвязанный слой, 3 – рыхлосвязанный слой, 4 – свободный раствор

скими и электрохимическими процессами. Для того чтобы описать эти явления, вводятся дополнительные ЭМ-свойства горных пород:

- естественная электрохимическая активность среды α – способность породы поляризоваться под действием различных природных процессов,
- вызванная поляризуемость среды η – способность породы поляризоваться при протекании через среду электрического тока.

3.1. Удельное электрическое сопротивление

Основным ЭМ-параметром горной породы является ее удельное электрическое сопротивление (УЭС, ρ), которое связано с сопротивлением R линейного проводника соотношением:

$$R = \rho \cdot \frac{L}{S}, \quad (3.1)$$

где L – длина проводника, а S – площадь его поперечного сечения (рис. 3.4). Сопротивление R образца может быть получено по закону Ома из отношения

разности потенциалов ΔU между противоположными гранями образца и силы тока I :

$$R = \Delta U / I. \quad (3.2)$$

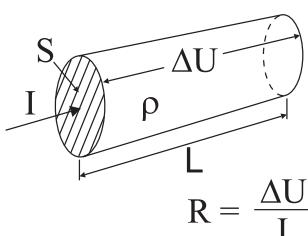


Рис. 3.4. Сопротивление линейного проводника

и рыхлосвязанную диффузную часть – слой Гуи (рис. 3.3). Возникающая разность потенциалов (до 30–40 мВ) между свободным раствором и внутренней границей диффузного слоя называется *дзета-потенциалом*; а между свободным раствором и твердой фазой – *потенциалом Нернста*, величина которого не поддается экспериментальному измерению, но по данным теоретических расчетов может достигать 1 В [Добрынин и др., 2004; Зинченко, 2005].

Наличие в гетерогенных средах двойного электрического слоя приводит к возникновению особых видов поляризации (пространственного разделения и упорядочивания электрических зарядов в среде), связанных с электрохимиче-

лов являются диэлектриками. При этом твердая фаза горной породы не проводит электрический ток и проводимость обуславливается поровой влагой, содержащей растворенные соли (электриче-

ский ток обеспечивается движением ионов солей). Такие породы называют *ионопроводящими*. Существует небольшое количество минералов, обладающих металлическим характером проводимости. В них носителями электрического тока являются свободные электроны, перемещающиеся в пределах кристаллической решетки. Такие минералы называют *электронопроводящими*.

3.1.1. Влияние минерального состава на УЭС горных пород

Минеральный состав оказывает существенное влияние на проводимость горных пород только в случае присутствия электронопроводящих минералов. Их сопротивление, как правило, не превышает $10^{-2} \div 10^{-5}$ Ом·м. К таким минералам (их насчитывают около 50 из нескольких тысяч известных науке минералов) относятся:

- самородные элементы (*графит, медь, золото, серебро*);
- большинство сульфидов (*пирит, халькопирит, галенит, пирротин*);
- некоторые оксиды (*магнетит, титаномагнетит, ильменит*).

Металлические техногенные объекты также обладают электронным типом проводимости.

Подавляющее большинство породообразующих минералов (*кварц, оливин, полевой шпат, пироксен, слюды, кальцит, доломит, галит и др.*) имеют очень высокое удельное сопротивление (порядка 10^8 Ом·м и выше), поэтому породы, состоящие из этих минералов, обладают ионным типом проводимости, который обусловлен наличием проводящей ток поровой влаги в порах и трещинах породы. Сопротивление воды в первую очередь определяется уровнем ее минерализации (молекулы солей при растворении диссоциируют на ионы, которые являются свободными носителями электрического тока) и в меньшей степени температурой. Следует отметить, что расплавленные горные породы также являются ионопроводящими. Этим обусловлена высокая проводимость астеносферы и магматических очагов в земной коре.

Особое положение занимают глины, которые в результате своей тонкодисперсной структуры характеризуются *поверхностным типом* поровой проводимости, то есть ток течет главным образом вдоль поверхности минерального скелета – в области развития двойного электрического слоя (рис. 3.3). Электропроводность воды в пределах ДЭС значительно выше, чем в свободном растворе, вследствие чего при обычном уровне минерализации воды в 0.2 г/л (сопротивление воды 30 Ом·м) глины имеют стабильные сопротивления в диапазоне **от 5 до 20 Ом·м** – ниже сопротивления поровой влаги.

Жидкие и газообразные углеводороды (*нефть и газ*) в чистом виде без примесей обладают высокими удельными сопротивлениями, превышающими 10^9 Ом·м. Порода, насыщенная нефтью, обладает резко повышенным сопротивлением. Изливаясь на поверхность земли или проникая в породы в зоне аэрации, нефть и нефтепродукты попадают в зону, обогащенную кислородом и бактериями, вызывающими биодеградацию нефти. В итоге через несколько месяцев после пролива под влиянием поверхностно-активных веществ, вы-

деляемых бактериями, нефть превращается в эмульсию (сплошные пленки нефтепродуктов разделяются на множество мелких капелек, разделенных поровой влагой), и деятельность бактерий приводит к накоплению биопленок (колоний бактерий). Эти процессы меняют структуру порового пространства, резко возрастает влияние поверхностной проводимости, и загрязненная нефтью горная порода снижает свое сопротивление в несколько раз, что позволяет картировать такие зоны с помощью электроразведки [Shevnnin et al., 2006].

3.1.2. Факторы, влияющие на сопротивление ионопроводящих пород

Исследования корреляционных связей между УЭС и параметрами, описываемыми текстурные и микроструктурные свойства горных пород, позволили построить общую формулу зависимости ρ от основных влияющих факторов [Дахнов, 1951]:

$$\rho = P_{\text{п}} \cdot P_{\text{в}} \cdot P_{\text{г}} \cdot P_{\text{т}} \cdot \rho_{\text{в}}, \quad (3.3)$$

где $P_{\text{п}}$ – параметр пористости, $P_{\text{в}}$ – параметр влажности, $P_{\text{г}}$ – параметр глинистости, $P_{\text{т}}$ – температурный параметр, $\rho_{\text{в}}$ – сопротивление поровой влаги. Необходимо отметить, что параметры пористости, влажности, глинистости и температуры уменьшаются с увеличением, соответственно, пористости, влажности, глинистости и температуры. Таким образом, повышение каждого из указанных факторов ведет к уменьшению сопротивления породы.

3.1.3. Зависимость УЭС подземных вод от минерализации и температуры

Основным фактором, влияющим на общий фон сопротивлений горных пород в различных регионах, является уровень минерализации подземных вод. Условно по этому признаку всю территорию России можно разделить на три категории: 1) южные области России с аридным климатом, где среднее $\rho_{\text{в}}$ подземных вод составляет **3–10 Ом·м**; 2) области средней полосы России с умеренным климатом (среднее $\rho_{\text{в}}$ около **30 Ом·м**); 3) области развития многолетнемерзлых пород и северные приполярные районы, где среднее $\rho_{\text{в}}$ находится в пределах **100–300 Ом·м**.

Увеличение количества растворенных солей в поровой влаге приводит к пропорциональному увеличению проводимости всего раствора. В меньшей степени на проводимость воды влияет тип растворенной в ней соли (рис. 3.5). Можно отметить, что до солености 10 г/л все приведенные на рисунке графики с высокой точностью описываются формулой:

$$\rho_{\text{в}} = K/C, \quad (3.4)$$

где K – постоянный для данной соли коэффициент (например, для поваренной соли при 20 °C $K = 6 \text{ Ом}\cdot\text{м}\cdot\text{г/л}$), C – минерализация в г/л.

Зависимость УЭС водных растворов от температуры в области положительных значений t °C имеет вид [Хмелевской, 1970]:

$$\rho_B(t) = \frac{\rho_0}{1 + at}, \quad (3.5)$$

где $\rho_B(t)$ – удельное сопротивление раствора при температуре t °C, ρ_0 – удельное сопротивление раствора при 0 °C, a – температурный коэффициент, который для водных растворов NaCl по разным источникам составляет от 0.018 до 0.026 (примерно 0.02). Обычно при выполнении электроразведочных полевых измерений учесть влияние температуры грунта сложно. Однако при выполнении *резистивиметрических* наблюдений (глава 16), то есть при измерении УЭС жидкостей (например, при работе на акваториях), для того чтобы ρ_B зависело только от уровня минерализации, должны быть внесены поправки, чтобы все значения удельного сопротивления воды привести к одной температуре, например к 20 °C.

Наиболее характерные значения сопротивлений поверхностных и подземных вод приведены в таблице 1.

Таблица 1

Характерные значения УЭС поверхностных и подземных вод (по А.А. Огильви)

Поверхностные воды	ρ , Ом·м	Подземные воды	ρ , Ом·м
Воды морей и горько-соленых озер	0.1–1.0	Глубинные рассолы	0.05–0.2
Воды морей вблизи мест впадения крупных водотоков, воды озер и рек аридных областей	1–10	Подземные воды морских побережий и аридных областей	0.3–2.0
Воды озер и рек гумидных областей	10–100	Пресные подземные воды пустынь и полупустынь	1.0–10
Воды озер и рек районов развития многолетней мерзлоты, воды высокогорных озер и рек	100–1000	Подземные воды гумидных областей: а) в рыхлых песчано-глинистых породах б) в скальных породах	10–30 20–60
Снеговая и дождевая вода	300–1000	Подземные воды в областях развития многолетнемерзлых горных пород	40–300

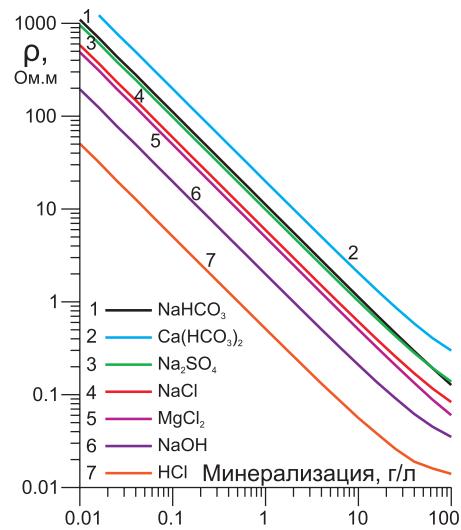


Рис. 3.5. Зависимости УЭС воды от ее минерализации и химического состава (по А.А. Рыжкову)

3.1.4. Влияние пористости и влагонасыщенности на УЭС горных пород

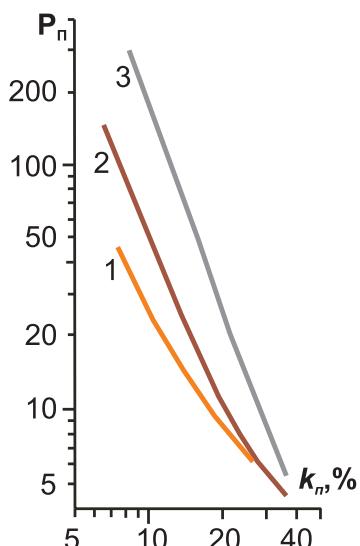


Рис. 3.6. Зависимость P_n от k_n для различных пород (по В.Н. Дахнову): 1 – пески, 2 – песчаники, 3 – известняки

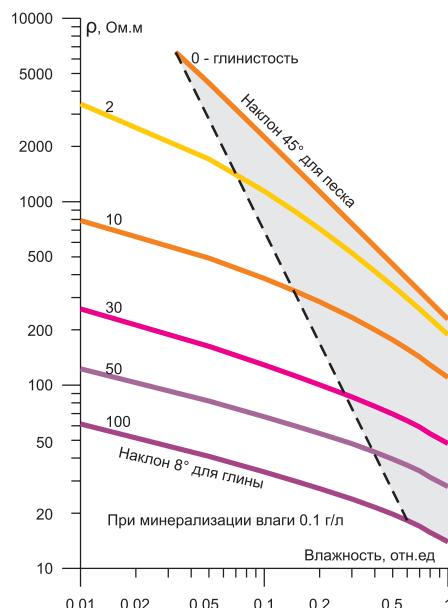


Рис. 3.7. Зависимость сопротивления песчано-глинистых грунтов от влажности (по А.А. Рыжкову)

Существует несколько эмпирических формул, связывающих параметр пористости P_n с самой пористостью. Наиболее простой и часто используемой является формула Арчи – Дахнова [Дахнов, 1951]:

$$P_n = \frac{a}{k_n^m}, \quad (3.6)$$

где a – структурный коэффициент (для большинства осадочных пород лежит в пределах от 0.5 до 1), k_n – коэффициент пористости (в долях единицы) и m – показатель цементации, который обычно лежит в пределах от 1 до 2.3. В большинстве случаев отличие m от 1 тем больше, чем сложнее геометрия пор [Добрынин и др., 2004]. На рис. 3.6 показаны экспериментальные зависимости для трех типов распространенных горных пород. В данном случае пески имеют минимальный показатель цементации. Напротив, известняки характеризуются максимальным показателем цементации, который определяет крутым наклоном графика $P_n(k_n)$.

В зоне аэрации часть пор заполнена воздухом, проникающим в грунт с поверхности. Поскольку воздух является изолятором, сопротивление горной породы в верхней части разреза повышается. Таким образом, на величину удельного сопротивления будет оказывать влияние параметр влажности (рис. 3.7); при этом песок относительно легко теряет влагу вплоть до 3–5%, тогда как глина отдает только рыхлосвязанную воду из открытой пористости и оставляет в себе около 60% влажности (рис. 3.7, штриховая линия).

3.1.5. Влияние глинистости на УЭС горных пород

Присутствие в горной породе глинистой составляющей, как правило, приводит к уменьшению УЭС. В терригенных отложениях (пески, супеси, суглинки, глины) соотношение между фракциями глин и песков может меняться в больших пределах – от 0% глинистости до 100%. Чистые пески без примеси глины встречаются довольно редко. Такая же ситуация имеет место в карбонатных породах, где можно наблюдать постепенный переход от глин через мергели к известнякам.

На рис. 3.8 показано изменение сопротивления песчано-глинистой смеси в зависимости от глинистости (индекс кривых) и минерализации влаги. Песчано-глинистые грунты расположены между линией песков (вверху) и линией глин (внизу). На положение линии песков влияет их пористость, а на линию глин – их ионообменная емкость (ИОЕ). Штриховой линией на рис. 3.8 показано сопротивление воды, зависящее от ее минерализации. Если измерить сопротивление поровой влаги, то по данному графику можно определить ее минерализацию (для NaCl). Для фиксированной минерализации, проведя вертикальную линию по ее пересечениям с линиями грунта, можно определить сопротивления песка и глины и промежуточных литотипов (супесей и суглинков), а далее использовать эти значения для литологической интерпретации результатов электроразведки.

Следует отметить, что при минерализации менее 5 г/л сопротивление грунта сильнее всего зависит от глинистости, а при минерализации более 5 г/л сопротивление грунта определяется его пористостью, поэтому линии для 10% и 30% глинистости оказываются на рис. 3.8 выше линии песков.

3.1.6. Поведение УЭС пород при отрицательных температурах

При понижении температуры до отрицательных отметок происходит замерзание поровой влаги, характер которого сильно зависит от диаметра пор [Огильви, 1990]. В первую очередь замерзает свободная («гравитационная») вода в широких капиллярах и трещинах. Затем с понижением температуры начинает замерзать вода в диффузной части ДЭС. Наконец, требуются очень низкие температуры (ниже -50°C) для того, чтобы замерзла прочно связанная вода в слое Штерна. Вследствие этого зависимость со-

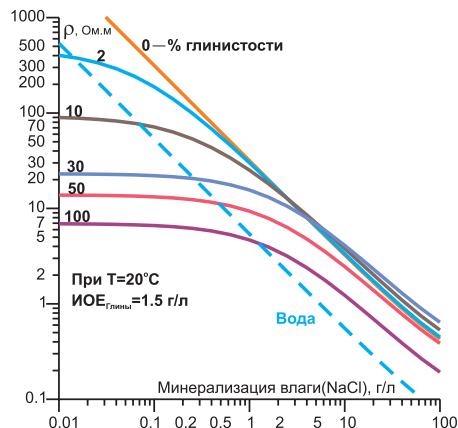


Рис. 3.8. Зависимость сопротивления смеси песка и глины от минерализации поровой влаги (по А.А. Рыжкову)

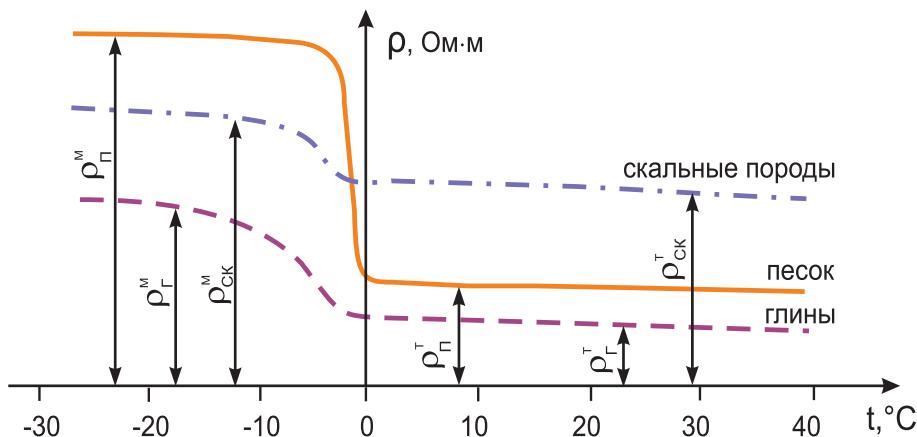


Рис. 3.9. Принципиальный характер зависимости удельного сопротивления влагонасыщенных пород от температуры (по А.А. Огильви)

противления от температуры при переходе через ноль различна для разных типов горных пород (рис. 3.9).

3.1.7. УЭС горных пород, содержащих электронные проводники

Электронопроводящие минералы образуют три типа рудных объектов (рис. 3.10):

- *вкрапленные руды*, в которых объемная концентрация зерен не превышает нескольких процентов и все зерна отделены друг от друга «пустой» породой;
- *прожилково-вкрапленные руды*, в которых отдельные зерна соединяются в длинные проводящие цепочки, образующие прожилки;
- *сплошные (сплошные) руды*, в которых сам объект имеет значительные размеры и полностью состоит из рудного минерала.

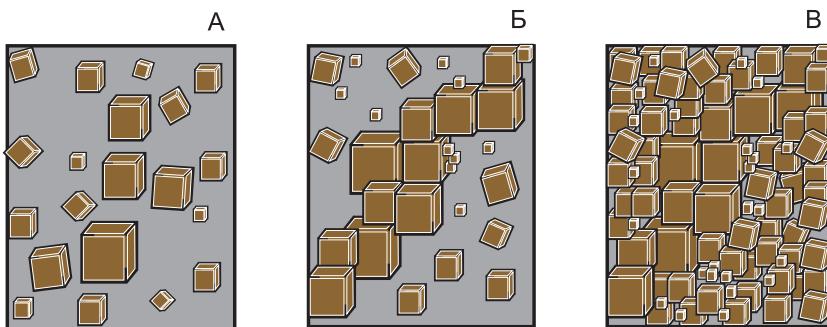


Рис. 3.10. Примеры сульфидных руд:
А – вкрапленная руда; Б – прожилково-вкрапленная руда; В – сплошная руда

На рис. 3.11 показаны теоретические графики зависимости УЭС массива горной породы, содержащей рудные вкрапленники сферической формы. При низких концентрациях эффективное сопротивление рудного объекта практи-

чески не отличается от сопротивления вмещающих пород $\rho_{\text{вм}}$. Лишь при концентрациях более 15–20% графики начинают заметно отклоняться от исходного положения. В то же время обычно промышленными считаются руды с концентрацией в первые проценты. Поэтому поиск вкрапленных руд лучше проводить не по удельному сопротивлению пород, а по их поляризуемости (раздел 3.5).

Следует отметить, что прожилково-вкрапленные и массивные руды обеспечивают низкое сопротивление породы даже при небольшой их концентрации и не описываются моделью, приведенной на рис. 3.11. Такие руды образуют хорошо проводящие зоны в земле, при поиске которых целесообразно использовать индуктивные методы электроразведки, обладающие наибольшей чувствительностью к проводящим объектам геоэлектрического разреза.

3.1.8. Электрическая анизотропия горных пород

Большинство осадочных пород в силу генетических особенностей их образования приобретает тонкослоистую структуру. При этом каждый прослой имеет свои литологические особенности, которые отражаются в изменении УЭС. В результате вся толща приобретает различие свойств по разным направлениям, которое называется *анизотропией* [Изучение..., 2012]. Вдоль слоистости интегральное электрическое сопротивление породы меньше, а поперек слоистости – больше. Продольное удельное сопротивление ρ_l меньше поперечного сопротивления ρ_n потому, что в первом случае ток течет преимущественно по проводящим слоям, а во втором – вынужден пересекать высокоомные слои. Различия между ρ_l и ρ_n принято оценивать *коэффициентом анизотропии* [Огильви, 1990]:

$$\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_l}. \quad (3.7)$$

Коэффициент анизотропии, как правило, изменяется от 1 для изотропных скальных пород до 2–3 у слоистых пород, в которых наблюдается чередование высокоомных и хорошо проводящих прослоев (табл. 2).

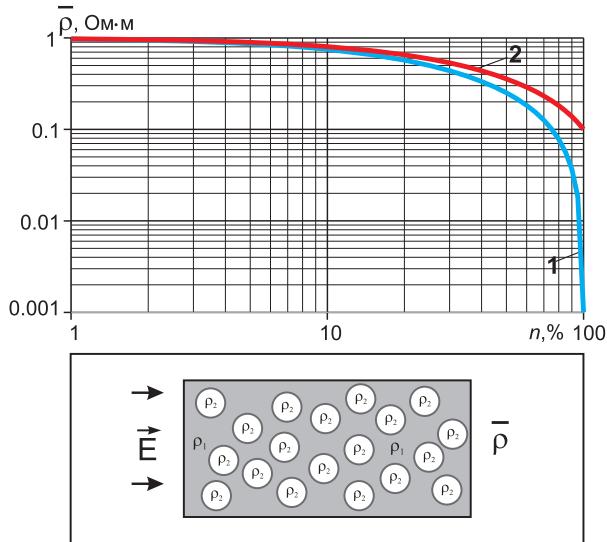


Рис. 3.11. Зависимость УЭС массива горной породы ($\rho_1 = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), содержащей сферические рудные вкрапленники, от их объемной концентрации ($1 - \rho_2 = 0.001 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $2 - \rho_2 = 0.1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$)

Типичными представителями анизотропных пород являются флишевые толщи, характерные для Крыма и Западного Кавказа. Континентальные осадки также могут обладать анизотропией УЭС, поскольку аллювиальные отложения характеризуются преимущественным направлением зерен песка вдоль водного потока, частицы моренных отложений ориентируются в направлении движения ледника и т.д. Так, полевые эксперименты, выполненные на Александровском плато, показали слабые анизотропные свойства ($\lambda = 1.03\text{--}1.05$) пород основной морены [Bobachev et al., 2000].

Таблица 2
Коэффициенты анизотропии горных пород (по В.К. Хмелевскому)

Порода	λ
Глины слабослоистые	1.00–1.10
Пески речные	1.00–1.20
Известняки монолитные	1.00–1.30
Глина с прослойками песков	1.10–1.25
Сланцеватые глины	1.10–1.60
Трещиноватые скальные породы	1.10–2.00
Глинистые сланцы	1.20–2.20
Каменные угли	1.30–2.50
Графитовые и углистые сланцы	2.00–3.00

3.1.9. Значение УЭС основных типов горных пород

В таблице 3 приведены значения УЭС горных пород, соответствующие обычным условиям средней полосы. При воздействии низких температур в условиях пресных вод (Сибирь и Крайний Север России) значения УЭС могут возрастать на 1–2 порядка. Наоборот, при проведении работ в южной части России мы сталкиваемся с понижением УЭС. Кроме того, процессы выветривания также уменьшают УЭС горных пород. Приведем несколько примеров. Глины в зависимости от условий залегания могут иметь сопротивление от **0.1** до **100 Ом·м**. УЭС песков варьируется от **1 Ом·м** для пористых песков, насыщенных минерализованной водой, до **1000–5000 Ом·м** для сухих или мерзлых образцов. Сопротивление известняков меняется от **40–50 Ом·м** для трещиноватых и выветрелых разностей до **1000–5000 Ом·м** для массивных монолитных пород. Таким образом, приводимые значения ρ являются ориентировочными.

Таблица 3

**УЭС некоторых типов горных пород (данные приведены
для полного насыщения пресными водами при $t = 18^{\circ}\text{C}$)**

Типы горных пород	ρ , Ом·м
<i>Рудные</i>	
Халькопирит	10^{-3} – 10^{-1}
Галенит	10^{-5} – 10^{-3}
Пирит	10^{-4} – 10^{-1}
Пирротин	10^{-5} – 10^{-4}
Магнетит	10^{-1} – 10^{-2}
Лимонит	10^6 – 10^8
Гематит	10^4 – 10^6
Сфалерит	10^5 – 10^7
<i>Магматические горные породы</i>	
Гранит, гнейс	10^3 – 10^4
Диорит, габбро	10^4 – 10^5
Базальт	10^3 – $3 \cdot 10^3$
Диабаз	10^5 – 10^6
<i>Терригенные осадочные породы</i>	
Глина	5–20
Суглинок	15–30
Супесь	30–50
Песок	50–200
Песчаник	>100
<i>Карбонатные осадочные породы</i>	
Доломит	500–2000
Мрамор	300–1000
Известняк	100–500
Глинистый известняк	50–100
Мергель	30–50
Карбонатизированные глины	20–30
<i>Галогенные осадочные породы</i>	
Каменная соль	до 10^{15}
Гипс	10^5 – 10^6
Ангидрит	10^3 – 10^5
<i>Горные породы органического происхождения</i>	
Нефть	> 10^9
Нефтенасыщенный песок, песчаник	10^2 – 10^3
Бурый уголь	10^2 – 10^3
Каменный уголь	10^2 – 10^6
Антрацит	10^{-4} – 10^0
Графит	10^{-6} – 10^{-2}
Графитизированные сланцы	10^{-3} – 10^0

3.2. Диэлектрическая проницаемость

Вторым электромагнитным свойством среды, характеризующим горную породу, является *диэлектрическая проницаемость* ϵ . Влияние ϵ на характер ЭМ- поля в земле на низких частотах (до 10^3 – 10^5 Гц) обычно пренебрежимо мало, однако на более высоких частотах и в плохо проводящих разрезах характер поля определяется именно диэлектрической проницаемостью.

Под воздействием внешнего поля среда *поляризуется* (происходит упорядочивание распределенных в ней электрических микрозарядов). Для большинства твердых тел и газов характерна *упругая поляризация*, при которой происходит упругое смещение орбитальных электронов, ионов кристаллической решетки и атомов валентных кристаллов. В воде основную роль играет более интенсивная *ориентационная поляризация*, связанная с изменением ориентации молекул. Отметим, что все эти процессы протекают очень быстро в сравнении с возникающими на границе твердой и жидкой фаз электрохимическими и электрокинетическими поляризационными явлениями (раздел 3.5).

Различают *абсолютную* ϵ и *относительную* $\epsilon_{\text{отн}}$ диэлектрические проницаемости, при этом

$$\epsilon = \epsilon_{\text{отн}} \epsilon_0, \quad (3.8)$$

где $\epsilon_0 = 8.854 \cdot 10^{-12} \text{ Ф/м}$ – *диэлектрическая проницаемость вакуума*. Величина $\epsilon_{\text{отн}}$ демонстрирует, во сколько раз уменьшается сила взаимодействия между электрическими зарядами в данной среде по сравнению с вакуумом. С практической точки зрения эта величина также показывает, во сколько раз увеличивается емкость конденсатора при замене воздуха между его обкладками на данное вещество.

Относительная диэлектрическая проницаемость большинства породообразующих минералов не превышает **10** (табл. 4). Для ряда самородных минералов, сульфидов и окислов значения $\epsilon_{\text{отн}}$ достигают **80–100**, а для некоторых – даже **170**, однако все они редко встречаются в природе.

Таблица 4

Относительная диэлектрическая проницаемость некоторых породообразующих минералов (по В.М. Добрынину)

Минерал	$\epsilon_{\text{отн}}$	Минерал	$\epsilon_{\text{отн}}$
Кварц	4.3–6.4	Ангидрит	5.7–6.0
Халцедон	5.6–7.5	Гипс	6.3–7.9
Калиевый полевой шпат	4.5–6.0	Галит	5.6–6.4
Кальциевый полевой шпат	5.4–7.0	Сильвин	4.8
		Лимонит	10–11
Кальцит	7.5–8.0	Гидрослюдя	17–25
Доломит	6.8–10.0	Каолинит	6.8–10.0

Из широко распространенных веществ наиболее высокими значениями $\epsilon_{\text{отн}}$ обладают лед (около **100** при $t = -10^{\circ}\text{C}$) и свободная вода (**81** при $t = 20^{\circ}\text{C}$). Поэтому диэлектрическая проницаемость породы в первую очередь определяется ее пористостью и влажностью (рис. 3.12). В первом приближении при полном влагонасыщении $\epsilon_{\text{отн}}$ породы, состоящей из твердого скелета и воды, можно выразить формулой [Добрынин и др., 2004]:

$$\epsilon_{\text{отн}} = \epsilon_B k_p + \epsilon_{CK} (1 - k_p), \quad (3.9)$$

где ϵ_{CK} и ϵ_B – относительные диэлектрические проницаемости скелета и воды, k_p – коэффициент пористости.

Хаотическое тепловое движение затрудняет ориентацию дипольных молекул по направлению поля, в связи с чем величина $\epsilon_{\text{отн}}$ убывает с температурой. Так, при приближении к 100°C относительная диэлектрическая проницаемость воды уменьшается до **55**, и наоборот, при очень низких температурах $\epsilon_{\text{отн}}$ льда может достигать значений **150** и выше [Petrenko, Whitworth, 1999].

Следует особо отметить наличие существенной *частотной дисперсии* диэлектрической проницаемости воды и льда, то есть зависимости их $\epsilon_{\text{отн}}$ от частоты колебаний поля. Причина ее возникновения заключается в том, что молекулы воды имеют определенную массу, а также ограничивающие их подвижность физико-химические связи с соседними молекулами (особенно в пределах ДЭС, а также при низких температурах) и, следовательно, не могут ориентироваться по внешнему полю с бесконечной частотой. В результате рано или поздно колебания молекул воды начинают отставать от колебаний поля, что приводит к появлению зон частотной дисперсии диэлектрической проницаемости, в которых $\epsilon_{\text{отн}}$ монотонно падает (рис. 3.13), а также резко возрастают потери на нагревание диэлектрика. При дальнейшем повышении частоты ориентационная поляризация молекул воды полностью пропадает.

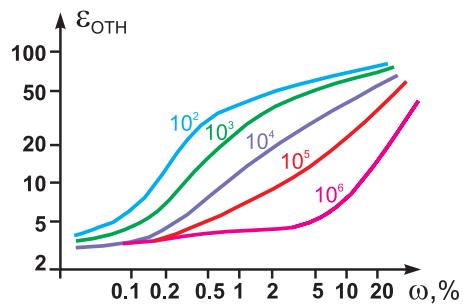


Рис. 3.12. Зависимость $\epsilon_{\text{отн}}$ песка от его влажности ω (по А.Д. Фролову). Индекс кривой – частота (Гц)

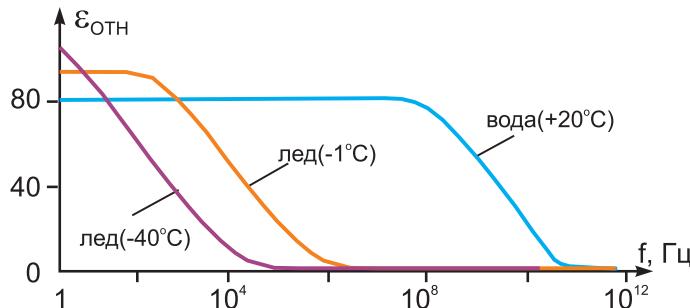


Рис. 3.13. Зависимость $\epsilon_{\text{отн}}$ льда и воды от частоты при различных температурах

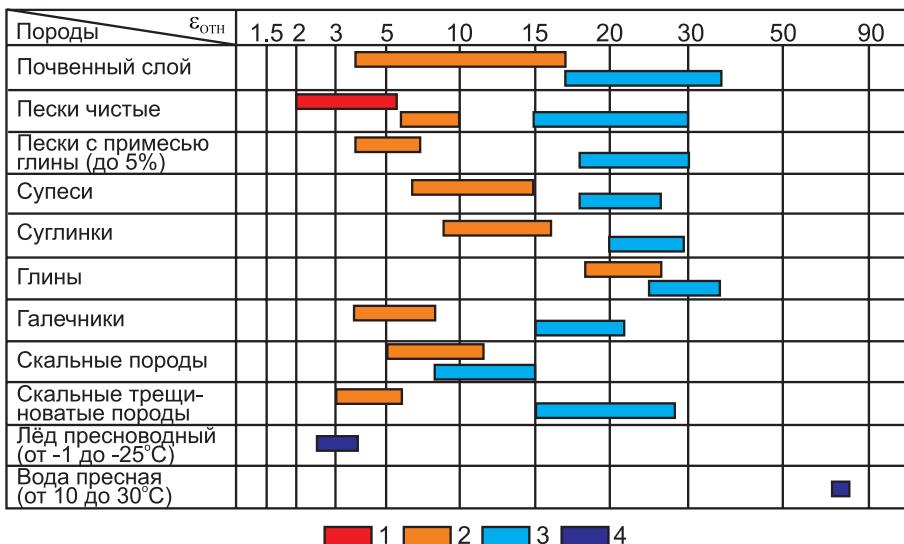


Рис. 3.14. Диэлектрическая проницаемость $\epsilon_{\text{отн}}$ горных пород в мегагерцевом диапазоне частот (по А.А. Огильви):

- 1 – сухие породы, 2 – увлажненные породы,
- 3 – влагонасыщенные породы, 4 – лед, вода

В свободной воде зона дисперсии $\epsilon_{\text{отн}}$ приходится на микроволновый (гигагерцевый) диапазон частот, поэтому именно в этом диапазоне частот работают микроволновые печи, широко применяющиеся в быту для нагревания влагосодержащих продуктов. В мегагерцевом диапазоне, используемом в георадиолокационных методах электроразведки (глава 20), свободная вода имеет стабильно высокие значения $\epsilon_{\text{отн}}$, однако $\epsilon_{\text{отн}}$ льда оказывается достаточно низкой (рис. 3.14). В килогерцевом диапазоне происходит частотная дисперсия диэлектрической проницаемости большинства встречающихся на практике видов льда, а также связанной воды в пределах ДЭС (последнее приводит к соответствующей дисперсии $\epsilon_{\text{отн}}$ слабоувлажненных горных пород – рис. 3.12). Наконец, в герцевом частотном диапазоне и на более низких частотах диэлектрическая проницаемость как воды, так и льда принимает свои асимптотические значения и большинство наблюдающихся эффектов частотной дисперсии электрических свойств горных пород оказываются связаны уже не с диэлектрическим, а с электрохимическим и электрокинетическим механизмами поляризации, т.е. с частотной зависимостью удельного сопротивления (раздел 3.5).

3.3. Магнитная проницаемость

Третьим важным ЭМ-параметром горных пород является *магнитная проницаемость* μ . При наличии внешнего магнитного поля происходит магнитная поляризация (упорядочивание магнитных моментов) вещества, что приводит к созданию вторичного магнитного поля [Добрынин и др., 2004]. При этом суммарная магнитная индукция будет равна:

$$B = \mu_0 (H + J), \quad (3.10)$$

где $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – магнитная проницаемость вакуума, H – напряженность первичного магнитного поля, а J – намагниченность (магнитный момент единицы объема). Последняя зависит от величины H и обычно может быть представлена в виде:

$$J = \alpha H, \quad (3.11)$$

где α (каппа) – магнитная восприимчивость среды. В этом случае формулу (3.10) можно переписать в виде:

$$B = \mu_0 (1 + \alpha) H = \mu H. \quad (3.12)$$

Здесь $\mu = \mu_0 (1 + \alpha)$ – абсолютная магнитная проницаемость. На практике обычно используют относительную магнитную проницаемость $\mu_{отн} = 1 + \alpha$. Она характеризует величину создаваемого средой вторичного магнитного поля относительно величины первичного поля.

Если породы обладают повышенным значением $\mu_{отн}$, то их влияние заметно сказывается в постоянном, переменном и высокочастотном ЭМ-поле. Однако такие породы встречаются достаточно редко, поэтому в электроразведке, как правило, полагают $\mu_{отн} = 1$.

По магнитным свойствам большинство веществ можно разделить на *диамагнетики*, *парамагнетики* и *ферромагнетики*. Магнитная восприимчивость диамагнетиков отрицательна и по абсолютной величине редко превышает 10^{-4} ед. У парамагнитных минералов α принимает слабоположительные значения 10^{-5} – 10^{-3} ед. Для этих двух групп минералов отличие $\mu_{отн}$ от единицы незначительно. Основное влияние на магнитные свойства пород оказывает включение ферромагнитных минералов, имеющих большие положительные значения магнитной восприимчивости. К ним относятся широко распространенный *магнетит* ($\mu_{отн}$ от 5 до 25 ед.), а также *титаномагнетит*, *тирротин* и несколько более редких минералов. Высоким содержанием магнетита, в частности, обусловлены аномальные магнитные свойства *железистых кварцитов*, слагающих Курскую и Барятинскую магнитные аномалии, активно изучаемые в ходе проведения студенческих практик (разделы 4.2 и 5.6). Для этих пород $\mu_{отн}$ достигает **нескольких единиц**.

Следует отметить, что к ферромагнетикам относятся также многие широко используемые в промышленности металлы – *железо*, *cobальт*, *никель* и др. В частности, железо является основой стальных сплавов, из которых состоят многие техногенные металлические объекты (трубы, ограждения и др.), являющиеся предметами изучения технической и отчасти археологической электроразведки. Значения $\mu_{отн}$ для металлических объектов могут достигать **нескольких сотен и даже тысяч единиц**, поэтому при исследовании техногенных объектов методами электроразведки их магнитные свойства должны учитываться.

3.4. Естественная поляризация

В результате неоднородности геологической среды и протекающих в ней различных естественных физико-химических процессов внутри горных пород накапливаются электрические заряды, которые, подобно природным гальваническим элементам, возбуждают *естественное электрическое поле* (ЕП). Такие явления могут быть обусловлены диффузионно-адсорбционными, фильтрационными и окислительно-восстановительными процессами.

3.4.1. Диффузионно-адсорбционные потенциалы

Отрицательно заряженные ионы (*анионы*) большинства встречающихся на практике растворимых солей ввиду особенностей своего строения обладают большей подвижностью, чем положительно заряженные ионы (*катионы*) того же раствора. В результате на контакте двух одинаковых по составу электролитов с различной концентрацией солей диффузия анионов обычно происходит быстрее диффузии катионов, и электролит с пониженной концентрацией соли приобретает отрицательный заряд [Дахнов, 1951]. Величина возникающих при этом потенциалов определяется *уравнением Нернста*:

$$U_D = k_D \lg \frac{C_1}{C_2}, \quad (3.13)$$

где C_1 и C_2 – концентрации контактирующих электролитов, k_D – диффузионный коэффициент, для раствора хлористого натрия равный -11.6 мВ. С учетом формулы (3.4) выражение (3.13) можно представить в виде:

$$U_D = k_D \lg \frac{\rho_2}{\rho_1}. \quad (3.14)$$

Если между растворами различной концентрации оказываются достаточно тонкие капилляры, то характер прохождения ионов в порах нарушается: под влиянием диффузной части ДЭС (рис. 3.3) анионы сорбируются на стенках капилляров и оказываются практически неподвижными, подвижность же катионов сохраняется. В результате электролит с пониженной концентрацией соли при наличии перегородок из глины или других мелкодисперсных пород может приобрести положительный заряд за счет преобладающей диффузии катионов. Диффузионно-адсорбционные потенциалы рассчитываются по формуле:

$$U_{DA} = k_{DA} \lg \frac{\rho_2}{\rho_1}, \quad (3.15)$$

где k_{DA} – диффузионно-адсорбционный коэффициент. Величину

$$\alpha = k_{DA} - k_D = \frac{U_{DA} - U_D}{\lg(\rho_2 / \rho_1)} \quad (3.16)$$

принято называть *диффузионно-адсорбционной активностью*. Она показывает, насколько в рассматриваемой породе при заданных свойствах электролита адсорбционная активность (характерная для тонкодисперсных материалов)

превышает диффузионную. Таким образом, зная параметр α , который можно вычислить по результатам наблюдения в скважинах, определяют глинистость и проницаемость пород. Параметр α меняется примерно от **-25 мВ** (чистые пески, пористые доломиты) до **70 мВ** (чистые глины) и определяется минеральным составом пород, их пористостью, дисперсностью, химическим составом и минерализацией подземных вод [Огильви, 1990]. Важно отметить, что, кроме глинистых, существуют и другие минералы, обладающие сильной адсорбционной активностью, например гидроксиды железа и алюминия. Поэтому содержание и активность этих минералов следует также учитывать при изучении параметра α , понимая под глинистостью содержание в породе любых высокоадсорбционных активных минеральных компонент [Добрынин и др., 2004].

3.4.2. Геофильтрационная активность

Движение воды в горных породах приводит к возникновению *электрического поля фильтрации*. В связи с тем что внешняя положительная обкладка ДЭС имеет диффузный характер, часть его в жидкой фазе перемещается при движении поровой влаги, в результате чего в направлении движения жидкости происходит смещение положительных зарядов. Потенциал фильтрации U_ϕ , возникающий на концах единичного капилляра, определяется *уравнением Гельмгольца*:

$$U_\phi = \frac{\rho \varepsilon \zeta}{4\pi\nu} \Delta p, \quad (3.17)$$

где ε , ρ , ν – соответственно диэлектрическая проницаемость, УЭС и вязкость раствора; ζ – дзета-потенциал, определяющий скачок потенциала в диффузном слое (рис. 3.3); Δp – перепад давления на концах капилляра. Из формулы (3.17) следует, что:

1) потенциал фильтрации U_ϕ пропорционален перепаду давления между областями горного массива, где формируется подземный поток, и местом, где он разгружается;

2) под действием перепада давления возникает движение жидкости по капиллярам, причем скорость движения пропорциональна давлению. Следовательно, скорость фильтрации и U_ϕ линейно связаны;

3) чем выше сопротивление поровой влаги, тем выше U_ϕ . Таким образом, наиболее сильные аномалии ЕП геофильтрационной природы будут возникать в регионах с пресными и ультрапресными водами на севере и востоке нашей страны, а также в горных районах.

Изучение потенциалов фильтрации на моделях трещиноватых сред показало, что их величины зависят от степени раскрытия и заполнения трещин. Когда ширина трещин становится больше 2–3 мм, U_ϕ резко падает. Наличие в трещинах песчанистого заполнителя влечет за собой увеличение потенциалов, причем максимальные их значения наблюдаются примерно при 40%-ном заполнении. В то же время присутствие в заполнителе глинистых фракций

приводит к резкому снижению значений U_ϕ за счет электрических явлений диффузионно-адсорбционного происхождения. Так, было установлено, что наличие глинистого материала, заполняющего поры в песке, может уменьшить наблюдаемую величину U_ϕ почти в 10 раз.

В геологически однородных проницаемых грунтах фильтрационные потенциалы отражают поведение гидроизогипс. Они возрастают в направлении движения потока, причем их интенсивность пропорциональна гидравлическим градиентам. Карты равных значений потенциалов характеризуют пространственную форму фильтрационного потока, направление его движения и до некоторой степени скорость. По интенсивности аномалий фильтрационные потенциалы занимают промежуточное положение между диффузионно-адсорбционными и окислительно-восстановительными полями. Значения фильтрационных аномалий ЕП в средней полосе России при уровне минерализации порядка 0,1–0,5 г/л не превышают **100–150 мВ**. Значительные по величине аномалии наблюдаются в горах, где имеется сильный перепад давлений между уровнем грунтовых вод в долинах и на перевалах. Кроме этого, значительно усиливает эффект инфильтрации ультрапресных талых вод. По этой причине в горах фильтрационные аномалии ЕП нередко достигают значений **300–500 мВ**.

3.4.3. Окислительно-восстановительные реакции

Различные минералы и горные породы с электронным типом проводимости (*сульфиды металлов, железные руды, металлические техногенные объекты и др.*) в условиях естественного залегания могут подвергаться интенсивным окислительно-восстановительным реакциям, обусловленным изменением свойств подземных вод вдоль поверхности ДЭС на границе рудного тела и жидкости [Вахромеев и др., 1997].

Обычно верхняя часть рудных тел контактирует с насыщенными кислородом водами, в результате чего окисляется, отдает электроны и, следовательно, приобретает положительный заряд. Нижняя же часть тела, расположенная в зоне восстановления, присоединяет электроны из раствора и заряжается отрицательно. В результате в окружающем пространстве создается электрическое поле, параметры которого зависят от минералогического и структурного состава контактирующих проводников, концентрации электролита и многих других причин (в частности, чтобы естественное поле рудного тела было постоянным, продукты электрохимических реакций должны непрерывно удаляться подземными водами). Заметим также, что массивные, хорошо проводящие залежи поляризуются сильнее, чем вкрапленные руды.

Окислительно-восстановительная активность в среднем значительно выше диффузионно-адсорбционной и фильтрационной активности. Амплитуда соответствующих аномалий ЕП обычно составляет **300–1000 мВ**, а над крупными рудными залежами и техногенными объектами может оказаться и больше. Так, в Восточном Присаянье была зафиксирована отрицательная аномалия ЕП от марганцевых руд амплитудой **2700 мВ** [Семенов, 1968].

3.5. Вызванная поляризация

3.5.1. Поляризуемость

Вызванной поляризацией (ВП) называется процесс накопления вторичных зарядов в горной породе при пропускании через нее электрического тока. Эффект ВП приводит к возникновению вторичных токов $j_{\text{ВП}}$, прямо пропорциональных первичному («поляризующему») току j , однако текущих во встречном направлении, то есть

$$j_{\text{ВП}} = -\eta j. \quad (3.18)$$

Коэффициент пропорциональности η называется *поляризуемостью* и характеризует интенсивность процессов ВП, принимая значения от 0% для не-поляризуемых сред до 100% для идеального поляризуемого материала [Seigel, 1959]. Таким образом, параметр η можно рассматривать как дополнительную ЭМ-характеристику горной породы, которая учитывает в себе суммарное влияние эффектов ВП независимо от конкретных механизмов их возникновения.

3.5.2. Сопротивление поляризуемой среды

Пусть плотность тока внешних источников в некоторой однородной среде равна j , а соответствующая напряженность электрического поля – E . Эти величины связаны через удельную электропроводность σ законом Ома (раздел 1.1):

$$j = \sigma E. \quad (3.19)$$

В поляризуемой среде с равномерно распределенными вторичными источниками полная плотность постоянного тока j^* в любом элементарном объеме с учетом (3.18) и (3.19) будет равна:

$$j^* = j + j_{\text{ВП}} = j(1 - \eta) = \sigma E(1 - \eta) = \sigma^* E, \quad (3.20)$$

где переменной $\sigma^* = \sigma(1 - \eta)$ обозначена эффективная электропроводность поляризуемой среды. Аналогично для эффективного сопротивления ρ^* поляризуемой среды на постоянном токе получаем:

$$\rho^* = E/j^* = \rho/(1 - \eta). \quad (3.21)$$

Таким образом, с точки зрения стороннего наблюдателя эффект ВП приводит к увеличению удельного сопротивления среды в результате пропускания через нее электрического тока.

Рассмотрим реакцию элементарного поляризуемого объема на возбуждение прямоугольным импульсом тока (рис. 3.15). В момент включения внешнего поля $t = 0$ вторичные заряды еще не успевают образоваться, эффекты ВП отсутствуют, и наблюдаемая величина удельного сопротивления совпадает со своим истинным значением. Затем среда начинает «заряжаться» подобно зарядке конденсатора в электрической цепи, ее поляризуемость монотонно возрастает вплоть до асимптотического значения η , а наблюдаемая величина ρ^*

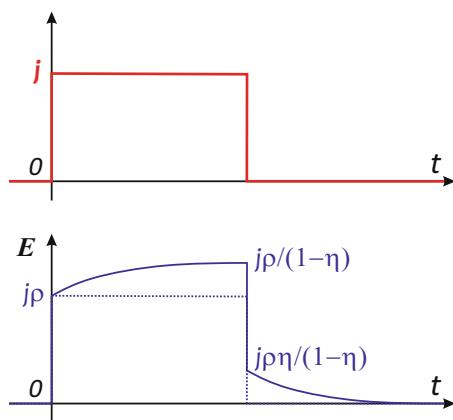


Рис. 3.15. Реакция поляризуемой среды на возбуждение прямоугольным импульсом тока

постепенно приходит в соответствие с формулой (3.21).

После выключения внешнего поля разряда («релаксация») системы происходит также не сразу, а постепенно (по тому же временному закону, что и зарядка), поэтому некоторое время в поляризованной среде наблюдается присутствие исключительно вторичных токов и зарядов, что можно использовать для измерения эффекта ВП.

Для удобства качественного и количественного описания реакции поляризуемой среды на возбуждение электрическим током ее часто представляют с помощью эквивалентных электротехнических схем, состоящих из элементарных сопротивлений и емкостей.

Простейшей из таких схем является трехэлементная RRC -цепь, приведенная на рис. 3.16, в которой истинное значение сопротивления среды определяется резистором R_1 , эффективное сопротивление на постоянном токе равно сумме $(R_1 + R_2)$, а поляризуемость $\eta = R_2/(R_1 + R_2)$.

Несмотря на свою простоту, приведенная на рис. 3.16 элементарная цепь, формально соответствующая релаксационной модели Дебая (параграф 8.1.5), имеет большое практическое значение, поскольку любая реальная горная порода независимо от конкретного механизма возникновения в ней поляризационных эффектов всегда может быть эквивалентно представлена в виде линейной комбинации таких цепей [Shuey, Johnson, 1973].

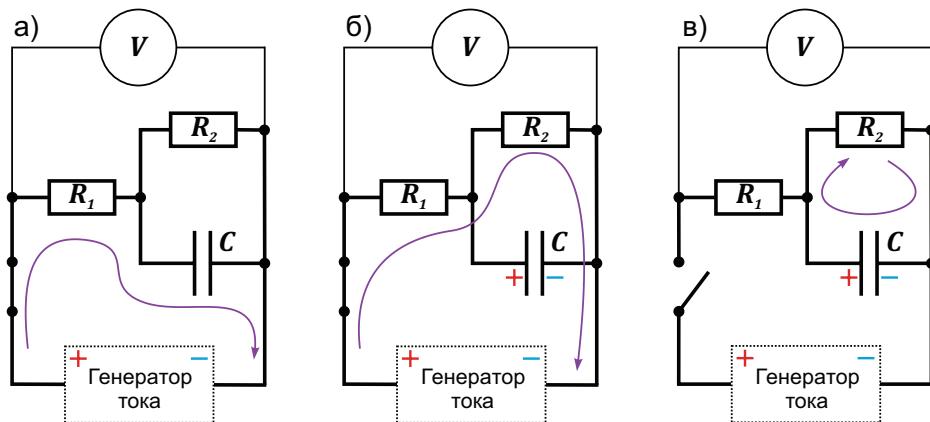


Рис. 3.16. Простейшая эквивалентная схема поляризуемого тела. Стрелками указаны направления течения тока: а) в момент включения генератора; б) после полной зарядки конденсатора; в) в момент выключения генератора

3.5.3. Измерение поляризуемости горных пород

Пусть в линии AB , заземленной в однородной среде с сопротивлением ρ , начали пропускать ток I . Тогда напряжение U в произвольно расположенной линии MN сразу после включения тока будет равно:

$$U = I\rho/K, \quad (3.22)$$

где K – геометрический коэффициент измерительной установки (раздел 1.2). В случае присутствия в среде источников поля ВП напряжение в линии MN с течением времени примет значение:

$$U^* = I\rho^*/K = I\rho/(K(1 - \eta)). \quad (3.23)$$

Выражая поляризуемость η из формул (3.22–3.23), получаем:

$$\eta = (U^* - U)/U^* = U_{\text{вп}}/U^*. \quad (3.24)$$

Величина U представляет собой значение напряжения в линии MN в момент включения тока, U^* – при длительном пропускании тока, а $U_{\text{вп}} = (U^* - U)$ – в момент его выключения. Таким образом, над однородной средой независимо от рельефа ее поверхности и геометрии используемой измерительной установки отношение напряжения $U_{\text{вп}}$ в приемной линии после выключения тока к напряжению пропускания U^* (когда среда полностью заряжена) равно поляризуемости среды η . Над неоднородным разрезом формула (3.24) будет давать некое эффективное («каждущееся») значение η_k .

По ряду причин на практике поляризуемость измеряют не сразу, а лишь спустя некоторое время после выключения тока (глава 8), когда она уже заметно ниже своего максимального значения и для большинства горных пород составляет всего **несколько процентов** (рис. 3.17).

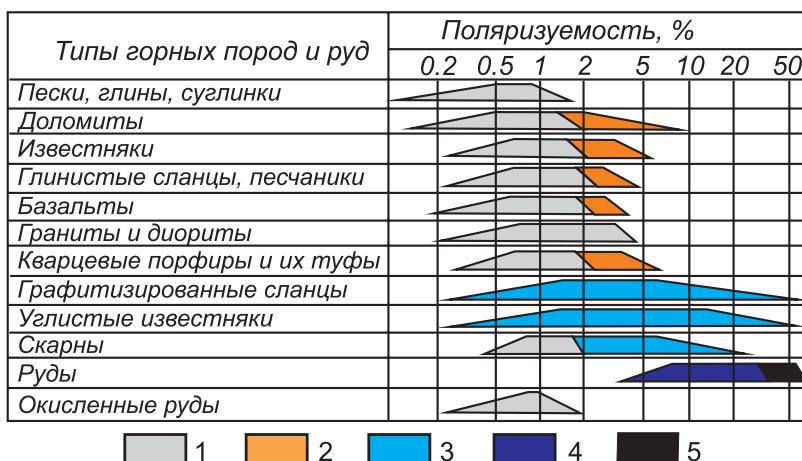


Рис. 3.17. Сводная диаграмма поляризуемости горных пород через 0.5 сек после выключения тока (по В.А. Комарову): 1 – породы без заметной вкрапленности электронопроводящих минералов; 2 – с вкрапленностью сульфидов; 3 – графитизированные породы; 4 – вкрапленные руды; 5 – сплошные руды

3.5.4. Скорость релаксации процессов ВП

В приведенной на рис. 3.16 эквивалентной схеме элементарного поляризуемого тела кривая спада напряжения $U_{BP}(t)$ после ступенчатого выключения постоянного тока амплитудой I убывает по экспоненте:

$$U_{BP}(t) = IR_2 \eta \cdot e^{-t/\tau}, \quad (3.25)$$

где $\tau = C(R_1 + R_2)/\eta$ – постоянная времени, которая характеризует скорость возвращения системы в исходное положение (разрядки конденсатора).

В реальных горных породах в общем случае кривые спада ВП описываются не единственной экспонентой, а их суммой. При этом среднее время релаксации поляризационных процессов варьируется от **десятков микросекунд** до **нескольких часов**, что позволяет разделять по этому параметру аномалии ВП от поляризуемых объектов разной геологической природы [Комаров, 1980].

3.5.5. ВП ионопроводящих пород

В большинстве горных пород ввиду очень высокого сопротивления минерального скелета ток течет по влагонасыщенным трещинам и капиллярам, содержащим ионопроводящие растворы солей. В таких породах преобладают эффекты ВП **электрокинетического типа**, обладающие относительно невысокой интенсивностью (не более 3–5% на задержке в 0.5 сек).

Согласно электродиффузационной теории *Постельникова – Фридрихсберга* в узких («активных») капиллярах, соизмеримых с толщиной ДЭС (порядка 0.1 мкм) и имеющих избыток положительных ионов за счет его внешней обкладки (рис. 3.3), числа переноса ионов (отношение количества электричества, перенесенного данным видом ионов, к общему количеству электричества, перенесенного всеми ио-

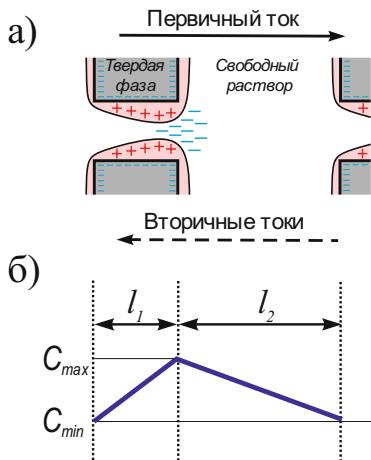


Рис. 3.18. Модель капиллярной системы (а) и распределение в ней концентрации электролита (б) при пропускании тока

нами) резко отличаются от чисел переноса ионов в широких («пассивных») капиллярах, где роль ДЭС пренебрежимо мала. В таких условиях прохождение тока через систему приводит к росту концентрации ионов у одной стенки капилляра и уменьшению ее у другой (рис. 3.18), что приводит к появлению вторичных токов диффузационной природы. При этом значение поляризуемости η можно оценить по формуле [Комаров, 1980]:

$$\eta = \frac{4\lambda\beta(\Delta n)^2}{(1+\beta)(\lambda+\beta)}, \quad (3.26)$$

где $\lambda = C_1/C_2$ – отношение концентраций электролита в узком и широком капиллярах, Δn – разность чисел переноса ионов, а $\beta = S_2 l_1 / S_1 l_2$ – геометрический параметр. При переменных

сечениях S и длинах l капилляров для оценки β используются их осредненные значения.

Помимо капиллярной модели, широкое распространение получила также модель зернистого строения ионопроводящей породы. В качестве причины появления вторичных зарядов в такой модели рассматривается смещение ионов диффузного слоя ДЭС вдоль поверхности зерен (рис. 3.19).

Постоянная времени поляризации сферического зерна диэлектрика в проводящем растворе может быть оценена из соотношения [Schwarz, 1962]:

$$\tau = \frac{r^2}{2u k T}, \quad (3.27)$$

где r – радиус зерна, u – подвижность ионов диффузной части ДЭС, T – температура, а k – постоянная Больцмана.

Из формул (3.26–3.27) следует, что отклик ВП сильно зависит от параметров породы, определяющих структуру двойного электрического слоя и геометрию порового пространства (влажность, пористость, минерализация влаги и др.). Рассмотрим некоторые из этих закономерностей.

Влажность. Зависимость поляризуемости от влажности образцов показана на рис. 3.20. В сухих породах в отдельных местах удерживается только прочносвязанная вода в слое Штерна. Поэтому с точки зрения капиллярной модели условно можно считать, что в сухой горной породе нет широких капилляров, в результате чего места накопления свободных зарядов отсутствуют (с точки зрения зернистой модели вторичные заряды также не накапливаются, поскольку отсутствует диффузный слой ДЭС) и процесс ВП не развивается. Наоборот, полностью влагонасыщенная порода обладает преимущественно широкими капиллярами, и ток проходит по порам, в которых числа переноса ион-

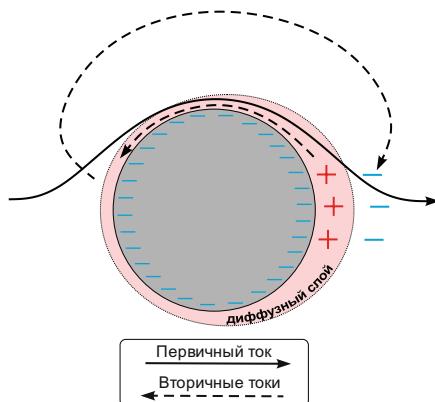


Рис. 3.19. Вызванная поляризация зерна диэлектрика в ионопроводящей жидкости

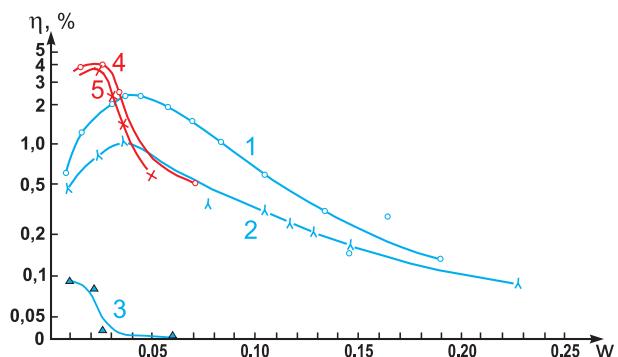


Рис. 3.20. Зависимость поляризуемости от влажности песка, смоченного раствором CuSO_4 и KCl на задержке 0,25 секунды (по В.А. Комарову). Концентрации растворов CuSO_4 : 1 – 0,001н, 2 – 0,01н, 3 – 0,1н; KCl : 4 – 0,001н, 5 – 0,01н

нов одинаковы (для зернистой модели – диффузный слой ДЭС занимает слишком малую часть раствора). Таким образом, максимальная интенсивность эффекта ВП достигается при некоторых промежуточных (обычно относительно низких) значениях влажности среды (рис. 3.20).

В природе постепенный переход от полностью влагонасыщенной породы к аэрированной наблюдается, например, в песчано-глинистых отложениях приповерхностной части разреза. Поэтому при проведении вертикальных электрических зондирований переходная зона частичного водонасыщения в таких породах выделяется четким максимумом ВП (раздел 8.4).

Пористость. Размер пор влияет на поляризуемость аналогично влажности. Когда порода является массивной, лишенной трещиноватости и практически полностью состоит из тонких капилляров, интенсивность ВП оказывается незначительной. При увеличении пористости до 0.5–1% поляризуемость резко возрастает и для плотных скальных пород может до-

стигать 3–5% на задержке в 0.5 сек. Как только пористость превышает 15–20% (влажные пески), электрический ток устремляется по широким капиллярам и интенсивность ВП быстро уменьшается.

Минерализация. Диффузная часть ДЭС имеет максимальную толщину в порах, заполненных пресной водой – увеличение минерализации поровой влаги приводит к истончению и в конечном итоге исчезновению диффузного слоя [Добрынин и др., 2004]. Поэтому повышение концентрации раствора практически всегда ведет к уменьшению интенсивности ВП (рис. 3.20). С другой стороны,

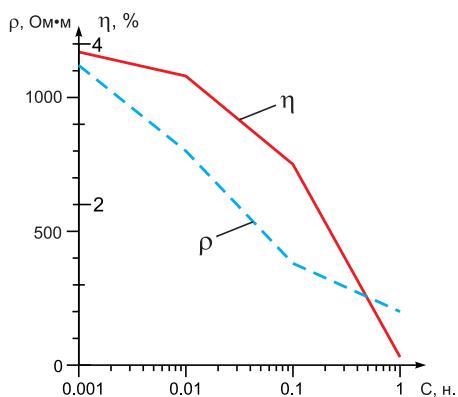


Рис. 3.21. Зависимость поляризуемости и сопротивления песка от концентрации раствора KCl, при влажности 3% на задержке 0.25 сек (по В.А. Комарову)

минерализация поровой влаги определяет ее проводимость, от которой, в свою очередь, зависит сопротивление всей породы (раздел 3.1). Это может объяснить прямую корреляцию между поляризуемостью и сопротивлением ионопроводящих пород (рис. 3.21), которая часто наблюдается в реальных данных.

Гранулометрический состав терригенных пород в первую очередь определяет скорость релаксации процессов ВП. Как следует из формулы (3.27), постоянная времени τ прямо пропорциональна площади поверхности зерен, поэтому поляризация хорошо сортированных мелкозернистых отложений обычно происходит на порядки быстрее поляризации влажных песков и других крупнозернистых пород.

Глинистость. Тонкодисперсные глины обладают сильно развитым двойным электрическим слоем и почти не содержат широких пор, поэтому в чистом виде (без примесей электронопроводящих минералов) имеют небольшие значения η , как правило, не превышающие 1% на задержке в 0.5 сек. На другом конце этого ряда находятся чистые, хорошо сортированные пески, которые также обладают низкой поляризостью. При определенном соотношении песка и глины (по лабораторным данным – при глинистости порядка 3–10%) наблюдается максимум, который обусловлен оптимальным соотношением активных и пассивных пор.

3.5.6. ВП пород с электронопроводящими включениями

В случае присутствия в горной породе зерен электронопроводящих минералов (*пирит, тирротин, халькопирит, галенит, магнетит, графит* и др.), со-противление которых на порядки ниже сопротивления поровой влаги (раздел 3.1), электрический ток стремится сконцентрироваться в них. Протекание тока через границу между электронопроводящим минеральным зерном и окружающей его ионопроводящей жидкостью неизбежно приводит к изменению двойного электрического слоя и накоплению продуктов электролиза раствора на поверхности минерального зерна, в результате чего происходит постепенное пространственное разделение электрических зарядов и горная порода поляризуется (рис. 3.22).

Таким образом, помимо рассмотренных ранее электрохимических поляризационных явлений, в электронопроводящих породах появляется значительно более интенсивная вызванная поляризация *электрохимического типа*, обусловленная выделением составных частей растворенных в поровой жидкости веществ на поверхности минеральных зерен при сквозном прохождении через них электрического тока. Интенсивность этих процессов в первую очередь определяется объемной

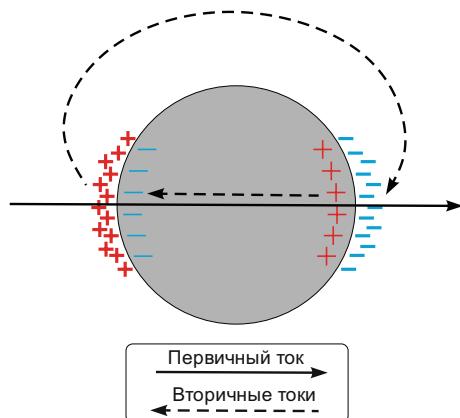


Рис. 3.22. Вызванная поляризация электронопроводящего зерна в ионопроводящей жидкости

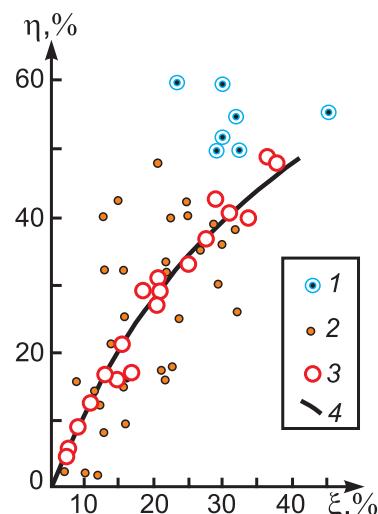


Рис. 3.23. Зависимость η на задержке 0.5 сек от содержания вкрапленников (по В.А. Комарову). Образцы руды: 1 – брекчиевидной; 2 – вкрапленной; 3 – искусственные рыхлые образцы; 4 – расчетная кривая при $\beta = 2.6$

концентрацией ξ электронопроводящих включений и может быть оценена по формуле [Комаров, 1980]:

$$\eta = \beta\xi / (1 + \beta\xi) \approx \beta\xi, \quad (3.28)$$

где β – коэффициент, зависящий от состава и структуры включений, свойств поровой влаги, а также от момента измерения поляризуемости относительно выключения тока. Проведение лабораторных экспериментов на образцах дало возможность определить, что при измерениях на задержке в 0.5 секунды в медно-колчеданных рудах коэффициент β находится в интервале 2–3 (рис. 3.23), а для полиметаллических руд в зависимости от их текстуры – в интервале 1.5–4.5 [Комаров, 1980]. Таким образом, небольшие объемные концентрации руды в 5–10%, не приводящие к заметному снижению удельного сопротивления несущей породы (рис. 3.11), способны вызывать аномалии поляризуемости **более 10–15%**, в связи с чем метод ВП является ведущим методом рудной электроразведки.

В отличие от поляризуемости η , постоянная времени τ практически не зависит от объемной концентрации электронопроводящих включений и хорошо описывается соотношением [Гурин и др., 2013]:

$$\tau = ar^2 \rho_{\text{в}}, \quad (3.29)$$

где a – коэффициент, учитывающий влияние минерального состава вкрапленников, r – их средний радиус, а $\rho_{\text{в}}$ – сопротивление поровой влаги.

3.5.7. ВП Максвелла – Вагнера

В соответствии с уравнениями Максвелла (раздел 1.1) возбуждаемый в среде полный («эффективный») ток $j_{\text{эфф}}$, помимо токов проводимости $j_{\text{пп}}$, содержит в себе также токи смещения $j_{\text{см}}$, относительный вклад которых определяется скоростью изменения электрической индукции (во временной области) или же частотой колебания ω электромагнитного поля (в частотной области):

$$j_{\text{эфф}} = j_{\text{пп}} + j_{\text{см}} = \sigma E - i\omega\epsilon E = \sigma_{\text{эфф}} E, \quad (3.30)$$

где $\sigma_{\text{эфф}} = (\sigma - i\omega\epsilon)$ – эффективная проводимость среды. Аналогично эффективное сопротивление среды можно определить как $\rho_{\text{эфф}} = \rho/(1 - i\omega\rho\epsilon)$.

На частотах $\omega \ll 1/\rho\epsilon$ или временах становления $t \gg \rho\epsilon$ влиянием токов смещения можно пренебречь. Поскольку сопротивление большинства горных пород редко принимает значения выше 10^3 – 10^4 Ом·м (раздел 3.1), а ϵ не превышает 10^{-10} Ф/м (раздел 3.2), то токи смещения в однородных геологических средах обычно оказываются незначительными вплоть до сотен кГц, не оказывая влияния на низкочастотные методы электроразведки. Однако при исследовании высокоомных сред токи смещения проявляются и на более низких частотах. Так, для чистого льда ρ может превышать 10^6 Ом·м, а ϵ достигать значений в 10^{-9} Ф/м, поэтому влияние $j_{\text{см}}$ на его эффективное сопротивление может быть хорошо заметно уже на частотах порядка 10^2 – 10^3 Гц (временах становления в первые миллисекунды).

Особый интерес с точки зрения данного явления представляют гетерогенные среды, состоящие из относительно проводящих пород с тонкими прослойками сильных изоляторов (*шилиры льда, кварцевые жилы, гипсы и т.д.*). В случае когда ток течет поперек слоистости, в таких средах возникает эффект *Максвелла – Вагнера*, с точки зрения стороннего наблюдателя проявляющийся аналогично эффекту вызванной поляризации с параметрами [Zorin, Ageev, 2017]:

$$\eta \approx 1 - \frac{1}{1 + \frac{\alpha_2 \cdot \rho_2}{\alpha_1 \cdot \rho_1}}, \quad (3.31)$$

$$\tau \approx \rho_2 \varepsilon_2 \left(1 + \frac{\alpha_2}{\alpha_1} \cdot \frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_2} \right), \quad (3.32)$$

где ρ_1, ε_1 – параметры вмещающей породы; ρ_2, ε_2 – параметры изолятора; α_2 – объемное содержание изолирующих прослоек в среде (например, льдистость); $\alpha_1 = (1 - \alpha_2)$ – объемное содержание вмещающей породы.

Из формулы (3.31) следует, что ВП такой природы может обладать очень высокой интенсивностью. Так, при $\alpha_2 \rho_2 \gg \alpha_1 \rho_1$ получаем, что $\eta \rightarrow 1$, то есть если сопротивление изолятора на несколько порядков выше сопротивления вмещающей среды, то поляризумость породы будет превышать 90% даже при небольшом объемном содержании в ней изолирующих прослоек.

Формула (3.32) показывает, что τ не зависит от сопротивления вмещающей среды и в первую очередь определяется ЭМ-свойствами изолятора. Для мерзлых пород обычно $\varepsilon_2 \gg \varepsilon_1$, поэтому $\tau \approx \rho_2 \varepsilon_2$, то есть практически при любой льдистости α_2 влияние токов смещения будет проявляться на тех же частотах, что и для чистого льда. При этом если изолирующие прослойки в горной породе достаточно тонкие, то ее эффективное удельное сопротивление будет оставаться относительно невысоким, что делает проявление j_{cm} уже на частотах 10^2 – 10^3 Гц крайне неожиданным, и может заметно усложнить интерпретацию данных ЧЗ, АМТЗ, ЗС и других низкочастотных методов электроразведки [Губатенко, 1991]. С другой стороны, эффект Максвелла–Вагнера позволяет обнаруживать сильные изоляторы в горной породе даже при небольшом их объемном содержании. Так, измерения ВП на ранних стадиях становления поля (высоких частотах) могут быть информативны при изучении льдистости и других свойств горных пород криолитозоны [Шестернев и др., 2003].

Литература

1. Вахромеев Г.С., Ерофеев Л.Я., Канайкин В.С., Номоконова Г.Г. Петрофизика. Томск: изд-во Томского ун-та, 1997. 462 с.
2. Губатенко В.П. Эффект Максвелла – Вагнера в электроразведке // Физика Земли. 1991. № 4. С. 88–98.
3. Гурин Г.В., Тараксов А.В., Ильин Ю.Т., Титов К.В. Спектральная характеристика ВП вкрапленных руд // Вестник СПГУ. 2013. №1. С. 14–30.

4. Дахнов В.Н. Электрическая разведка нефтяных и газовых месторождений. Л.: Гостоптехиздат, 1951. 428 с.
5. Добрынин В.М., Вендельштейн Б.Ю., Кожевников Д.А. Петрофизика (Физика горных пород). М.: Нефть и газ, 2004. 367 с.
6. Зинченко В.С. Петрофизические основы гидрогеологической и инженерно-геологической интерпретации геофизических данных: учебное пособие для студентов вузов. М. – Тверь: Изд. АИС, 2005. 392 с.
7. Изучение анизотропии в методе сопротивлений: учебное пособие / под ред. проф. В.А. Шевнина. М.: МГУ, 2012. 248 с.
8. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. – 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1980. 391 с.
9. Огильви А.А. Основы инженерной геофизики. М.: Недра, 1990. 501 с.
10. Рыжсов А.А., Судоплатов А.Д. Расчет удельной электропроводности песчано-глинистых пород и использование функциональных зависимостей при решении гидрогеологических задач // Научно-технические достижения и передовой опыт в области геологии и разведки недр. 1990. С. 27–41.
11. Семенов А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля. М.: Недра, 1968. 380 с.
12. Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 514 с.
13. Хмелевской В.К. Основной курс электроразведки. М.: МГУ, 1970. 245 с.
14. Шестернев Д.М., Караваев А.П., Оленченко В.В. Исследование криолитозоны методом РСВП. Новосибирск: изд-во СО РАН, 2003. 238 с.
15. Bobachev A.A., Bolshakov D.K., Modin I.N., Shevnnin V. Glacial sediment resistivity anisotropy measurements (Kaluga region, Russia). Proceedings of 6th EEGS-ES Meeting in Bohum, Germany, September 2000. P-CH03.
16. Petrenko V.F., Whitworth R.W. Physics of Ice. Oxford Univ. Press: New York, 1999. P. 386.
17. Schwarz G.A. Theory of the low-frequency dielectric dispersion of colloidal particles in electrolyte solution // J. Phys. Chem. 1962. V. 66. P. 2636–2642.
18. Seigel H.O. Mathematical formulation and type curves for induced polarization // Geophysics. 1959. V. 24. P. 547–565.
19. Shevnnin V., Rodriguez O.D., Mousatov A., Hernandez D.F., Martinez H.Z., Ryjov A. Estimation of soil petrophysical parameters from resistivity data: Application to oil-contaminated site characterization // Geofisica Internacional. 2006. V. 45. P. 179–193.
20. Shuey R.T., Johnson M. On the phenomenology of electrical relaxation in rocks // Geophysics. 1973. V. 38. P. 37–48.
21. Zorin N., Ageev D. Electrical properties of two-component mixtures and their application to high-frequency IP exploration of permafrost // Near Surface Geophysics. 2017. V. 15. P. 603–613.

Глава 4. Геологическое строение района проведения практики

4.1. Географическое положение

Электроразведочные студенческие практики проводятся на учебно-научном полигоне кафедры геофизики геологического факультета МГУ, расположенным в д. Александровке Юхновского района Калужской области, на территории национального природного парка «Угра». Районный центр г. Юхнов находится на 208-м км автодороги Москва – Рославль. Деревня Александровка расположена в месте впадения р. Вори в р. Угру, в 25 км к северо-западу от г. Юхнова. Детальные геофизические работы выполняются главным образом в радиусе нескольких километров от базы в д. Александровке. В то же время в рамках практики проводятся магнитотеллурические зондирования по региональным профилям с удалением от базы до 200 км и более. Также в течение ряда лет выполнялись детальные геофизические исследования в районе п. Барятино (рис. 4.1).

Местность в районе работ малонаселенная, промышленность развита слабо, основной вид деятельности – сельское хозяйство. Наиболее крупными населенными пунктами являются районные центры г. Юхнов, г. Мосальск, г. Киров и п. Барятино. Основными источниками промышленных помех на исследуемом участке являются электрифицированные железные дороги, на севере – Москва – Смоленск – Минск, на юго-востоке – Москва – Калуга – Брянск. Железные дороги Вязьма – Калуга и Вязьма – Киров неэлектрифицированы (рис. 4.1).

В целом изучаемая территория находится в пределах Смоленско-Московской возвышенности, а участок вблизи д. Александровки – в Угорской низине. Рельеф в данном районе слабохолмистый, местами расчлененный долинами рек и ручьев. Перепад абсолютных отметок составляет от 140 м в долинах рек до 240 м на водоразделах. Речную сеть на участке «Александровка» образуют р. Угра (бассейн р. Волги) и ее притоки: р. Воря, р. Собжа, р. Ресса (рис. 4.2). На участке «Барятино» речная сеть представлена р. Десной (бассейн р. Днепр) и ее притоками: р. Болвой и р. Снопот.

Урез воды в р. Угре в межень составляет в районе устья р. Вори 141.3 м, средний уклон водной поверхности в юго-восточном направлении по прямой линии составляет 16.1 см/км. Водораздельные области к востоку от д. Савино находятся на абсолютных отметках порядка 230 м, а наиболее высокая точка близлежащих окрестностей расположена в районе г. Износки – 278 м над уровнем моря.

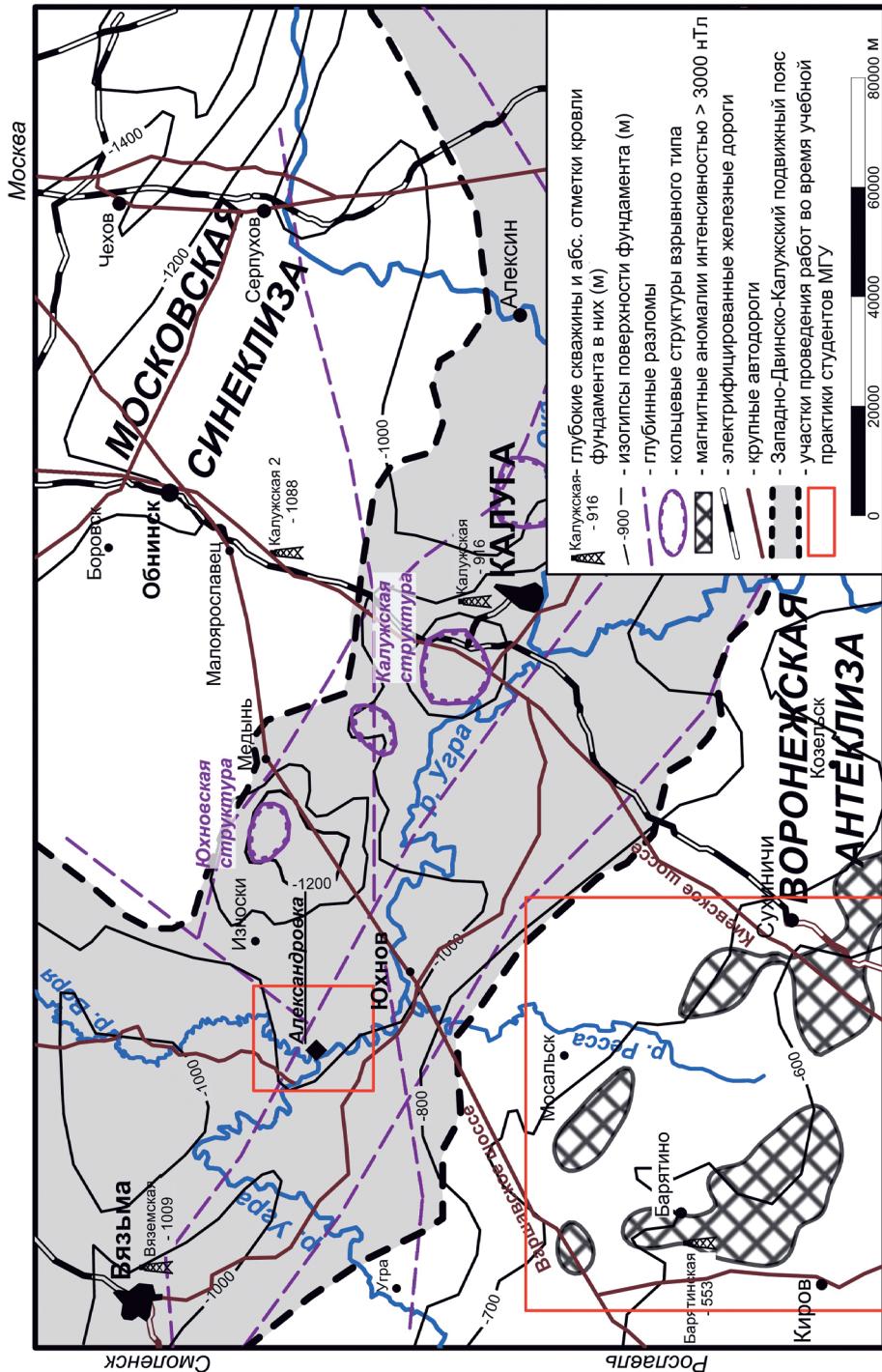


Рис. 4.1. Региональное положение района практики. Основные тектонические элементы

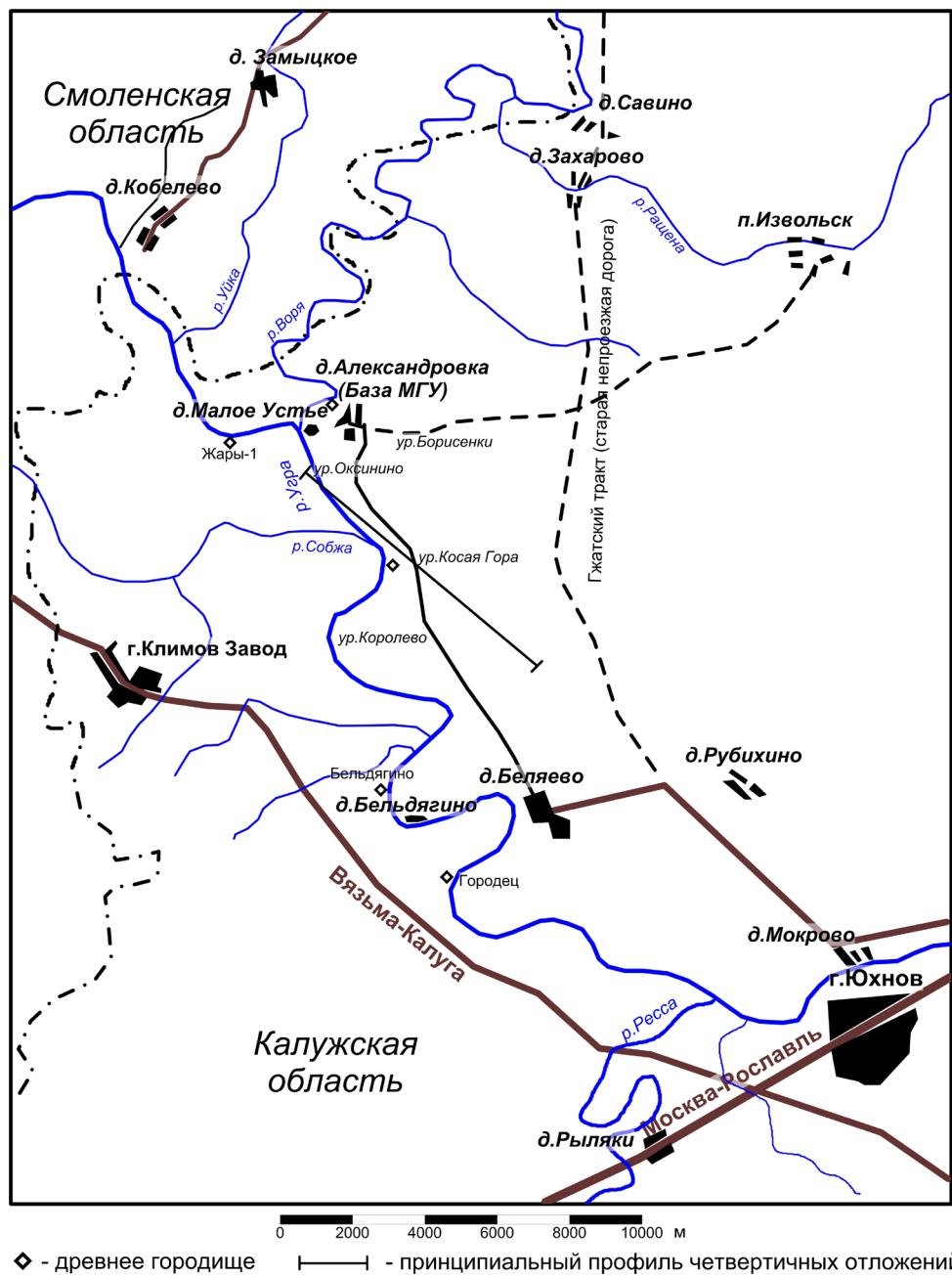


Рис. 4.2. Схема Александровского геофизического полигона

Мощность четвертичных отложений на водоразделах может достигать 50 м, а в среднем составляет 15–20 м. Современное ложе р. Угры практически везде расположено на коренных породах карбонового возраста.

По мнению профессора Ю.А. Лаврушина, направление речной сети сформировалось под действием тектонических факторов, которые подчеркиваются северо-восточным падением пород карбонового возраста в сторону Московской синеклизы (рис. 4.1) и фронтом отложений конечных морен московского оледенения северо-западного направления [Лаврушин, 1997]. Поэтому все основные доминирующие направления речной сети имеют северо-западные и юго-восточные азимуты (р. Угра, левые притоки р. Вори и основные притоки р. Собжи, многочисленные мелкие овраги и понижения рельефа к северо-востоку от ур. Косая Гора). Хорошо прослеживается северо-западное направление р. Ращены (левый приток р. Вори), переходящей в овражную и речную сеть правых притоков р. Черныш (правый приток р. Сохны), расположенных на линии д. Савино – д. Агарыши, а также группа холмов, которая протягивается на 10 км на юго-восток от населенного пункта Захарово.

4.2. Глубинное геологическое строение

Район практики относится к пограничной области между Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. Эти структуры входят в состав Русской плиты, которая, в свою очередь, вместе с Балтийским и Украинским щитами образует Восточно-Европейскую древнюю платформу. Северный склон антеклизы переходит в южное крыло синеклизы постепенно через серию региональных разломов и структурную зону в кристаллическом фундаменте северо-западного простирания. Мощность осадочного чехла в пределах района практик меняется от 700 до 1300 м, возрастая с юго-запада на северо-восток.

4.2.1. Осадочный чехол

Осадочный чехол в районе проведения практики представлен (сверху вниз) сильно изменчивыми по латерали преимущественно моренными и аллювиальными четвертичными (и изредка неогеновыми) отложениями; фрагментарно встречающимися прослойями меловых песков и юрских глин; породами нижнего отдела каменноугольной системы; мощными (составляющими до 70–80% толщины осадочного чехла) отложениями девонской системы, а также породами верхнего протерозоя (венда).

Верхнедевонские и более молодые отложения подробно описаны в разрезах неглубоких (около 500 м) скважин на р. Воре у д. Ивановское (в 14 км к северо-западу от д. Александровки) и на р. Сигоске у д. Чернь (в 18 км к юго-востоку от д. Александровки). Строение вендско-среднедевонской части осадочного чехла района практики может быть охарактеризовано лишь на основе интерполяции разрезов, вскрытых глубокими скважинами в районе Вязьмы, Барятина и Калуги (рис. 4.3). Вяземская скважина расположена в 55 км северо-западнее, Барятинская – в 72 км юго-западнее, а группа калужских скважин – в 70–80 км юго-восточнее и восточнее д. Александровки (рис. 4.1).

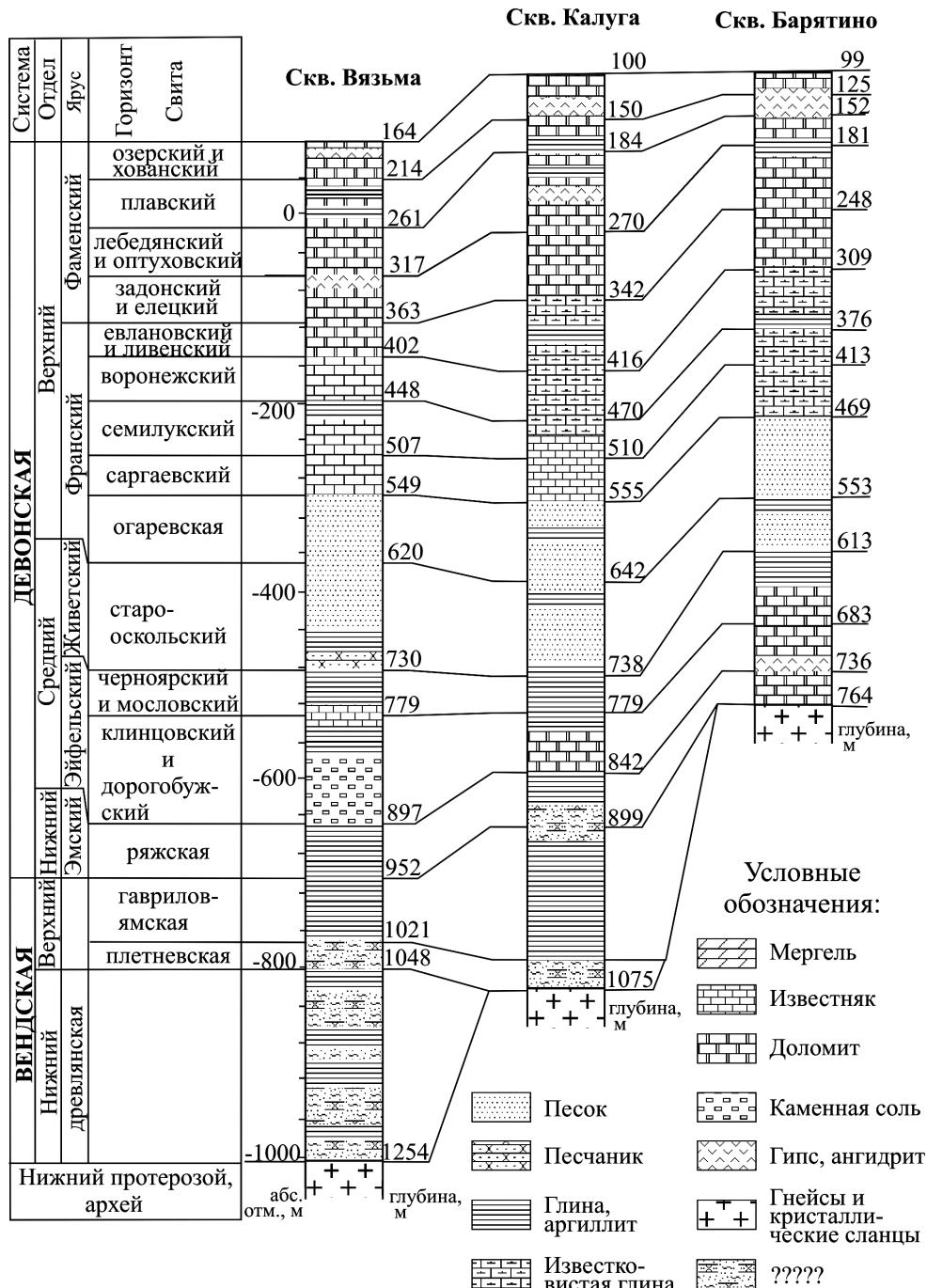


Рис. 4.3. Разрезы вендинских и девонских отложений, вскрытые глубокими скважинами в Калужской и Смоленской областях

Отложения каменноугольной системы представлены в данном районе только нижним отделом. Эти отложения слагают сложно построенную толщу с чередованием морских карбонатных и реже континентальных терригенных пачек [Алексеев и др., 1996]. Суммарная мощность этой толщи составляет порядка 100 м, а в наиболее полных разрезах на северо-востоке района может достигать 200 м. В районе Александровского полигона карбон представлен стешевским (C_1^{st}), тарусским (C_1^{tr}), веневским (C_1^{vn}), михайловским (C_1^{mh}), алексинским (C_1^{al}), тульским (C_1^{tl}), бобриковским (C_1^{bb}), упинским (C_1^{up}) и малевским (C_1^{ml}) горизонтами (рис. 4.4). Каменноугольные отложения часто прорезаны палеодолинами, заполненными древним аллювием и представляющими собой врезы в полого залегающие слои глубиной до нескольких десятков метров и шириной до первых километров.

Девонские отложения представлены всеми тремя отделами и слагают основную часть осадочного чехла [Родионова и др., 1995]. Их суммарная мощность слабо меняется по площади и составляет 600–800 м. Девонские отложения по литологическому составу можно разделить на две толщи.

Верхняя толща сложена породами фаменского и большей части франского (до саргаевского горизонта включительно) ярусов верхнего девона, имеет преимущественно карбонатный состав и включает известняки, доломиты, мергели. Карбонатные породы верхней части фаменского яруса сильно загипсованы, а в пределах плавского и озерского горизонтов фаменского яруса встречаются мощные прослои глин.

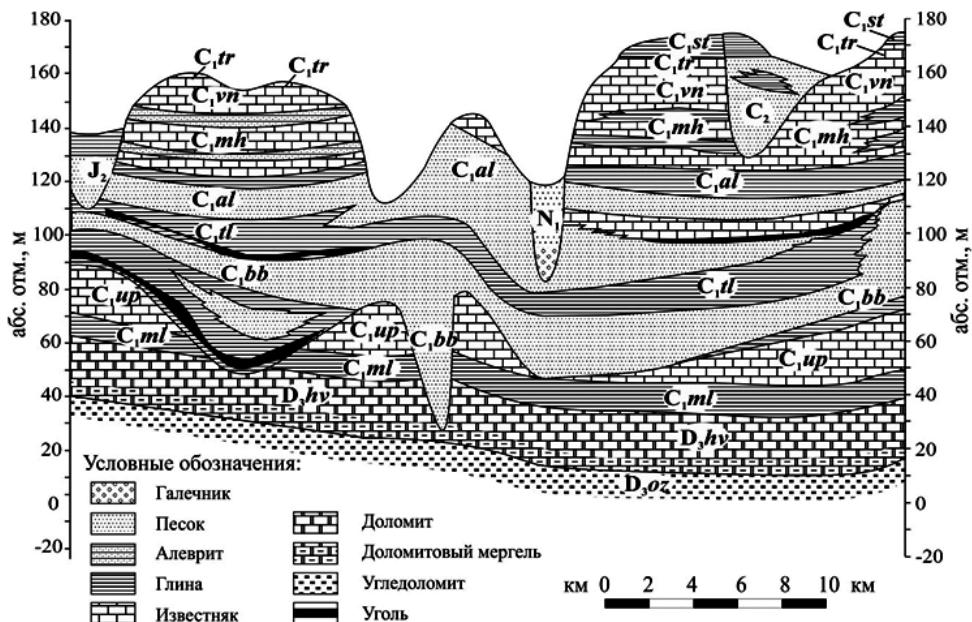


Рис. 4.4. Схематический геологический разрез дочетвертичных отложений участка «Александровка» (по А.С. Алексееву)

Нижняя толща включает породы огаревской свиты верхнего девона и отложения нижнего и среднего отделов девона. Она представлена в основном терригенными породами и содержит небольшие прослои карбонатов. Ее мощность меняется от примерно 400 м в Вяземской скважине до 300 м в Барятинской. На западе территории в разрезе нижней толщи увеличивается доля карбонатных пород, а в Вяземской скважине в разрезе эйфельских отложений встречаются пласти каменной соли.

Мощность вендских отложений, представленных пачкой песчаников и аргиллитов, слабо уменьшается от Вязьмы (206 м) к Калуге (до 176 м). В юго-западном направлении вендские отложения очень быстро выклиниваются, и в разрезе Барятинской скважины они отсутствуют.

Таким образом, в первом приближении в осадочном чехле юго-запада Московской синеклизы можно выделить три основных комплекса: приповерхностный терригенный (четвертичные, местами неогеновые, меловые и юрские породы, а также верхняя часть нижнекаменноугольных отложений), преимущественно карбонатный, но включающий также прослои галогенов и глин (саргаевские и более молодые породы верхнего девона, а также нижнего карбона), и нижний терригенный (породы огаревской свиты и более древние девонские и вендские отложения).

Опорная скважина № 1

На территории базы Александровского полигона в 2007–2008 гг. была пробурена скважина глубиной 301.8 м [Романовская, Никитин, 2007; Васильев и др., 2008]. Устье скважины расположено на отметке 155 м (рис. 4.5).

1. Сверху залегают четвертичные моренные суглинки московского возраста мощностью 11 м. Абсолютная отметка кровли карбонатных отложений – 144 м.
2. Ниже идет чередование слоев в основном разрушенного известняка и глин михайловского горизонта C_1mh мощностью около 10 м (отметка подошвы 133.7 м).
3. Под известняками располагается слой глин и песков верхней части алексинского горизонта C_1al общей мощностью около 7 м (отметка подошвы 126.5 м).
4. Ниже до глубины 53 м расположен слой чередования известняков, глин и песков (нижняя часть алексинского C_1al и верхняя часть тульского C_1tl горизонтов) мощностью около 23 м (абсолютная отметка подошвы 103.2 м). Мощность глин составляет 50% от мощности слоя 4, мощность известняков – 30% и мощность песков, залегающих в основном в нижней части слоя 4, – около 20% мощности, поэтому высокоомные и проводящие слои здесь представлены одинаково.
5. Ниже до глубины 90 м располагаются глины тульского и бобриковского горизонтов $C_1tl + C_1bb$ с включением углей (глубина подошвы 93.69 м, abs. отметка 62 м). Мощность слоя – 58 м.

Система Qiv	Ярус	Горизонт	Индекс	Литология	Описание пород			
					Мощность, м	Глубина подошвы, м	Abs. отметка подошвы, м	
Каменноугольная нижняя(C1)	350 млн. лет	Турнейский	Визейский					
					4	4	151	Песок
					7	11	144	Суглинок
					24			Переслаивание песка, глины и известняка
					29	35	120	
					64	91		Переслаивание песка и глины
					19	83	72	Переслаивание песка и глины с линзами угля
					10	93	62	Переслаивание глины и угля
					10	103	58	Известняк
					12	115	43	Глины зеленые, плотные
Девонская верхняя(D3)		Хованский	D2hv		3	118	37	Доломит
					14	132	23	Переслаивание известняка, доломита с прослоями гипса
					50			Переслаивание доломита и мергеля с прослоями гипса
					182	-27		
					45			Переслаивание доломита и мергеля с прослоями гипса
					227	-72		
Фаменский		Плавский	D3pl					
					45			Переслаивание доломита и мергеля
					30	272	-117	Переслаивание доломита и мергеля
Лебедянский, Задонский		Оптуховский	D3op					
					30	302	-147	Переслаивание доломита и мергеля

Рис. 4.5. Общее описание стратиграфической колонки опорной скважины № 1 в д. Александровке

6. Еще ниже мощностью около 10 м разрез представлен известняками упинского горизонта турнейского яруса C_{1up} , комьями глин, угля и обломками кремней, маломощными прослойками глин и песков.
7. Самая нижняя часть рассматриваемого разреза в интервале глубин 100–112 м сложена темно-серыми глинами C_{1ml} (малевский горизонт) с редкими тонкими прослойками мергелей и известняков.
8. Ниже располагается мощная толща известняков, доломитов, мергелей и гипсов D_3 мощностью около 190 м. При этом мощность известняков составляет 6.9 м (3.6% мощности), и они расположены в основном в верхней части карбонатной толщи до глубины 150 м. В средней части разреза этой толщи (интервал глубин от 125 до 200 м) залегают гипсы общей мощностью 24 м, что составляет 12.6% мощности. Слои мергелей рассеяны по всему интервалу глубин и имеют общую мощность 51 м (27%). Самыми представительными являются слои доломитов, которые залегают в основном в нижней части разреза и имеют мощность 76.2 м, что составляет 40% от мощности всей карбонатной толщи. Кроме мергелей, остальные карбонатные породы представляют собой высокомочные слои, которые практически полностью экранируют для постоянного тока нижнюю часть осадочного чехла.

Для решения задач малоглубинной электроразведки важнейшим является описание скважины до глубины 112 м (рис. 4.6).

Гидрогеология осадочного комплекса

В каменноугольных, девонских и вендских отложениях выделяется большое количество водоносных горизонтов. Взаимосвязь вод этих горизонтов и их режим изучены недостаточно. Известна лишь самая общая закономерность: чем более погружен водоносный горизонт, тем более минерализована вода.

Наиболее древним водоносным горизонтом на рассматриваемой территории является вендский [Гидрогеология... 1966]. Воды, насыщающие песчаники этого горизонта, обладают очень высокой минерализацией – до 270–280 г/л – при значениях пористости 15%. Воды терригенного комплекса девона имеют минерализацию около 200 г/л на северо-востоке рассматриваемой территории и около 50–100 г/л на юго-западе. Минерализация вод других водоносных горизонтов не превышает 3 г/л.

При бурении опорной параметрической скважины № 1 были встречены следующие водоносные горизонты:

1. Четвертичный водоносный комплекс.
2. Алексинско-протвинская карбонатная серия (11–45 м). Соленость 0.2 г/л.
3. Упинская карбонатная серия (92–98 м). Минерализация 3.5 г/л.
4. Плавский горизонт (132–182 м). Минерализация 3.4 г/л.
5. Лебедянско-оптуховский горизонт (182–272 м). Соленость 3.1 г/л.
6. Елецко-задонский горизонт (272–302 м). Соленость 3.3 г/л.

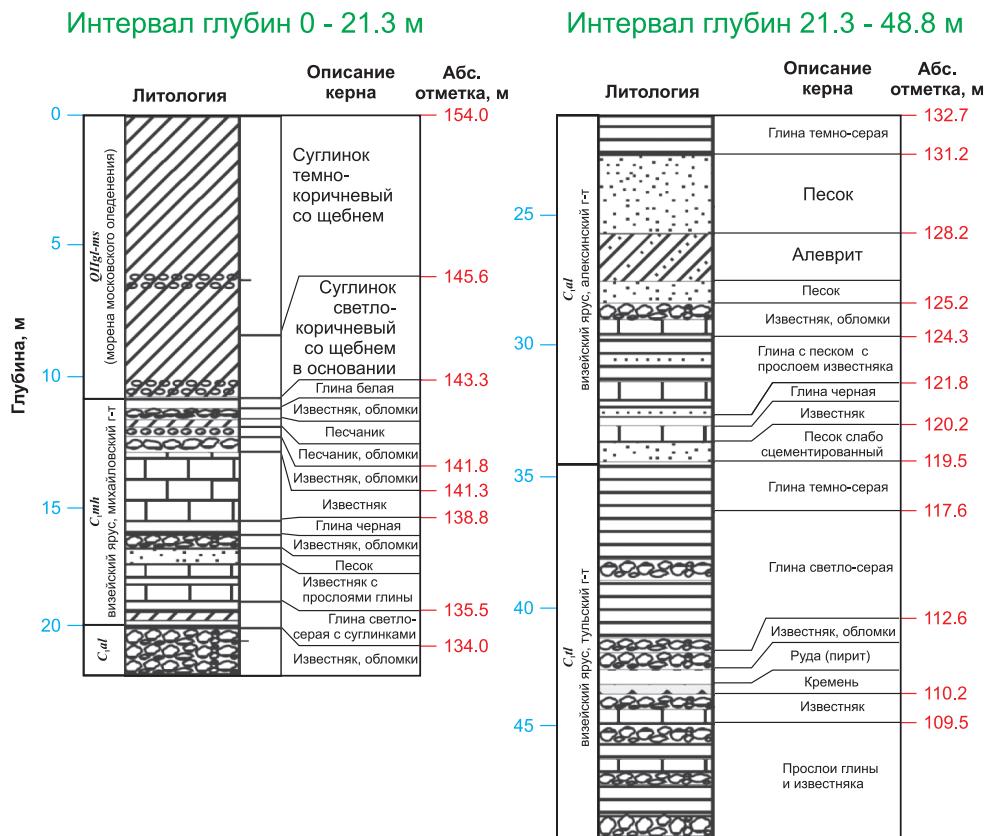


Рис. 4.6, а. Детальное описание опорной скважины № 1 в интервале глубин 0–50 м

4.2.2. Кристаллический фундамент

Строение верхней части кристаллического фундамента района практики изучено по результатам гравиразведки, магниторазведки и сейсморазведки [Петров, 2003], а также на основе интерполяции данных по глубоким скважинам, пробуренным в районе Вязьмы (абсолютная отметка кровли фундамента –1009 м), Барятина (–553 м) и Калуги (–916 м).

Фундамент платформы погружается на север и северо-восток в среднем достаточно плавно (2 м/км) и на отдельных участках ступенеобразно. Например, в районе устья р. Рессы на расстоянии 10 км фундамент резко погружается на 200 м (рис. 4.1). Он сложен преимущественно кристаллическими сланцами и гнейсами протерозойского и архейского возраста.

На фоне общего падения кровли фундамента на северо-восток выделяется ряд разломов северо-западного и юго-западного простирания [Геологический атлас... 2007]. Один из этих разломов длиной не менее 110 км проходит через Юхнов точно вдоль долины р. Угры и обрывается вблизи устья р. Собжи. Второй разлом, более северного простирания, плавной дугой утыкается в изгиб р. Вори на месте Александровского городища (его длина составляет не менее 120 км).

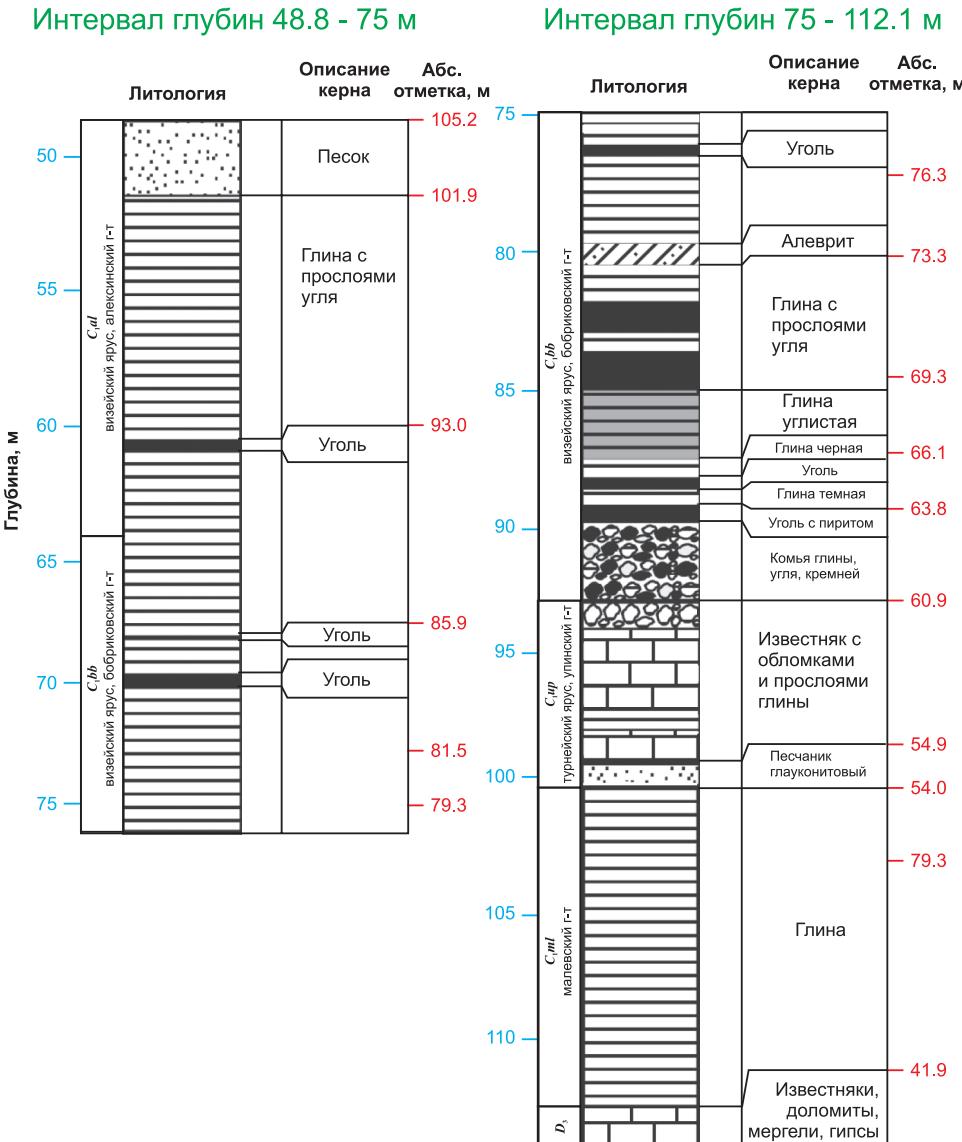


Рис. 4.6, б. Детальное описание опорной скважины 1 в интервале глубин 50–112 м

Таким образом, получается, что Александровский полигон попадает точно на ось Западно-Двинско-Калужского подвижного пояса [Геологический атлас... 2007], который протягивается в северо-западном направлении на 600 км, захватывая территорию Тульской, Калужской и большую часть Смоленской областей. По существу, Западно-Двинско-Калужский пояс вместе с системой обрамляющих его крупных тектонических разломов, которые в северо-западном направлении протягиваются на расстояния 100–200 км, является границей между Воронежской антеклизой и Московской синеклизой.

В юго-западной части территории в районе п. Барятино расположены интенсивные магнитные аномалии, являющиеся продолжением Курской магнитной аномалии (КМА). Наибольшую интенсивность имеют Световская, Барятинская, Мосальская, Сухиничская, Заугорская и Кировская аномалии, где значения напряженности магнитного поля ΔT увеличиваются на 30 000 нТл и более (рис. 4.7). Столь высокие значения связаны с повышенной намагниченностью хлоритовых сланцев и железистых кварцитов протерозойского возраста, вскрытых Барятинской структурной скважиной на глубине 764 м. Намагниченность сложенных ими тел может меняться от 20 до 80 А/м. Соответственно, значение относительной магнитной проницаемости (раздел 3.3) железистых кварцитов составляет 2.85, при разбросах возможных значений от 1 до 3.

В районе Барятинской магнитной аномалии еще в начале 90-х гг. прошлого столетия магнитотеллурическими методами был выявлен коровый проводящий слой (параграф 5.6.2). В течение последующих лет изучение Барятинской аномалии электропроводности проводится при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) с участием студентов МГУ и РГГРУ. Результаты электроразведочных работ показали, что коровый проводящий слой прослеживается и южнее Барятинско-Сухиничской группы аномалий [Алексанова и др., 2013]. На широте Брянска он разветвляется на две линейные проводящие зоны (рис. 4.8). Одна из этих зон является продолжением изученной в пределах Украинского щита Кировоградской аномалии электропроводности. Другое ответвление проводника связано с осью КМА и прослеживается вплоть до г. Курчатова Курской области.

4.2.3. Геоэлектрический разрез

На рис. 4.9 представлен сводный геолого-геофизический разрез исследуемого района и сопредельных территорий. Итак, можно выделить породы четырех основных комплексов, слагающих верхнюю часть Русской платформы в пределах юго-западной части Московской синеклизы, которые существенно различаются по удельному электрическому сопротивлению.



Рис. 4.7. Графики магнитного и гравитационного полей по профилю, пересекающему Барятинскую и Световскую магнитные аномалии

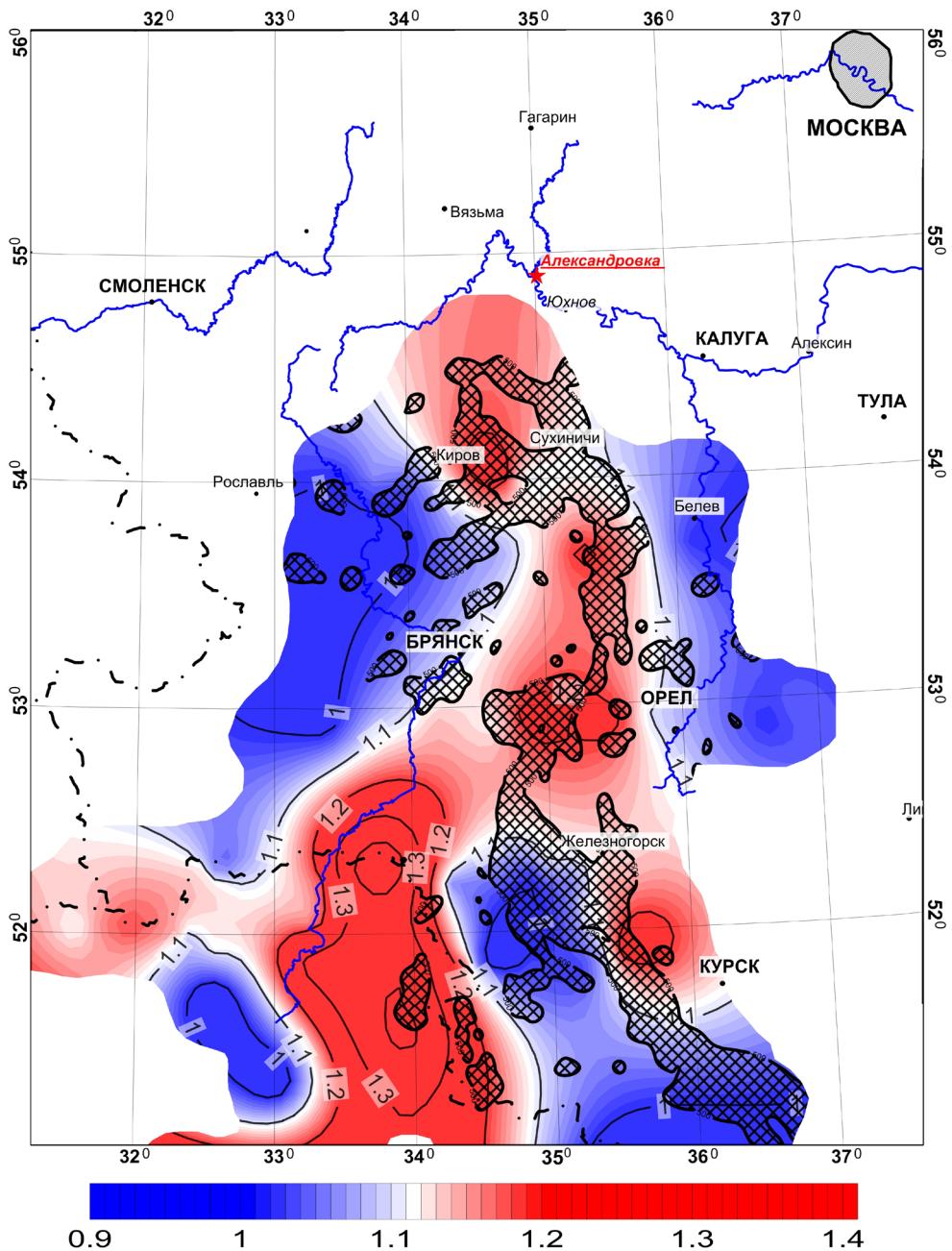


Рис. 4.8. Карта максимальной амплитуды горизонтального магнитного тензора в районе Кировоградско-Барятинской аномалии электропроводности (по Е.Д. Александровой). Заштрихованными областями показаны зоны интенсивных аномалий постоянного магнитного поля

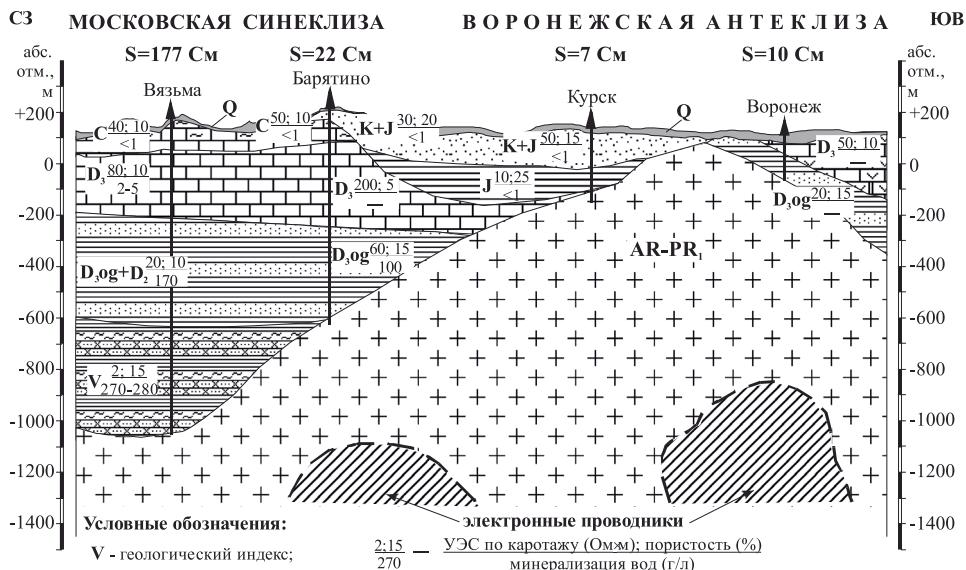


Рис. 4.9. Обобщенный геолого-геофизический разрез зоны перехода от Воронежской антиклизы к Московской синеклизе

1. Первый комплекс – верхний проводящий слой – соответствует терригенным каменноугольным и четвертичным отложениям. Высокую проводимость этой толщи обеспечивают моренные суглинки четвертичной системы и песчано-глинистая толща тульского и бобриковского горизонтов нижнего карбона. Средние значения сопротивлений моренных суглинков – 20–40 Ом·м, известняков нижнего карбона – 100–200 Ом·м.
2. Второй комплекс – высокоомный слой осадочного чехла, который сложен доломитами и известняками верхнего девона и нижнего карбона. По данным электроразведки суммарное поперечное сопротивление Т этого слоя составляет в данном районе $2-3 \cdot 10^6$ Ом·м². Значительный вклад в суммарное поперечное сопротивление второго слоя вносят небольшие по мощности, но очень высокоомные (удельное сопротивление до ста кОм·м) прослои ангидритов и гипсов, присутствующие в фаменском ярусе верхнего девона. Поэтому второй слой является экраном для методов постоянного тока [Неволин и др., 1971].
3. Третий комплекс – нижняя проводящая терригенная толща – обеспечивает 90% суммарной продольной проводимости S осадочного чехла. В этом комплексе наиболее проводящими являются песчаники и глины венда, так как их выклинивание, происходящее на участке Александровка – Барятино, приводит к уменьшению S в десять раз (от 200 до 20 См) при уменьшении суммарной мощности пород нижнего терригенного комплекса всего на 20% (рис. 4.9). Низкие значения сопротивления (2–5 Ом·м) пород вендско-девонской толщи обусловлены наличием в них рассолов, у которых минерализация воды доходит до 200–300 г/л.

4. Четвертый комплекс – граниты и гнейсы, слагающие кристаллический фундамент архейско-раннепротерозойского возраста, обладают, как правило, сравнительно высокими удельными сопротивлениями в тысячи Ом·м.

4.3. Геология четвертичных отложений

Четвертичные отложения в районе Александровского полигона относятся к континентальному типу осадков. В отличие от моря на континенте превалируют три силы, которые способствуют горизонтальному переносу вещества: деятельность рек, работа ветра и континентальных ледников. Действие этих сил имеет временный и локальный характер. Поэтому первой особенностью строения четвертичных отложений является их сильная изменчивость в горизонтальном направлении. Вследствие этого геологическое описание самой верхней части разреза производится не послоинно, а по латерали в соответствии с генетическими признаками того или иного комплекса пород. Второй особенностью является сильная зависимость гипсометрического положения того или иного типа отложений от условий их образования. Таким образом, зачастую комплексы, расположенные гипсометрически ниже, имеют более позднее время образования. Поэтому важнейшим инструментом сопоставления этих пород является геоморфологический принцип.

В пределах территории полигона новейшие геологические исследования четвертичных отложений выполнены Ю.А. Лаврушиным, А.С. Алексеевым и А.А. Бобачевым [Лаврушин, 1997]. Здесь четко выделяются два района: геоморфологически хорошо выраженная долина р. Угры вместе с приусտевой частью долины р. Вори и моренное плато, образованное комплексом ледниковых и водно-ледниковых отложений московского оледенения (рис. 4.10).

Необходимо сразу отметить, что в пределах моренного плато выделяется несколько подрайонов, в которых различия в строении покрова четвертичных отложений обусловлены как динамикой ледникового покрова, так и неотектоническими процессами.

4.3.1. Строение долины р. Угры

Проведенные исследования показали, что в пределах геофизического полигона, помимо поймы, достаточно четко выделяются лишь две надпойменные террасы.

I надпойменная терраса (нижняя или более поздняя) высотой около 4 м была изучена по разрезу скв. Л-11 вблизи д. Королево. Здесь сверху вниз был описан следующий разрез:

0.0–0.4 м суглинок темно-серый, гумусированный – луговая почва;

0.4–2.0 м суглинок коричневато-серый, тяжелый, пористый, местами слегка гумусированный – пойменный аллювий;

2.0–3.6 м песок мелко- и среднезернистый полимиктовый, глинистый, увлажненный, коричневато-серого цвета;

3.6–6.8 м песок коричневато-серый, разнозернистый, полимиктовый с большим количеством гальки.

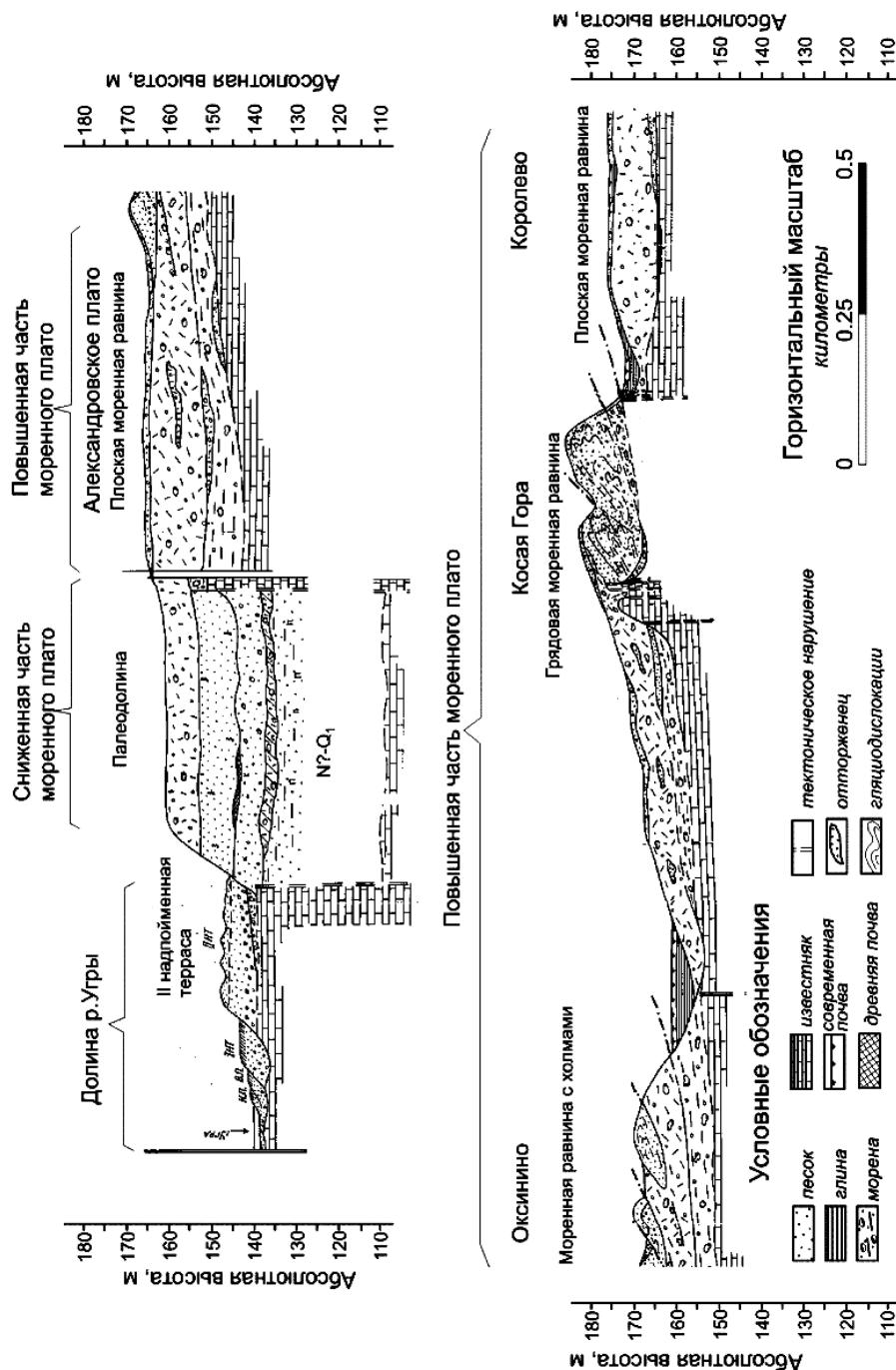


Рис. 4.10. Принципиальная схема строения покрова четвертичных отложений района практики (по Ю.А. Лаврушину)

На глубине 6.8 м вскрыта кровля известняков.

Песчаный и галечно-песчаный материал интервала 2.0–6.8 м представляет собой типичный русловой аллювий. При этом при описании разреза скважины было зафиксировано закономерное погружение гранулометрического состава сверху вниз по разрезу. Наличие суглинков пойменного аллювия вполне определенно свидетельствует о гидрологическом режиме р. Угры, близком к современному. Аллювий этой террасы является более молодым и может быть датирован по крайней мере первой половиной голоценена (10 000–5 000 лет назад). Соответственно, начало формирования высокой и низкой пойм может быть отнесено по возрасту ко второй половине голоценена и современности.

II надпойменная терраса (верхняя или более ранняя) с относительной высотой 8–10 м в наиболее типичном виде развита на крутой левобережной излучине реки между деревнями Королево и Бельдягино. Отличительной особенностью морфологии поверхности II надпойменной террасы является наличие дюнного микрорельефа. Наличие дюн высотой 2–3 м свидетельствует о том, что в тот момент не было леса, покрывающего пойму. Кроме этого, во время накопления аллювия данной террасы половодья целиком умещались в русле реки, не выходя за его пределы. Возникновение дюнного рельефа было связано с интенсивными эоловыми процессами, происходившими вскоре после завершения формирования аллювия. По последним *палинологическим* данным (изучение пыльцы древних растений), этот период датируется около 10 000 лет назад. Подобного типа и аналогичные по высоте «боровые» террасы достаточно широко распространены в пределах Русской равнины.

4.3.2. Геологическое строение моренного плато

В сниженной части моренного плато обнаружен наиболее полный разрез четвертичных отложений (ур. Оксинино). Можно выделить два типа палеодолин: долины-грабены и долины ледникового выпахивания и размыва.

1. Долины-грабены выстланы миоценовыми (N_1 , эпоха с 25 млн до 5.3 млн лет назад) и плиоценовыми (N_2 , эпоха с 5.3 млн до 2.6 млн лет) аллювиальными и озерными отложениями. Эти палеодолины по латерали обычно ограничены *линеаментами* (глубинными разломами).

На территории полигона структуры этого типа выделяют на северо-востоке района. Ширина подобных долин-грабенов, заполненных миоценовой песчаной толщей, достигает 4 км, а протяженность превышает 10 км. Второй фрагмент подобной же структуры установлен в пределах современной долины р. Угры к западу и северу от д. Беляево.

Палеодолина на левобережье ур. Оксинино была обнаружена в результате бурения и была зафиксирована электрическим зондированием. По результатам бурения скважины Л-9 описан следующий разрез.

Сверху в интервале 0.0–3.5 м залегают современные песчано-галечные отложения. Ниже четко выделяется морена днепровского оледенения, которая имеет мощность около 9 м. Еще ниже залегает толща так называемых золотистых песков мощностью около 6 м. Толща песка абсолютно однородна.

В зоне нижнего контакта отсутствуют следы базального горизонта, и эту толщу следует рассматривать как эоловое образование. Ниже по разрезу вскрыта погребенная почва, которая разделяет ледниковые отложения. Ниже залегает толща коричневых песков флювиального генезиса. Мощность их изменяется от 3 до 4 м. В ряде скважин ниже толщи коричневых песков выявлен горизонт морены раннеплейстоценового оледенения. Наконец, самая нижняя плывунная толща представляет собой уже дочетвертичные аллювиальные отложения (предположительно, N₂-Q₁). Днище палеодолины расположено на абсолютных отметках +110 м.

2. Грабеноподобные депрессии, расположенные на восточной границе полигона, связаны с процессами ледникового выпахивания. Глубина подобных долин может превышать 100 м. Они заполнены моренами, флювиогляциальными отложениями или сложным переслаиванием этих образований.

Повышенную часть моренного плато Ю.А. Лаврушин делит на три типа.

1. Первый тип – *плоская моренная равнина* находится на абсолютных отметках 170–180 м. Для повышенной части моренного плато особенностью является высокое гипсометрическое положение кровли известняков, которая располагается на высотах 160–170 м. Рассматриваемый участок имеет уплощенный рельеф, осложненный холмами или даже линейно вытянутыми грядами. Типичным в этом плане районом является участок полигона на левобережье р. Угры между д. Королево и д. Беляево. Геологическое строение характеризуется разрезом скв. Л-12, пробуренной на абр. высоте 175 м восточнее д. Королево. Как видно из описания, разрез моренной равнины состоит сверху из маломощного покрова флювиогляциальных отложений (0.0–0.1 м), ниже залегает толща собственно ледниковых образований, представленных моренными суглинками днепровского возраста. Разрез некоренных пород подстилается неопределенной в генетическом плане водонасыщенной толщей глин. К рассматриваемому типу относятся и окрестности д. Александровки, расположенной на сниженной поверхности (160 м абр. высоты). По материалам проведенного бурения максимальная мощность толщи четвертичных отложений составляет 21.6 м (скв. 5 расположена в 300 м северо-восточнее д. Малое Устье).

2. Второй тип – *моренная равнина с холмами* (ур. Оксинино). Наиболее характерным участком этого типа является район старого песчаного карьера (ур. Оксинино по дороге на д. Беляево). Здесь вскрыт *отторженец* – массив горной породы, выкопанный ледником и целиком перемещенный на достаточно большое расстояние. Он состоит из линзовидных наслоений песка. Мощность песчаного отторженца достигает 5 м.

3. Третий тип – *грядовая моренная равнина* (ур. Косая Гора). В районе ур. Косая Гора установлено наличие грядового рельефа. Одна из гряд, пересекаемая дорогой Беляево – Александровка, была детально изучена геологическими и геофизическими методами. На топографической карте видно, что данная гряда представляет собой фрагмент более протяженного сооружения, состоящего из отдельных, заходящих друг на друга кулисообразных гряд. Наиболее важной чертой геологического строения данного участка является

резко меняющееся гипсометрическое положение кровли известняков, которое обусловлено гляциотектоническими процессами в период оледенения. В результате отдельные фрагменты известняков оказались «вздернутыми» и частично сохранились, а другие были унесены ледниковым покровом.

Гряда ур. Косая Гора принадлежит к гляциотектоническому сооружению типа вала выжимания. Анализ результатов бурения в ур. Косая Гора показал, что здесь выделяются те же толщи песков, которые залегают в ур. Оксинино поверх нижней морены. Это толща плохо сортированных песков коричневого и серого цвета и толща так называемых золотистых песков. Как показало бурение ур. Косая Гора, эти два типа песков принимают участие в строении песчаного тела и оказываются зажатыми в толще последней морены.

С другой стороны, морены формируются в основании ледниковых покровов при активном движении льда в обстановке больших давлений, в результате чего возникают различного типа гляциодинамические текстуры типа сдвинутой колоды игральных карт, выражющиеся в чешуйчатом надвигании отдельных частей морены друг на друга. При этом движении происходит отсадка крупного валунного материала. В результате основная морена может приобретать анизотропию электрических свойств (параграф 3.1.8), которая является следствием преимущественной ориентации зерен вещества в направлении движения ледника.

Таким образом, грядовая моренная равнина в районе ур. Косая Гора представляет собой вал выжимания разнородного песчано-глинистого материала, выкопанного ледником из древней палеодолины и переотложенного в результате разламывания ледника на краю долины.

4.3.3. Опорные профили геологического бурения в районе д. Александровки

В районе Александровского плато разбурено несколько опорных профилей. Положение профилей показано на рис. 4.11. Все скважины имеют глубину не более 35 м. Большая их часть пробурена до кровли известняков, которые вскрываются в пределах Александровского моренного плато на глубинах не более 25 м с разными абсолютными отметками. В 2011 г. бурение скв. 3/11 остановилось на глубине 35 м (абс. отметка 128 м – верхняя часть алексинского горизонта C₁al), но забой скважины не коснулся кровли известняков. При этом абсолютные отметки кровли известняков меняются в широких пределах, что указывает на процессы интенсивного разрушения их кровли, с одной стороны, длительными процессами выщелачивания, а с другой стороны – механическим разрушением движущихся ледников окского и днепровско-донского возраста.

Опорный профиль 1 проходит вдоль дороги на д. Малое Устье, имеет длину 600 м и включает восемь скважин (рис. 4.12). Еще одна скв. 71 находится на территории базы и расположена в створе профиля 1 на расстоянии 240 м от скв. 0. Самой глубокой скважиной на этом профиле является скважина 500. Кровля известняков здесь зафиксирована на глубине 23.5 м. Абсолютная отметка – 140.2. В разрезе скважины выделяются два комплек-

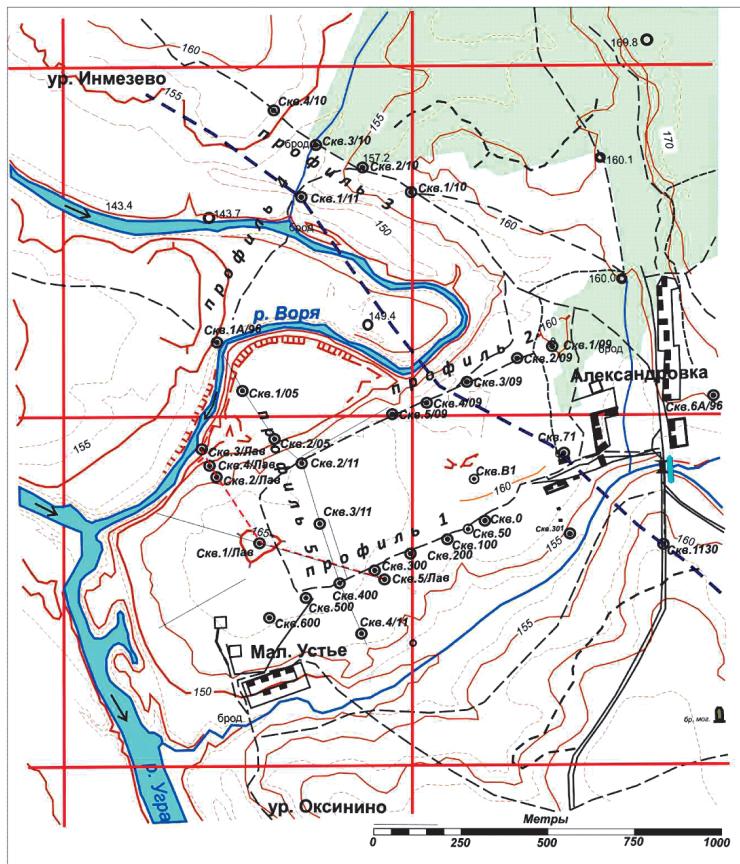
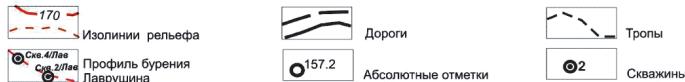
**Условные обозначения:**

Рис. 4.11. Схема расположения скважин неглубокого бурения в районе Александровского полигона

са моренных суглинков московского (буро-красные) и донского оледенения (темно-коричневые): верхний мощностью около 6 м и нижний – 8.5 м. Они разделены песками: сверху глинистыми, а внизу – с галькой. В нижней части разреза в интервале глубин 19–22.5 м встречены слюдистые пески. Моренные суглинки представлены только одним слоем мощностью от 2.2 до 3.5 м. Вместо суглинков на скв. 0 и скв. 50 в нижней части разреза встречены глины. Необходимо отметить, что абсолютные отметки кровли известняков меняются в широких пределах. При этом колебания кровли известняков в пределах 2–5 м могут происходить на расстоянии 50–100 м. Кровля известняков в скв. 71 находится на отметке 136.3 м (нижний слой известняков михайловского горизонта $C_1\text{mh}$). Это почти на 7 м ниже отметок в скв. 310. В скв. 310 кровля михайловских известняков находится на отметке 143 м

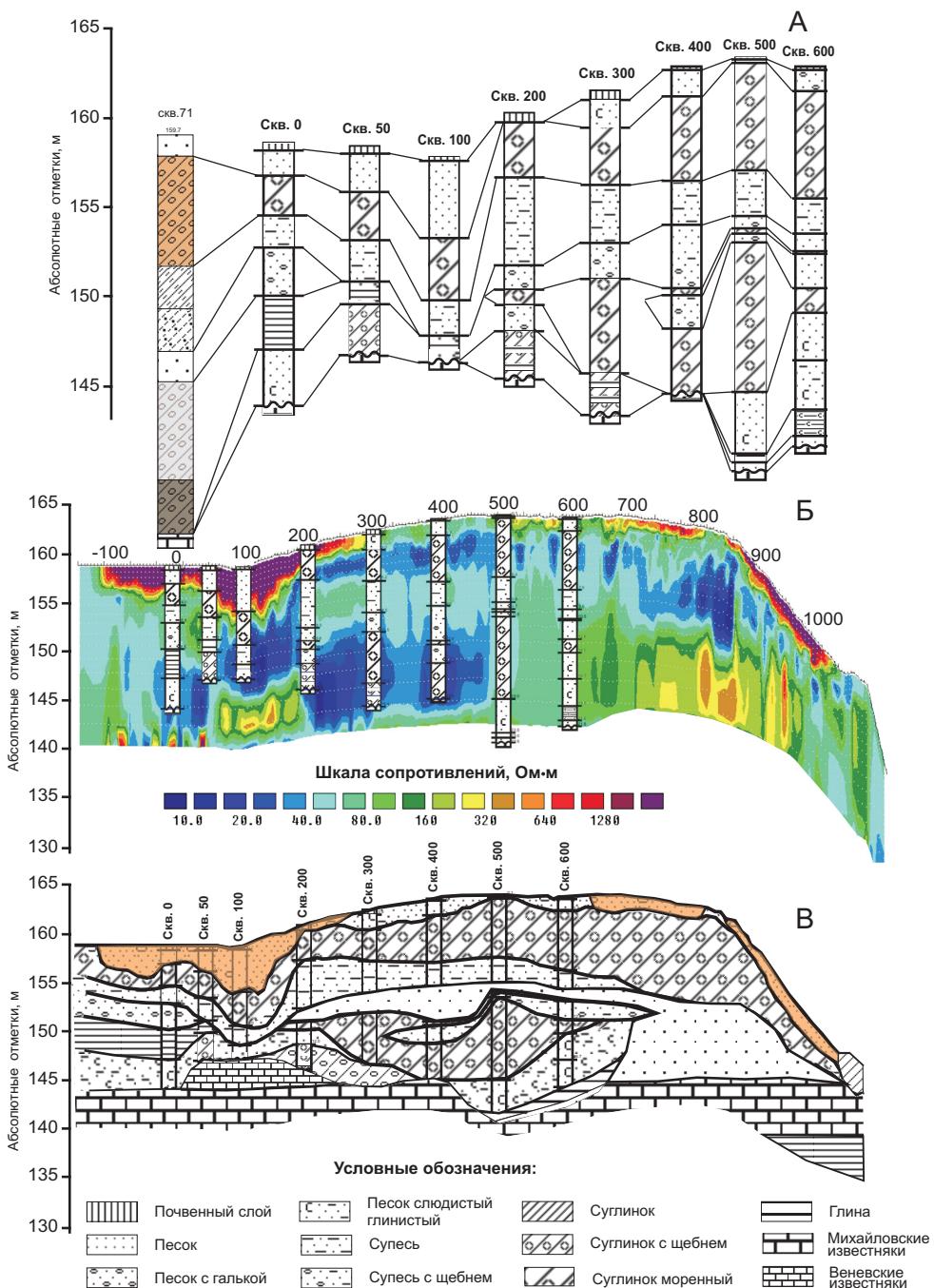


Рис. 4.12. Профиль 1. Бурение фирмы «Северо-Запад».
А – результаты бурения, Б – геоэлектрический разрез по результатам инверсии,
В – окончательный разрез
 (описание разрезов выполнил профессор А.С. Алексеев)

(верхний слой известняков михайловского горизонта $C_1\text{mh}$). Поэтому известняки, которые встречены в скважинах 50, 100 и 200 на отметке 147 м, относятся к известнякам веневского горизонта $C_1\text{up}$.

Опорный профиль 2 имеет длину 508.3 м и располагается вдоль р. Вори возле Александровского городища (рис. 4.13). Здесь пробурено пять скважин. Наиболее представительным является разрез по скважине 3. В верхней части от поверхности земли до глубины 2.8 м залегают флювиогляциальные пески с большим количеством грубообломочного материала вплоть до валунов. Верхняя часть этого слоя глубиной до 1 м вычищена крестьянами для обработки земли, а каменный материал складирован вдоль южного края поля в виде вала.

Ниже залегает слой моренных суглинков мощностью от 0.8 до 1.5 м. Под суглинками опять расположен слой песков. Его мощность постепенно нарастает от скв. 5 (1.4 м) до скв. 2 (4.6 м). Необходимо отметить, что, судя по результатам электротомографии и георадара, слой верхних суглинков не является сплошным. Поэтому когда он отсутствует, глубина проникновения электромагнитных сигналов резко возрастает, и мы наблюдаем отражения с глубины 5–6 и более метров. На скважине 1 нижний слой песков отсутствует. Ниже песков залегает второй слой суглинков мощностью от 5 м в скв. 5 до 20 м в скв. 1. Нижняя часть разреза резко различается для восточной и западной частей профиля. На западе ниже суглинков на глубине 12–17 м (абсолютные отметки около 145 м) залегают известняки михайловского горизонта. В восточной части профиля известняки отсутствуют до глубины 25 м. Здесь ниже моренных суглинков залегают зеленоватые суглинки, супеси и пески предположительно миоценовой палеодолины (N_1).

В верхней части разреза непосредственно под почвенным слоем всюду отмечается слой флювиогляциальных песков мощностью от 0 до 4.5 м.

4.3.4. Культурный слой

В районе Александровского геофизического полигона известны многочисленные памятники археологии, часть из которых обнаружена в результате разведок, проводимых калужским археологом Г.А. Массалитиной с 1997 г. Хронологический диапазон памятников широк – от стоянок каменного века (IX–V тыс. до н.э.) до эпохи позднего Средневековья (XVI в.). Часть памятников исследована методом раскопок, в результате чего выявлен характер культурных отложений.

Наиболее выразительным оказался разрез культурного слоя на городище Жары 1, расположенному на правом берегу р. Угры в 3 км выше по течению от устья р. Вори [Массалитина, Модин, 2001]. Общая площадь поселения, расположенного на высоком холме, площадка которого окружена кольцевым валом высотой до 3 м и рвом в основании холма, составляет около 2000 м². Культурный слой в ходе работ 1998–2001 гг. исследован на площади около 60 м². Его мощность варьируется в пределах от 1 м в центральной части поселения до 4.2 м на периферии, в районе оборонительного вала. На всех исследованных участках культурный слой хорошо стратифицирован. В центре площадки он представляет собой рыхлую супесь, активно насыщен-

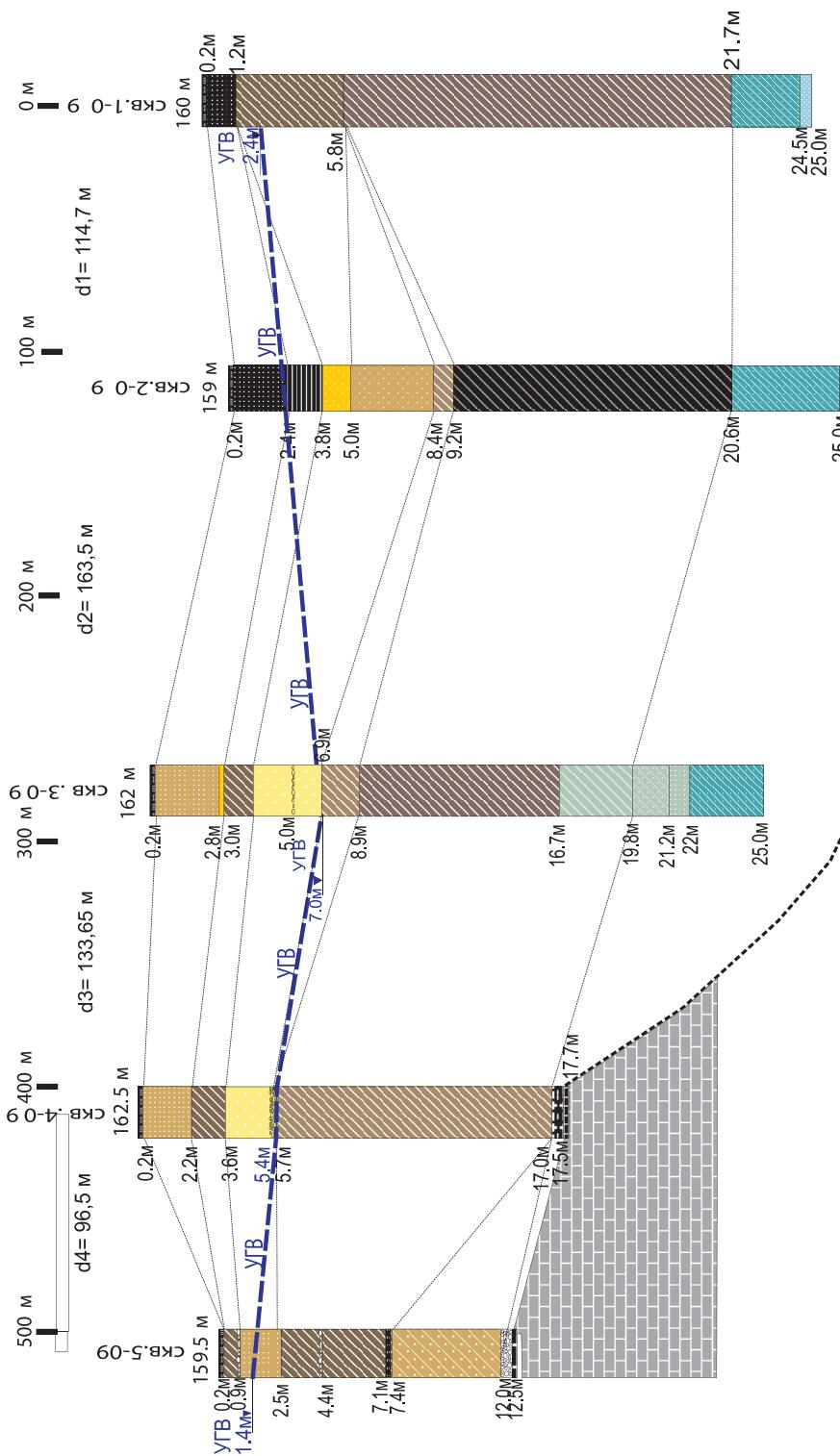


Рис. 4.13. Профиль 2. Бурение фирмы «Северо-Запад», 2009 г.
(описание разрезов выполнил П.А. Образцов)

ную органическим веществом, и включает последовательные напластования эпохи раннего железного века, мосчинской археологической культуры (III–V вв.), хронологически соотносящейся с поздним этапом дьяковской культуры, в том числе известной по раскопкам в Москворечье, эпохи Древней Руси (XI–XIII вв.), эпохи позднего Средневековья (XIV–XV вв.). В траншее на валу культурные напластования имеют сложный характер. В основании залегает горизонт мощностью до 0.6 м с ярко выраженной слоистостью, состоящий из желтой супеси с включениями угля, органики, обожженного грунта. Он перекрывается слоем темно-серой супеси (до 1.6 м), содержащей материалы эпохи железа. Верхняя часть напластований (мощностью до 2 м) связана с этапом сооружения оборонительного вала (XIV в.). Он насыпан из чистого желтого приносного песка без всяких включений. С тыльной стороны насыпь была укреплена, остатки этого строительного материала представлены коричневой супесью с включением мелких камней, обожженной глиняной обмазки, остатками сгоревшего дерева.

Литература

1. Александрова Е.Д., Варенцов Ив.М., Куликов В.А. и др. Глубинные аномалии электропроводности в северной части Воронежской антеклизы // Геофизика. 2013. № 2. С. 32–38.
2. Алексеев А.С., Шик С.М., Кабанов П.Б. Геологическое строение участка «Александровка». М., 1996. С. 68.
3. Васильев А.Г., Гатовский Ю.А., Полянский Б.В., Пекин А.А. Отчет о бурении параметрической опорной скважины № 1 п/а на территории Александровской (Калужская область) базы учебных геофизических практик геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. М., 2008.
4. Геологический атлас Калужской области // Мин-во природных ресурсов Калужской области. Сост. В.С. Бобров. Ред.: Н.А. Божко, О.О. Разумовский, Г.И. Празян. Калуга: ПГП Притяжение, 2007. 70 с.
5. Гидрогеология СССР. Том 1. Московская и смежные области / Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1966.
6. Лаврушин Ю.А. Отчет о результатах изучения строения четвертичных отложений в районе учебно-методического геофизического полигона «Александровка». М., 1997. 39 с.
7. Массалитина Г.А., Модин И.Н. Изучение памятников археологии Калужской области с привлечением методов естественных наук. Сб.: Вопросы археологии, истории, культуры и природы верхнего Поочья. Мат-лы IX конф. 21–23 марта 2001. Калуга, 2001 г., с. 5–14.
8. Неволин Н.В. и др. Изучение геологического строения Восточно-европейской платформы геофизическими методами. М.: Недра, 1971.
9. Петров В.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые Калужской области. Калуга: ИД Эйдос, 2003. 440 с.
10. Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И. и др. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М., 1995.
11. Романовская М.А., Никитин Р.М. Геологическое строение и гидрогеологические условия Калужской области и района дер. Александровки: метод. руков.-во. М.: МГУ, 2007. 53 с.

Часть 2

Глубинная электроразведка

Глава 5. Магнитотеллурическое зондирование

Магнитотеллурические (МТ) методы основаны на изучении естественного переменного электромагнитного поля Земли различной частоты. За счет скин-эффекта (параграф 1.3.4) более высокочастотные колебания МТ-поля быстрее затухают с глубиной, в то время как низкочастотные компоненты спектра проникают на большие глубины. Соответственно, высокочастотные составляющие поля несут информацию лишь о приповерхностной части разреза. С понижением частоты вклад более глубоких частей разреза в наблюдаемое поле возрастает, и мы получаем информацию о глубинной части геоэлектрического разреза. Таким образом, *магнитотеллурическое зондирование* (МТЗ) представляет собой разновидность индукционного частотного зондирования, которое не требует использования генераторных установок, но в то же время обеспечивает глубинность исследований, недостижимую в методах с контролируемым источником [Электроразведка... 1989]. Существующие на сегодняшний день модификации метода МТЗ позволяют проводить исследования в очень широком диапазоне глубин – от десятков метров до сотен километров.

5.1. Основы теории

5.1.1. Магнитотеллурическое поле

МТ-поле порождается электрическими токами в ионосфере и магнитосфере Земли, грозовыми разрядами и другими источниками, находящимися на достаточноном удалении от точки наблюдения. Теория МТЗ основана на приближении плоской «волны» – модели квазистационарного электромагнитного поля, не меняющегося в горизонтальном направлении на расстояниях, существенно превышающих глубину проникновения поля. Эта модель с высокой точностью описывает поведение любого источника при условии, что он находится на большом удалении от точки наблюдения [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

Близкие по форме вариации МТ-поля могут одновременно наблюдаться в точках, расположенных на расстояниях до нескольких тысяч километров друг от друга [Епишкин, Яковлев, 2016]. Этим оно отличается от локальных элек-

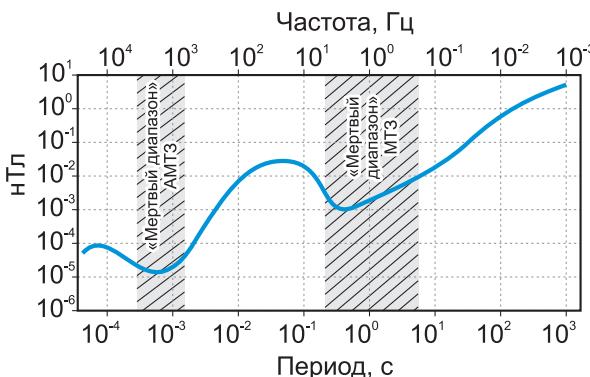


Рис. 5.1. Спектр естественного переменного магнитного поля

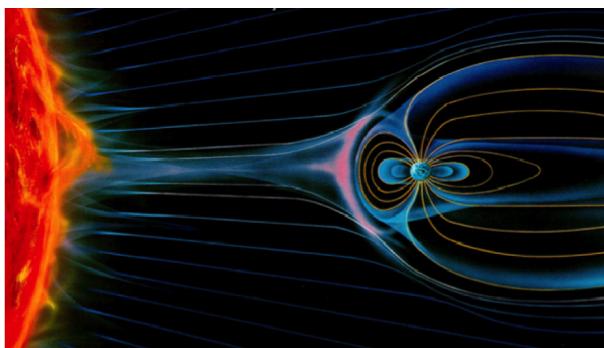


Рис. 5.2. Взаимодействие солнечного ветра с магнитосферой Земли

аудиомагнитотеллурическим (АМТ), поскольку совпадает с частотным диапазоном звуковых колебаний, воспринимаемых человеком.

Природа низкочастотного (менее 1 Гц) МТ-поля в первую очередь связана с взаимодействием *солнечного ветра* (исходящего от Солнца и изменяющегося во времени потока заряженных частиц) с магнитосферой и ионосферой Земли (рис. 5.2). Будучи в целом электрически нейтральным, при достижении магнитосферы Земли поток частиц солнечного ветра разделяется на потоки положительно и отрицательно заряженных частиц, закручивающиеся вдоль силовых линий магнитного поля и затекающие в ионосферу в полярных областях.

Выделяют пять основных типов вариаций МТ-поля [Chave, Jones, 2012]:

1. *Магнитные бури* – интенсивные изменения поля с амплитудой до многих сотен нТл, для которых характерен резкий (в течение первых часов) рост напряженности и ее последующий длительный (до нескольких суток) спад.

2. *Солнечно-суточные вариации* – периодические колебания (период основной гармоники – 24 часа) с амплитудой до 50–100 нТл.

трических полей, изучаемых в методе ЕП (глава 19). При этом колебания магнитного поля определяются главным образом поведением тока в источнике и медленно меняются от точки к точке. Колебания электрического поля в большей степени зависят от геоэлектрического разреза.

Частотный диапазон МТ-поля очень широк, однако его энергетический спектр неравномерен (рис. 5.1). Наиболее слабые вариации относятся к так называемым *мертвым диапазонам*, распространяющимся на частоты примерно от 0.1 до 5 Гц и от 800 до 5 кГц. В этих диапазонах особенно сильно проявляются помехи [Chave, Jones, 2012].

Отметим, что диапазон частот от десятков Гц до десятков кГц называется

3. *Бухтообразные возмущения* – плавные изменения уровня поля (десятки нТл) в течение нескольких часов (рис. 5.3).

4. *Пульсации* или *короткопериодные колебания* – квазисинусоидальные устойчивые и иррегулярные вариации с периодами в основном от 1 до 1000 с и величиной от 0.1 до 10 нТл на длинных периодах (рис. 5.4).

5. *Высокочастотные вариации* (свыше 1 Гц), также называемые *атмосфериками* (рис. 5.5), связаны в основном с грозовыми полями. Наибольшая грозовая активность сосредоточена в тропических и экваториальных областях (рис. 5.6) и сопровождается электромагнитными шумами, распространяющимися по поверхности планеты в резонансной системе ионосфера – Земля. Последовательность резонансных частот, приблизительно равных 8, 14, 20, 26, 33, 39 и 45 Гц, называют *резонансами Шумана* [Chave, Jones, 2012]. Каждую секунду на Земле происходит 40–50 грозовых разрядов, обеспечивающих таким образом существование постоянно действующего источника высокочастотного шумового поля.

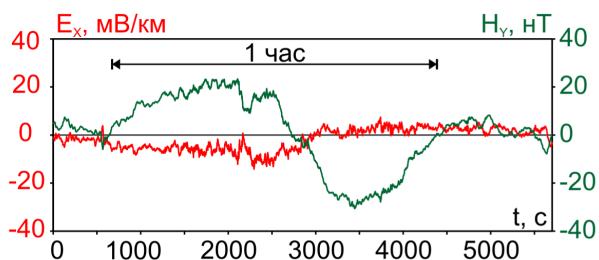


Рис. 5.3. Пример записи бухтообразных вариаций

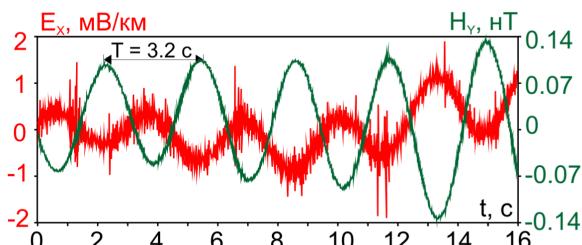


Рис. 5.4. Пример записи короткопериодных квазисинусоидальных вариаций

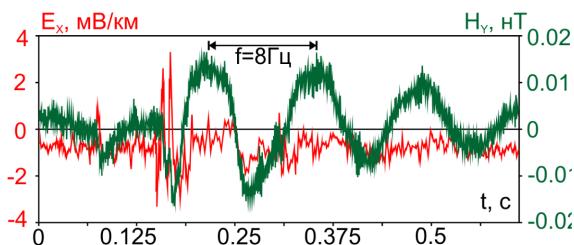


Рис. 5.5. Пример записи высокочастотных вариаций

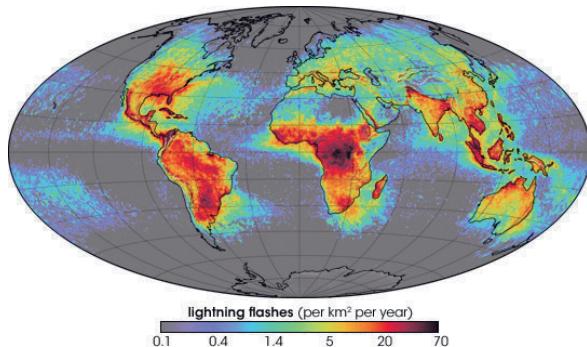


Рис. 5.6. Распределение грозовой активности (по данным NASA)

Для магнитотеллурического зондирования могут использоваться и искусственные источники электромагнитного поля при условии, что они находятся на достаточном удалении от точки наблюдения. В частности, в настоящее время развивается *радиочастотная модификация МТЗ* (РМТ), основанная на использовании полей дальних радиостанций.

В зависимости от частотных характеристик аппаратуры и шага дискретизации в записях МТ-поля проявляются те или иные вариации. При этом в электрическом поле обычно видны более высокочастотные колебания, чем в магнитном (рис. 5.3–5.5). Это является отражением второго уравнения Максвелла (раздел 1.3): вихревое электрическое поле пропорционально магнитному с коэффициентом, равным частоте.

Интенсивность и частотный состав вариаций МТ-поля зависят от географической широты точки наблюдений, от времени года и от времени суток. В целом наибольшая интенсивность МТ-поля наблюдается в высоких широтах и в летнее время. Значительное влияние на интенсивность вариаций МТ-поля оказывают также глобальные циклы солнечной активности (рис. 5.7).

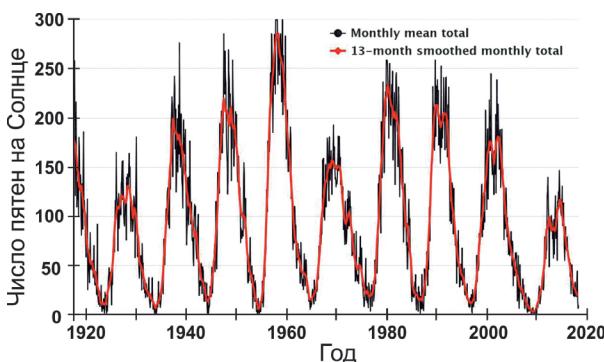


Рис. 5.7. График солнечной активности (по данным SpaceWeatherLive)

во времени по гармоническому закону, глубинность исследований зависит от трех факторов: расстояния до источника, частоты колебаний ЭМ-поля и электрической проводимости изучаемого разреза. В методе МТЗ расстояние до источников МТ-поля можно считать бесконечно большим, и глубинность исследований определяется только проводимостью разреза и частотой.

Глубину, на которой ЭМ-поле, меняющееся с круговой частотой колебаний ω (где $\omega = 2\pi f = 2\pi/T$, f – частота в Гц, T – период в с), затухает в $e \approx 2.7$ раза, называют *толщиной скин-слоя* h_δ . Над однородным полупространством с сопротивлением ρ и магнитной проницаемостью $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м (раздел 1.3):

$$h_\delta = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu_0}} = \frac{\sqrt{10^7\rho T}}{2\pi} \text{ (м)} \approx \frac{\sqrt{\rho T}}{2} \text{ (км).} \quad (5.1)$$

Таким образом, чем меньше частота колебаний поля, тем глубже оно проникает в землю. Кроме того, толщина скин-слоя определяется сопротивлением

Специальные обсерватории по всему миру постоянно регистрируют колебания магнитного поля во времени. Для изучения этих процессов создана мировая сеть «Интермагнет».

5.1.2. Глубинность МТ-исследований

В методах электроразведки, основанных на изучении полей, меняющихся

среды. В высокоомной среде поле затухает с глубиной медленнее, чем в проводящей (рис. 5.8).

Удобно также ввести понятие *эффективной глубины проникновения*, которую рассматривают как глубину до центра индуцированных в Земле токов [Бердичевский, Дмитриев, 1992]:

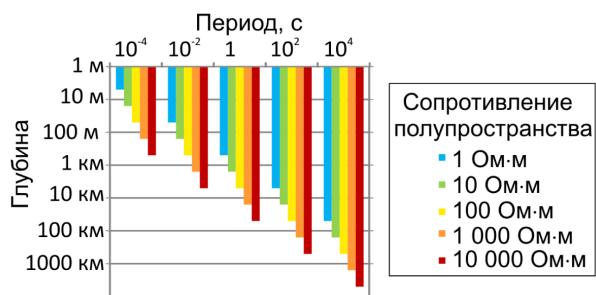


Рис. 5.8. Зависимость толщины скин-слоя от периода вариаций и сопротивления среды

$$h_{eff} = h_\delta / \sqrt{2}. \quad (5.2)$$

Отметим, что по формулам (5.1–5.2) можно оценивать глубину скин-слоя и глубину проникновения поля и в неоднородных средах, при этом вместо сопротивления полупространства в них подставляется кажущееся сопротивление на рассматриваемой частоте.

5.1.3. Передаточные МТ-функции

В методах электроразведки, использующих искусственные поля, кажущееся сопротивление, как правило (раздел 1.2), рассчитывается по формуле:

$$\rho_k = K \frac{\Delta U}{I}, \quad (5.3)$$

где K – геометрический коэффициент установки, ΔU – разность потенциалов в датчике, измеряющем соответствующую компоненту поля, I – сила тока в источнике.

Очевидно, что для МТ-поля мы не знаем ни силу тока в источнике, ни его пространственной конфигурации, в результате чего по любой отдельно взятой составляющей поля определить параметры геоэлектрического разреза не представляется возможным. Для количественной оценки удельного сопротивления пород по измерениям МТ-поля в начале 1950-х годов независимо Л. Каньяром, Т. Рикитаке и А.Н. Тихоновым было предложено использование *взаимных передаточных функций* [Chave, Jones, 2012]. Эти функции представляют собой отношение различных компонент МТ-поля. Изучение частотной зависимости взаимных передаточных функций лежит в основе многочисленных модификаций МТ-методов.



**Л. Каньян
(1900–1971)**

Импеданс Тихонова – Каньера, тензор импеданса

Основной передаточной функцией, используемой в методе МТЗ, является импеданс Z . В горизонтально-слоистой среде (модель Тихонова – Каньера):

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x}, \quad (5.4)$$

где E_x и E_y – комплексные амплитуды горизонтальных электрических, а H_x и H_y – магнитных компонент МТ-поля. Импеданс Z является комплексным числом, характеризующим только геоэлектрический разрез и не связанным с источниками (при условии, что они достаточно удалены от точки наблюдения). Над однородным полупространством (ОПП) с сопротивлением ρ справедливо:

$$Z = \sqrt{-i\omega\mu_0\rho}. \quad (5.5)$$



А.Н. Тихонов
(1906–1993)

Модуль импеданса, то есть отношение амплитуд колебаний горизонтальных взаимно ортогональных компонент электрического и магнитного полей на частоте ω , равен:

$$|Z| = \sqrt{\omega\mu_0\rho}, \quad (5.6)$$

а фаза импеданса, то есть сдвиг фаз между этими компонентами, равна:

$$\arg(Z) = -45^\circ. \quad (5.7)$$

Выразим из (5.6) сопротивление ρ :

$$\rho = \frac{|Z|^2}{\omega\mu_0}. \quad (5.8)$$

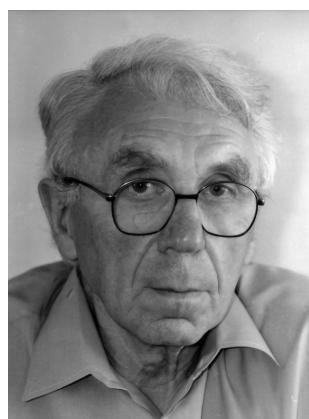
Таким образом, по значениям компонент МТ-поля на поверхности Земли можно рассчитать импеданс и с его помощью определить сопротивление полупространства. Используя эту формулу при изучении неоднородных сред, получают *кажущееся сопротивление*, которое в МТЗ обозначается ρ_T .

Из соотношения (5.4) видно, что для горизонтально-слоистых сред (ГСС) мы имеем связь только ортогональных горизонтальных компонент электрического и магнитного полей:

$$E_x = Z_N H_y, \quad (5.9, \text{а})$$

$$E_y = -Z_N H_x. \quad (5.9, \text{б})$$

Величина Z_N получила название *импеданса Тихонова – Каньера, или скалярного импеданса*.



М.Н. Бердичевский
(1923–2009)

В начале 1960-х годов М.Н. Бердичевский, Т. Кантуэлл и И.И. Рокитянский независимо показали, что в реальных разрезах, существенно меняющихся в горизонтальном направлении, следует перейти от скалярного импеданса к тензору импеданса [Vozoff, 1991]:

$$\mathbf{Z} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}. \quad (5.10)$$

В тензоре импеданса компоненты Z_{xy} и Z_{yx} являются главными, поскольку несут информацию о вертикальном распределении электропроводности разреза, а Z_{xx} и Z_{yy} – дополнительными, поскольку характеризуют горизонтальную неоднородность среды. С помощью тензора импеданса \mathbf{Z} связь между электрическим и магнитным полями записывается следующим образом:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y, \quad (5.11, \text{a})$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y. \quad (5.11, \text{б})$$

В одномерных (1D) средах $Z_{xx} = 0$ и $Z_{yy} = 0$, а $Z_{xy} = -Z_{yx} = Z_N$.

В двумерных (2D) средах, если ось x совпадает с направлением падения структур, а ось y – с направлением их простирания, дополнительные компоненты также равны нулю, а основные различаются. В этом случае компонента Z_{xy} , связанная с электрическим полем, направленным вкрест структур, называется *поперечным импедансом* Z^{\perp} , а компонента тензора Z_{yx} , связанная с электрическим полем, направленным вдоль структур, называется *продольным импедансом* Z^{\parallel} . Продольные и поперечные импедансы пересчитываются в соответствующие (продольные и поперечные) кривые МТЗ, описанные ниже.

При интерпретации данных МТЗ удобно использовать также эффективное значение импеданса или *эффективный импеданс*:

$$Z_{eff} = \sqrt{\det(\mathbf{Z})} = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}. \quad (5.12)$$

Важным свойством Z_{eff} является его *пространственная инвариантность*, то есть независимость от системы координат [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

Кривые кажущегося сопротивления и фаз импеданса

Для последующего анализа удобно пересчитывать главные компоненты тензора импеданса и эффективный импеданс в кажущиеся сопротивления по формулам:

$$\rho_{xy} = \frac{|Z_{xy}|^2}{\omega\mu_0}; \quad \rho_{yx} = \frac{|Z_{yx}|^2}{\omega\mu_0}; \quad \rho_{eff} = \frac{|Z_{eff}|^2}{\omega\mu_0}. \quad (5.13, \text{a})$$

Кажущиеся сопротивления принято дополнять фазами импеданса, которые также несут информацию о разрезе:

$$\varphi_{xy} = \arg(Z_{xy}), \quad \varphi_{yx} = \arg(Z_{yx}), \quad \varphi_{eff} = \arg(Z_{eff}). \quad (5.13, \text{б})$$

Частотные зависимости этих величин называются *кривыми МТЗ*. При построении кривых МТЗ по оси абсцисс принято откладывать значения T или \sqrt{T} в логарифмическом масштабе. По вертикальной оси откладывают значения кажущегося сопротивления в логарифмическом, а фазы импеданса – в линейном масштабах.

Кривые кажущегося сопротивления качественно отражают изменение сопротивления разреза с глубиной (рис. 5.9). При этом их восходящие и нисходящие ветви в горизонтально-слоистой среде не могут идти круче, чем под $63^\circ 25'$ (при равенстве длины декады по осям и при использовании \sqrt{T}). В левой и правой частях кривые асимптотически выходят на значения, отвечающие, соответственно, сопротивлениям верхнего и нижнего слоев разреза.

В горизонтально-слоистой среде фаза импеданса φ_{xy} меняется от -90° до 0° , а ее левая и правая асимптоты стремятся к -45° . Кривые фазы импеданса в большинстве случаев имеют смысл сглаженных производных кривых кажущегося сопротивления по частоте (Приложение 7), в связи с чем экстремумы фазы φ_{xy} отвечают точкам перегиба кривых кажущегося сопротивления ρ_{xy} , а точки пересечения фазовой кривой значения -45° – экстремумам кривых ρ_{xy} .

Еще одним важным свойством кривых МТЗ является наличие *интерференционных экстремумов*. Например, на кривой 2 (рис. 5.9) на высоких частотах перед нисходящей ветвью кривой ρ_T виден небольшой максимум. В слоистом разрезе такие осложнения кривых могут появляться и в других ее частях при наличии мощных слоев с постоянным сопротивлением.

Другие передаточные функции

Наряду с тензором импеданса можно ввести тензор адmittанса $\mathbf{Y} = \mathbf{Z}^{-1}$, также связывающий электрическое и магнитное поле в точке наблюдения:

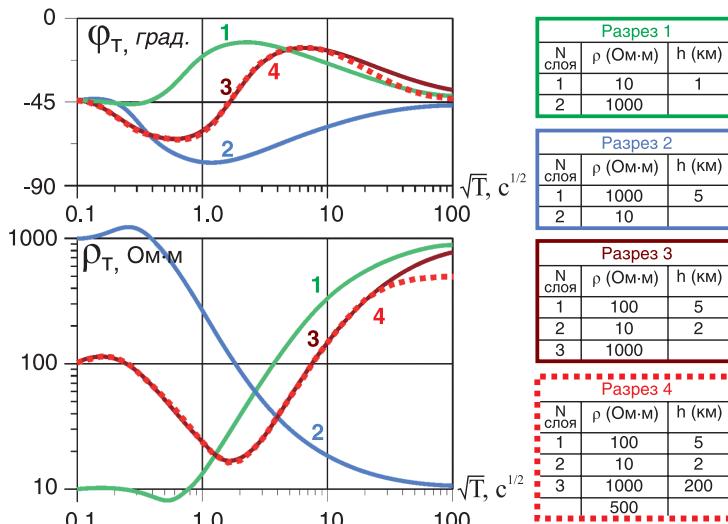


Рис. 5.9. Примеры кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса

$$H_x = Y_{xx}E_x + Y_{xy}E_y, \quad (5.14, а)$$

$$H_y = Y_{yx}E_x + Y_{yy}E_y. \quad (5.14, б)$$

Как и импеданс, адmittанс имеет четыре комплексные компоненты:

$$\mathbf{Y} = \begin{bmatrix} Y_{xx} & Y_{xy} \\ Y_{yx} & Y_{yy} \end{bmatrix}. \quad (5.15)$$

Тензоры импеданса и адmittанса, очевидно, несут одну и ту же информацию, и с этой точки зрения совершенно безразлично, какой из них использовать. Однако исторически тензор импеданса получил значительно более широкое распространение.

Если на точке наблюдения проводятся измерения вертикальной компоненты магнитного поля, то можно получить компоненты *матрицы Визе – Паркинсона, или типпера*:

$$\mathbf{W} = [W_{zx} \ W_{zy}], \quad (5.16)$$

где W_{zx} и W_{zy} – ее компоненты, являющиеся комплексными числами. Матрица Визе – Паркинсона описывает линейные связи между вертикальной и горизонтальными компонентами магнитного поля на данной частоте:

$$H_z = W_{zx}H_x + W_{zy}H_y. \quad (5.17)$$

Компоненты W_{zx} и W_{zy} отражают асимметрию токов, вызванную горизонтальными изменениями электропроводности [Бердичевский и др., 1997]. Так, в одномерной среде $W_{zx} = 0$ и $W_{zy} = 0$. В двумерной и трехмерной осесимметричной моделях матрица Визе – Паркинсона имеет только одну компоненту, направленную перпендикулярно оси однородности среды. Это имеет простое физическое объяснение. Продольное магнитное поле связано с поперечным током, распределение которого в этом случае симметрично. Поперечное магнитное поле связано с током, текущим вдоль структуры. Он распределен асимметрично и вносит вклад в H_z . Следует отметить, что типпер дает более надежную информацию о глубинных структурах, так как с понижением частоты магнитное поле освобождается от искажающего влияния приповерхностных неоднородностей.

Обычно компоненты типпера представляют в виде вещественных и мнимых индукционных стрелок:

$$\overrightarrow{Re(\mathbf{W})} = Re(W_{zx}) \cdot \overrightarrow{1_x} + Re(W_{zy}) \cdot \overrightarrow{1_y}, \quad (5.18, а)$$

$$\overrightarrow{Im(\mathbf{W})} = Im(W_{zx}) \cdot \overrightarrow{1_x} + Im(W_{zy}) \cdot \overrightarrow{1_y}. \quad (5.18, б)$$

Замечательным свойством вещественных индукционных стрелок является то, что они направлены от зон повышенной электропроводности (избытка тока) к зонам пониженной электропроводности.

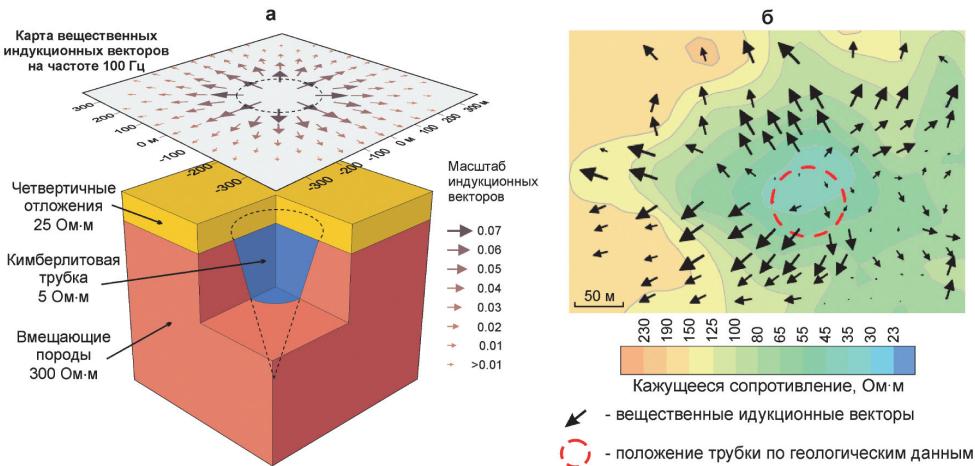


Рис. 5.10. Карты вещественных индукционных стрелок в окрестности проводящей кимберлитовой трубы, полученные для 3D-модели (а) и по результатам полевых работ в Якутии (б)

Таким образом, карта $\text{Re}(\mathbf{W})$, построенная для определенного периода, позволяет локализовать геоэлектрические структуры, отличающиеся повышенной или пониженной электропроводностью (рис. 5.10); в частности, выявить структуры, лежащие вне профиля наблюдения.

Импеданс \mathbf{Z} , адmittанс \mathbf{Y} и типпер \mathbf{W} являются локальными передаточными функциями МТ- поля. Они связывают компоненты МТ- поля, полученные в одной точке наблюдения. При исследовании горизонтально неоднородных сред могут использоваться также пространственно-нормированные передаточные функции, определяемые по линейной связи горизонтальных магнитных или электрических компонент магнитотеллурического поля в рядовой и базовой (опорной) точках наблюдения. В первую очередь это горизонтальный магнитный и теллурический тензоры.

Горизонтальный магнитный тензор (ГМТ) связывает горизонтальные компоненты магнитного поля в точке наблюдения с аналогичными компонентами магнитного поля в некоторой базовой точке:

$$H_x = M_{xx}H_x + M_{xy}H_y, \quad (5.19, а)$$

$$H_y = M_{yx}H_x + M_{yy}H_y. \quad (5.19, б)$$

В общем случае горизонтальный магнитный тензор \mathbf{M} имеет четыре комплексные компоненты, зависящие от выбора базовой точки (r_B):

$$\mathbf{M}(r_B) = \begin{bmatrix} M_{xx}(r_B) & M_{xy}(r_B) \\ M_{yx}(r_B) & M_{yy}(r_B) \end{bmatrix}. \quad (5.20)$$

Аналогичным образом можно построить теллурический тензор \mathbf{T} , связывающий электрическое поле в точке наблюдения с электрическим полем в базовой точке:

$$E_x = T_{xx}E_x + T_{xy}E_y, \quad (5.21, a)$$

$$E_y = T_{yx}E_x + T_{yy}E_y. \quad (5.21, b)$$

$$\mathbf{T}(r_B) = \begin{bmatrix} T_{xx}(r_B) & T_{xy}(r_B) \\ T_{yx}(r_B) & T_{yy}(r_B) \end{bmatrix}. \quad (5.22)$$

Тензоры \mathbf{M} и \mathbf{T} отражают изменение геоэлектрической среды между базовой и полевой точками. Наиболее ясное представление о строении среды в окрестности полевой точки будет получено в случае, когда базовая точка расположена в горизонтально-однородной области. В противном случае эффект неоднородностей, находящихся в окрестности базы, передается всей области наблюдений и накладывается на эффекты неоднородностей, находящихся в окрестности полевых точек.

Компоненты тензоров \mathbf{M} и \mathbf{T} принято изображать в виде модуля и фазы. Модуль компонент M_{xy} и M_{yx} (T_{xy} и T_{yx}) характеризует неоднородность среды и изменяется относительно 0. Модуль компонент M_{xx} и M_{yy} (T_{xx} и T_{yy}) характеризует относительную проводимость среды в соответствующем направлении и изменяется относительно 1 (высокие значения M_{xx} и M_{yy} отвечают зонам повышенной проводимости, а высокие значения T_{xx} и T_{yy} – зонам повышенного сопротивления относительно базовой точки).

В двумерной среде (рис. 5.11) и с базисной точкой в нормальном поле горизонтальный магнитный тензор приобретает вид:

$$\mathbf{M}(r_B) = \begin{bmatrix} H_x/H_x(r_B) & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}. \quad (5.23)$$

В отличие от аномалий типпера, аномалии горизонтального магнитного тензора носят более простой характер, что в ряде случаев определяет его повышенную информативность. Это легко видеть из соотношения вертикальной и горизонтальной компонент магнитного поля над проводником (рис. 5.11). График $|H_z|$ имеет два максимума, расположенных в стороне от объекта.

При наличии большого количества неоднородностей в разрезе определить их плановое положение по H_z может быть крайне затруднительно или даже невозможно. В то же время график H_x имеет более узкий максимум, расположенный прямо над неоднородностью. Это позволяет более уверенно локализовать положение проводящего объекта в плане.

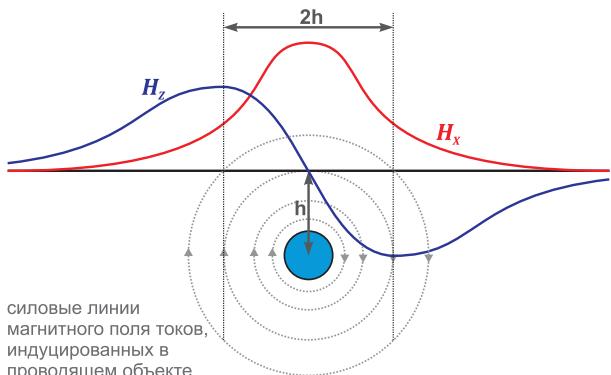


Рис. 5.11. Компоненты магнитного поля над двумерным проводником

На измерении компонент магнитного тензора основан метод *магнитовариационного профилирования* (МВП). Удобным параметром для анализа ГМТ является его эффективное значение (рис. 5.12):

$$M_{\text{eff}} = \sqrt{\det(\mathbf{M})} = \sqrt{M_{xx}M_{yy} - M_{xy}M_{yx}}. \quad (5.24)$$

M_{eff} является пространственным инвариантом (не зависит от ориентации системы координат) и мало подвержен искажающему влиянию неоднородностей в окрестности базовой точки.

На измерении компонент теллурического тензора основан метод *теллурических токов* (ТТ), который является старейшим методом магнитотеллурики. Его теоретические основы были разработаны еще в 1930-е годы под руководством К. Шлюмберже [Дахнов, 1937]. Метод ТТ многие десятилетия успешно применялся для картирования изменения мощности осадочного чехла, а также при решении других задач электроразведки, пока его постепенно не вытеснил более современный и информативный метод МТЗ.

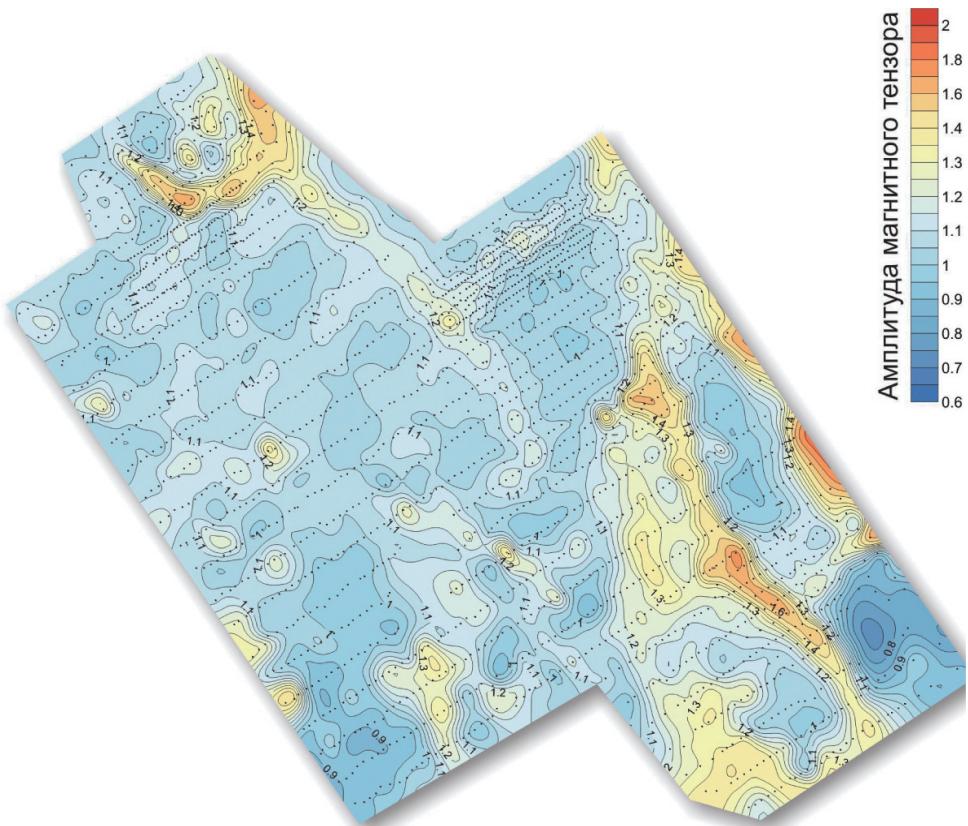


Рис. 5.12. Карта амплитуды M_{eff} , полученная в результате полевых работ в Рудном Алтае (ООО «Северо-Запад»)

5.1.4. Системы координат и единицы измерения

Обычно при работах методом МТЗ используется система координат, в которой ось x направлена на север, y – на восток, а z – вниз. В России также используется система, в которой ось x направлена на восток, ось y – на юг, а ось z – вниз. Обе системы координат правосторонние.

В системе СИ напряженность электрического поля E измеряется в В/м, а напряженность магнитного поля H – в А/м. На практике в методе МТЗ удобнее использовать мВ/км в качестве единицы измерения E , а также мА/м как единицу измерения H (напомним, что 1 мА/м соответствует $4\pi \cdot 10^{-1}$ нТл). Более того, при определении единицы АЦП измерительной станции используют, соответственно, мкВ/км и мкА/м. При этом значение модуля импеданса получается в мОм (миллиом – мВ/А), и формула (5.13, а) для расчета кажущегося сопротивления принимает вид (период T – в секундах):

$$\rho_T = 0.127 \cdot T \cdot |Z|^2. \quad (5.25, \text{а})$$

Также часто используются так называемые *практические единицы измерения поля*, введенные Л. Каньяром: единицами измерения электрического поля также является мВ/км, а магнитное поле измеряется в гаммах. В этом случае импеданс имеет размерность мВ/(γ·км). Гамма – это дольная единица системы СГСМ, соответствующая 10^{-5} Э или 1 нТл. В этом случае формула для расчета кажущегося сопротивления имеет вид:

$$\rho_T = 0.2 \cdot T \cdot |Z|^2. \quad (5.25, \text{б})$$

При рассмотрении гармонического электромагнитного поля (характеристики которого меняются во времени по синусоидальному закону) применяется символический метод, заключающийся в представлении характеристик поля в следующем виде:

$$\vec{E}(t) = \operatorname{Re}(\vec{E}(\omega) \cdot e^{-i\omega t}); \quad \vec{H}(t) = \operatorname{Re}(\vec{H}(\omega) \cdot e^{-i\omega t}), \quad (5.26)$$

где $E(t)$ и $H(t)$ – мгновенные значения напряженностей электрического и магнитного полей, $E(\omega)$ и $H(\omega)$ – их не зависящие от времени комплексные амплитуды, ω – круговая частота колебаний, t – время. Такое представление позволяет упростить уравнения поля, сводя дифференцирование по времени к операции умножения (параграф 1.3.3).

В отечественной школе МТЗ при описании гармонического изменения поля принято использовать отрицательный показатель экспоненты $e^{-i\omega t}$, а на Западе – положительный $e^{+i\omega t}$. Из-за этого мнимые части и фазы всех передаточных функций имеют разные знаки.

Так, в российской системе фаза Z_{xy} находится в пределах от -90° до 0° , а фаза Z_{yx} – от 90° до 180° . Восходящим ветвям на кривых кажущегося сопротивления отвечают максимумы фазовых кривых, нисходящим – минимумы. В западной системе фаза Z_{xy} находится в пределах от 0° до 90° , а фаза Z_{yx} – от -180° до -90° . Восходящим ветвям на кривых кажущегося сопротивления

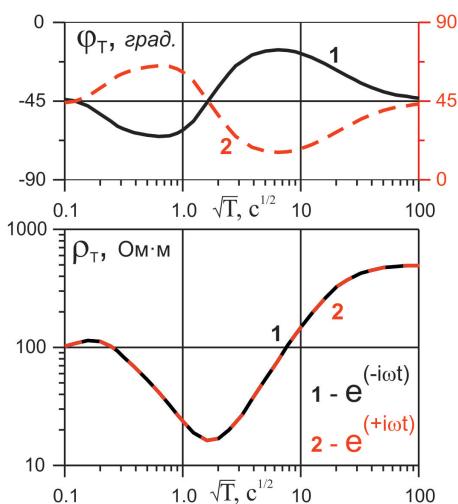


Рис. 5.13. Соотношение кривых МТЗ при разном показателе экспоненты

Региональные исследования методами МТЗ и ГМТЗ направлены на изучение особенностей строения основных структурных этажей осадочного чехла, поведения кровли кристаллического фундамента, исследования глубинных разломов, распределения проводящих зон в земной коре, изучение верхней части астеносферы и мантии.

Метод МТЗ эффективно дополняет сейсморазведочные исследования при поисках углеводородов, позволяя получать информацию о литологических и коллекторских свойствах горных пород. В ряде случаев, когда сейсморазведка демонстрирует низкую эффективность, МТЗ оказывается наиболее информативным методом при решении структурных задач.

Методы МТЗ и АМТЗ являются высокоэффективными инструментами при разведке твердых полезных ископаемых, включая сульфидные руды и трубы взрыва. Также они играют одну из ведущих ролей при поисках и изучении геотермальных месторождений, которые, как правило, представляют собой скопления хорошо проводящих минерализованных вод.

Развивающийся в последнее время метод РМТ может применяться при инженерных и экологических исследованиях, а также в рудной геофизике.

5.2. Методика полевых работ

5.2.1. Модификации метода МТЗ

В зависимости от глубины исследования, решаемых геологических задач и требуемой детальности различают несколько модификаций магнитотеллурических зондирований.

В первую очередь эти модификации отличаются регистрируемым диапазоном частот (периодов) естественного электромагнитного поля Земли. В зависимости от изучаемых частот МТ- поля меняются в широких пределах

отвечают минимумы фазовых кривых, нисходящим – максимумы (рис. 5.13).

Также необходимо отметить, что на Западе принято изображать кривые МТЗ, откладывая по горизонтальной оси не \sqrt{T} , а сам T . При этом восходящие и нисходящие ветви кривых кажущегося сопротивления в 1D-среде не могут идти круче 45° (при равенстве длины декады по осям). Остальные свойства сохраняются.

Перед началом анализа и интерпретации данных необходимо убедиться, что все они приведены к единой системе координат и единиц.

5.1.4. Области применения МТЗ

время (длительность) измерения на одной точке, шаг по профилю, режимы работы регистрирующей аппаратуры и применяемые датчики для регистрации вариаций магнитного поля (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Основные модификации метода МТЗ

Модификация	ГМТЗ	МТЗ	АМТЗ
Решаемые задачи	Изучение строения Земли, верхней мантии, астеносферы, электропроводящих зон в земной коре	Изучение строения осадочного чехла и фундамента. Поиск нефтяных и рудных месторождений, геотермальных источников	Поиск и детальное картирование рудных месторождений. Поиск воды. Исследования верхней части разреза
Приблизительный охват глубин зондирования (зависит от разреза)	1 километр – 100 километров	100 метров – 10 километров	10 метров – 1 километр
Диапазон частот Диапазон периодов	10^{-4} –1 Гц 10^4 –1 с	10^{-3} –400 Гц 10^3 – $2.5 \cdot 10^{-3}$ с	$1\text{--}10^4$ Гц $1\text{--}10^{-4}$ с
Время регистрации	2–5 суток	10–20 часов	30 мин – 1 час
Шаг по профилю	3–15 км	0.5–3 км	50–500 м
Длина профилей	100–2000 км	5–500 км	1–20 км
Датчики для измерения вариаций магнитного поля	- индукционные датчики; - оптико-механические и феррозондовые магнитометры	- индукционные датчики	- индукционные датчики

При измерениях в платформенных областях магнитное поле, как правило, меняется в пространстве гораздо медленнее, чем электрическое. Следовательно, наблюдения магнитного поля можно проводить на более редкой сети, поэтому при частом шаге наблюдений на большинстве точек используют двухканальные станции для измерения только горизонтальных электрических компонент. Время их установки невелико, что повышает производительность полевых работ. Вариации магнитного поля в этом случае берутся с ближайшей пятиканальной станции, работающей синхронно с двухканальными.

Существует модификация метода, когда измеряются только магнитные (горизонтальная и вертикальная) компоненты ЭМ-поля. Такая модификация называется *магнитовариационными зондированиями* (МВЗ). На результаты МВЗ локальные приповерхностные неоднородности влияют слабо.

На стыке между методами АМТЗ и частотного зондирования (ЧЗ) возник и получил широкое развитие метод *импедансных частотных зондирований*, или CSAMT (*controlled-source audio-frequency magnetotellurics*). В этом ме-

тодे электромагнитное поле создается с помощью заземленной линии или незаземленной петли. За счет использования искусственного источника повышается точность наблюдений. При этом применяется хорошо развитая методика интерпретации МТ-данных. Метод CSAMT наиболее удобен при малоглубинных исследованиях (например, в рудной геофизике), поскольку в этом случае приближение плоской «волны» будет выполняться на меньших расстояниях от источника, что позволяет использовать при работе генераторы меньшей мощности.

В современной магнитотеллурике измерения чаще всего проводятся по методике с удаленной базовой точкой – *remote reference site* (Приложение 9). В этом случае базовая измерительная установка располагается в зоне, свободной от промышленных электромагнитных помех, и измерения на ней ведутся синхронно с рядовыми точками. Такой подход позволяет бороться с локальными электромагнитными помехами, которые проявляются только в полевых точках. Он основан на том, что вариации МТ- поля (в первую очередь горизонтальных компонент магнитного поля) схожи по спектральному составу на очень больших расстояниях [Епишкін, Яковлев, 2016]. Обычно удаление базовой станции составляет от 10 до 200 км для МТЗ/ГМТЗ и несколько километров для АМТЗ. В ряде случаев для подавления некоррелируемых шумов можно использовать синхронные записи на нескольких рядовых точках, находящихся на достаточном удалении друг от друга.

5.2.2. Аппаратура

Рассмотрим основные характеристики некоторых видов аппаратуры, применяемой в методе МТЗ. В настоящее время разработкой и серийной поставкой аппаратуры занимаются многие компании и исследовательские центры по всему миру: Metronix GmbH (Германия), Phoenix Geophysics Ltd (Канада), Zonge Engineering Ltd (США), Львовский центр Института космических исследований (ЛЦ ИКИ НАНУ, Украина). В России разработкой аппаратуры для МТЗ занимаются компании ООО «ВЕГА» (Санкт-Петербург), ООО «Северо-Запад» (Москва), Институт земного магнетизма и распространения радиоволн (ИЗМИРАН) и др.

В ходе студенческой практики для проведения МТ-работ и обсерваторных наблюдений используются регистраторы серии MTU и индукционные датчики серии MTC из аппаратурно-программного комплекса System 2000 SSMT (Phoenix Geophysics Ltd), а также цифровые измерительные станции LEMI-417M (ЛЦ ИКИ НАНУ) и «Кварц-4» (ИЗМИРАН).

Семейство регистраторов магнитотеллурического поля MTU

Семейство MTU представлено пятиканальными регистраторами MTU-5, MTU-5A, двухканальным MTU-2E и трехканальным MTU-3H.

Станции MTU-5 и MTU-5A предназначены для регистрации пяти компонент МТ-поля: двух горизонтальных взаимно ортогональных компонент элек-

трического поля и трех взаимно ортогональных компонент магнитного поля. Станции MTU-2E и MTU-3H используются для регистрации только электрических и только магнитных компонент MT-поля соответственно.

Основное отличие станций MTU-5 и MTU-5A состоит в том, что первая из них предназначена для работы в частотном диапазоне 0,0001–400 Гц (стандартный диапазон МТЗ/ГМТЗ), а вторая – от 1 до 10 000 Гц (диапазон АМТЗ). Следует отметить, что регистратор MTU-5A, оснащенный соответствующими магнитными датчиками, может также осуществлять регистрацию поля и в стандартном частотном диапазоне МТЗ. Рассмотрим характеристики регистратора системы MTU более подробно на примере станции MTU-5A.

Пятиканальная измерительная станция MTU-5A представляет собой компактный (230x225x110 мм) автономный (не требующий внешнего управления) модуль (рис. 5.14). АЦП станции работает на частоте дискретизации 24 кГц. Встроенный компьютер выполнен на базе процессора Intel 386 и обладает оперативной и постоянной памятью, а также съемной флеш-картой.

Помимо измерительного модуля, в комплект аппаратуры входят аккумулятор 12 В, обеспечивающий питание станции, антенна GPS, предназначенная для определения точного времени (необходимо для режима синхронных наблюдений) и координат, а также индукционные датчики и неполяризующиеся электроды. Все эти внешние устройства подключаются непосредственно к измерителю.

Рабочий температурный диапазон от -30°C до $+50^{\circ}\text{C}$. Входное сопротивление станции для электрических каналов составляет 5–10 МОм.

Время запуска станции и другие параметры ее работы задаются заранее с помощью внешнего компьютера. При этом можно подключить компьютер непосредственно к станции на небольшое время перед началом измерений, а можно записать с его помощью специальный файл (*таблицу запуска*) на флеш-карту.

Регистрация MT-поля проводится станцией в автономном режиме с записью данных на съемную флеш-карту.

Полученные в результате работы записи поля переносятся на внешний компьютер также через флеш-карту.

Пример таблицы запуска станции приведен на рис. 5.15. Цифрами на рисунке показаны:



Рис. 5.14. Измерительная станция MTU-5A

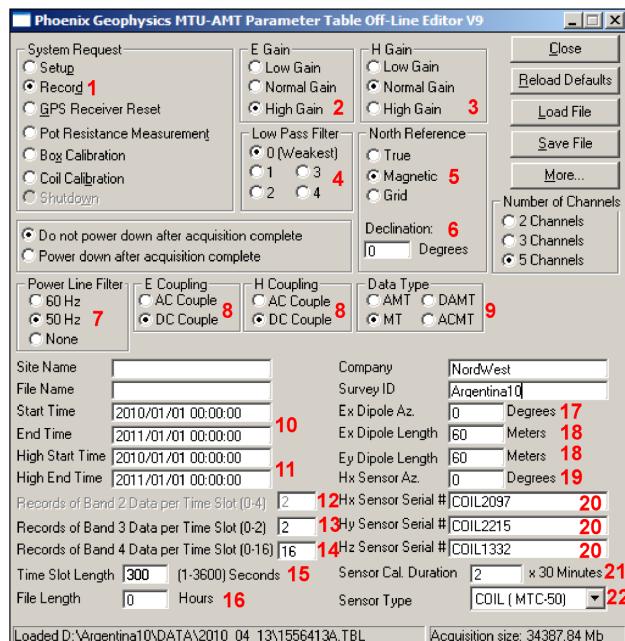


Рис. 5.15. Таблица запуска станции MTU-5 (режим МТ3)

- 1) режимы работы станции;
- 2) усиление для электрических каналов;
- 3) усиление для магнитных каналов;
- 4) режим ФНЧ;
- 5) направление на север (магнитный или истинный);
- 6) магнитное склонение;
- 7) частота режекторного фильтра;
- 8) режим ФВЧ;
- 9) выбор режима регистрации (AMT3, MT3 и др.);
- 10) время и дата запуска станции в режиме низких частот;
- 11) время и дата запуска станции в режиме высоких частот;
- 12) длительность регистрации в диапазоне Band 2 (24 кГц);
- 13) длительность регистрации в диапазоне Band 3 (2400 Гц);
- 14) длительность регистрации в диапазоне Band 4 (150 Гц);
- 15) интервал времени между регистрацией в высокочастотном и среднечастотном диапазонах;
- 16) длительность отрезка записи;
- 17) азимут линии E_x ;
- 18) длина линий E_x и E_y ;
- 19) азимут датчика H_x ;
- 20) серийные номера индукционных датчиков;
- 21) количество получасовых циклов для калибровки;
- 22) тип датчиков (для калибровки).

В зависимости от выбранного режима регистрации (МТЗ или АМТЗ) дискретизация сигнала осуществляется по различным схемам: непрерывно с частотой 15 Гц (режим МТЗ) либо 150 Гц (режим АМТЗ). Это низкочастотный рабочий диапазон.

Записи среднечастотного (частота дискретизации 150 Гц для МТЗ и 2400 Гц для АМТЗ) и высокочастотного (частота дискретизации 2400 Гц для МТЗ и 24000 Гц для АМТЗ) диапазонов осуществляются в соответствии с установленными временными интервалами. Таким образом, записи поля в этих диапазонах состоят из отдельных фрагментов (рис. 5.16).

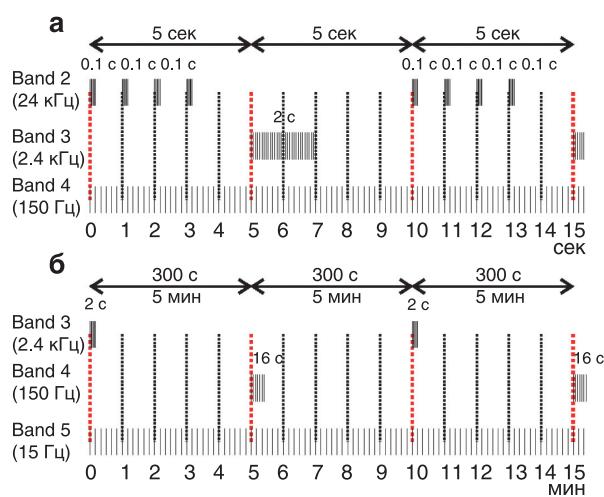


Рис. 5.16. Регистрация в разных частотных диапазонах в режимах АМТЗ (а) и МТЗ (б)

Семейство датчиков магнитного поля МТС

Принцип действия индукционных датчиков семейства МТС основан на преобразовании скорости изменения потока магнитного поля в ЭДС в соответствии с законом электромагнитной индукции Фарадея (параграф 2.6.2). В основе конструкции датчика – многовитковая обмотка, в центре которой размещен ферритовый стержень. С целью повышения помехозащищенности сигнал, индуцированный в обмотке датчика, усиливается с помощью встроенного усилителя.

Для регистрации магнитного поля в режиме АМТЗ используются индукционные датчики АМТС-30 (3 кг, 0.8 м, 1– 10^4 Гц); регистрация в режиме МТЗ проводится с помощью датчиков МТС-50 (10.5 кг, 1.4 м, 10^{-4} – $4 \cdot 10^2$ Гц). С 2010 года выпускаются новые модификации датчиков (рис. 5.17): МТС-50Н (8 кг, 1.4 м, $2 \cdot 10^{-5}$ – 10^3 Гц) и МТС-80Н (5 кг, 1 м, 10^{-4} – $4 \cdot 10^2$ Гц), а с 2015 года – универсальный широкополосный датчик МТС-150 (6 кг, 1.4 м, 10^{-4} – 10^4 Гц).



Рис. 5.17. Индукционные датчики АМТС-30, МТС-80Н и МТС-50Н

Аппаратура LEMI-417M

Цифровая семиканальная ($3H + 4E$) магнитотеллурическая станция LEMI-417M предназначена для измерения низкочастотных вариаций компонент естественного электромагнитного поля (рис. 5.18). Магнитометр изготовлен на основе феррозондового датчика (параграф 2.6.2), все три компонента которого размещены в одном термостабильном корпусе. Система измерения электрических компонент имеет четыре канала с высоким входным сопротивлением



Рис. 5.18. МТ-станция LEMI-417M

и компенсацией постоянной составляющей и может работать с любыми типами измерительных электродов. Блок электроники позволяет выполнять сбор, обработку и хранение данных о вариациях магнитного и электрического полей во внутренней памяти и их передачу в компьютер через флеш-карту. Встроенный GPS-приемник обеспечивает спутниковую синхронизацию внутренних часов и определяет координаты места измерения.

Динамический диапазон станции составляет от $-70\ 000$ до $+70\ 000$ нТл для магнитных каналов и от -600 до $+600$ мВ для электрических каналов. Разрешение составляет 0.01 нТл и 0.07 мкВ соответственно; частота дискретизации – 1 Гц. Входное сопротивление составляет 10 ГОм. Питание аппаратуры осуществляется от источника напряжением 10 – 18 В.

Измерительная станция «Кварц-4»

Измерительная станция «Кварц-4» предназначена для регистрации низкочастотных вариаций естественного магнитного поля Земли по трем взаимно ортогональным компонентам (рис. 5.19). В данной аппаратуре применяются оптико-механические датчики магнитного поля (параграф 2.6.2).

Регистрация данных производится в цифровом виде на внешнюю флеш-карту через стандартный USB-порт. Аналоговая часть аппаратуры содержит, помимо усилителей сигнала, систему компенсации для расширения динамического диапазона, систему начальной компенсации для устранения влияния постоянного магнитного поля Земли и датчик измерения температуры.

Основное предназначение аппаратуры «Кварц-4» – непрерывные обсерваторные наблюдения. Станция обеспечивает регистрацию вариаций магнитного поля в диапазоне до 100 Гц



Рис. 5.19. Аппаратура «Кварц-4»

при чувствительности 0.1 нТл и динамическом диапазоне от $-20\ 000$ до $+20\ 000$ нТл. Питание станции осуществляется от аккумулятора с системой автоматической подзарядки напряжением 12 В.

Датчики для измерения электрического поля

Датчиками электрического поля в МТЗ являются электрические линии, заzemленные с помощью неполяризующихся электродов (параграф 2.6.1). Такой тип электродов характеризуется низкими значениями собственной разности потенциалов (первые МВ), которая при этом слабо изменяется во времени.

Существует несколько типов неполяризующихся электродов, применяемых в методах МТЗ, ВП и ЕП: свинцовые в соли свинца, медные в растворе медного купороса и др. (разделы 2.6 и 19.2). Наиболее удобными и практичными являются графитовые неполяризующиеся электроды. При высокочастотных измерениях (АМТЗ) допускается использование латунных электродов.

5.2.3. Влияние помех при измерениях методом МТЗ

Несмотря на то что источники естественных электромагнитных колебаний являются весьма мощными, сигналы, регистрируемые на поверхности земли, оказываются слабыми в силу удаленности точек наблюдения от источников. Кроме того, отсутствие данных о точном распределении частот в спектре не позволяет использовать какие-либо узкополосные фильтры при измерениях. В связи с этим при проведении работ методом МТЗ приходится принимать серьезные меры для устранения влияния помех источников, для которых точка наблюдения находится не в дальней зоне.

Наиболее интенсивные помехи связаны с *электрифицированными железными дорогами* (Приложение 4). Железные дороги постоянного тока создают очень мощный сигнал – сила тока, проходящего через электровоз, может достигать 5000 А. В силу того, что ток в цепи контактная сеть – электровоз – питающая подстанция в действительности не является постоянным во времени, частотный диапазон таких помех достаточно широк и пересекается с диапазоном спектрального минимума МТ-поля. Это приводит к уменьшению соотношения сигнал/шум и снижению точности МТ-данных на этих частотах (рис. 5.20). Помехи, создаваемые железными дорогами постоянного тока, распространяются на расстояния 50–100 км.

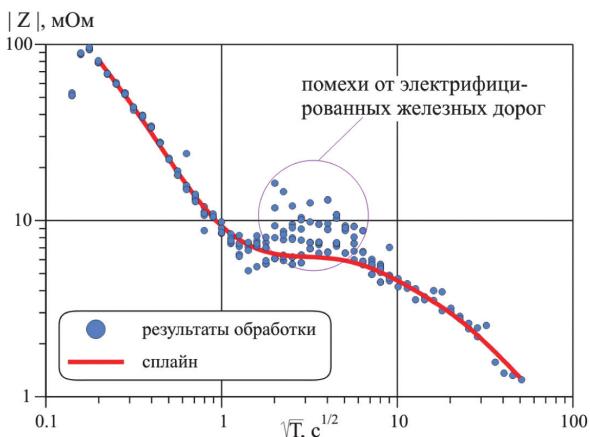


Рис. 5.20. Пример помехи от электрифицированной дороги постоянного тока в районе практики

Электровозы, работающие на переменном напряжении, используют токи меньшей силы (до 1000 А), а максимум спектра создаваемых ими помех смещен в сторону более высоких частот, что приводит к выполнению условий дальней зоны на меньших расстояниях от дороги. Таким образом, помехи железных дорог переменного тока наблюдаются на расстояниях до 10–15 км.

Линии электропередачи являются источником помех не только на частоте 50 Гц и ее гармониках, но и источником импульсных помех при переключениях нагрузки. Импульсные помехи в частотной области дают широкий спектр ЭМ-колебаний. Такие же помехи привносят в измеряемый сигнал и различные электрические установки (трансформаторные подстанции, мощные электромоторы и т.п.). Расстояние от источников таких помех должно быть не менее 0,5–1 км.

Ближние грозы могут индуцировать в приемных электрических линиях напряжение в десятки и даже сотни вольт (при длине линий 50–100 м). Такие сигналы являются не только сильным источником импульсных помех, но и опасны для входных цепей аппаратуры.

Радиус действия электромагнитных помех зависит от геоэлектрического строения разреза. В проводящем разрезе из-за скин-эффекта они затухают быстрее, в высокоомном – медленнее. Наихудшая ситуация возникает при наличии в разрезе тонкого проводящего слоя, подстилаемого мощным высокоомным слоем. Радиус влияния гальванических помех можно оценить по величине гальванической константы (γ), которая определяется по формуле:

$$\gamma = \sqrt{S_1 T_2}, \quad (5.27)$$

где S_1 – суммарная продольная проводимость верхнего слоя (См), T_2 – поперечное сопротивление второго слоя ($\text{Ом}\cdot\text{м}^2$). Отметим, что согласно этой формуле размерность γ – метры.

Источники локального естественного поля, изучаемые в методе ЕП (глава 19), также создают помехи для МТЗ в виде низкочастотных вариаций компонент электрического поля. Амплитуда этих вариаций может достигать нескольких сотен милливольт. Поэтому точки наблюдения МТЗ по возможности располагаются на ровных площадках вне склонов, где часто располагаются аномалии ЕП фильтрационной природы (раздел 3.4).

Распространение приповерхностных сейсмических колебаний влияет на работу индукционных датчиков при измерении вариаций магнитного поля. Такие датчики состоят из катушек, и их колебания в постоянном магнитном поле Земли приводят к появлению относительно высокочастотных помех при регистрации данных МТЗ. Точки МТЗ следует выбирать вдалеке от дорог с интенсивным движением и прочих источников микросейсм. Датчики по возможности располагают в ямах глубиной 20–40 см. Поверхностные волны на такой глубине существенно затухают. Корневая система деревьев и кустов, качающихся под влиянием ветра, также может создавать колебания почвы, поэтому точки МТЗ следует выбирать на открытых местах.

Ветровые помехи, приводящие к колебаниям электрических приемных линий и катушек в индукционных датчиках, также создают относительно высокочастотные помехи при измерении методом МТЗ.

При этом особые требования предъявляются к установке вертикального индукционного датчика (для измерения H_z). Эта компонента, как правило, наиболее слабая в МТ-поле, а значит, и наиболее подвержена влиянию помех. Датчик H_z по возможности необходимо устанавливать в яму на полную длину. Для этого часто применяются ручные буры. В этом случае датчик будет меньше подвергаться влиянию ветровых помех и микросейсм, изменению температурного режима. В случае невозможности установки вертикального датчика в яму его можно установить на специальную треногу, однако качество получаемого материала при этом, как правило, сильно ухудшается.

Некоторые виды помех могут быть обусловлены и *влиянием измерительной аппаратуры*. На работу низкочастотных магнитометров также оказывает влияние *изменение температурного режима*.

5.2.4. Установки метода МТЗ

Выбор точки наблюдения производится исходя из ее проектируемого положения, а также из положения близких источников промышленных и других видов помех. При выборе точки наблюдения по возможности должны соблюдаться следующие правила:

- расстояние от железных дорог постоянного тока – более 40 км;
- расстояние от железных дорог переменного тока – более 10 км;
- расстояние от ближайшего населенного пункта – более 1 км;
- расстояние от линий электропередачи – более 500 м.

Для установки приемных электрических линий требуется ровное поле соответствующих размеров. Нельзя устанавливать приемные линии МН на очень крутых склонах, так как в этом случае могут возникать помехи, связанные с электрическими полями ЕП фильтрационного происхождения.

При установке измерительной аппаратуры, датчиков поля и источников питания необходимо соблюдать следующие требования:

- расстояние от установки до места базирования отряда – более 100 м;
- индукционные датчики устанавливаются в разных четвертях плоскости (рис. 5.21) на расстояниях (от других датчиков и от электрических линий), в 2–3 раза превышающих размер самих датчиков;
- расстояние от индукционных датчиков до регистратора – более 10 м;
- индукционные датчики устанавливаются в ямах и закрываются сверху от проникновения влаги и воздействия солнца (влияния температуры);
- электроды заземляются в увлажненные ямки, после чего с помощью мультиметра проверяют собственную разность потенциалов электродов (норма – первые мВ) и сопротивление измерительных линий (первые кОм);
- все соединительные провода прижимаются к земле или прикальваются.

Установка обычно ориентируется по меридиану и широте либо вкrest

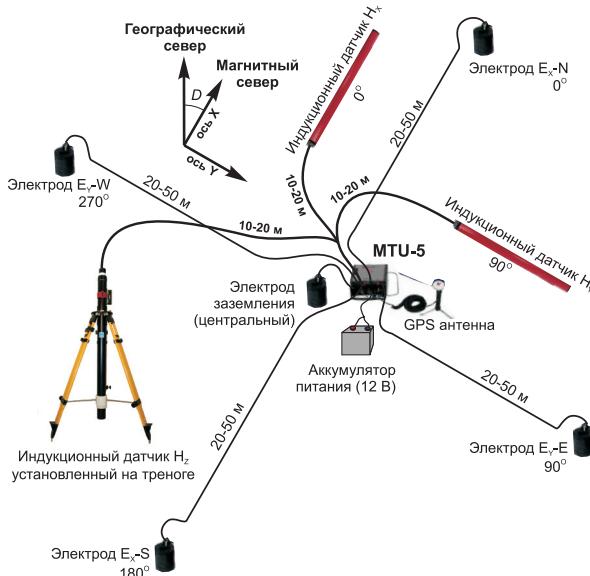


Рис. 5.21. Пятиэлектродная крестообразная установка МТ3 (аппаратура МТУ)

по географическому меридиану и широте.

Коэффициент усиления в электрических и магнитных каналах регистрирующей аппаратуры подбирается экспериментально (обычно при проведении регламентных работ) в зависимости от интенсивности МТ- поля в данном регионе. Чувствительность датчиков электрического поля (линий MN) определяется длиной электрических приемных линий, которая также выбирается в зависимости от уровня вариаций МТ- поля. Наилучший результат достигается, когда амплитуды колебаний магнитных и электрических компонент сопоставимы в единицах станции.

Следует также учитывать зависимость интенсивности вариаций МТ- поля от времени суток. Так, высокочастотные колебания имеют примерно одинаковую интенсивность в течение суток, среднечастотные лучше проявляются на восходе и на закате солнца, а низкочастотные удобнее регистрировать в ночное время.

При измерениях на точке необходимо вести журнал наблюдений, где указываются имена файлов данных, координаты точки, параметры аппаратуры для данной записи, азимуты всех датчиков поля, длины приемных линий MN, величины собственной разности потенциалов электродов и сопротивления заземления.

5.2.5. Регламентные работы

Регламентные работы должны выполняться с некоторой периодичностью, а также в начале и в конце полевого сезона для каждого комплекта измерительной аппаратуры. Они включают в себя следующие этапы:

- определение поканальной частотной характеристики регистратора;
- определение частотной характеристики датчиков магнитного поля;

основных геологических структур (если известно их простиранье). При этом надо учитывать, что при установке с помощью буссоли ориентация производится по магнитному меридиану. Чтобы предотвратить ошибки в расстановке, связанные с магнитным склонением, необходимо контролировать его величину в регионе, используя соответствующие карты или измеряя склонение на точках самостоятельно с помощью спутниковой системы навигации. Иногда установки ориентируются

- подбор пар электродов с минимальной собственной поляризацией;
- запись на идентичность.

Важно отметить, что регламентные работы должны по возможности выполняться в месте, свободном от техногенных помех.

Частотная характеристика (ЧХ) аппаратуры представляет собой частотную зависимость отношения величины зарегистрированного сигнала к величине поля (рис. 5.22). В процессе обработки данных для каждой частоты вводятся поправки за ЧХ аппаратуры.

Снятие ЧХ аппаратуры проводится путем подачи *спин-сигнала* (то есть сигнала, частота которого меняется во времени по известному закону, а амплитуда остается неизменной) со встроенного эталонного генератора в градуировочные обмотки датчиков или на вход станции.

Для каждой линии МН необходимо подобрать пару электродов с наименьшей собственной разностью потенциалов. Перед отбором пар электродов рекомендуется установить все электроды недалеко друг от друга на несколько часов (лучше на сутки) и закоротить между собой их контакты.

Значение разности потенциалов при отборе пар электродов не должно превышать первых милливольт. Убедиться, что разность потенциалов в выбранной паре не будет сильно меняться во времени, можно, измерив ток между ними. Он не должен превышать первых микроампер.

Запись на идентичность является методом контроля правильной работы всего аппаратурного комплекса. Она может проводиться двумя способами.

При наличии только одного комплекта аппаратуры делается так называемый *параллельный тест*. Записывается сигнал от двух электрических линий, которые располагаются параллельно друг другу на небольшом расстоянии, все три индукционных датчика также располагаются параллельно между собой и перпендикулярно электрическим линиям. Это позволяет в процессе обработки для всех сочетаний Е- и Н-каналов получить значения импеданса. Результаты измерений по разным каналам должны совпадать.

При работе с несколькими комплектами аппаратуры необходимо убедиться не только в корректной работе каждого из них, но и в идентичности получаемых разными комплектами результатов. Для этого проводится собственно

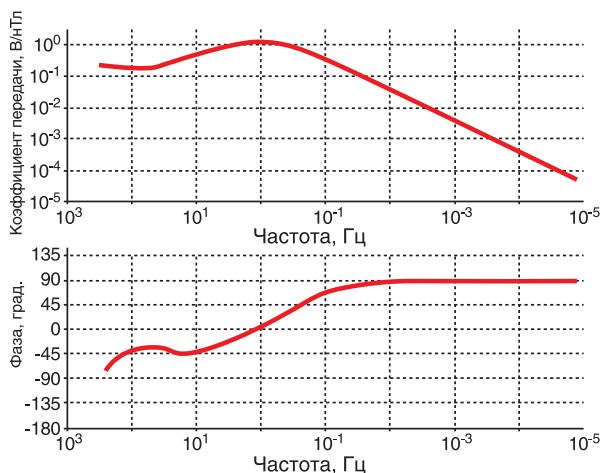


Рис. 5.22. Амплитудная и фазовая частотные характеристики индукционного датчика МТС-50

запись на идентичность – в одной точке проводится регистрация данных МТЗ одновременно всеми имеющимися комплектами аппаратуры. Расположение датчиков может быть таким же, как в параллельном teste или как при обычной расстановке. Сравнивание результатов записи на идентичность проводится визуально или после стандартной обработки данных (например, по кривым тензора импеданса).

Отметим, что при проведении полевых работ периодически выполняются *контрольные измерения*, для чего проводятся повторные измерения разными комплектами аппаратуры на одной полевой точке. Количество контрольных точек составляет 5–10% от общего числа точек. Контрольные наблюдения должны быть равномерно распределены по площади (профилю) работ и по времени. По результатам обработки данных на контрольных точках оценивается точность получения значений компонент тензора импеданса.

Опыт показывает, что современные методы подавления помех, применимые при обработке данных (математическая фильтрация, адмитансный контроль, синхронные наблюдения с удаленной базой, робастная статистика и т.д.), в большинстве случаев обеспечивают оценку компонент тензора импеданса с погрешностью 1–5% по модулю и 1–3° по фазе.

5.3. Обработка данных

Особенностью метода МТЗ по отношению к другим методам зондирования на постоянном и переменном токе является трудоемкий процесс обработки записей поля, который можно разделить на три этапа.

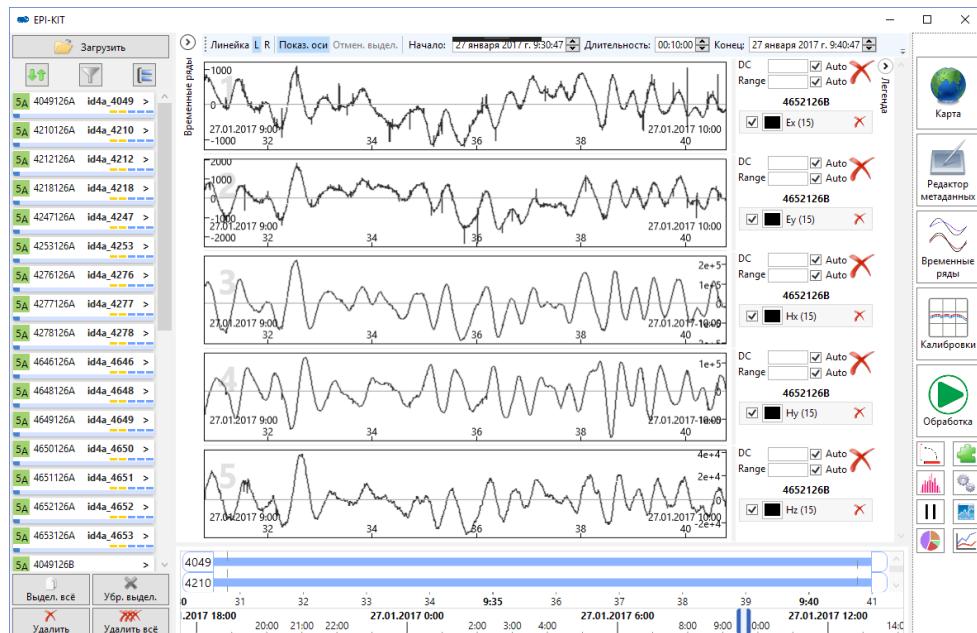


Рис. 5.23. Просмотр записей МТ-поля (окно программы Epi-Kit)

Первый этап заключается в просмотре и, возможно, отбраковке самих записей МТ- поля или их фрагментов (рис. 5.23). На этом этапе из последующего процесса обработки исключаются участки записи с сильными помехами, выходами за пределы динамического диапазона («зашкалами»). Запись может быть разбита на несколько частей после удаления таких участков. На этом же этапе осуществляется подготовка файлов (создание структуры имен выходных файлов, введение служебной информации и т.п.), контролируются параметры работы регистрирующей аппаратуры. Работы на этом этапе проводятся как в интерактивном, так и в автоматическом режимах.

На *втором этапе* осуществляется разделение МТ- поля на гармонические составляющие, по которым затем находятся компоненты различных передаточных функций. В ходе практики для реализации этой процедуры используются программы SSMT-2000 (Phoenix Geophysics Ltd) и Epi-Kit (ООО «Северо-Запад»).

Основной проблемой, связанной с этим этапом обработки данных МТЗ, является то, что вариации МТ- поля представляют собой случайный процесс. Иными словами, характеристики полезного сигнала являются неизвестными. В то же время в записях МТ- поля всегда присутствуют ЭМ- шумы, чьи характеристики также неизвестны. На практике соотношение сигнал/шум в наблюденных МТ- данных часто оказывается невысоким, что может приводить к существенным ошибкам в результатах обработки. В связи с этим данную процедуру называют также *оцениванием* МТ передаточных функций.

Существуют разные подходы к оцениванию МТ- функций (Приложение 9). Вне зависимости от применяемого подхода на вход программы обработки поступают записи компонент ЭМ- поля в одной или нескольких точках – *временные ряды* (зависимости компонент ЭМ- поля от времени), а также частотные характеристики измерительной аппаратуры. На выходе же получаются оценки компонент передаточных функций в зависимости от частоты (рис. 5.24).

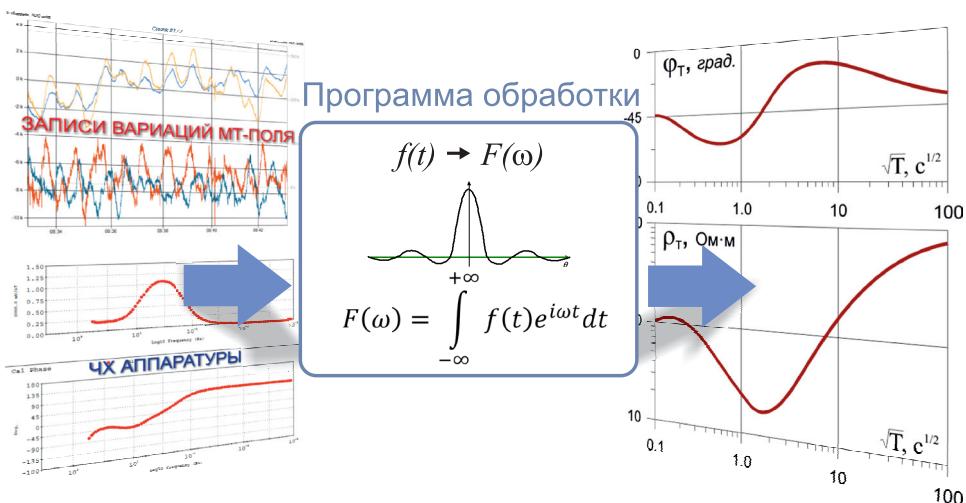


Рис. 5.24. Принципиальная схема второго этапа обработки

Как правило, при любом способе обработки для каждой частоты получается большое множество («облако») оценок передаточных функций. К этому множеству применяются процедуры автоматической отбраковки и осреднения по некоторым формальным критериям (например, *когерентности*, то есть степени корреляции полей). Однако в ряде случаев использование только формальных критериев приводит к получению *смещенных*, то есть содержащих систематические погрешности, оценок передаточных функций, поэтому также необходима интерактивная отбраковка с участием специалиста-обработчика (третий этап обработки).

Для реализации этой процедуры вся запись МТ- поля предварительно разбивается на несколько непересекающихся фрагментов (временных окон). В каждом окне получение облака оценок, их автоматическая отбраковка и осреднение производится независимо, что дает на выходе несколько независимых оценок МТ-функции для каждой частоты.

Третий этап заключается в интерактивной отбраковке полученных данных и проведении *сплайнов* – гладких кривых МТЗ, используемых затем в процедурах анализа и инверсии (рис. 5.25). В ходе практики для реализации этой процедуры используется программа MT-Corrector (ООО «Северо-Запад»). Этот этап – один из наиболее ответственных и важных. Он позволяет максимально подавить влияние помех на результатирующие кривые МТЗ, по которым будет проводиться интерпретация. Существуют некоторые критерии, помогающие проводить интерактивную отбраковку данных.

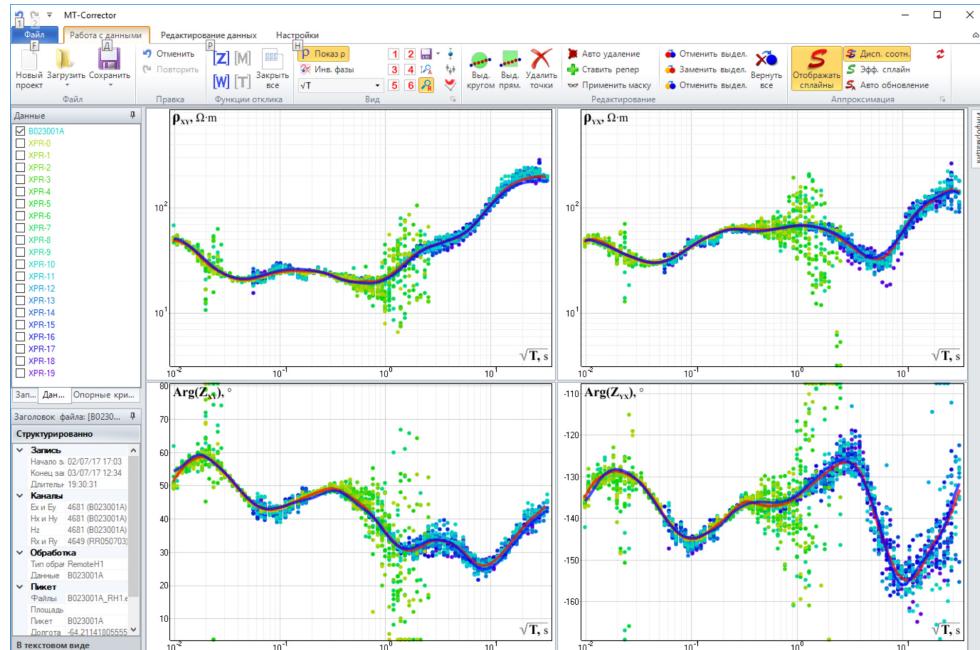


Рис. 5.25. Интерактивная отбраковка данных (окно программы MT-Corrector)

Первый критерий – это удаление явно видимых «отскоков» на кривых.

К сожалению, влияние помех может проявляться на кривых МТЗ не только единичными «отскоками», но и устойчивыми участками или ветвями кривых немагнитотеллурического происхождения. Выявить такого рода помехи позволяет *второй критерий*, основанный на имеющихся теоретических представлениях о поведении различных компонент передаточных функций. Например, величина реальной и мнимой части типпера редко выходит за диапазон от -1 до 1 . Фазы основных компонент импеданса в большинстве случаев также должны находиться в «своих» четвертях (фаза Z_{xy} – от -90° до 0° , фаза Z_{yx} – от 90° до 180°). Следовательно, данные, лежащие далеко за пределами этих значений, могут быть искажены влиянием помех.

Третий критерий связан с тем, что кривые модуля главных компонент тензора импеданса для большинства сред являются невозрастающими гладкими функциями. Таким образом, например, могут быть отбракованы участки с помехами от электрифицированных железных дорог, вызывающие резкий рост кривых главных компонент (рис. 5.20).

Четвертый критерий основан на применении дисперсионных соотношений (Приложение 7). *Дисперсионные соотношения* (ДС) первого рода связывают вещественные и мнимые части передаточных функций, второго рода – их амплитуды и фазы [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. При этом на логарифмическом бланке фаза импеданса ведет себя, по сути, как слгаженная производная от кривой кажущегося сопротивления. Нарушение ДС происходит редко и лишь в достаточно экзотических ситуациях – над изгибами контрастных проводников, в сильно анизотропных средах, на морском дне и т.д. Выполнение ДС второго рода в большинстве сред позволяет использовать их как дополнительный критерий отбраковки и проводить совместную коррекцию амплитудных и фазовых кривых, сопоставляя наблюденную фазовую кривую с фазовой кривой, рассчитанной по амплитудной.

Окончательным результатом обработки данных МТЗ является набор гладких кривых модулей и фаз компонент тензора импеданса, кажущегося сопротивления, компонент матрицы Визе, горизонтального магнитного тензора, теллурического тензора и т.д.

5.4. Анализ данных

Перед выполнением количественной интерпретации данных МТЗ проводят их качественный анализ. Основные задачи этого этапа состоят в следующем:

- выявление закономерностей поведения передаточных функций в зависимости от пространственных координат и частоты;
- выделение основных черт геоэлектрического строения и положения аномальных объектов;
- оценка размерности геоэлектрической ситуации в исследуемом районе и выбор интерпретационной модели;

- анализ и оценка характера искажений передаточных функций;
- выбор компонент передаточных функций, наиболее чувствительных к целевым объектам и наименее искаженных объектами-помехами;
- коррекция искажений передаточных функций.

Для изучения закономерностей пространственного распределения значений той или иной передаточной функции ее представляют различными способами: в виде набора кривых, графиков по профилю, псевдоразрезов и/или карт для отдельных периодов и т.д. Анализируя эти графические материалы, интерпретатор получает представление о характере геоэлектрического разреза и основных закономерностях его изменения по профилю или по площади.

На этапе анализа МТ-данных часто проводится математическое моделирование, позволяющее оценить адекватность представлений о геоэлектрическом строении на основании сопоставления результатов моделирования с наблюденными данными.

5.4.1. Анализ тензора импеданса

Как отмечалось выше, в различных средах (1D/2D/3D) соотношение величин компонент тензоров импеданса, матрицы Визе и других передаточных функций различно, поэтому анализ наблюденных кривых позволяет определить размерность среды. Однако, анализируя соотношение компонент только в системе координат, в которой производились наблюдения, можно получить ошибочные представления о среде. Так, например, в случае 2D-строения разреза, если установка была ориентирована под 45° к оси простирания структур для основных компонент тензора импеданса, мы получим $Z_{xy} = -Z_{yx}$ и можем ошибочно принять разрез за горизонтально-слоистый.

Для того чтобы избежать подобных ошибок, производят вращение системы координат и используют некоторые формальные критерии (параметры), основанные на пространственных инвариантах тензора \mathbf{Z} , \mathbf{W} или \mathbf{M} .

Основными анализируемыми параметрами тензора импеданса выступают следующие его пространственные инварианты:

$$N = \sqrt{1 - 4 \frac{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}{(Z_{xy} - Z_{yx})^2}}, \quad (5.28, \text{ а})$$

$$Skew_S = \left| \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right|, \quad (5.28, \text{ б})$$

$$Skew_B = \frac{\sqrt{|Im(Z_{xy}Z_{yy}^* - Z_{xx}Z_{yx}^*)|}}{|Z_{xy} - Z_{yx}|}, \quad (5.28, \text{ в})$$

где знак «*» означает комплексное сопряжение. Имея комбинацию этих трех параметров, можно отнести разрез в точке измерения к одному из четырех типов – 1D, 2D, 2D с локальными трехмерными телами и 3D (таблица 5.2).

Таблица 5.2

**Примерное соотношение параметров тензора импеданса
в различных моделях среды**

	1D	2D	2D^{reg} + 3D^{loc}	3D
N	<0.2	>0.2	>0.2	>0.2
Skew _S	<0.2	<0.2	>0.2	>0.2
Skew _B	<0.2	<0.2	<0.2	>0.2

Вращая систему координат, получают множество кривых, конфигурация которых существенно зависит от их ориентации и, на первый взгляд, зачастую противоречит друг другу. Такое многообразие данных можно систематизировать, решив задачу о *главных значениях и главных направлениях* тензоров. При этом вся информация, которую несут компоненты того или иного тензора, «концентрируется» на его главных направлениях, зависящих от геоэлектрического строения исследуемой среды. Например, в двумерных средах одно из главных значений тензора импеданса всегда направлено по простиранию геоэлектрических неоднородностей, а другое – вкрест к нему.

5.4.2. Подавление влияния неоднородностей, нормализация кривых

Базовой моделью метода МТЗ является модель горизонтально-слоистой среды (ГСС), в которой сопротивление меняется только с глубиной. Однако в изучаемом разрезе практически всегда присутствуют горизонтальные неоднородности, влиянием которых нельзя пренебречь. Неоднородности вызывают *гальванические и индукционные искажения* кривых.

Можно выделить *крупные неоднородности и локальные приповерхностные неоднородности* (ЛППН). При этом термин ЛППН является относительным: под ним понимаются, как правило, геологические объекты-помехи, которые в силу своей малости по отношению к шагу наблюдения и целевому диапазону глубин исследования (диапазону периодов) не могут быть включены в интерпретационную модель. Одни и те же объекты разреза в зависимости от задач исследования и методики измерений могут являться как предметом исследования, так и объектом-помехой.

На этапе анализа ставится задача разделения влияния на импеданс объектов-помех и региональных неоднородностей. Если на рассматриваемой частоте толщина скин-слоя гораздо больше приповерхностной неоднородности, то локальной индукцией в ней можно пренебречь, ограничившись рассмотрением лишь гальванических эффектов [Бердичевский, Дмитриев, 2008]. В этом случае справедливо *усеченное локально-региональное разложение*:

$$[\mathbf{Z}] = [\mathbf{e}] [\mathbf{Z}^R], \quad (5.29)$$

где $[\mathbf{e}]$ – вещественный тензор локальных электрических искажений, а $[\mathbf{Z}^R]$ – импеданс, содержащий только региональные неоднородности. Если региональный разрез близок к одномерному, то под влиянием ЛППН фазовые кривые не

искажаются, а кривые ρ_T смещаются вдоль вертикальной оси (*статическое смещение*, или *static shift*).

В случае когда действие ЛППН сводится к статическому смещению амплитудных кривых МТЗ, оно может быть подавлено *нормализацией* (параллельным смещением) кривых кажущегося сопротивления или модуля импеданса к некоторому «правильному» положению. Существует целый ряд способов нормализации, из которых наиболее распространено использование данных метода зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ), а также статистическое осреднение кривых МТЗ [Simpson, Bahr, 2005].

Если на точках МТЗ проводились измерения методом ЗСБ по технологии «петля в петле» (глава 7), то их можно использовать для нормализации кривых. Это связано с тем, что данная технология использует индукционный способ возбуждения и приема поля и не подвержена влиянию локальных приповерхностных неоднородностей. Наиболее корректно в данном случае определить смещение кривых МТЗ можно, проведя инверсию данных ЗСБ и для полученного разреза рассчитав прямую задачу МТЗ. Затем на эти расчетные кривые «сажаются» наблюденные кривые МТЗ.

При отсутствии данных ЗСБ для коррекции искажений МТ-данных приповерхностными неоднородностями обычно применяют *статистическую нормализацию*, которая наиболее эффективна при частом шаге наблюдений (много меньшем, чем «целевые» объекты поиска).

В ходе практики для реализации последней процедуры используется программа MTS Prof (ООО «Северо-Запад»). При работе с данной программой сначала выбирается период нормализации T_N . Затем график модуля импеданса на выбранном периоде осредняется с весами, определяемыми по формуле:

$$W_i = 1/\exp\left(\frac{x_i - x_j}{\tau}\right)^q, \quad (5.30)$$

где x_i – переменная координата по профилю (км), x_j – координата точки, для которой производится расчет (км), коэффициент q отвечает за крутизну весовой функции, τ – ширина (радиус) пространственного фильтра (км).

Таким образом, программа строит некоторую слаженную кривую импеданса (кажущегося сопротивления) на выбранном периоде для всего профиля, затем умножением на полученный коэффициент «сажает» на нее кривые МТЗ. Напомним, что умножение всех значений кривой на коэффициент в логарифмическом масштабе, принятом для изображения модулей импедансов и кажущегося сопротивления, эквивалентно параллельному смещению кривой по оси ординат.

На рис. 5.26 разными цветами показаны графики модуля импеданса по профилю на разных периодах. Статическое смещение кривых МТЗ хорошо видно при таком способе изображения (так как импеданс – неубывающая функция, графики не пересекаются). Аналогично можно проводить и площадную нормализацию.

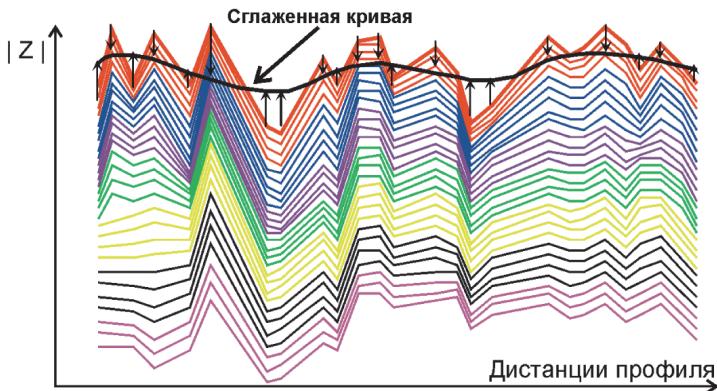


Рис. 5.26. Схема статистической нормализации (окно программы MTS Prof).
Цветом показаны графики импеданса на различных периодах

Параметры нормализации – период, крутизна и радиус пространственно-го фильтра – выбираются интерпретатором исходя из степени проявленности статического смещения, шага по профилю, поставленной геологической задачи (характерных размеров целевых структур). Как правило, перебирается не- сколько вариантов и затем выбирается наилучший. При наличии отдельных точек с резким статическим смещением перед автоматической нормализацией они нормализуются вручную, так как при пространственном сглаживании по- добные сильные «отскоки» могут привести к искажению данных на соседних точках. Важно выбрать радиус нормализации таким образом, чтобы, с одной стороны, подавить влияние приповерхностных неоднородностей, а с другой – не загладить целевые геологические объекты.

5.5. Интерпретация данных

В процессе количественной интерпретации данных МТЗ можно выделить несколько основных этапов:

- 1) экспресс-интерпретация;
- 2) трансформация кривых МТЗ;
- 3) инверсия;
- 4) геологическая интерпретация.

5.5.1. Экспресс-интерпретация

Экспресс-интерпретация заключается в определении обобщенных (инте- гральных) параметров разреза по асимптотам кривых МТЗ и является наибо- лее простым способом получения количественной информации о разрезе.

По кривым кажущегося сопротивления можно определить устойчивые па- раметры разреза: суммарную продольную проводимость до кровли изолятора S и глубину до кровли проводника H . Для этого проводят касательные к восходя- щей (линия S) и нисходящей (линия H) ветвям кривой с углом наклона $\pm 63^\circ 25'$. Далее находят абсциссы $\sqrt{T_S}$ и $\sqrt{T_H}$ их пересечения с осью $\rho_T = 1$ и затем опре- деляют S (См) и H (м) по формулам:

$$S = 356\sqrt{T_s} \quad H = 356\sqrt{T_h}. \quad (5.31)$$

Эти оценки получены при рассмотрении моделей с идеальным изолятором ($\rho_2 = \infty$) и идеальным проводником ($\rho_2 = 0$) в основании. Применяя их к многослойным кривым МТЗ, можно оценить величину этих параметров (рис. 5.27). При слабой контрастности слоев по сопротивлению и их малой мощности восходящие и нисходящие ветви кривых обладают меньшим углом наклона. При этом надежность определения параметров S и H уменьшается. В этом случае касательную под углом $63^{\circ}25'$ лучше всего проводить в точке перегиба кривой кажущегося сопротивления, которая определяется по экстремуму на фазовой кривой.

Следует отметить, что оценки S и H по асимптотам выведены для случая горизонтально-слоистой среды. Применяя этот подход к кривым МТЗ, искаженным влиянием неоднородностей (локальных или региональных), мы получим искаженные значения S и H . Пример таких данных показан на рис. 5.27 штриховой линией – кривая кажущегося сопротивления смещена вниз по оси ординат под влиянием ЛППН. Очевидно, что оценки, сделанные по ней, будут ошибочны – значения S завышены, а H занижены.

Экспресс-интерпретация по асимптотам, как правило, применяется на первых этапах количественной интерпретации для составления самых общих представлений о геоэлектрической модели среды.

5.5.2. Трансформации кривых МТЗ

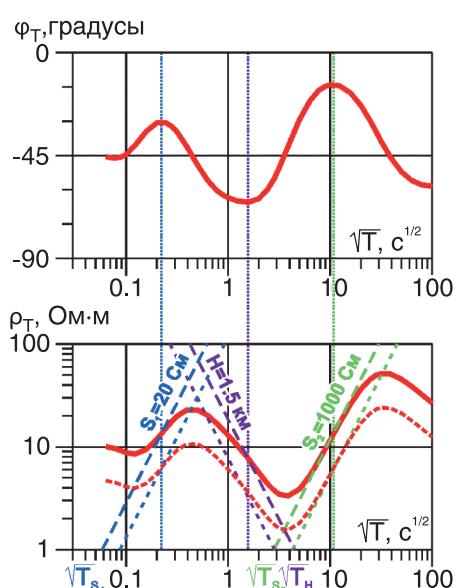


Рис. 5.27. Интерпретация по асимптотам

Под *методами трансформации* понимают строго формализованные способы преобразования данных в более удобный вид без решения обратной задачи методом подбора.

Трансформации кривых МТЗ предназначены для преобразования кривых кажущегося сопротивления $\rho_T(\sqrt{T})$ в кривые, определяющие зависимость сопротивления от глубины $\tilde{\rho}(\tilde{H})$. Разумеется, сопротивление $\tilde{\rho}$ и глубина \tilde{H} являются не истинными, а приближенными («действующими»), но при благоприятных условиях они неплохо аппроксимируют разрез.

Наиболее известны трансформации Нилбетта – Виттгенштейн (Бостика), Молочнова – Ле Вьета, Шмукера – Ле Вьета и другие способы. По сути, они являются развитием упомянутого выше

метода определения параметров S и H по асимптотам.

Рассмотрим трансформацию Ниблетта – Виттгенштейн (Бостика). Применительно к кривым ВЭЗ ее идея была предложена еще в 1930-х годах одним из основателей отечественной школы электроразведки А.А. Петровским; в начале 1960-х годов аналогичную трансформацию для кривых МТЗ ввели Е. Ниблетт и К. Сент-Виттгенштейн, а еще много лет спустя – Ф. Бостик [Бердичевский, Дмитриев, 1992].

Для низкочастотной асимптоты кривых двухслойных моделей имеются аналитические формулы:

для восходящей ветви ($\rho_2 = \infty$)

$$|Z| = 1/S, \quad (5.32)$$

для нисходящей ветви ($\rho_2 = 0$)

$$|Z| = \omega\mu_0 H. \quad (5.33)$$

С учетом формулы (5.13, а) получаем:

$$S = \frac{1}{\sqrt{\omega\mu_0\rho_T}}; \quad H = \sqrt{\frac{\rho_T}{\omega\mu_0}}. \quad (5.34)$$

Применяя эти выражения к каждой точке кривой МТЗ, оцениваем значения действующей интегральной проводимости \tilde{S} и действующей глубины \tilde{H} (заметим, что последняя совпадает с эффективной глубиной проникновения поля h_{eff} , введенной в разделе 5.1). Подставляя в формулу

$$S \approx \int_0^H \frac{dz}{\tilde{\rho}(z)}$$

значения \tilde{S} и \tilde{H} , получаем действующее сопротивление:

$$\tilde{\rho} \approx \frac{\partial \tilde{H}}{\partial \tilde{S}} = \frac{\partial \tilde{H}/\partial \omega}{\partial \tilde{S}/\partial \omega} = \rho_T \frac{2+m}{2-m}, \quad (5.35)$$

где m – тангенс угла наклона кривой ρ_T на билогарифмическом бланке.

Трансформации бывают дифференциальными и алгебраическими. В алгебраических трансформациях вместо производной кажущегося сопротивления используют фазовую кривую. Связь между ними осуществляется с помощью дисперсионного соотношения II рода (Приложение 7) и имеет вид:

$$m = \frac{d \lg(\rho_T)}{d \lg(\sqrt{T})} \approx 2 + \frac{8}{\pi} \varphi_T. \quad (5.36)$$

Трансформации можно применять как к отдельным кривым, так и к серии кривых, полученных по профилю, что позволяет быстро получать предварительные геоэлектрические разрезы по этим профилям.

Развитие процедур инверсии (одномерных, двумерных и даже трехмерных), произошедшее в последнее время, приводит к постепенному сокращению использования трансформаций. Необходимо также отметить, что, как и рассмотренный выше способ экспресс-интерпретации по асимптотам, трансформации предполагают соответствие среды одномерной (горизонтально-слоистой) модели.

5.5.3. Инверсия МТ-данных

Процедура инверсии МТ-данных, в отличие от трансформации, предполагает решение обратной задачи методом подбора. Напомним, что *обратная задача магнитотеллурики* заключается в определении геоэлектрической структуры разреза по известной зависимости измеренных передаточных функций от положения точек наблюдения и частот наблюдаемого МТ- поля (раздел 1.4).

В данном случае мы также разделяем понятия *инверсия* (решение обратной задачи в ручном или автоматическом режиме) и *интерпретация* (геолого-геофизическое истолкование результатов решения обратной задачи). Инверсия может производиться как с использованием априорных данных, так и без них, в то время как интерпретация без априорных данных невозможна.

Инверсия МТ-данных по различным функциям отклика (Z , W , M ...) может проводиться как совместно, так и по отдельности. В результате инверсии мы получаем множество распределений $\tilde{p}(x, y, z)$, на которых невязки не превышают погрешностей исходной информации (δ_z , δ_w , δ_m ...), являющееся множеством эквивалентных решений обратной задачи.

Погрешности исходной информации состоят из *измерительных* и *геологических* или *модельных* (параграф 1.4.5). Первые, как правило, случаи и возникают в результате инструментальных шумов, внешних помех, неточности вычислений. Совершенствование технологии МТЗ ведет к их существенному уменьшению. Главная трудность связана с модельными погрешностями, которые связаны с неизбежными отклонениями моделей, используемых при инверсии от реальных геоэлектрических структур. Их величина, как правило, больше, чем измерительных, и может быть оценена при помощи математического моделирования и инверсии синтетических данных.

Несоответствие размерности обратной задачи размерности реальной среды может привести к пропуску существующих структур или порождению ложных. Однако переход к обратной задаче большей размерности всегда приводит к увеличению ее неустойчивости.

По сравнению с одномерными инверсиями двумерные и трехмерные менее устойчивы. Это объясняется тем, что для адекватного описания 2D- и 3D-моделей требуется значительно большее число параметров, чем для 1D-модели. Поэтому при поиске решения многомерной обратной задачи приходится сглаживать и схематизировать модели геоэлектрической среды, чтобы уменьшить количество параметров, что не всегда согласуется с требованиями к детальности получаемых моделей. В итоге на практике выбор интерпретационной модели проводится исходя из соображений целесообразности (здравого смысла), требуемой детальности, целевой глубины исследования и т.п.

Поиск решения обратной задачи может производиться в классе кусочно-однородных или гладких моделей распределения сопротивления $\rho(x, y, z)$. К обратным задачам, работающим в классе гладких моделей, относятся так называемые *оккамовские инверсии* [Constable et al., 1987]. Как правило, они

не требуют задания конкретных априорных данных и поэтому часто применяются для создания стартовых моделей или для исследования объектов, геологические данные по которым отсутствуют (большие глубины, неисследованные районы). В качестве регуляризатора при этом используется требование максимальной гладкости получаемого распределения сопротивления по пространственным координатам, в связи с чем получаемые модели лишены деталей, резких границ.

Примером одномерной оккамовской инверсии является программа MTS Prof Inv (ООО «Северо-Запад»). В каждой точке МТЗ разрез разбивается на большое количество слоев (50–100) и ищется такое распределение $\rho(z)$, которое удовлетворяет требованиям минимума невязки и максимума гладкости (при необходимости – не только самой функции, но и ее производных). Также в программе предусмотрена возможность многоэтапной инверсии для увязки результатов по профилю или площади, что немаловажно при инверсии в спокойных осадочных разрезах. Имеется возможность использования априорных данных о разрезе. В этом случае задается «стартовая» и «априорные» модели. Тогда при решении обратной задачи накладывается условие близости получаемого распределения $\rho(z)$ и заданного априорного.

К оккамовским 2D-инверсиям относятся программные коды W. Rodi и R. Mackie, REBOCC (W. Siripunvaraporn и G. Egbert) и другие, для удобства работы с которыми обычно используются графические интерфейсы (рис. 5.28), такие как MT2DTools (ООО «Северо-Запад»). Так же как и в 1D-случае, в 2D-инверсии среда разбивается на ячейки, в которых затем производится подбор сопротивления. Однако решение 2D-задачи ищется исходя из минимума невязки сразу для всех наблюдений по профилю, а не в отдельной точке.

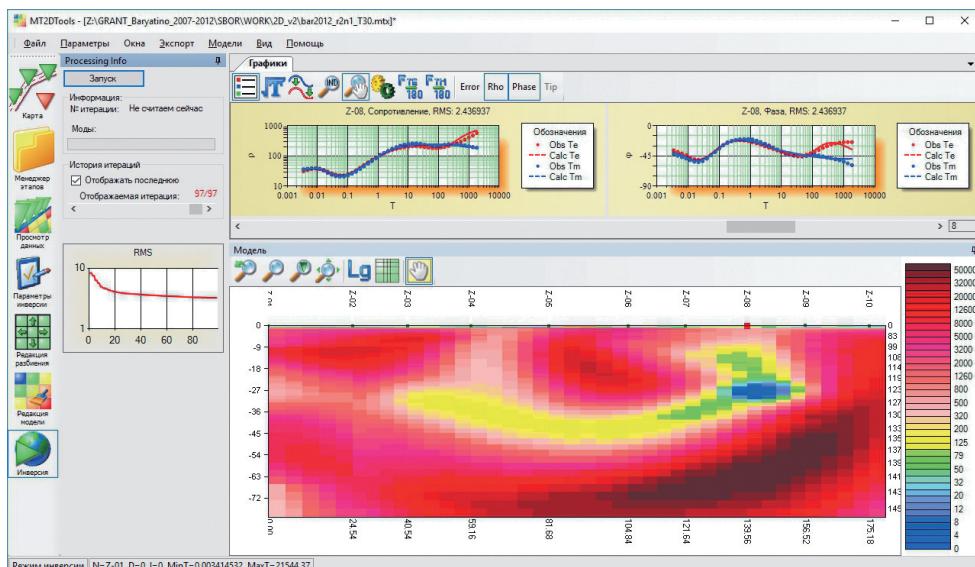


Рис. 5.28. Окно просмотра результатов инверсии программы MT2DTools

В качестве стартовой модели можно задать полупространство с одинаковым сопротивлением или более сложную стартовую модель. Важно понимать, что в некоторых случаях неправильное задание стартовой модели приводит к невозможности решения обратной задачи. Часто в качестве стартовой модели используются результаты 1D-инверсии. Особенно хорошие результаты это дает, когда на высоких частотах среда одномерна, а с понижением частоты одномерность нарушается. Это типичный случай для осадочных бассейнов. В этом случае в верхней части разреза мы можем сохранить устойчивость, присущую результатам 1D-инверсии, и корректно получить сопротивления нижней части, то есть «надстроив» вниз разрез, используя 2D-инверсию.

М.Н. Бердичевский предложил следующую стратегию инверсии двумерных МТ-данных. Сначала производится инверсия магнитовариационных функций (типпера и ГМТ). Так как они получены только по компонентам магнитного поля, аномалии в них имеют индукционную природу и меньше подвержены искажающему влиянию приповерхностных неоднородностей. Они позволяют получить региональное глубинное распределение сопротивления. Затем выполняется инверсия продольного импеданса, который также более чувствителен к глубинным неоднородностям. На последнем этапе в инверсию включается поперечный импеданс, позволяющий более детально получить сопротивления верхней части разреза. При переходе от одного этапа к другому итоговая модель предыдущего этапа используется в качестве стартовой для последующего. Различные передаточные функции можно совсем исключать из инверсии или давать им меньший вес.

В последнее время происходит достаточно бурное развитие и внедрение в практику программ 3D-инверсии, что в первую очередь связано с увеличением производительности современных компьютеров. В частности, имеется много примеров успешного применения 3D-инверсии для решения рудных задач (при наличии контрастных проводящих целевых объектов в относительно простом фоновом разрезе). Однако применение 3D-инверсии нередко оказывается ограничено отсутствием площадных данных с достаточно плотной и регулярной сетью наблюдений.

Как уже отмечено выше, оккамовские программы инверсии не позволяют получать контрастные границы, поэтому решение обратной задачи может проводиться и в рамках *кусочно-однородных сред*. Этот подход, как правило, требует привлечения априорной информации о разрезе – например данных сейсморазведки, дающих структурный каркас разреза. В этом случае в рамках кусочно-однородных разрезов можно получить более детальные и достоверные модели. Этот подход применяется, например, в программах одномерного подбора MSUMT1D (ООО «Северо-Запад») и IPI2WinMT (А.А. Бобачев). Инверсия производится в рамках толстослоистых моделей с минимально возможным количеством слоев (рис. 5.29). Это позволяет уменьшить количество подбираемых параметров и стабилизировать решение обратной задачи.

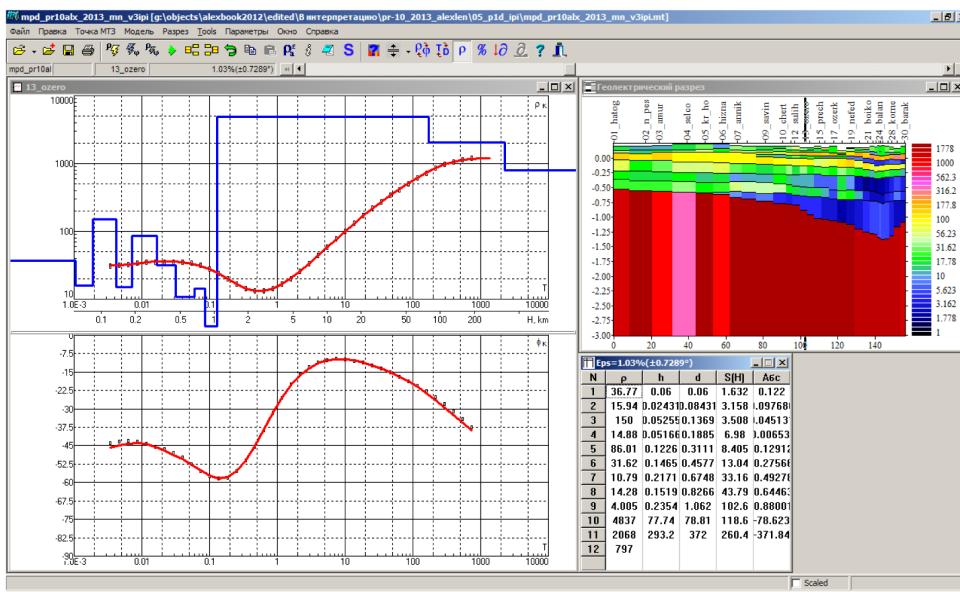


Рис. 5.29. Окно программы 1D-подбора IPI2WinMT

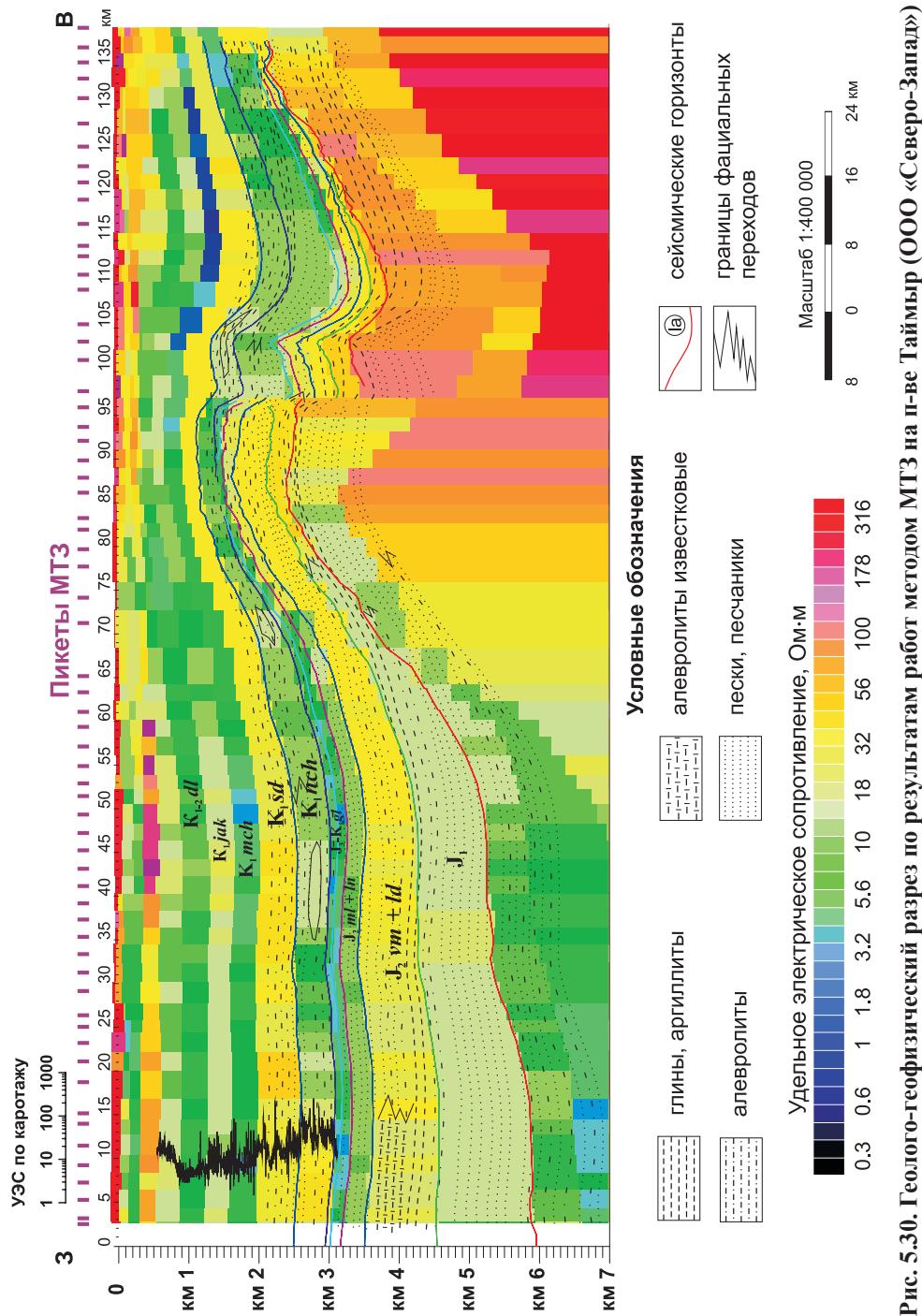
Проведение 2D- и 3D-инверсий в рамках кусочно-однородных сред более трудоемко, и чаще всего они применяются в режиме «проверки гипотез». В этом случае имеется несколько альтернативных гипотез о строении с максимально полной геологово-геофизической информацией по каждой из них. На основании имеющихся представлений составляются геоэлектрические модели с небольшим числом блоков, сопротивление которых требуется найти. Затем перебираются параметры этих блоков с целью минимизации невязки. Та модель, для которой удалось добиться меньшей невязки, рассматривается как наиболее правдоподобная.

5.5.4. Геологическая интерпретация

На заключительном этапе работы с МТ-данными проводится их *геологическая интерпретация*, суть которой – геолого-геофизическое истолкование результатов инверсии с учетом априорных сведений об электрических свойствах пород, имеющейся геологической информации, данных бурения и результатов других геофизических методов (рис. 5.30).

По возможности геологическая интерпретация должна начинаться уже на этапе инверсии, для получения наиболее достоверных и устойчивых результатов которой необходимо введение частичного ограничения ее свободы (*контролируемая инверсия*), основанное на привлечении априорной информации, чаще всего – данных сейсморазведки и электрического каротажа скважин. При этом важно помнить, что данные каротажа могут быть искажены влиянием бурового раствора, а глубинные сейсмические разрезы могут содержать систематические ошибки, связанные с неверной оценкой скоростей.

Общий график работ с МТ-данными схематически показан на рис. 5.31.



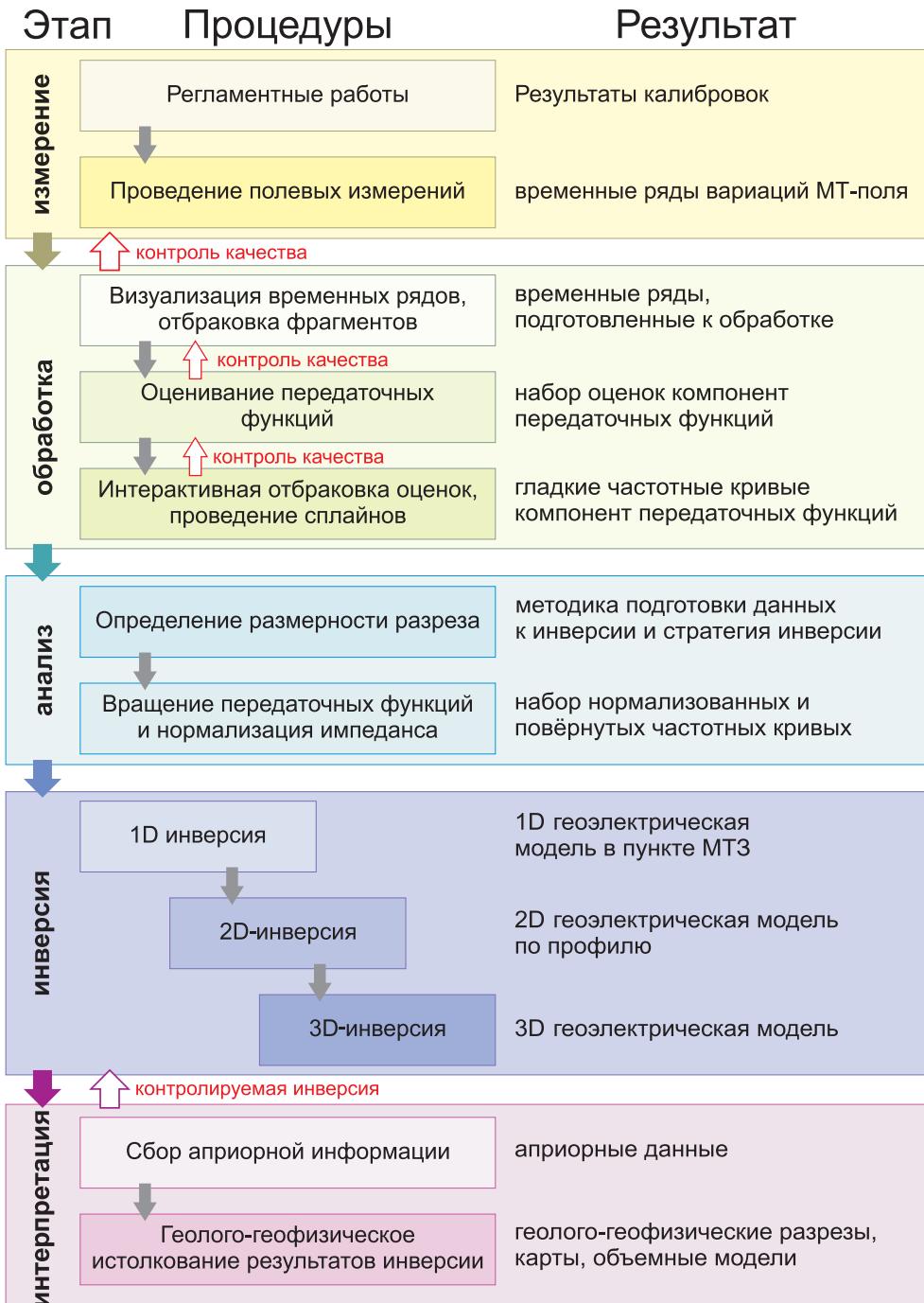
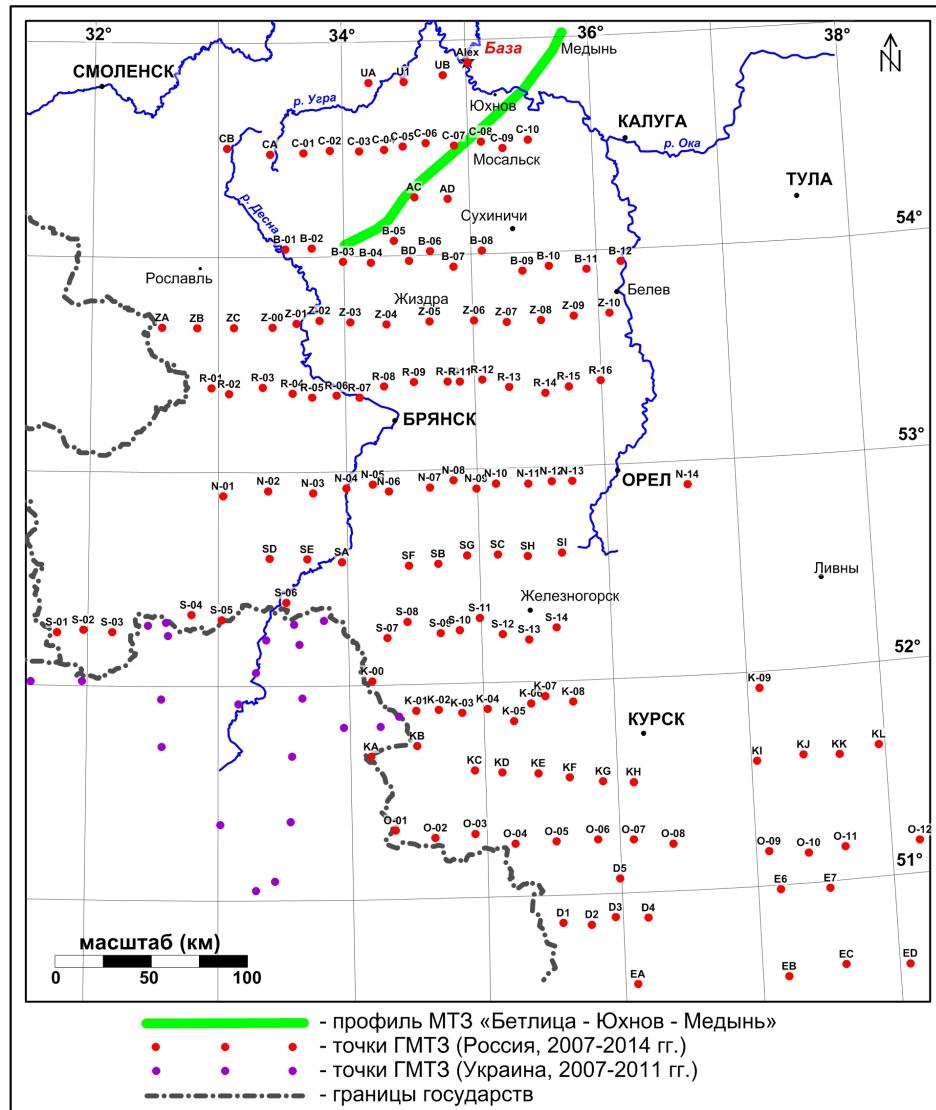


Рис. 5.31. Поэтапная схема работы с магнитотеллурическими данными

5.6. Примеры применения метода МТЗ в районе практики

5.6.1. Пример работ методом МТЗ

В качестве примера приводятся результаты МТ-исследований строения осадочного чехла вдоль профиля п. Бетлица – г. Юхнов – г. Медынь. Профиль направлен с юго-запада на северо-восток (рис. 5.32) от Воронежской антеклизы (ВА) к Московской синеклизе (МС), шаг по профилю неравномерный: от 0.5–1 км до 10–15 км. Анализ тензора импеданса показал, что в пределах осадочного чехла разрез отвечает горизонтально-слоистой модели, поэтому были проведены экспресс-интерпретация по асимптотам и одномерный подбор.



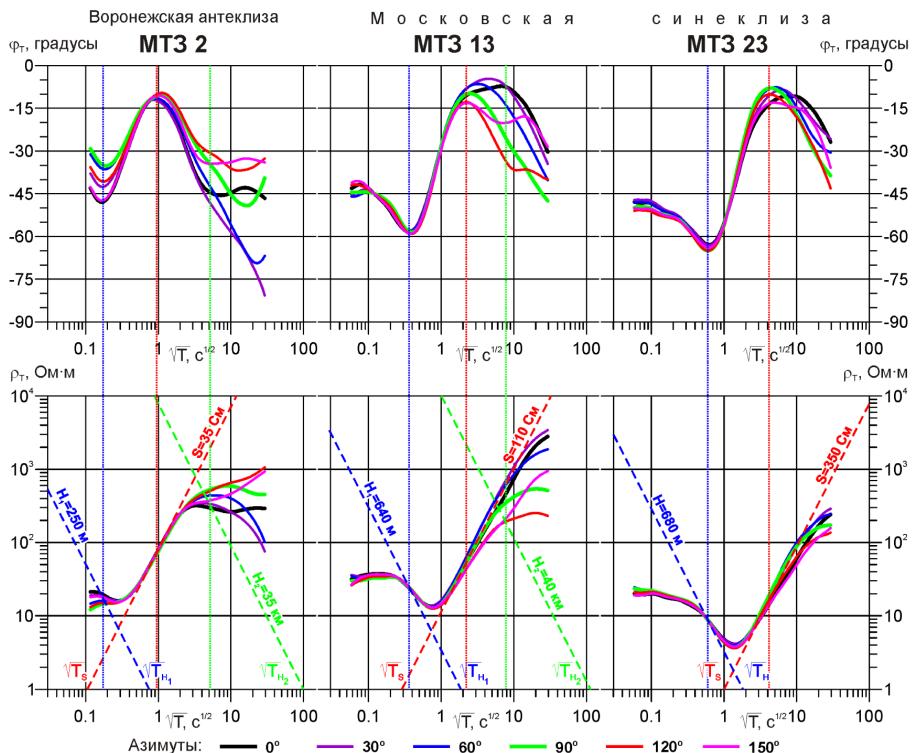


Рис. 5.33. Азимутальные кривые МТЗ на профиле «Бетлица – Юхнов – Медынь»

На высоких частотах кривые на разных азимутах совпадают (рис. 5.33). Видно, что при переходе от ВА к МС проводимость осадочного чехла возрастает, появляются новые слои в осадках и тип кривых меняется. На низких частотах кривые в юго-западной части профиля расходятся. На них проявляются коровьи проводящие объекты, о которых подробнее будет написано ниже. Линия H на СВ-конце профиля хорошо отвечает кровле наиболее проводящих отложений в разрезе, а на ЮЗ, где на кривых нисходящая ветвь практически отсутствует, дает завышенные значения кровли проводника.

На рис. 5.34 приведен геоэлектрический разрез по профилю «Бетлица – Юхнов – Медынь». Сверху показан график изменения суммарной продольной проводимости осадочного чехла (S), а на разрезе – график изменения параметра H (глубины до кровли проводника). S в пределах профиля изменяется от 30–50 См на юго-западе до 300–350 См на северо-востоке и имеет локальный максимум в районе Юхновской структуры.

Сведения о геологическом строении изложены в главе 4. Здесь мы коснемся основных результатов интерпретации данных МТЗ. Основание разреза – высокоомные породы архейско-протерозойского кристаллического фундамента. В интервале 20–60 км сопротивление снижается из-за искажающего влияния глубинного проводящего объекта (параграф 5.6.2). Положение кровли фундамента закреплялось по данным атласа С.П. Боброва [Геологический... 2007].

При подъеме фундамента от МС к ВА видно постепенное выклинивание лежащего на фундаменте слоя венд-рифейских терригенных отложений. Их сопротивление составляет первые Ом·м из-за содержащихся в них высокоминерализованных вод. В районе 100 км профиля происходит резкое изменение их мощности. Здесь же мы видим сильные градиенты S , что позволяет сделать вывод, что эти отложения вносят основной вклад в S всего осадочного чехла.

Выше прослеживается слой карбонатно-галогенных отложений эйфельского яруса среднего девона. Сопротивление слоя меняется в широких пределах от 20–50 Ом·м (на ЮЗ) до 3–5 Ом·м (на СВ). Такие изменения могут быть связаны со степенью разрушенности пород. Примечательно, что в районе Юхновской кольцевой структуры сопротивления этого слоя минимальны.

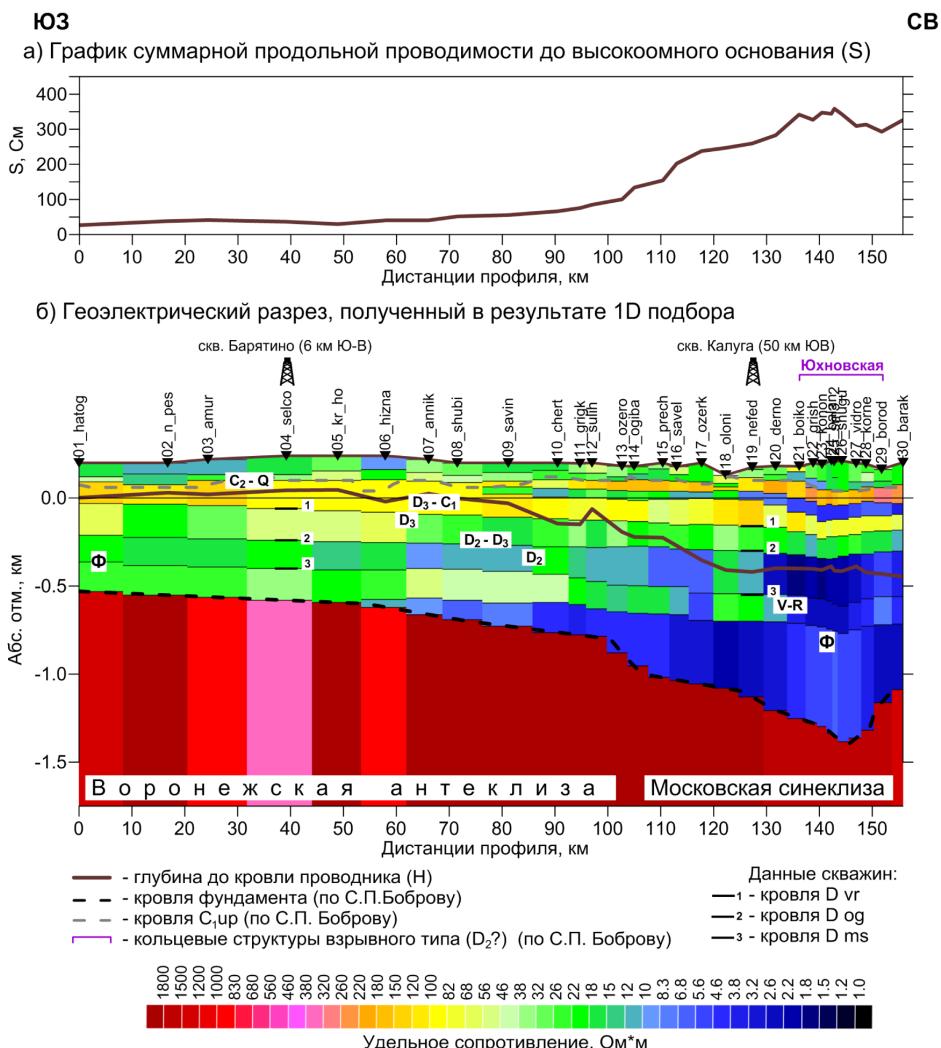


Рис. 5.34. Геоэлектрический разрез по профилю «Бетлица – Юхнов – Медынь»

Выделяющийся выше слой представлен в основном терригенными отложениями живетского яруса среднего девона и огаревской свиты верхнего девона. Минимальные сопротивления в этом слое получены также в районе Юхновской структуры (около 1 Ом·м). На ЮЗ сопротивления повышаются, что может быть связано с уменьшением минерализации вод. Данные отложения перекрываются слоем глинистых карбонатных пород воронежского, семилукского и саргаевского горизонтов верхнего девона с сопротивлением 10–50 Ом·м.

Выше залегает галогенно-карбонатный комплекс пород верхнего девона и упинского горизонта нижнего карбона. В этих породах имеются включения и пропластки солей, гипсов и ангидритов, что приводит к увеличению продольного сопротивления до 100–300 Ом·м. В этом комплексе на СВ выделяется более проводящий горизонт (5–15 Ом·м) мощностью до 70–90 м, представленный глинистыми породами плавского и оптуховского горизонтов. Этот слой хорошо выделяется также по данным ЧЗ и ЗСБ. Для методов постоянного тока он не виден, так как вышележащие высокоомные отложения являются для них экраном. Кровля этого высокоомного слоя хорошо совпадает с положением кровли упинского горизонта с атласа С.П. Боброва.

В верхней части разреза залегают отложения нижнего карбона и четвертичные. Здесь выделяется два-три геоэлектрических слоя. На СВ в нижней части прослеживается относительно проводящий горизонт (порядка 10 Ом·м) мощностью около 50 м, отвечающий, скорее всего, тульско-бобриковским терригенным породам нижнего карбона.

5.6.2. Пример работ методом ГМТЗ

Летом 1991 года сотрудниками кафедры геофизики геологического факультета МГУ во время проведения площадных работ методом МТЗ в районе Смоленской АЭС около п. Барятино Калужской области были получены аномальные кривые, указывающие на наличие крупного проводящего объекта в земной коре. За аномальной областью закрепилось название *Барятинская коровая аномалия* электропроводности. Начиная с 1999 года по инициативе сотрудников МГУ подавляющее большинство геофизических исследований на Барятинской аномалии проводятся в рамках учебных практик.

В период 1999–2003 годов были проведены наземная магнитометрическая и гравиметрическая съемки под руководством В.В. Бродового (МГРИ-РГГРУ), а также сотрудников МГУ Л.А. Золотой, С.А. Тихоцкого, М.В. Калишевой и др. По результатам работы было показано, что магнитные аномалии южной части Калужской области являются продолжением Курской магнитной аномалии (КМА), выделен отдельный Северо-Калужский железорудный бассейн и составлена его структурная схема.

С 2007 года благодаря инициативе И.М. Варенцова (ЦГЭМИ ИФЗ РАН) при поддержке грантов РФФИ начался новый этап исследований Барятинской коровой аномалии. Они велись в сотрудничестве с украинскими коллегами из Института геофизики НАНУ, поскольку было выдвинуто предположение

о том, что Барятинская зона является продолжением Кировоградской коровой аномалии электропроводности, которая активно изучается украинскими геофизиками еще с 70-х годов прошлого столетия [Куликов и др., 2018].

С 2007 по 2014 год многокомпонентные измерения МТ- поля были выполнены по нескольким субширотным профилям с шагом 15–20 км в 142 пунктах с базовой станцией непосредственно у учебного полигона «Александровка» (рис. 5.32). Время записи на полевых точках составляло от 48 до 72 часов.

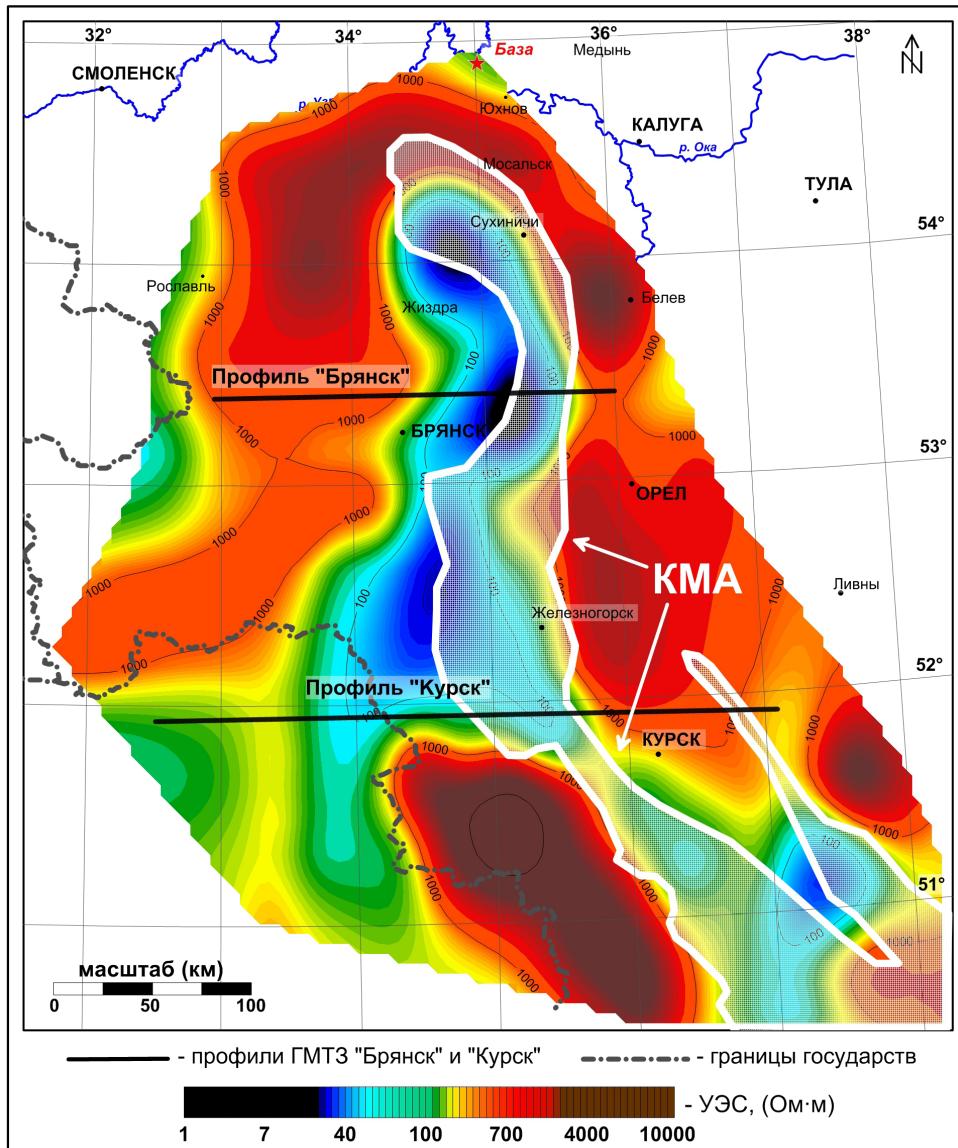


Рис. 5.35. Карта-срез удельного электрического сопротивления на глубине 25 км по результатам 3D-инверсии данных ГМТЗ (по В.А. Куликову)

На этапе качественного анализа МТ-данных была выполнена их статистическая нормализация (параграф 5.4.2) по периоду 0.3 с. Этот период для большинства кривых кажущегося сопротивления отвечает началу восходящей ветви, т.е. нормализация проводилась в предположении о плавном изменении S осадочного чехла. Обратная задача была решена с помощью проведения совместной трехмерной инверсии всех компонент тензора импеданса и типпера в программе ModEM (G. Egbert и A. Kelbert) на вычислительной аппаратуре НИВЦ МГУ (суперкомпьютер «Ломоносов»).

Результаты 3D-инверсии представлены в виде карты-среза удельного электрического сопротивления на глубине 25 км (рис. 5.35), а также геоэлектрических разрезов вдоль профилей ГМТЗ «Брянск» и «Курск» (рис. 5.36). Южнее 52° с.ш. коровый проводник представлен двумя линейными зонами, одна ветвь которой в плане точно совпадает с КМА, а вторая – с контурами Кировоградской аномалии электропроводности. Севернее 53° с.ш. две ветви проводника сливаются в единую структуру шириной около 50–70 км. При этом верхняя кромка объекта находится на глубине 20–25 км, а его ядро, характеризующееся минимальными значениями УЭС, – на глубине 30–40 км. Положение нижней границы проводника по данным ГМТЗ определяется неуверенно.

Важной задачей исследований коровых аномалий является уточнение физической природы их повышенной проводимости. Этот вопрос уже много десятилетий является предметом научной дискуссии. Существует две основные точки зрения: «ионная» и «электронная». Согласно первой гипотезе природа низкоомных объектов объясняется наличием в коре флюидопроницаемых зон, заполненных

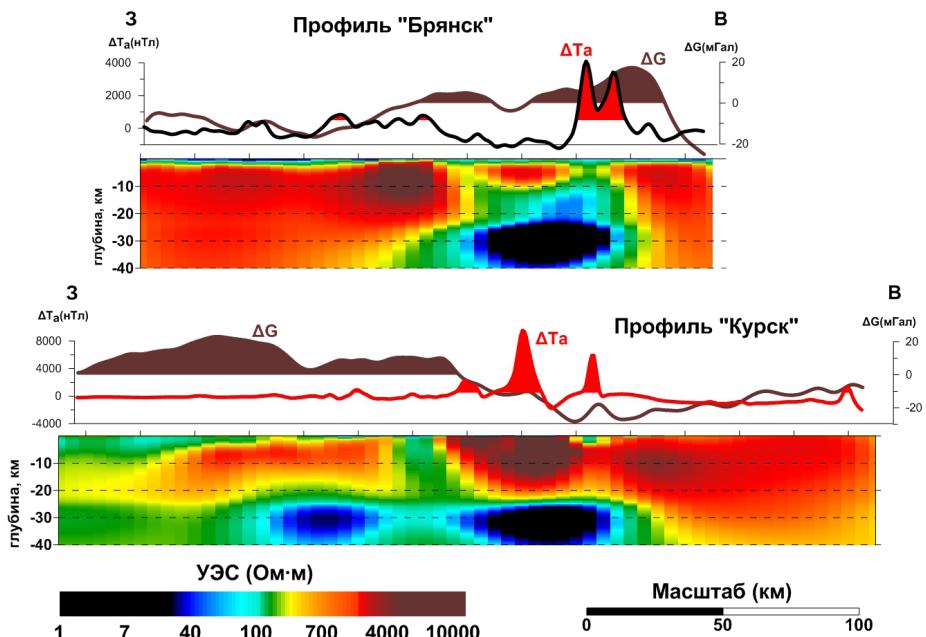


Рис. 5.36. Геоэлектрические разрезы, графики аномального магнитного поля и поля силы тяжести по профилям ГМТЗ «Брянск» и «Курск» (по В.А. Куликову)

проводящими растворами. Вторая гипотеза связывает аномалии коровой проводимости с повышенным содержанием графитизированных пород и сульфидно-углеродистых образований. При этом существует множество различных концепций появления электронных проводников в коре – биогенно-осадочная (глубокий метаморфизм мелководных органических отложений), тектоническая (соскабливание железистых и других минералов с поддвигаемой плиты в зонах субдукции) и др. Также вполне вероятно, что повышенная проводимость в коре может быть связана с развитием тонких углеродистых пленок в местах химического осаждения углерода при дегазации глубоких слоев литосферы.

С тектонической точки зрения наиболее высокими значениями электропроводности в пределах фундамента докембрийских платформ характеризуются так называемые шовные зоны, соединяющие между собой его наиболее древние (архейские и палеопротерозойские) блоки. Таким образом, полученные в ходе студенческих практик данные о линейных коровых проводниках могут значительно скорректировать существующие представления о тектоническом районировании воронежского кристаллического массива [Куликов и др., 2018].

Литература

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-однородных сред. М.: Недра, 1992. 250 с.
2. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М.: Диалог-МГУ, 1997. 162 с.
3. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 680 с.
4. Геологический атлас Калужской области // МПР Калужской области. Сост. С.П. Бобров. Калуга: ПГП Притяжение, 2007. 70 с.
5. Дахнов В.Н. Теллурические токи и пути изучения их с целью проведения разведок полезных ископаемых. М.: ГОНТИ, 1937. 56 с.
6. Епишкин Д.В., Яковлев, А.Г. О границах применимости метода удаленной базы при магнитотеллурических исследованиях // Геофизика. 2016. № 3. С. 55–64.
7. Куликов В.А., Александрова Е.Д., Варенцов И.М., Зайцев С.А., Лозовский И.Н., Лубнина Н.В., Пушкирев П.Ю., Шустов Н.Л., Яковлев А.Г., Ионичева А.П. Барятинская коровая аномалия электропроводности по результатам площадных МТ-исследований // Геофизика. 2018. № 1. С. 31–43.
8. Электроразведка: справочник геофизика // под ред. В.К. Хмелевского и В.М. Бондаренко. Книга 1. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1989. 438 с.
9. Chave A.D., Jones A.G. The magnetotelluric method – theory and practice. Cambridge University Press, 2012. 552 p.
10. Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G. Occams' inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data // Geophysics. 1987. V. 52. № 3. P. 289–300.
11. Simpson F., Bahr K. Practical magnetotellurics. Cambridge University Press, 2005. 254 p.
12. Vozoff K. The magnetotelluric method // M.N. Nabighian. Electromagnetic methods in applied geophysics. SEG, 1991. P. 641–712.

Глава 6. Частотное зондирование

Метод *частотного зондирования* (ЧЗ) – один из классических методов электроразведки. Он дает информацию об изменении сопротивления среды с глубиной посредством исследования частотных зависимостей компонент ЭМ- поля, создаваемого искусственным источником [Электроразведка, 1989].

Изменение глубинности исследования в методе ЧЗ достигается за счет явления скин-эффекта (параграф 1.3.4). Оно заключается в том, что чем выше частота колебаний электромагнитного поля, тем быстрее оно затухает с глубиной. Таким образом, на высоких частотах поле охватывает приповерхностную часть среды, а по мере понижения частоты оно проникает все глубже и начинает нести информацию о нижних слоях разреза.

С точки зрения истории развития метода в основе теории частотного зондирования лежат работы В.Р. Бурсиана, А. Зоммерфельда, В.А. Фока и других крупных физиков-теоретиков первой половины XX века, которыми был решен ряд фундаментальных задач по расчету полей элементарных источников низкочастотного поля в проводящих средах.

В то время в структурной электроразведке использовались методы постоянного тока, эффективность которых при глубинных исследованиях была сильно ограничена в первую очередь из-за влияния индукционных искажений на больших разносах и экранирующего действия высокоомных слоев, развитых в осадочном чехле платформ. Потенциальные преимущества нестационарных и, в частности, переменных гармонических ЭМ-полей стали понятны еще в довоенные годы (А.П. Краев), однако ограниченные возможности аппаратуры тормозили развитие новых методов, в результате чего разработка и внедрение в практику метода ЧЗ завершились лишь в 1960-е годы благодаря трудам Л.Л. Ваньяна, Л.Б. Гасаненко, В.И. Дмитриева, Г.В. Молочнова, А.Н. Тихонова и других ученых [Шейнманн, 1972].



В.Р. Бурсиан
(1886–1945)



Л.Л. Ваньян
(1932–2001)

Практическое применение метода ЧЗ и других методов зондирования на переменном токе оказалось большим шагом вперед. Поскольку за счет электромагнитной индукции переменное поле способно проникать под высокоомные экраны, то появилась возможность изучать подэкранные толщи. Кроме того, использование только одного разноса для проведения полноценного зондирования резко повысило производительность работ.

Метод ЧЗ может применяться для изучения регионального строения осадочного чехла, кристаллического фундамента платформенных областей, при поиске нефтегазоносных месторождений и при решении других задач, однако в последнее время его роль в наземной геофизике несколько снизилась ввиду активного развития альтернативных методов глубинной электроразведки (в первую очередь МТЗ и ЗСБ).

6.1. Основы теории

6.1.1. Формулы для нормальных полей

Электромагнитное поле в методе ЧЗ создается с помощью заземленной линии AB или незаземленной петли Q . Электрические и магнитные компоненты поля измеряются на расстоянии, существенно превышающем размер источника, что позволяет считать линию AB горизонтальным электрическим, а петлю Q – вертикальным магнитным диполем (раздел 2.3).

Рассмотрим *нормальные поля* ЧЗ, то есть поля горизонтального электрического и вертикального магнитного диполей (ГЭД и ВМД) над однородным полупространством (ОПП). Отметим, что даже для этой простейшей модели среды формулы для компонент поля имеют достаточно сложный вид. Поэтому будем анализировать только выражения, возникающие в приближениях ближней и дальней зон (параграф 1.3.5).

Пусть компоненты электромагнитного поля измеряются в точке, расположенной на расстоянии r от источника, и угол между осью x и направлением на точку наблюдения равен ϕ (рис. 6.1). ГЭД AB направлен по оси x и обладает моментом $p^{AB} = I \cdot |AB|$, где I – сила тока, $|AB|$ – длина линии. Дипольный момент ВМД равен $p^Q = I \cdot S \cdot N$, где S – площадь петли, N – число витков. Круговая частота создаваемого поля $\omega = 2\pi f = 2\pi/T$, где f – частота, T – период колебаний поля. Сопротивление полупространства равно ρ , магнитная проницаемость – μ_0 (породы немагнитны). Волновое число полупространства $k = \sqrt{-i\omega\mu_0/\rho}$.

Дальняя зона отвечает большим значениям параметра $|kr|$ ($|kr| \gg 1$). Таким образом, речь идет о высоких частотах и больших разносах.

Ближняя зона соответствует $|kr| \ll 1$, в этом случае подразумеваются низкие частоты и маленькие разносы.

Поскольку параметр $|kr|$ зависит также от сопротивления среды, то одни и те же частоты и разносы могут отвечать дальней зоне (над проводящей средой) или ближней зоне (над высокоомной средой).

Электромагнитное поле в проводящем пространстве затухает пропорционально e^{-kr}/r^3 . В ближней зоне $e^k \approx 1$, и мы получаем затухание поля,

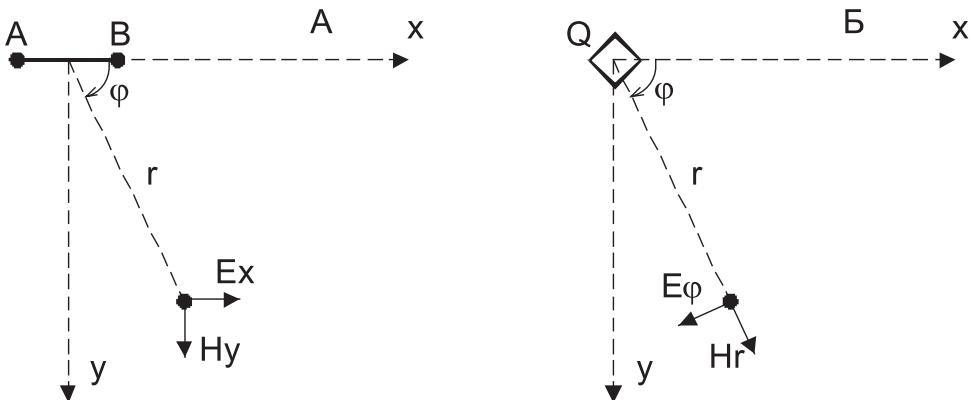


Рис. 6.1. Схемы расположения питающих диполей и точек наблюдения при использовании в качестве источника: А) линии AB ; Б) петли Q

связанное только с геометрическим расхождением $1/r^3$. В дальней зоне $e^{-k} \rightarrow 0$, и в случае однородного полупространства поле будет очень мало. Однако мы проводим наблюдения на земной поверхности, при этом верхнее полупространство (атмосфера) имеет очень высокое сопротивление, и его волновое число близко к нулю. Поэтому поле в дальней зоне распространяется прежде всего по воздуху, попадая в проводящую землю как неоднородная плоская «волна».

Рассмотрим выражения для горизонтальной электрической E_x , горизонтальной магнитной H_y и вертикальной магнитной H_z компонент поля в точке наблюдения [Электроразведка, 1989].

В ближней зоне ГЭД:

$$E_x = \frac{p^{AB}}{2\pi} \cdot \frac{3 \cdot \cos^2 \varphi - 1}{r^3} \cdot \rho, \quad (6.1)$$

$$H_y = -\frac{p^{AB}}{2\pi} \cdot \frac{\sin^2 \varphi - 0.5}{r^2}, \quad (6.2)$$

$$H_z = \frac{p^{AB}}{2\pi} \cdot \frac{\sin \varphi}{2 \cdot r^2}. \quad (6.3)$$

В ближней зоне ВМД (в цилиндрической системе координат):

$$E_\varphi = i\omega\mu_0 \frac{p^Q}{2\pi} \frac{1}{2 \cdot r^2}, \quad (6.4)$$

$$H_r = -\frac{p^Q}{2\pi} \frac{1}{8 \cdot r} \cdot \frac{i\omega\mu_0}{\rho}, \quad (6.5)$$

$$H_z = \frac{p^Q}{2\pi} \cdot \frac{1}{2 \cdot r^3}. \quad (6.6)$$

Из приведенных формул видно, что большинство компонент поля в ближней зоне не зависит от сопротивления полупространства ρ . Кроме того, глубина проникновения поля в ближней зоне определяется не частотой, а разносом. Из

этого следует, что частотное зондирование в ближней зоне крайне затруднено. В условиях БЗ обычно проводят геометрические зондирования, в основном с измерением электрической компоненты поля ГЭД (методы постоянного тока).

Таким образом, при выполнении ЧЗ необходимо использовать достаточно высокие частоты и большие разносы. В противном случае область низких частот попадет в ближнюю зону и будет неинформативной.

В дальней зоне ГЭД:

$$E_x = \frac{p^{AB}}{2\pi} \cdot \frac{3 \cdot \cos^2 \varphi - 2}{r^3} \cdot \rho, \quad (6.7)$$

$$H_y = \frac{1}{\sqrt{-i\omega\mu_0}} \cdot \frac{p^{AB}}{2\pi} \cdot \frac{3 \cos^2 \varphi - 2}{r^3} \cdot \sqrt{\rho}, \quad (6.8)$$

$$H_z = \frac{1}{-i\omega\mu_0} \cdot \frac{p^{AB}}{2\pi} \cdot \frac{3 \sin \varphi}{r^4} \cdot \rho. \quad (6.9)$$

В дальней зоне ВМД:

$$E_\varphi = \frac{p^Q}{2\pi} \cdot \frac{1}{r^4} \cdot \rho, \quad (6.10)$$

$$H_r = \frac{1}{\sqrt{-i\omega\mu_0}} \cdot \frac{p^Q}{2\pi} \cdot \frac{3}{r^4} \cdot \sqrt{\rho}, \quad (6.11)$$

$$H_z = \frac{1}{i\omega\mu_0} \cdot \frac{p^Q}{2\pi} \cdot \frac{9}{r^5} \cdot \rho. \quad (6.12)$$

В дальней зоне все компоненты поля зависят от сопротивления полупространства ρ . Выражая величину ρ через значения соответствующих компонент поля, можно получить формулы для определения сопротивления полупространства. Используя эти формулы при изучении неоднородных сред, получаем *кажущееся сопротивление* ρ_ω .

Глубина проникновения поля в дальней зоне зависит от частоты, соответственно, ρ_ω будет отражать сопротивление разреза от земной поверхности до этой глубины.

Отметим, что компоненты E_x и H_y поля ГЭД убывают по мере удаления от источника как $1/r^3$, компонента H_z поля ГЭД и компоненты E_x и H_y поля ВМД убывают как $1/r^4$, наконец компонента H_z поля ВМД убывает как $1/r^5$. Чем медленнее это убывание, тем на больших разносах можно проводить достоверные измерения данной компоненты. Измерения на больших разносах важны потому, что здесь переход в ближнюю зону происходит на более низких частотах и тем самым глубинность исследований повышается.

6.1.2. Проблема точки записи, импедансные наблюдения

Основная проблема метода ЧЗ связана с выбором *точки записи* (точки, к которой относятся результаты интерпретации). Для того чтобы удовлетворить условию дальней зоны, приходится использовать большие расстояния между источником и приемником (несколько километров и более). Если на этих раз-

носах геоэлектрический разрез испытывает существенные изменения, то при интерпретации результатов зондирования неопределенность выбора точки записи иногда порождает грубые ошибки [Иванов, Скугаревская, 1978].

Выходом из этой ситуации может быть проведение импедансных измерений. Как следует из приведенных выше формул, в дальней зоне источников поля $E_x/H_y = \sqrt{-i\omega\mu_0\rho}$. Данное отношение, называемое *импедансом*, совпадает со значением импеданса плоской волны, рассматриваемым в методе магнитотеллурического зондирования (раздел 5.1). При расчете импеданса в методе частотного зондирования существенным образом подавляется влияние неоднородностей вблизи источника: результат измерения начинает в большей степени зависеть от разреза в точке наблюдения, следовательно, к ней можно привязывать точку записи [Куликов и др., 1999]. Импедансная технология реализована в методе CSAMT, распространенному за рубежом (параграф 5.2.2).

В то же время при расчете импеданса используется электрическая компонента поля, которая может быть искажена влиянием высокоомных экранов. Поэтому в некоторых случаях применение импедансной схемы оказывается оправданным либо только на высоких частотах (когда экран еще не сказывается), либо при использовании питающего магнитного диполя.

6.1.3. Преимущества и недостатки метода ЧЗ

Преимущества метода частотного зондирования:

1. Высокоомные экраны не являются помехой для магнитных компонент поля электрического диполя и всех компонент поля магнитного диполя.
2. Измерения на одном разносе снижают трудозатраты.
3. Использование при интерпретации магнитных и электрических компонент поля дает возможность получать информацию как о продольном, так и о поперечном сопротивлении слоев.
4. Измерения на фиксированных частотах позволяют использовать узкополосную фильтрацию, что заметно повышает помехоустойчивость.

К слабым сторонам метода можно отнести:

1. Неопределенность с точкой записи.
2. В районах с экраном электрическая компонента поля электрического диполя не несет информации о подэкранной толще.
3. Вертикальная составляющая магнитного поля (наиболее часто используемая) очень чувствительна к горизонтальным неоднородностям и быстро убывает с расстоянием.
4. Необходимо использовать мощные источники поля, что снижает производительность и повышает стоимость работ.

6.2. Методика полевых работ

6.2.1. Источники поля

Как уже отмечалось, в методе ЧЗ применяются два способа возбуждения поля.

При гальваническом возбуждении используется заземленная линия *AB*. Следует отметить, что такой источник возбуждает поле не только гальванически, за счет стекающих с электродов токов, но и индукционно, за счет токов, текущих в проводе. Таким образом, при использовании питаемой переменным током линии *AB* правильнее говорить о *смешанном возбуждении поля*.

Размеры питающей линии могут колебаться от ста метров до первых километров. Для создания в линии *AB* больших токов необходимо сделать минимальным ее сопротивление, которое складывается из сопротивления провода и сопротивлений двух заземлений (раздел 2.3). Как правило, для линии *AB* используют медный провод большого сечения (например, марки ГПМП), имеющий сопротивление не более 10 Ом/км. Для уменьшения сопротивления заземления применяют параллельное соединение сети электродов или буровой инструмент (шнеки). При этом важно осуществить контакт электрода с хорошо проводящими породами, лучше всего глинами.

При индукционном возбуждении применяется незаземленная петля *Q*. Через петлю пропускается переменный электрический ток, который создает в пространстве, окружающем петлю, переменное магнитное поле, которое, в свою очередь, индуцирует токи в земле.

Незаземленная петля применяется в качестве источника электромагнитного поля редко. Это связано с двумя основными причинами: 1) все компоненты поля магнитного диполя затухают по мере увеличения разноса на порядок быстрее, чем компоненты поля заземленного электрического диполя, 2) раскладка питающей петли обычно более трудоемка, чем раскладка питающей линии.

6.2.2. Датчики поля

Для измерения электрических компонент в методе ЧЗ используются *заземленные линии MN*. Длина приемных линий составляет, как правило, первые сотни метров. В качестве заземлителей приемной линии могут использоваться как поляризующиеся, так и неполяризующиеся электроды. Чаще всего на практике используют латунные штыревые заземления. С входом измерительного устройства электроды соединяются легким полевым проводом (например, марок ГПСМПО или ПСРП).

Для измерения магнитных компонент используют *петли и индукционные датчики* (параграф 2.6.2). Вертикальная составляющая магнитного поля (H_z), как правило, измеряется с помощью большой многовитковой петли, представляющей собой многожильный медный кабель (например, марок КСПВ или ГПМП), выкладываемый на поверхности земли в виде квадрата. В ходе проведения студенческой практики используется 23-витковая квадратная петля со стороной 100 м и эффективной площадью $2.3 \cdot 10^5 \text{ м}^2$. Основные преимущества такой петли состоят в большой площади интегрирования поля (сглаживание влияния небольших приповерхностных неоднородностей) и в отсутствии необходимости учитывать собственную частотную характеристику в очень широком диапазоне частот, но для ее раскладки требуется большое пространство.

Измерение горизонтальных компонент магнитного поля проводится с помощью индукционных датчиков, например МТС-50 из комплекта станции производства компании Phoenix Geophysics (параграф 5.2.3). Индукционный датчик легко и просто устанавливать, но он чувствителен к локальным неоднородностям, подвержен воздействию вибрации и имеет собственную сложную частотную характеристику, которую необходимо учитывать при обработке данных.

6.2.3. Типы установок

В методе ЧЗ существует много возможных вариантов установок. В поле электрического диполя наиболее целесообразно использовать *экваториальную установку* ($\phi = 90^\circ$ на рис. 6.1, а) и измерять компоненты E_x , H_y и H_z , которые на экваторе диполя максимальны. Иногда используется также достаточно технологичная *осевая установка* ($\phi = 0^\circ$ на рис. 6.1, а), при этом могут регистрироваться компоненты E_x и H_y . Поле петли обладает цилиндрической симметрией (рис. 6.1, б), поэтому в этом случае измеряют, как правило, компоненты E_ϕ , H_r и H_z .

Разнос между источником и приемником, а также рабочие частоты выбираются в соответствии с решаемой задачей, возможностями аппаратуры и условием дальней зоны ($|kr| \gg 1$). Разнос, как правило, должен в 3–5 раз превышать исследуемую глубину. В районе Александровской геофизической базы для изучения осадочного чехла необходим разнос порядка 4–6 км, рабочий диапазон частот при этом составляет приблизительно 0.1–200 Гц.

6.2.4. Аппаратура

В ходе проведения студенческой практики для создания тока в питающей линии AB или петле Q используются мощные источники: генераторная группа УГЭ-50 или генератор ГЭР-5000-25. В качестве измерителя напряжения используются либо магнитотеллурические станции (параграф 5.2.3), либо одноканальные электроразведочные измерители, такие как МЭРИ-24.

Генераторная группа УГЭ-50

Электроразведочная генераторная группа УГЭ-50 (МПЗ, Мытищи) предназначена для создания электромагнитных колебаний формы «меандр» или «меандр с паузой» и может применяться для работ методами ЧЗ, ДЭЗ, ЗС, ВП и др. [Электроразведка... 1989].

Аппаратура смонтирована на автомобиле ЗИЛ-131 (рис. 6.2). Ток подается либо в линию AB , либо в петлю Q . Максимальная сила тока на выходе УГЭ-50 равна 100 А при нагрузке до 9 Ом и 50 А при нагрузке до 20 Ом. Рабочий интервал частот составляет 0.019–312 Гц.



Рис. 6.2. Генераторная группа УГЭ-50

Переключение частоты осуществляется по фиксированным значениям с множителем, равным 2.

Рассмотрим принцип работы УГЭ-50 (рис. 6.3). Источником переменного тока частотой 50 Гц и напряжением 380 В является генератор АД-100, работающий от дизельного двигателя, расположенного на втором автомобиле группы (рис. 6.2). Напряжение с генератора подается на блок стабилизации, обеспечивающий изменение напряжения на своем выходе в зависимости от изменения сопротивления нагрузки. Сигнал для управления блоком стабилизации снимается с шунта, установленного в измерительном блоке в разрыве цепи АВ. Изменение выходного переменного напряжения осуществляется путем подключения в цепь реактивных сопротивлений. Далее переменный ток выпрямляется и проходит через блок защиты от перегрузок, который отключает генератор в случае короткого замыкания или обрыва в цепи нагрузки, а также если напряжение между корпусом и «землей» превышает 25 В, чем обеспечивается безопасность персонала. Затем через сглаживающие фильтры ток поступает на тиристорный коммутатор. Тиристорный коммутатор представляет собой мост, в результате переключения плеч которого обеспечивается получение в выходной цепи разнополярных сигналов типа меандра или другой формы. Частота переключения обеспечивается задающим генератором. Возможно также создание пауз между импульсами, в которых в выходную цепь вместо линии АВ подключается балластное сопротивление.

Для измерения тока в линии АВ предусмотрен блок развязки. В блоке развязки в разрыв линии АВ включен шунт с сопротивлением R_w . Сигнал с шунта модулируется высокой частотой и через трансформатор и демодулятор подается на измеритель, который производит измерение параметров сигнала (ΔU_w): амплитуд гармоник и фазовых параметров. Модуляция служит для обеспечения гальванической развязки между высоковольтными цепями и измерителем, при которой удается избежать подачи на вход измерителя высокого напряже-

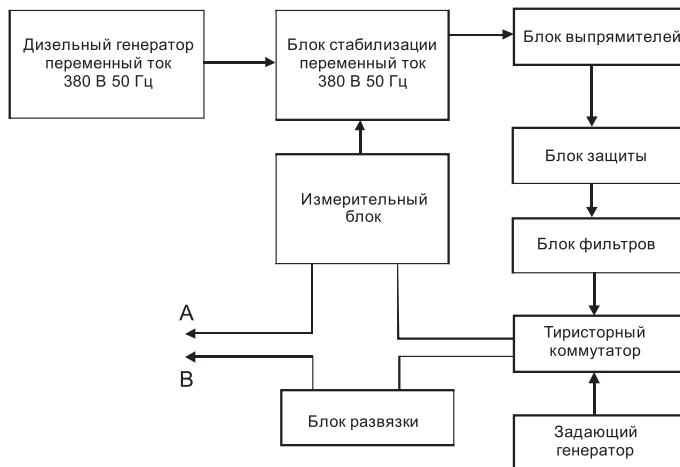


Рис. 6.3. Блок-схема тиристорной группы УГЭ-50

ния, способного вывести его из строя. Сила тока в цепи АВ вычисляется по закону Ома: $I = \Delta U_w / R_w$. Как уже говорилось, аналогичный шунт установлен в измерительном блоке и служит для управления блоком стабилизации.

Генератор электроразведочный ГЭР-5000

Электроразведочный генератор ГЭР-5000 (Институт геофизических исследований МЭ РК, Казахстан) предназначен для создания высокостабильного тока прямоугольной формы (типа «меандра» или «меандр с паузой») в широком диапазоне нагрузок. Генератор может использоваться в методах ЧЗ, ДЭЗ, ЗС, ВП и др.

Основные характеристики ГЭР-5000:

- максимальная выходная мощность – 5000 Вт;
- диапазон сопротивлений активной нагрузки – от 3 до 3000 Ом;
- максимальное значение выходного напряжения – 1000 В;
- максимальное значение силы выходного тока – 25 А;
- диапазон частот – от 0.01 до 312 Гц с шагом переключения в два раза;
- имеется автоматическая защита от перегрузок;
- питание генератора осуществляется от трехфазного источника с напряжением в диапазоне от 180 до 240 В и частотой 50 Гц;
- рабочий диапазон температур составляет от -10 до +50 °C.

Размер генератора относительно невелик (65x28x39 см), вес 32 кг, что позволяет транспортировать его вместе с автономным трехфазным источником в одном автомобиле.

Встроенный шунт и система цифровой регистрации позволяют контролировать выходную силу тока во время работы. Кроме того, для улучшения точности измерений используется внешнее шунтовое устройство на основе датчика Холла, включаемое последовательно в цепь АВ. Напряжение с внешнего шунта, полностью гальванически развязанное с выходной цепью, может быть зарегистрировано с помощью электроразведочного измерителя.

Измеритель МЭРИ-24

Многофункциональный электроразведочный измеритель МЭРИ-24 (ООО «Северо-Запад», Москва) предназначен для измерения параметров постоянного и переменного напряжения при электроразведочных работах (рис. 6.5).

Прибор позволяет проводить работы методами сопротивлений (измеряется амплитуда основной гармоники сигнала), ЧЗ (измеряются амплитуды гармо-



Рис. 6.4. Генератор ГЭР-5000



Рис. 6.5. Измерители МЭРИ-24

вляется из его главного меню (допускается также индивидуальная настройка). Измеритель состоит из двух основных узлов: аналогового блока и цифровой схемы управления и обработки данных (рис. 6.6).

Аналоговый блок включает в себя усилитель постоянного тока, компенсатор постоянной составляющей сигнала, режекторный фильтр на 50 Гц, фильтры нижних, верхних частот и полосовой, формирователь сигнала калибровки.

Функционирование узлов прибора, измерение и обработка результатов происходят при помощи контроллера. В приборе имеется 24-разрядный аналого-цифровой преобразователь (АЦП), энергонезависимая память (ПЗУ) объемом 8 Мбайт для хранения программ, исходных данных и результатов обработки, оперативная память (ОЗУ), автономные часы реального времени и интерфейс USB для связи с внешним компьютером. Питание осуществляется от внутреннего аккумулятора. В процессе наблюдений прибор измеряет входной сигнал, выполняет его обработку, выдает значения определяемых параметров на индикатор и записывает их в память. Измеритель обладает входным сопротивлением не менее 5 МОм и позволяет регистрировать сигналы в диапазоне от -2 до +2 В при минимальном измеряемом сигнале 1 мкВ.

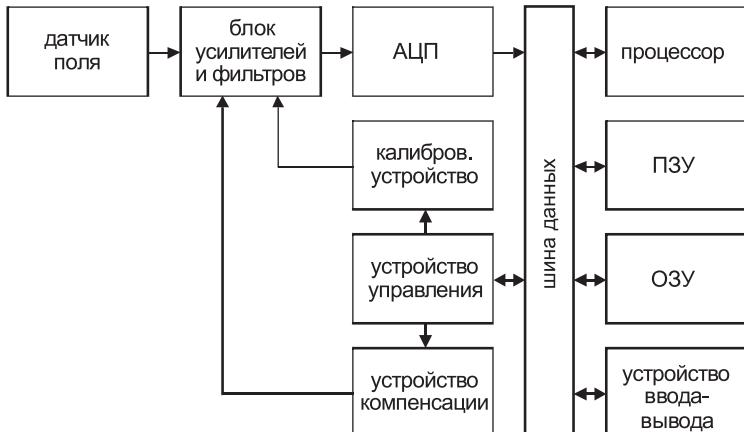


Рис. 6.6. Блок-схема измерителя МЭРИ-24

ник сигнала, а также относительные фазовые параметры на выходе электрического и магнитного датчиков в широком диапазоне частот), ЕП (измеряются постоянные электрические поля) и ЭММПК (измеряются поля промышленной частоты и катодной защиты с целью картирования и изучения состояния подземных коммуникаций). Выбор метода, определяющий настройку узлов прибора, осуществляется из его главного меню (допускается также индивидуальная настройка).

Измеритель состоит из двух основных узлов: аналогового блока и цифровой схемы управления и обработки данных (рис. 6.6).

Аналоговый блок включает в себя усилитель постоянного тока, компенсатор постоянной составляющей сигнала, режекторный фильтр на 50 Гц, фильтры нижних, верхних частот и полосовой, формирователь сигнала калибровки.

Функционирование узлов прибора, измерение и обработка результатов происходит при помощи контроллера. В приборе имеется 24-разрядный аналого-цифровой преобразователь (АЦП), энергонезависимая память (ПЗУ) объемом 8 Мбайт для хранения программ, исходных данных и результатов обработки, оперативная память (ОЗУ), автономные часы реального времени и интерфейс USB для связи с внешним компьютером. Питание осуществляется от внутреннего аккумулятора. В процессе наблюдений прибор измеряет входной сигнал, выполняет его обработку, выдает значения определяемых параметров на индикатор и записывает их в память. Измеритель обладает входным сопротивлением не менее 5 МОм и позволяет регистрировать сигналы в диапазоне от -2 до +2 В при минимальном измеряемом сигнале 1 мкВ.

6.3. Обработка и интерпретация данных

6.3.1. Обработка данных ЧЗ

Обработка данных ЧЗ заключается в расчете кривых кажущегося сопротивления. Для этого вначале значения ΔU_{E_x} , ε_{H_y} и ε_{H_z} (разности потенциалов и ЭДС, измеренные линией MN , индукционным датчиком и петлей) пересчитывают в амплитуды компонент E_x , H_y и H_z . Напомним, они связаны формулами:

$$\Delta U_{E_x}(\omega) = |MN| \cdot E_x(\omega), \quad \varepsilon_{H_y}(\omega) = K(\omega) \cdot H_y(\omega), \quad \varepsilon_{H_z}(\omega) = \omega \mu_0 n S H_z(\omega),$$

где $|MN|$ – длина приемной линии, K – частотная характеристика индукционного датчика, n – число витков в петле, S – площадь петли. Далее амплитуды компонент пересчитывают в кажущиеся сопротивления в соответствии с формулами (6.7–6.12). Эти операции могут быть выполнены с помощью программы FSInProV (В.В. Лонгинов), обеспечивающей ввод измеренных значений и параметров установок, расчет кривых кажущегося сопротивления и их визуализацию.

Кривые кажущегося сопротивления ρ_ω строятся на билогарифмических бланках, при этом в методе ЧЗ по горизонтали откладывается корень из периода колебаний поля \sqrt{T} .

6.3.2. Закономерности кривых ЧЗ

Чтобы понять общие закономерности поведения кривых ЧЗ, рассмотрим некоторые четырехслойные модели.

Модели А и В имитируют два четырехслойных геоэлектрических разреза, часто встречающихся на практике. В основании разреза лежит высокоомный слой – фундамент. Его покрывает трехслойная осадочная толща – либо включающая высокоомный экран (**модель А**), либо без экрана (**модель В**). Параметры моделей таковы:

Модель А

$$\begin{aligned} \rho_1 &= 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}, & h_1 &= 100 \text{ м}; \\ \rho_2 &= 3000 \text{ Ом}\cdot\text{м}, & h_2 &= 500 \text{ м}; \\ \rho_3 &= 2 \text{ Ом}\cdot\text{м}, & h_3 &= 500 \text{ м}. \\ \rho_4 &= 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}. \end{aligned}$$

Модель В

$$\begin{aligned} \rho_1 &= 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}, & h_1 &= 100 \text{ м}, \\ \rho_2 &= 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}, & h_2 &= 500 \text{ м}, \\ \rho_3 &= 2 \text{ Ом}\cdot\text{м}, & h_3 &= 500 \text{ м}. \\ \rho_4 &= 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}. \end{aligned}$$

Параметры **модели А** выбраны не случайно. Подобный геоэлектрический разрез характерен для большей части Русской плиты и, соответственно, для района Александровской геофизической базы [Куликов и др., 1999]. Первый слой, проводящий, имитирует отложения четвертичного возраста и нижнего карбона, представленные переслаиванием терригенных и карбонатных пород. Второй слой, с удельным сопротивлением 3000 Ом·м, характеризует отложения верхнего девона, сложенного преимущественно плотными карбонатными породами. Высокое удельное сопротивление этого слоя в основном связано с наличием в нем тонких прослоев гипсов и ангидритов. Третий, проводящий

слой большой мощности, связан с терригенными отложениями среднего девона и венда. Низкое удельное сопротивление этого слоя обеспечивают горизонты, насыщенные сильно минерализованными водами (раздел 4.2).

На рис. 6.7 представлены кривые ρ_ω , построенные по компонентам E_x и H_z поля электрического диполя AB для **модели В**. В случае горизонтально-слоистого разреза эти кривые, как и в других методах электроразведки, отражают изменение удельного сопротивления пород с глубиной. Низкоомным слоям соответствуют нисходящие ветви и минимумы, а высокоомным – соответственно восходящие ветви и максимумы. Условно кривую кажущегося сопротивления можно разделить на три части. Левая часть кривой относится к дальней зоне ($|kr| \gg 1$). Здесь кривые по всем компонентам совпадают с кривыми кажущегося сопротивления для импеданса плоской волны (МТЗ) и на высоких частотах выходят на асимптоту $\rho_\omega = \rho_1 = \text{const}$. Правые ветви кривых ρ_ω соответствуют малым значениям параметра $|kr|$. В этой области кривые ρ_ω по компоненте E_x выходят на горизонтальную асимптоту, которая отвечает электрическому полю постоянного тока. Магнитное поле в области, где $|kr| \ll 1$, равно первичному магнитному полю линии AB , и кривые ρ_ω выходят на асимптоту, положение которой зависит только от расстояния между источником и приемником и не связано с параметрами разреза. Чем больше разнос, тем дальше в область низких частот сдвигается асимптота ближней зоны. Информативная часть кривой при этом увеличивается.

Анализируя кривые ρ_ω , полученные в поле электрического диполя AB , можно сказать, что для **модели А** электрическая компонента полностью заэкранирована вторым, высокоомным, слоем и не чувствует подэкраниной толщи (рис. 6.8). Зависимость электрической компоненты поля электрического диполя от наличия экрана связана с тем, что она содержит в себе не только индукционную, но и гальваническую составляющую. Магнитные компоненты H_y и H_z несут информацию о разрезе и заканчиваются восходящей ветвью,

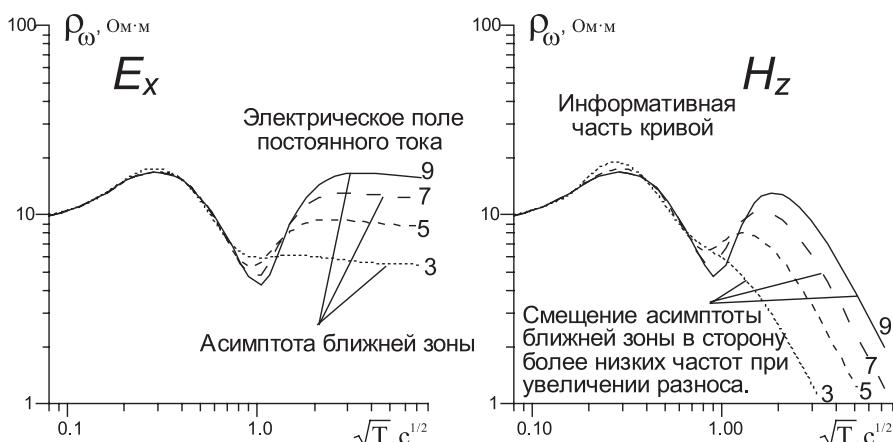


Рис. 6.7. Кривые кажущегося сопротивления по горизонтальной электрической и вертикальной магнитной компонентам для модели В.
Шифр кривых – разнос (в км)

отвечающей фундаменту. В отсутствие изолятора (**модель В**) электрическая компонента информативна, второй проводящий слой проявляется на кривой ρ_ω в виде минимума, за которым следует восходящая ветвь. Кривые кажущегося сопротивления, рассчитанные для импеданса $Z_{xy} = E_x/H_y$, в случае когда в осадочном чехле присутствует высокоомный экран, сильно искажены и заканчиваются крутой восходящей ветвью. Третий, проводящий, слой выделяется на этих кривых в виде небольшого минимума. Для модели без экрана (**модель В**) кривая ρ_ω , построенная по импедансу, в широком диапазоне частот совпадает с кривой МТЗ.

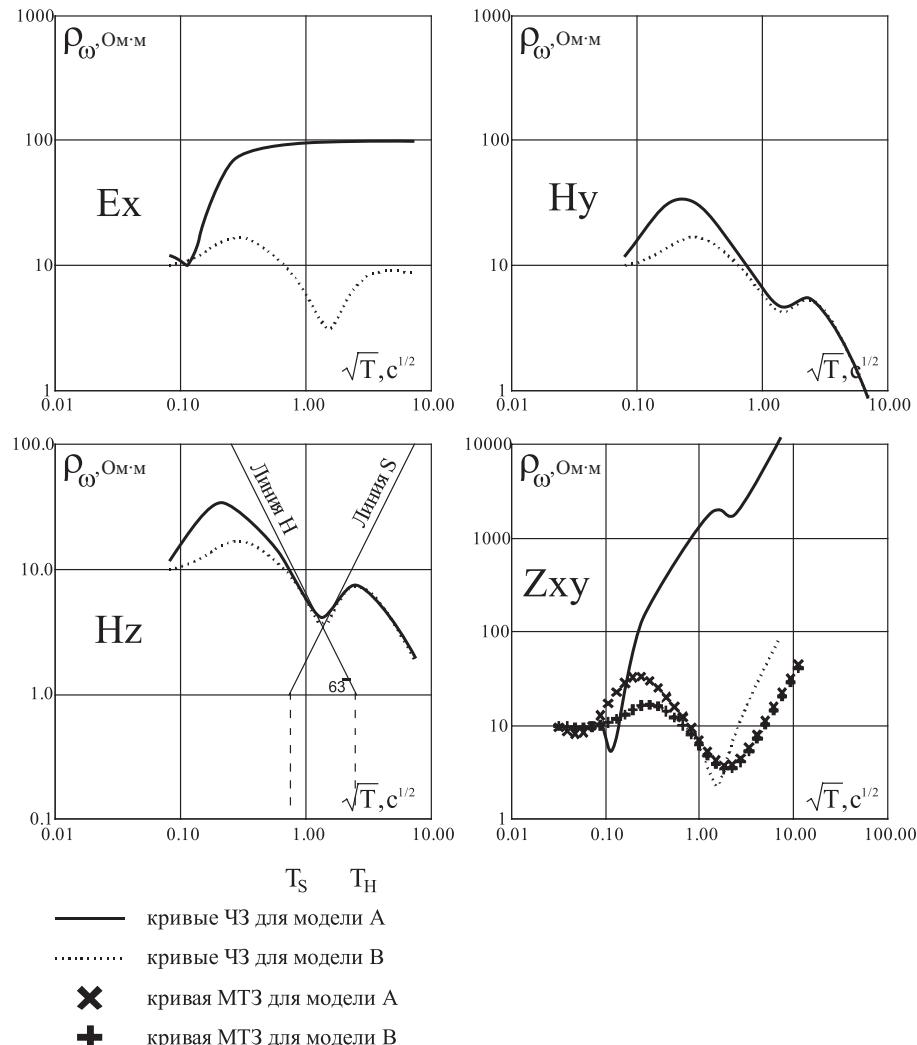


Рис. 6.8. Кривые кажущегося сопротивления для 4-слойных моделей с экраном и без экрана по компонентам E_x , H_y , H_z и импедансу Z_{xy} .
Источник – электрический диполь AB

В случае когда источником является петля Q , гальваническая составляющая поля отсутствует, и все компоненты несут информацию о подэкранный толще вне зависимости от сопротивления экрана (рис. 6.9).

6.3.3. Интерпретация кривых ЧЗ

Для оценки обобщенных параметров разреза по кривым ЧЗ применяется *метод интерпретации по асимптотам* (см. пример на рис 6.8). Он заключается в том, что к восходящим и нисходящим ветвям кривых ρ_ω проводятся касательные под углом 63° и по точкам пересечения этих касательных с

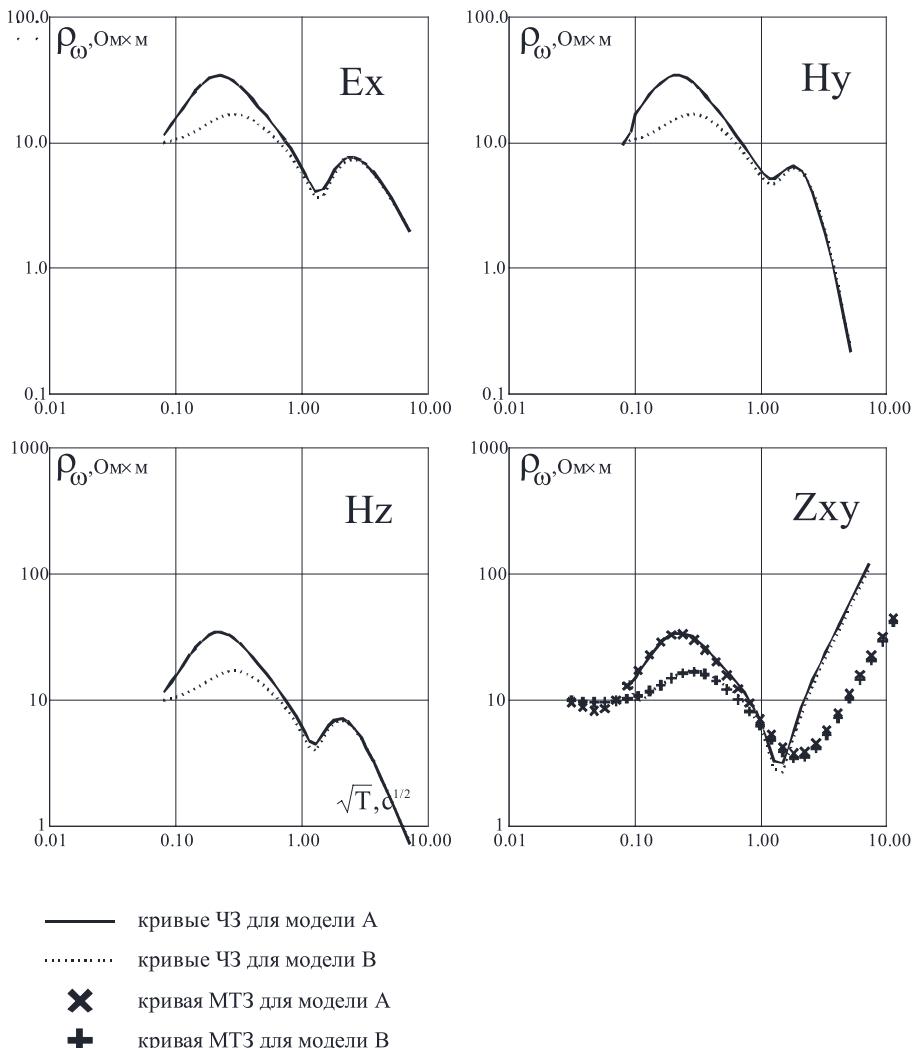


Рис. 6.9. Кривые кажущегося сопротивления для 4-слойных моделей с экраном и без экрана по компонентам Ex , Hy , Hz и импедансу Zxy .
Источник – магнитный диполь Q

осью $\rho_\omega = 1$ определяется глубина до кровли проводящего слоя $H = 356 \cdot \sqrt{T_H}$ (для нисходящей ветви) или суммарная продольная проводимость $S = 503 \cdot \sqrt{T_S}$ толщи, залегающей на изоляторе (для восходящей ветви). Экспресс-интерпретация по асимптотам позволяет получить общее представление о геоэлектрическом разрезе.

Одномерная интерпретация кривых ρ_ω с определением мощностей и сопротивлений всех слоев проводится *методом подбора* [Жданов, 1986] – при этом последовательно изменяется модель среды, решается прямая задача и полученная модельная кривая сопоставляется с экспериментальной. Оптимальным считается результат подбора, обеспечивающий минимальную невязку и не противоречащий априорной геологической информации и данным других методов. В ходе студенческой практики одномерная интерпретация выполняется с помощью программы EM1D (П.Ю. Пушкарев).

Часто при интерпретации данных электроразведки приходится рассматривать толщу, представленную переслаиванием пород с различным сопротивлением, как один слой. Сопротивление данного слоя будет различным в зависимости от направления, в котором течет ток (Приложение 6). Такой слой называется *макроанизотропным*. Сопротивление вдоль слоистости равно ρ_l , сопротивление вкrest слоистости – ρ_n . В нашем случае наиболее ярко анизотропия проявляется при замене всей пачки верхнедевонских отложений на один слой (второй слой **моделей А и В**). Коэффициент анизотропии $\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_l}$ для этой толщи в Калужской области может достигать 300 (Приложение 5). Метод ЧЗ с электрическим питающим диполем позволяет получать и продольные, и поперечные сопротивления анизотропной толщи (ρ_l и ρ_n). Так, в магнитных компонентах поля оказывается ρ_l , а в электрической – и ρ_l , и ρ_n .

В реальности нередко приходится иметь дело не только с одномерными, но и с более сложно построенными средами. Дипольная установка, используемая при частотных зондированиях, сильно подвержена влиянию локальных и региональных неоднородностей разреза. Наиболее сложным образом искается под влиянием неоднородностей вертикальная компонента магнитного поля H_z .

6.4. Примеры применения метода ЧЗ в районе практики

В качестве примера рассмотрим кривые частотного зондирования, полученные с использованием заземленной электрической линии для возбуждения ЭМ-поля. Соотношение кривых ρ_ω по компонентам E_x и H_z в районе Александровской геофизической базы (рис. 6.10, слева) приблизительно соответствует **модели А** с высокоомным экраном. Магнитная компонента H_z отражает изменение геоэлектрического разреза по вертикали, а кривая ρ_ω по электрической компоненте не информативна и выходит на самых высоких частотах на асимптоту ближней зоны.

Южнее г. Калуги ситуация принципиально меняется. В северной части Воронежской антеклизы выклиниваются наиболее высокоомные горизонты за-

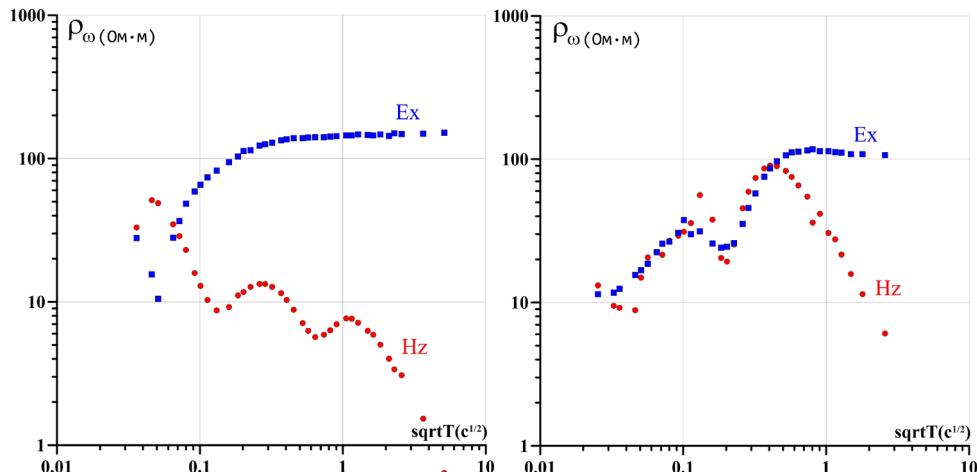


Рис. 6.10. Кривые кажущегося сопротивления по компонентам E_x и H_z , полученные в районе Александровского полигона (слева) и в районе г. Брянска (справа)

гипсованных известняков верхнего девона (раздел 4.2) и сопротивление промежуточного экрана существенно уменьшается. По соотношению кривых ρ_ω^{Ex} и ρ_ω^{Hz} ситуация здесь более близка к **модели В**. Кривые кажущегося сопротивления по обеим компонентам информативны, практически совпадают в широком диапазоне частот и одновременно выходят на асимптоты ближней зоны (рис. 6.10, справа).

Литература

1. Ваньян Л.П. Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир, 1997. 219 с.
2. Жданов М.С. Электроразведка. М.: Недра, 1986. 316 с.
3. Иванов А.П., Скугаревская О.А. Методика частотных электромагнитных зондирований. М.: Наука, 1978. 140 с.
4. Куликов В.А., Пушкирев П.Ю., Яковлев А.Г., Яковлев А.Д. Опыт частотных электромагнитных зондирований на Русской плате // Известия ВУЗов (Геология и Разведка). 1999. № 3. С. 106–114.
5. Шейнманн С.М. Краткий исторический обзор теории ЭМ-методов // Бурсиан В.Р. Теория ЭМ-полей, применяемых в электроразведке. Изд. 2-е. Л.: Недра, 1972. 368 с.
6. Электроразведка: Справочник геофизика / Под ред. В.К. Хмелевского и В.М. Бондаренко. Книга первая. М.: Недра, 1989. 438 с.

Глава 7. Зондирование методом становления поля

Зондирование становлением поля (ЗС) – метод электромагнитного зондирования с искусственным источником, основанный на изучении поля переходных процессов [Электроразведка, 1989]. Как и метод частотного зондирования (ЧЗ), метод ЗС появился на фоне кризиса структурной геофизики, связанного с недостаточной эффективностью применения электроразведки на постоянном токе для глубинных исследований осадочного чехла, особенно при наличии в разрезе высокоменных экранов. Использование импульсных полей для решения задач геологоразведки было предложено А.П. Краевым в конце 1930-х годов и теоретически обосновано в послевоенные годы трудами С.М. Шейнманна, А.Н. Тихонова, О.А. Скугаревской, Д.Н. Четаева и других ученых [Ваньян, 1966; Сидоров, 1985].



А.П. Краев (1904–1952)

7.1. Основы теории

Для возбуждения поля переходных процессов необходимо создать импульсное переключение тока в питающей установке. Стандартными импульсными сигналами являются (параграф 2.1.1):

1) кратковременный единичный импульс (рис. 7.1, а), математически описываемый *δ-функцией Дирака*:

$$I(t) = I_0 \delta(t) = \begin{cases} 0, & t \neq 0 \\ \infty, & t = 0; \end{cases} \quad (7.1)$$

2) ступенчатое включение (рис. 7.1, б) или выключение (рис. 7.1, в) тока, математически описываемые *σ-функцией Хэвисайда*:

$$I(t) = I_0 \sigma(t) = \begin{cases} 0, & t < 0 \\ I_0, & t > 0, \end{cases} \quad (7.2, \text{а})$$

$$I(t) = I_0(1 - \sigma(t)) = \begin{cases} I_0, & t < 0 \\ 0, & t > 0. \end{cases} \quad (7.2, \text{б})$$

Практически создать токовый импульс, который удовлетворительно описывается *δ-функцией Дирака* сложно, поэтому наиболее широкое распространение получило ступенчатое возбуждение поля, как правило, выключение тока.

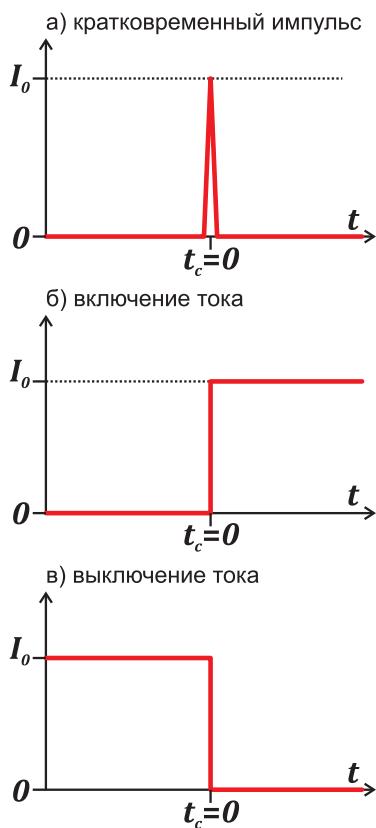


Рис. 7.1. Виды импульсов

Решения прямых задач метода ЗС могут быть получены с помощью спектрального метода расчета на основе решений в частотной области [Жданов, 1986]. При этом произвольная компонента электромагнитного поля во временной области $f(t)$ связана с соответствующей компонентой в частотной области $F(\omega)$ посредством преобразования Фурье:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega) p(\omega) e^{-i\omega t} d\omega, \quad (7.3)$$

где $p(\omega)$ – спектр токового импульса.

7.1.1. Установки метода ЗС

В качестве генераторных установок в методе ЗС используются заземленные линии AB и незаземленные петли Q . На расстояниях, значительно превышающих их размеры, они аппроксимируются горизонтальным электрическим и вертикальным магнитным диполями соответственно. Таким образом, возбуждение поля переходных процессов может происходить как гальванически,

При изменении силы тока в источнике в проводящей среде возникает неустановившееся электромагнитное поле, то есть имеет место *процесс становления поля*. Глубина проникновения поля переходит в переходных процессах в землю возрастает с увеличением времени, прошедшего с момента выключения тока в генераторной установке и называемого *временем становления поля* (t_c). При этом измеряемый в приемной установке сигнал спадает до нуля, изменяясь сложным образом. Зависимость сигнала в точке наблюдения от времени становления называется *кривой становления поля*. Вид кривой становления определяется распределением проводимости в разрезе, что позволяет проводить зондирования, изучая зависимость компонент электромагнитного поля от времени. Кроме того, характер становления электромагнитного поля зависит от расстояния между источником и приемником.

Задача о становлении поля в проводящей среде решается в рамках *квазистационарной модели* распространения электромагнитного поля, то есть без учета токов смещения (параграф 1.1.3).

так и индукционно. Процесс становления поля можно наблюдать как в компонентах электрического поля (с помощью заземленных линий MN), так и в компонентах магнитного поля (горизонтальные компоненты регистрируются с помощью индукционных датчиков, вертикальная – с помощью индукционного датчика или незаземленной петли q).

Существует множество модификаций метода ЗС, отличающихся способами возбуждения поля и набором регистрируемых компонент. Наибольшее распространение получили модификации, использующие индукционное возбуждение и регистрацию вертикальной компоненты магнитного поля (H_z). Это связано с рядом преимуществ такого подхода:

- 1) не требуется создавать заземления, что позволяет работать на скальных грунтах, на мерзлоте, зимой;
- 2) электромагнитное поле содержит только индукционную составляющую, на которой не оказывается влияние высокоомных экранов;
- 3) компонента H_z является наиболее слабой в магнитотеллурическом поле, которое представляет собой помеху при работе методом ЗС;
- 4) компонента H_z быстрее любой другой затухает при увеличении расстояния от источника, что обеспечивает повышенную устойчивость к промышленным помехам;
- 5) при индукционном возбуждении и приеме локальные приповерхностные неоднородности, являющиеся геологическими помехами, влияют слабо, так как порождаемые ими искажения носят в основном гальванический характер.

7.1.2. Ближняя и дальняя зоны

Рассмотрим особенности распространения неустановившегося ЭМ-поля. Для этого введем понятие *ближней* (БЗ) и *дальней* (ДЗ) зон (параграф 1.3.5). В методе ЗС разделение на ближнюю и дальнюю зоны производится по величине параметра r/τ , называемого *приведенным расстоянием*. Здесь r – расстояние от приемника до источника, τ – параметр становления:

$$\tau = \sqrt{2\pi \cdot 10^7 \rho t_c}, \quad (7.4)$$

где ρ – удельное сопротивление, t_c – время становления. Параметр τ является аналогом длины волны λ в гармоническом режиме:

$$\lambda = \sqrt{10^7 \rho T}, \quad (7.5)$$

где T – период. Таким образом, во временной области аналогом периода колебаний поля является произведение $2\pi t_c$:

$$T \leftrightarrow 2\pi t_c. \quad (7.6)$$

Условия дальней и ближней зон вводятся в виде:

$$r/\tau \gg 1, \text{ то есть } \begin{cases} r \rightarrow \infty \\ t \rightarrow 0 \end{cases} \text{ ДЗ,} \quad (7.7, \text{ а})$$

$$r/\tau \ll 1, \text{ то есть } \begin{cases} r \rightarrow 0 \\ t \rightarrow \infty \end{cases} \text{ БЗ.} \quad (7.7, \text{ б})$$

Таким образом, дальней зоне отвечают большие расстояния от источника до приемника и маленькие времена становления. Ближней зоне соответствует

противоположная ситуация. Следует иметь в виду, что поскольку параметр r/t зависит также от ρ , то для разных сред одни и те же разносы и времена становления могут отвечать как ближней, так и дальней зонам.

После ступенчатого включения тока в источнике в каждую точку среды возбуждение передается двумя способами (рис. 7.2):

1. По воздуху практически мгновенно и без поглощения. При этом амплитуда поля убывает с удалением от источника только за счет геометрического расхождения. Поле с плоским фазовым фронтом проникает вертикально в землю практически одновременно во всех точках дальней зоны, поэтому можно считать, что распространяется неоднородная плоская «волна».
2. По земле с конечной скоростью и с поглощением, определяемыми проводимостью разреза. Этот механизм можно описать как процесс постепенного распространения вторичных вихревых токов, которые с течением времени охватывают все большую область разреза вокруг источника. При этом интенсивность вихревых токов с удалением от источника убывает как за счет геометрического расхождения, так и за счет поглощения.

Следует отметить, что в обоих случаях внутри проводящей среды поле распространяется в соответствии с *уравнением диффузии – теплопроводности* (1.10) – аналогично растворению чернил в воде или распространению тепла в твердом теле.

На некотором расстоянии от источника на малых временах становления (в дальней зоне) преобладающим является первый способ распространения поля, тогда как второй способ преобладает на больших временах становления, что отвечает условиям ближней зоны. Таким образом, любому разносу мы можем поставить в соответствие диапазон времен, в котором будут выполняться условия ДЗ, и диапазон времен, когда будут выполняться условия БЗ. Между ними существует *переходная* (или «промежуточная») зона, где ни один из ме-

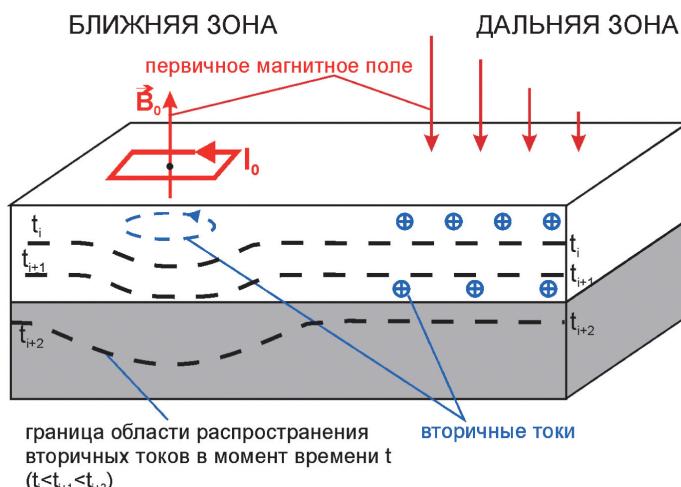


Рис. 7.2. Распространение неустановившегося электромагнитного поля петли

ханизмов распространения не является существенно преобладающим. Таким образом, в зависимости от разноса между питающими и приемными установками, а также от изучаемых времен процесса становления поля различают две модификации ЗС – *в дальней зоне* (ЗСД) и *в ближней зоне* (ЗСБ).

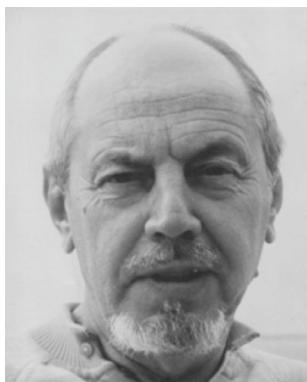
Поскольку из теории метода частотного зондирования следует, что в ближней зоне регистрируемый сигнал неинформативен из-за подавляющего влияния первичного переменного поля (раздел 6.1), то первой модификацией метода ЗС, предложенной и разработанной под руководством Л.Л. Ваньяна, был метод ЗСД [Сидоров, 1985]. Однако в отличие от технологии частотного зондирования, работа во временной области предполагает регистрацию сигнала после выключения тока (когда первичное поле источника отсутствует), что формально позволяет проводить работы и в ближней зоне; в результате чего к началу 1970-х годов усилиями А.А. Кауфмана, Г.Г. Обухова, В.А. Сидорова, В.В. Тикшаева и других геофизиков был теоретически обоснован, разработан и внедрен в практику метод ЗСБ [Жданов, 1986].

Наиболее существенное различие этих двух модификаций заключается в том, что в ЗСБ разнос между источником и точкой наблюдения может быть значительно меньше глубины исследования, а в ЗСД разнос в большинстве случаев должен превышать поисковую глубину. В связи с этим в ЗСД, как и в методе ЧЗ, для обеспечения интенсивного сигнала в приемной линии требуются мощные питающие установки, а измеряемое поле характеризует обширную область между источником и приемником.

В ЗСБ измерения проводятся вблизи источника, что приводит к увеличению локальности и детальности исследования, позволяет использовать небольшие генераторные устройства, а также снимает вопрос о положении точки записи. В этом заключаются основные преимущества метода ЗСБ, который на сегодняшний день является одним из наиболее широко применяемых методов индуктивной электроразведки с искусственным источником.

7.1.3. Кажущееся сопротивление

Понятие *кажущегося сопротивления* в методе ЗС, как и в других методах электроразведки, вводится на основе решения задачи для однородного полу-пространства (ОПП). Формулы для компонент неустановившегося ЭМ-поля в ОПП имеют весьма сложный вид, однако переход к пределам при $r/\tau \rightarrow 0$ для БЗ и при $r/\tau \rightarrow \infty$ для ДЗ значительно их упрощает [Электроразведка, 1989].



**В.А. Сидоров
(1937–1999)**



**В.В. Тикшаев
(1939–1997)**

При исследовании процесса становления поля в зависимости от величин времен и разносов предпочтение отдается той или иной асимптотике поля. Соответственно, для получения кажущегося сопротивления применяется нормировка сигнала по формулам ближней или дальней зон, хотя на кривых становления, как правило, имеются участки, отвечающие дальней, переходной и ближней зонам. Это затрудняет качественный анализ кривых кажущегося сопротивления, особенно в связи с тем, что зависимость величины поля от сопротивления среды в ДЗ является прямой (как и в других электроразведочных методах), а в БЗ – обратной [Жданов, 1986]:

$$\rho_\tau(t_c) = K_{3СД} \cdot \frac{\Delta U(t_c)}{I_0}, \quad (7.8)$$

$$\rho_\tau(t_c) = K_{3СБ} \cdot t_c^{-5/3} \left(\frac{I_0}{\Delta U(t_c)} \right)^{2/3}, \quad (7.9)$$

где $K_{3СД}$ и $K_{3СБ}$ – геометрические коэффициенты установок, $\Delta U(t_c)$ – измеренная на времени t_c разность потенциалов, а I_0 – амплитуда тока в источнике.

7.1.4. Области применения ЗСБ

Метод ЗСБ используется при решении широкого круга задач – как при малоглубинных, так и при глубинных исследованиях. Область его применения пересекается с областями применения таких методов, как ВЭЗ, ЧЗ и АМТЗ. С его помощью проводят региональные и структурные исследования, решают инженерно-геологические, гидрогеологические и геоэкологические задачи, картируют палеодолины, оползни, карстовые и таликовые зоны.

Для поиска массивных рудных тел широко используется упрощенный вариант метода ЗСБ – *метод переходных процессов* (МПП), когда исследования проводятся в узком диапазоне времен становления.

При региональных исследованиях данные ЗСБ могут использоваться для нормализации кривых МТЗ (параграф 5.4.2).

Особые преимущества перед методами постоянного тока ЗСБ имеет в районах, где исследуемые отложения перекрыты высокоомными экранами – слоями, сложенными каменной солью, гипсом, ангидритом и др.

7.1.5. Преимущества и недостатки метода ЗСБ

К положительным особенностям метода ЗСБ относятся:

- 1) возможность работать на скальных грунтах и сухих/мерзлых породах (при индукционном возбуждении и приеме);
- 1) определенность точки записи для большинства установок зондирования;
- 3) большой диапазон изучаемых глубин;
- 4) глубинность, превышающая геометрический размер установки;
- 5) слабое влияние на результаты измерений приповерхностных неоднородностей (при индукционном возбуждении и приеме);
- 6) простая технология работ и высокая производительность.

Основные недостатки метода ЗСБ:

- 1) сильные искажения кривых могут вызывать суперпарамагнитные эффекты и эффекты вызванной поляризации горных пород (Приложение 10);
- 2) реальная глубинность исследования методом ЗСБ не превышает 1–2 км, так как дальнейшее ее увеличение связано с большими затратами по созданию установок;
- 3) определенные трудности вызывает интерпретация данных ЗСБ в горизонтально-неоднородных средах, что обусловлено сложной структурой поля переходных процессов.

7.2. Методика полевых работ

7.2.1. Установки метода ЗСБ

При полевых работах методом ЗСБ в качестве источника и приемника чаще всего используются незаземленные петли. Взаимное расположение и соотношение размеров петель может быть различным и выбирается исходя из решаемых задач (требуемой глубинности зондирования, возможностей аппаратуры и наибольшей производительности работ). Как правило, генераторная петля Q имеет больший размер, чем измерительная петля q . Чаще всего они имеют квадратную форму, но иногда используются генераторные петли прямоугольной формы. Форма петель должна учитываться при решении прямых и обратных задач.

Установка $Q-q$ широко распространена благодаря высокой производительности работ (не требуется заземления), локальности исследований и слабого проявления действия локальных приповерхностных неоднородностей. Это связано с тем, что искажения от приповерхностных неоднородностей имеют в основном гальваническую природу (из-за зарядов, возникающих на их границах). При использовании установки $Q-q$ преобладает индукционный механизм возбуждения поля и измеряется также магнитное поле, поэтому искажения гальванической природы в данных ЗСБ не проявляются. Искажения индукционной природы значительно более слабые и затухают с увеличением времени становления.

Частным случаем установки, состоящей из двух петель, является установка «петля в петле». Она имеет наибольшее распространение, особенно при малоглубинных исследованиях. При этом возможны два варианта:

1. Измерительная петля имеет существенно меньший размер, чем генераторная, и перемещается внутри нее по ряду пунктов или профилей (рис. 7.3, а). В такой установке генераторная петля может иметь прямоугольную форму.

2. Центры генераторной и измерительной петель совпадают, и они вместе перемещаются от одной точки зондирования к другой. Этот вариант установки является наиболее распространенным и называется установкой с соосными петлями (рис. 7.3, б, в, г). Для этих установок положение точки записи (точки земной поверхности, к которой относятся результаты измерений) хорошо определено – она совпадает с центром установки. Для установок с соосными

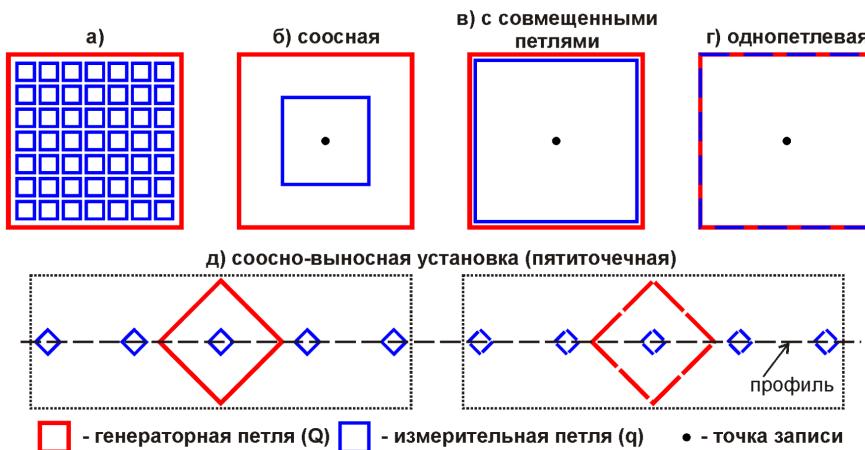


Рис. 7.3. Виды установок ЗСБ

петлями также имеется несколько вариантов. Генераторная петля может иметь больший размер, чем измерительная (рис. 7.3, б), или их размеры могут совпадать (рис. 7.3, в). В этом случае говорят об установке *с совмещенными приемной и генераторной петлями*. Наконец, в некоторых видах аппаратуры ЗСБ возможен вариант, когда одна и та же петля является и генераторной, и приемной – *однопетлевая установка* (рис. 7.3, г). Эти модификации отличаются удобством работы (производительностью) и уровнем полезного сигнала (при одном и том же размере генераторной петли, чем больше размер приемной петли, тем выше полезный сигнал).

При глубинных исследованиях применяются генераторные петли большого размера (500–1000 м). В этом случае работа только с соосной установкой становится малопроизводительной, поэтому чаще всего используются *соосно-выносные установки* (рис. 7.3, д) – при одном положении питающей петли производится измерение сразу в нескольких точках (как правило, от 3 до 9), затем вся установка перемещается (по профилю или площади) в следующее положение. Это позволяет сгустить шаг между точками наблюдения и снизить затраты на создание генераторных петель. Недостатком этой установки при одномерной интерпретации является неопределенность точки записи для выносных пунктов измерений.

В качестве приемных петель иногда используются многовитковые рамки небольшого размера (1–10 м), при этом их *эффективная* (то есть с учетом количества витков) площадь соответствует квадратным петлям со стороной 50–500 м.

При относительно малоглубинных исследованиях (до 100–200 м) используются петли небольшого размера (сторона петли 50–100 м). В этом случае наибольшая производительность работ достигается при использовании однопетлевой установки. Измерения производятся по плотной сети наблюдения – шаг между точками сопоставим с размерами петли. Повышение производительности происходит при шаге между точками, равном размеру петли. В этом случае

измерения производятся по схеме «петля к петле» – при соседних положениях петель одна из сторон у них общая. Это удобно, так как при измерениях в двух соседних точках положение аппаратуры можно не менять. Аналогично производится перекладка петель и при площадных работах. В этом случае при одном положении аппаратуры производится измерение четырех петель с двух соседних профилей.

7.2.2. Особенности измерения сигнала в методе ЗСБ

Сигнал ΔU_q в приемной петле с эффективной площадью S_q пропорционален скорости изменения вертикальной компоненты магнитного поля H_z :

$$\Delta U_q = -\mu_0 S_q \frac{\partial H_z}{\partial t}, \quad (7.10)$$

где μ_0 – магнитная проницаемость вакуума. Вид регистрируемого сигнала приведен на рис. 7.4.

Как видно из рисунка, в момент переключения тока в источнике в петле наблюдается резкое увеличение ЭДС (первичное поле). Дальнейший спад ЭДС до нуля обусловлен влиянием разреза. В высокоомной среде спад будет происходить быстро, в проводниках – медленно. В слоистом разрезе ЭДС спадает с разной скоростью: участки кривой становления с более быстрым спадом отвечают высокоомным слоям, с более медленным – проводящим.

Важной особенностью кривых становления является то, что на ранних временах изменения ЭДС в петле происходят быстро, а на более поздних – медленнее. Поэтому на ранних временах при цифровой регистрации данных ЗСБ шаг между отсчетами должен быть малым, а на поздних временах может увеличиваться. Этому условию отвечает логарифмически равный шаг по временам становления, то есть значения t_c образуют геометрическую прогрессию с некоторым коэффициентом. При изображении кривых в логарифмическом масштабе точки на кривой будут располагаться с равным интервалом. При интерпретации используются, как правило, кривые именно с такой сеткой времен становления, но измерения можно проводить разными способами.

Первый способ называется *стробированием*: после выключения тока в генераторной петле измеритель формирует *строб*, или управляющий импульс, который подается с логарифмически равным шагом (рис. 7.5). Сигнал между

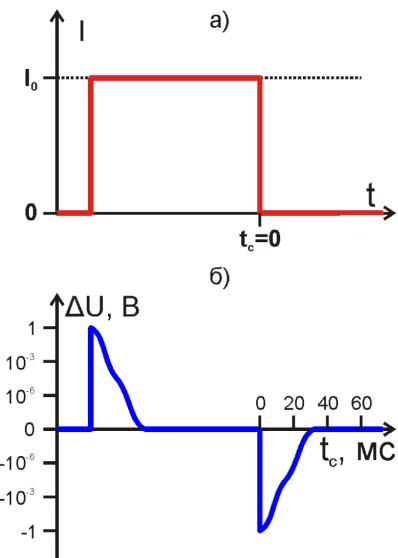


Рис. 7.4. Вид тока в генераторной петле (а) и сигнала становления поля в приемной петле (б)

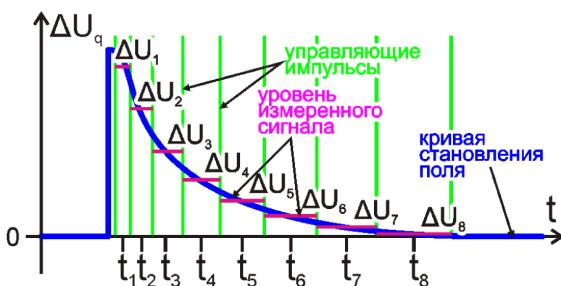


Рис. 7.5. Измерение ЭДС методом стробирования

- сигнал осредняется уже в процессе оцифровки,
- объем информации получается сравнительно небольшим, ее легко хранить и передавать,
- можно не использовать быстрые АЦП.

Другой способ заключается в регистрации кривой становления поля в реальном времени с линейным шагом между отсчетами. Такой подход предполагает использование очень быстрых АЦП (скорость дискретизации в первые наносекунды). В некоторых случаях это позволяет значительно подавить влияние помех и повысить качество данных. Недостатком такого подхода является большой объем получаемой информации (десятки мегабайт в каждой точке измерения) и более сложные и трудоемкие процедуры последующей обработки, после которой, как правило, кривые становления поля все равно пересчитываются обратно на логарифмически равную сетку времен становления.

7.2.3. Борьба с помехами

К основным помехам методов ЧЗ/ЗС относятся: 1) промышленные помехи (50 или 60 Гц), 2) помехи от электрифицированных железных дорог, 3) магнитотеллурические помехи, 4) помехи от линий связи, 5) радиопомехи.

В методах с гармоническим возбуждением поля для борьбы с помехами применяется *узкополосная фильтрация*, при которой измеритель настроен на частоту создаваемого поля, а помехи, отличающиеся по частоте, подавляются. В методе ЗС узкополосная фильтрация не применима, так как полезный сигнал становления поля, регистрируемый во временной области, обладает широким спектром частот.

Подавление помех в ЗС обычно осуществляется *методом накопления*: в генераторную петлю посыпается серия импульсов и измерения производятся после каждого из них. Затем результаты наблюдений осредняются. Случайная помеха при накоплении подавляется в \sqrt{n} раз (n – число измерений).

Эффективным способом подавления гармонических помех методом накопления является выбор периода повторения импульсов $T_{имп}$ таким, чтобы $T_{имп} = (k - 0.5) \cdot T_{ном}$ при использовании однополярных импульсов или $T_{имп} = k \cdot T_{ном}$ – при использовании разнополярных импульсов (где $k = 1, 2, 3, \dots$, а $T_{ном}$ – период

двумя стробами запоминается с помощью устройства выборки и хранения, затем осредняется и оцифровывается. Результат измерения приписывается середине временного отрезка. Этот способ применяется в большей части аппаратуры ЗС, поскольку обладает следующими преимуществами:

помехи). Тогда на определенном времени становления (t_c) ЭДС помехи имеет одну и ту же величину ($\Delta U_{\text{пом}}$), но разный знак. При этом полезный сигнал не изменяется, а величина $\Delta U_{\text{пом}}$ при осреднении четного количества измерений резко сокращается (рис. 7.6).

Очевидно, что такой подход работает идеально только при сохранении трех условий: 1) в процессе накопления сила тока в генераторной петле не меняется, то есть все импульсы имеют одинаковую амплитуду; 2) известно точное значение частоты помехи, и она не изменяется в процессе измерений; 3) амплитуда помехи постоянна во времени. Второе и третье условия на практике выполняются не всегда. Из-за изменения нагрузки в сети частота промышленной помехи может заметно отличаться от 50 Гц и меняться во времени, также может меняться и ее величина.

Если имеется низкочастотная помеха («тренд»), то в пределах нескольких измерений знак ее ЭДС остается постоянным и обычное накопление не принесет пользы. Такие помехи оказывают наиболее сильное влияние при измерениях до поздних времен становления (сотни миллисекунд), поэтому их нужно исключать с помощью специальных приемов. Из них на практике распространены следующие: 1) применение разнополярных импульсов с соответствующими изменениями знаков суммируемых сигналов, 2) вычитание из значения ЭДС, являющегося суммой полезного сигнала и помехи, значения ЭДС, измеренного при отсутствии полезного сигнала, то есть ЭДС помехи.

Повысить соотношение сигнал/шум можно не только подавлением помехи, но и повышением полезного сигнала путем увеличения размера генераторной петли и силы тока в ней. Этот путь эффективен, но приводит к необходимости использования громоздких установок и генераторных устройств, что снижает производительность работ.

7.2.4. Аппаратура для метода ЗСБ

Аппаратура, применяемая в методе ЗСБ, имеет ряд особенностей, определяемых характером измеряемого сигнала.

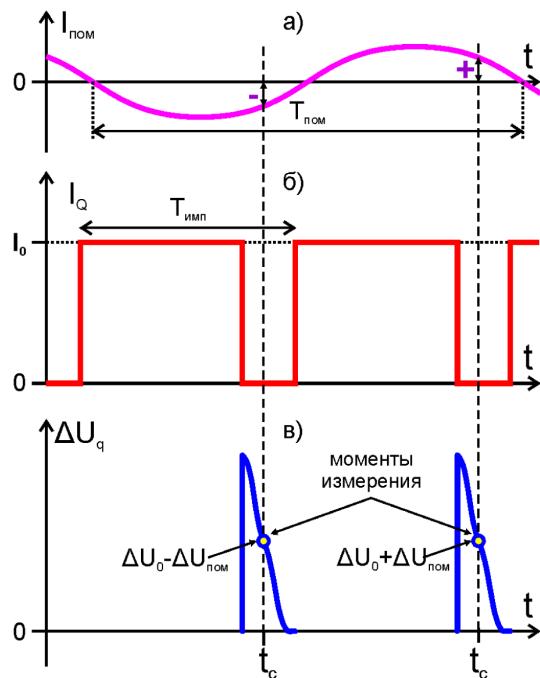


Рис. 7.6. Подавление гармонической помехи при накоплении

Сигнал становления поля в ближней зоне за короткое время (несколько миллисекунд) изменяется в широком диапазоне (на 5–6 порядков). На малых временах становления ЭДС в приемной петле может достигать десятков вольт, а на поздних – уменьшаться до долей микровольт. Поэтому измерительная аппаратура должна одновременно обладать большой чувствительностью (минимальный уровень измеряемого сигнала) и широким динамическим диапазоном (отношение максимального измеряемого сигнала к минимальному). Последняя величина обычно выражается в *дб* (дБ):

$$\text{Динамический диапазон, [дБ]} = 20 \lg \left(\frac{\Delta U_{\max}}{\Delta U_{\min}} \right). \quad (7.11)$$

Важной характеристикой аппаратуры, влияющей на возможную глубинность исследования, является максимальная величина тока, которую может создать генераторное устройство.

В методе ЗСБ чаще всего используют фронт выключения прямоугольного импульса, что позволяет избавиться от погрешностей, связанных с нестабильностью работы генератора. Соотношение длительности импульса и паузы между ними выбирают таким образом, чтобы минимизировать погрешность, вызванную наложением переходных процессов от фронтов включения и выключения тока в генераторной петле.

Следует отметить, что идеальный и реальный импульсы тока отличаются, так как в действительности петля представляет собой инерционную электрическую систему. В момент выключения (наиболее важный для измерения переходных процессов) ток в генераторной петле отличается от идеального (рис. 7.7), в связи с чем наблюдается (иногда довольно сильное) искажение результатов измерения на малых временах после выключения тока.

Поэтому часто для получения кривой становления в широком диапазоне времен измерения производятся в нескольких режимах. Сначала в режиме малых токов получают кривую на малых временах становления (на малых t_c сигнал и так достаточно велик, а форма тока при выключении очень важна). Затем в режиме больших токов получают кривую на поздних временах становления (на больших t_c форма тока при выключении не столь важна, но

необходимо обеспечить высокий уровень полезного сигнала). Параметры регистрации в этих режимах подбирают таким образом, чтобы получить достаточное перекрытие кривых становления для каждого режима. Затем на этапе обработки записи для разных режимов «сшивают» в единую кривую.

При больших значениях чувствительности и динамического

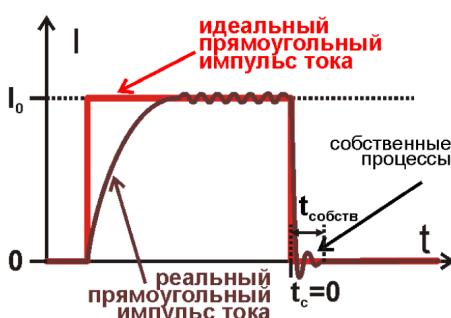


Рис. 7.7. Идеальный и реальный импульсы тока в генераторной петле

диапазона, а также при близкой к идеальной форме токового импульса и большом диапазоне токов становится возможным регистрировать сигнал в широком диапазоне времен становления. Ширина этого диапазона является важнейшей характеристикой аппаратуры метода ЗСБ, так как она отвечает за диапазон глубин исследования.

В число основных блоков аппаратуры метода ЗСБ входят генераторное устройство, измерительное устройство и блок управления, обеспечивающий синхронизацию работы генератора и измерителя. При *прямой синхронизации* блоки аппаратуры либо помещаются в один корпус, либо располагаются недалеко один от другого и соединяются между собой по кабелю. При *спутниковой синхронизации* блоки аппаратуры могут располагаться на достаточно большом удалении друг от друга. Они оснащаются антенной и приемником спутниковой системы навигации GPS или ГЛОНАСС. Синхронизация производится по временным меткам, передаваемым системой навигации. В этом случае оператор генераторного устройства должен сообщать операторам на измерителях (например, по радио) о запуске тока. Такая схема синхронизации имеет дополнительное преимущество – измерения могут проводиться сразу несколькими комплектами приемной аппаратуры в разных пунктах наблюдения. Это позволяет существенно повысить производительность при работах с соосно-выносной установкой.

В настоящее время разработкой и серийным производством аппаратуры ЗСБ в России занимаются компании: ЗАО «ИЭРП» (Иркутск), ООО НПК «Сибгеосистемы» (Новосибирск), ООО «Сибгеотех» (Новосибирск), ООО «Цикл-Гео» (Новосибирск) и другие. В ходе студенческой практики для проведения работ методом ЗСБ обычно используется аппаратура «Цикл-7» (ООО «Цикл-Гео», Новосибирск) и TEM-FAST 48 (AEMR, Ltd., Нидерланды).

Аппаратура TEM-FAST 48

TEM-FAST 48 (AEMR, Ltd., Нидерланды) – цифровая портативная аппаратура, содержащая в едином корпусе измерительный, генераторный и управляющий блоки (рис. 7.8). Прибор не имеет клавиатуры и дисплея, управление осуществляется с любого IBM совместимого компьютера при помощи специальной управляющей программы (TEM-48Win, TEM48Dos, TEM48HPC). При полевых исследованиях целесообразно использовать портативный компьютер или «наладонник» (КПК) с возможностью работы по Wi-Fi.

Генераторный блок вырабатывает прямоугольные однополярные импульсы тока, которые пропускаются через генераторную петлю. Соотношение длительности импульса и паузы составляет 3:1. Амплитуда импульса зависит



Рис. 7.8. Аппаратура TEM-FAST 48

от выбранного режима генератора и от сопротивления генераторной петли и может достигать 1 или 4 А при максимальном напряжении 24 В. В процессе измерения осуществляется определение реальной амплитуды токовых импульсов, на которую затем нормируется ЭДС в приемной петле.

Измерительный блок позволяет производить измерения ЭДС на 48 временах становления в диапазоне от 4 мкс до 16 мс (с логарифмически равным шагом). Прибор TEM-FAST производит измерение сразу всей кривой становления в указанном диапазоне, что позволяет значительно сократить время измерений.

Борьба с помехами происходит с помощью накопления, которое производится сначала на аналоговом уровне, а затем на цифровом. В процессе одного цикла измерения генератор формирует серию однополярных импульсов. Измеритель производит измерение кривой становления. При этом сигнал, полученный на данном времени становления, помещается в соответствующий канал многоканальной системы интегрирования и хранения аналоговой информации. По окончании цикла в каждом канале измерителя находится сумма значений ЭДС, полученных на данном t_c . Далее эта величина оцифровывается и записывается в оперативную память. В зависимости от величины параметра STACK (изменяется от 1 до 20), задаваемой в управляющей программе, таких циклов может быть от 5 до 100. Осредненный результат накопления записывается в файл в виде значения *приведенной* ЭДС, то есть ЭДС в приемной петле, нормированной на ток в генераторной, и погрешности ее определения. Для наилучшего подавления промышленной помехи и ее гармоник частота посылки импульсов устанавливается кратной 50 Гц (промышленная частота в России, Европе и в других странах) или 60 Гц (промышленная частота в США, Канаде и в ряде других стран).

В данной аппаратуре предусмотрен полностью автономный режим мониторинга, когда через заданные промежутки времени производится измерение кривой становления поля.

Чувствительность аппаратуры TEM-FAST составляет 1 мкВ, динамический диапазон – 140 дБ (максимальный измеряемый сигнал – 10 В). Возможно использование как двухпетлевых, так и однопетлевых установок.

TEM-FAST предназначен в основном для малоглубинных исследований. Возможно использование петель с размерами от 10 до 200–300 м и, соответственно, исследование глубин от первых метров до 400–500 м. При этом портативность и надежность аппаратуры, а также автоматизация процесса измерения обеспечивают высокую производительность работ, особенно с однопетлевыми установками.

Аппаратурный комплекс «Цикл-7»

«Цикл-7» (ООО «Цикл-Гео», Новосибирск) – цифровая переносная аппаратура. Управление осуществляется с любого IBM совместимого компьютера при помощи специальной управляющей программы. При полевых исследо-

ваниях целесообразно использовать портативный компьютер или КПК. Есть возможность управления по Bluetooth.

В отличие от аппаратуры TEM-FAST, аппаратура «Цикл-7» состоит из отдельных блоков (рис. 7.9). В комплект аппаратуры входят:

- измеритель ЦЭИ-7;
- генераторные устройства ГТЭ-1, ГТЭ-4 и ГТЭ-45;
- блок управления устройствами и синхронизации по GPS;
- компактные датчики поля ПДИ-50, ПДИ-100, ПДИ-500 (экви-

валентные петлям 50x50, 100x100 и 500x500 м соответственно).

Измеритель ЦЭИ-7 позволяет производить регистрацию сигнала в 20 логарифмически равных диапазонах от 0.4 мкс до 1.8 с. Так же как и TEM-FAST, прибор «Цикл-7» производит измерение сразу всей кривой становления в указанном диапазоне времен. Борьба с помехами происходит посредством цифрового накопления с настройкой на частоту гармонической помехи. Борьба с низкочастотными помехами осуществляется с помощью использования разнополярных импульсов.

Чувствительность аппаратуры «Цикл-7» – 1 мкВ, динамический диапазон – 130 дБ (максимальный измеряемый сигнал – 4 В).

Генераторные устройства (ГТЭ-1, ГТЭ-4, ГТЭ-45) вырабатывают прямоугольные разнополярные импульсы тока с паузами. Длительность импульса и соотношение длительности импульса и паузы могут задаваться оператором. Амплитуда токовых импульсов зависит от сопротивления генераторной петли и напряжения питания. В процессе измерения осуществляется определение реальной амплитуды токовых импульсов. Синхронизация осуществляется по кабелю или GPS-приемнику (с устройством управления). Основные характеристики генераторов приведены в таблице 7.1.

Основные характеристики генераторов «Цикл-7»

Таблица 7.1

	ГТЭ-1	ГТЭ-4	ГТЭ-45
Амплитуда импульсов тока	1–20 А	1–50 А	2–100 А
Максимальное напряжение питания	до 150 В	до 300 В	500 В
Максимальная выходная мощность при работе на активную нагрузку	до 1 кВт	до 4 кВт	до 45 кВт
Масса	2 кг	4.5 кг	45 кг
Источник питания	батарея аккумуляторов	батарея аккумуляторов	трехфазная мобильная электростанция



Рис. 7.9. Аппаратура «Цикл-7».

- 1) – генератор ГТЭ-4;
- 2) – генератор ГТЭ-1;
- 3) – измеритель ЦЭИ-7;
- 4) – блок управления; 5) – КПК

Широкий диапазон времен, большая чувствительность, наличие генераторов различной мощности, широкие возможности настройки аппаратуры «Цикл-7» делают ее более универсальной, чем TEM-FAST: диапазон исследуемых глубин может изменяться от первых метров до 1–2 километров. При этом автоматизация процесса измерения, возможность использования компактных датчиков и GPS-синхронизации обеспечивают достаточно высокую производительность работ.

7.3. Обработка и интерпретация данных

7.3.1. Обработка данных ЗСБ

В методе ЗСБ обработка данных заключается в пересчете полученных на различных временах становления значений ЭДС в значения кажущегося сопротивления. Часто этому предшествует этап осреднения результатов измерения, полученных при накоплении, и «сшивание», то есть объединение в единую кривую ее фрагментов, полученных в разных режимах (сила тока, усиление, частота дискретизации и т.п.).

В случае установки «петля в петле» кажущееся сопротивление ρ_t рассчитывается по формуле [Жданов, 1986]:

$$\rho_t(t_c) = \frac{\mu_0}{\pi t_c} \left(\frac{S_Q S_q \mu_0 I_Q}{20 t_c \Delta U_q(t_c)} \right)^{\frac{2}{3}} = \frac{\mu_0}{\pi t_c} \left(\frac{S_Q S_q \mu_0}{20 t_c E(t_c)} \right)^{\frac{2}{3}}, \quad (7.12)$$

где S_Q и S_q – эффективные площади генераторной и приемной петель, t_c – время становления, I_Q – сила тока в генераторной петле, ΔU_q – ЭДС в приемной петле, $E = \Delta U_q / I_Q$ – приведенная ЭДС в приемной петле, $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – магнитная проницаемость вакуума.

Следует обратить внимание на то, что в отличие от остальных методов зондирования в ЗСБ кажущееся сопротивление и сигнал связаны обратной зависимостью. Это отражает тот факт, что чем более проводящим является разрез, тем более мощные вихревые токи в нем возникают.

7.3.2. Особенности кривых кажущегося сопротивления ЗСБ

Кривые кажущегося сопротивления строятся в билогарифмическом масштабе. По оси абсцисс в методе ЗСБ принято откладывать параметр $\sqrt{2\pi t_c}$, эквивалентный параметру \sqrt{T} , принятому в частотных зондированиях. Однако в последнее время часто используют и само время становления t_c , как принято на Западе.

Кажущееся сопротивление – это более наглядная форма представления данных зондирования, чем кривые ЭДС. Как и в других методах, кривые кажущегося сопротивления на качественном уровне отражают изменение сопротивления по глубине. Минимумы отвечают проводникам, максимумы – изоляторам. Однако есть и ряд отличий кривых ЗСБ от кривых других методов. На рис. 7.10 приведен пример кривой зондирования с однопетлевой установкой 100x100 м для разреза, верхний слой в котором имеет сопротив-

ление 20 Ом·м. Однако кривая ρ_t начинается с сопротивлений 1000 Ом·м, что связано с выходом из ближней зоны источника на ранних временах.

Формально разнос в однопетлевой установке равен нулю и условия БЗ должны выполняться для всех t_c , но из-за реальных размеров установки на малых временах условия БЗ нарушаются. Диапазон времен, в котором условия БЗ нарушены, напрямую зависит от размера установки. Так как в ДЗ сигнал прямо пропорционален сопротивлению среды, а мы применяем нормировку ближней зоны, где зависимость обратная, то получаем завышенные значения ρ_t .

На рис. 7.11 показаны кривые над фиксированной моделью разреза для однопетлевых установок разного размера (от 1x1 до 500x500 м). Этот пример наглядно демонстрирует, как увеличивается область дальней зоны на кривых с увеличением размера установки. Только для петли 1x1 м на малых временах кривая ЗСБ отражает истинное сопротивление первого слоя. Для установки 500x500 м на кривой фактически выделяется три слоя.

При интерпретации нарушение условий БЗ учитывается, так как при расчёте прямой и обратной задачи используются формулы для общего случая. Однако если на кривой слой проявляется слабо (не образует четкого экстремума), то в результате интерпретации определить его параметры будет затруднительно.

Эту особенность кривых ЗСБ необходимо учитывать при выборе методики работы. Малые установки имеют большую разрешающую способность в верхней части разреза, но низкий уровень полезного сигнала, большие установки – наоборот. Поэтому необходимо искать компромисс между требуемой глубиной исследования, зависящей от уровня полезного сигнала, и детальностью. Иногда приходится использовать несколько установок. Для грубой оценки глубин измерения можно использовать следующие соотношения: минимальная глубинность исследования составляет около одной десятой части стороны петли, а максимальная – 1–2 стороны петли.

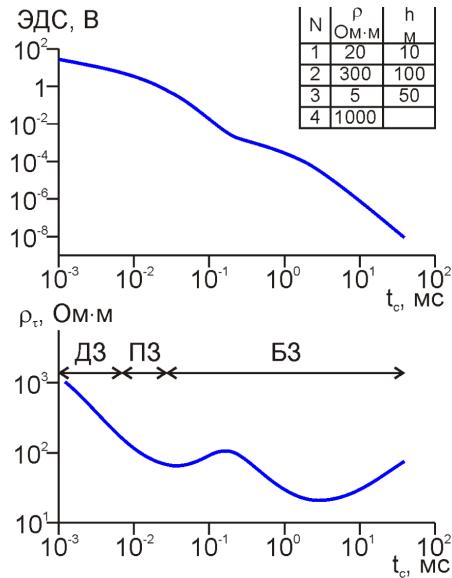


Рис. 7.10. Кривые ЭДС и кажущегося сопротивления для четырехслойной модели

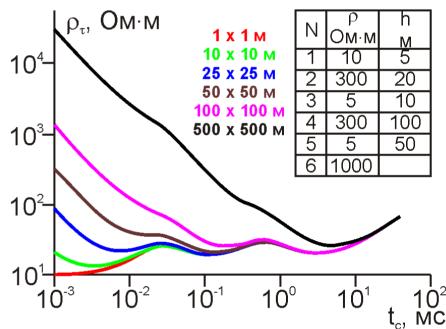


Рис. 7.11. Кривые кажущегося сопротивления для различных установок

7.3.3. Методы интерпретации данных ЗСБ

Принципы интерпретации данных ЗСБ во многом аналогичны принципам интерпретации в других электроразведочных методах зондирования, таких как ВЭЗ, ДЭЗ, МТЗ и др. Так же как и в других геофизических методах, приемы интерпретации делятся на качественные и количественные. Качественный анализ используется для подготовки к решению обратной задачи, создания подходящей стартовой модели для инверсии данных зондирования. Инверсия основана на строгом решении обратных задач методом подбора в рамках различных геоэлектрических моделей.

Промежуточное положение занимают так называемые методы экспресс-интерпретации. Они позволяют получить количественные оценки некоторых параметров разреза. К таким подходам относятся, например, широко распространенный метод асимптот и метод интерпретации по кривым кажущейся суммарной проводимости.

Интерпретация данных ЗСБ в большинстве случаев базируется на модели горизонтально-слоистой среды (ГСС). В отдельных случаях применяется трехмерный подбор. Однако это возможно лишь в том случае, когда результаты измерений получены на площади с достаточно частым шагом и измерения проводились соосно-выносной установкой с повторными измерениями в ряде точек при разном положении источников. Это трудоемкий процесс, а модели геоэлектрического строения, получаемые в результате такой интерпретации, могут быть довольно грубые.

Определение обобщенных параметров разреза

Оценить обобщенные количественные параметры разреза (суммарную мощность до кровли проводника H и суммарную продольную проводимость до кровли изолятора S) можно по асимптотам и по координатам минимумов кривых кажущегося сопротивления.

При наличии на кривых ЗСБ восходящей ветви можно построить асимптоту, проходящую под углом $63^{\circ}26'$ к оси абсцисс. Тогда суммарная проводимость до кровли изолятора рассчитывается по формуле:

$$S = 189.3 \cdot \sqrt{2\pi t_S}, \quad (7.13)$$

где $\sqrt{2\pi t_S}$ – абсцисса пересечения асимптоты с линией $\rho_\tau = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Обобщенные количественные параметры S и H можно также определить по координатам минимума кривой кажущегося сопротивления. Расчет этих параметров производится по формулам:

$$S = 452 \cdot \sqrt{2\pi t_{min}} / \sqrt{\rho_{\tau min}}, \quad (7.14)$$

$$H = 360 \cdot \sqrt{2\pi t_{min}} \cdot \sqrt{\rho_{\tau min}}, \quad (7.15)$$

где $\sqrt{2\pi t_{min}}$ – абсцисса минимума кривой кажущегося сопротивления, а $\rho_{\tau min}$ – его ордината.

Кривые кажущейся продольной проводимости

Суммарная продольная проводимость до глубины H для 1D-разреза с заданной функцией изменения сопротивления с глубиной $\rho(z)$ рассчитывается по формуле:

$$S(H) = \int_0^H \frac{1}{\rho(z)} dz. \quad (7.16)$$

Если $\rho(z)$ является кусочно-постоянной функцией (то есть разрез состоит из слоев с сопротивлением ρ_1, ρ_2, ρ_3 и мощностью h_1, h_2, h_3), то формула для определения S на глубине $H = h_1 + h_2 + \Delta h_3$ принимает вид:

$$S(H) = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \frac{\Delta h_3}{\rho_3}. \quad (7.17)$$

Таким образом, зная параметры слоев горизонтально-слоистого разреза, можно построить кривые $S(h)$. Их важнейшие свойства таковы:

- кривая $S(h)$ является неубывающей функцией,
- слоям соответствуют участки кривой $S(h)$ с постоянной скоростью возрастания S с глубиной, границам слоев – изломы кривой $S(h)$,
- проводящим слоям отвечает более быстрое возрастание S с глубиной, высокоомным слоям – более медленное,
- по кривым $S(h)$ можно восстановить исходный разрез.

Как известно, решение обратной задачи методом подбора требует многократного решения прямой задачи. Однако из-за сложностей вычислений при решении прямой задачи для метода ЗСБ (даже в случае ГСС с относительно небольшим количеством слоев) метод подбора поначалу практически не использовался и количественная интерпретация данных ЗСБ проводилась по кривым *кажущейся продольной проводимости* S_τ .

При введении кажущейся продольной проводимости S_τ реальный разрез для каждого времени становления t_c заменяется расположенной на глубине h_τ эквивалентной проводящей плоскостью (*плёнкой Прайса – Шейнманна*) точно так же, как при введении кажущегося сопротивления ρ_τ реальный разрез заменяется однородным полупространством. При этом с увеличением времени данная плоскость погружается, отражая влияние более глубинных слоев на процесс становления. Таким образом, в одномерном разрезе кривая $S_\tau(h_\tau)$ обладает теми же свойствами, что и кривая суммарной продольной проводимости (рис. 7.12), и может быть найдена из соотношения [Жданов, 1986]:

$$|\Delta U_q| = \frac{3I_Q S_Q S_q}{16\pi} \cdot \frac{1}{S_\tau(h_\tau + t/S_\tau \mu_0)^4}. \quad (7.18)$$

Как видно из приведенной формулы, для расчета S_τ и h_τ недостаточно одного лишь значения ΔU_q , поэтому для решения данной задачи обычно используют также значение производной ΔU_q по времени. Сильные искажения кривой $S_\tau(h_\tau)$, проявляющиеся в нарушении ее монотонности, обычно свиде-

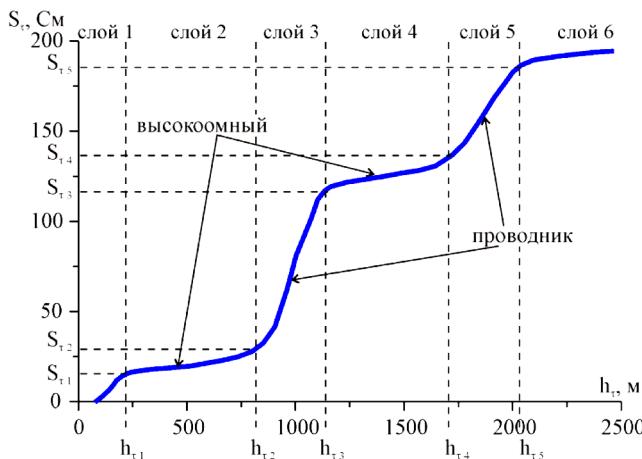


Рис. 7.12. Кривая $S_t(h_t)$ и ее интерпретация

тельствуют о нарушении условий одномерности среды или о влиянии помех на зарегистрированный сигнал.

По кривой $S_t(h_t)$ можно определить минимальное количество слоев в разрезе и оценить их характеристики (сопротивления и мощности):

$$h^i = h_t^i - h_t^{i-1}, \quad (7.19)$$

$$\rho^i = \frac{h_t^i - h_t^{i-1}}{S_t^i - S_t^{i-1}}, \quad (7.20)$$

где i – номер слоя, S_t^i и h_t^i – ордината и абсцисса точки перегиба кривой $S_t(h_t)$, отвечающей i -му слою.

Для повышения геологической эффективности интерпретации используют корреляцию слоев, выделенных по кривым $S_t(h_t)$ на соседних точках профиля, что позволяет проследить положение их границ. На сегодняшний день благодаря значительному увеличению вычислительных мощностей расчет одномерных обратных задач ЗСБ не представляет серьезной проблемы, однако метод экспресс-интерпретации по кривым $S_t(h_t)$ все еще нередко применяется, в частности, на этапе создания стартовой модели для метода подбора.

Инверсия данных ЗСБ

Как и в других видах электромагнитного зондирования, в ЗСБ основным способом инверсии является *метод подбора*, который заключается в последовательном изменении геоэлектрической модели разреза и расчете прямой задачи для нее до тех пор, пока экспериментальная и теоретическая кривые не совпадут с требуемой точностью. При этом стараются удовлетворить двум условиям: достижения минимума невязки полевой и теоретической кривых и близости модели к априорным данным о разрезе.

При отсутствии априорных данных можно применять сглаживающие («оккамовские») инверсии. В этом случае разрез под точкой наблюдения разбивает-

ся на достаточно большое число слоев (50–100) и в автоматической процедуре производится подбор сопротивлений этих слоев, обеспечивающих минимум невязки. При этом на получаемую функцию $\rho(z)$ накладываются условия гладкости (ее самой и/или ее первой и второй производной по z). Результаты инверсии представляются в виде геоэлектрических разрезов по профилям, карт-срезов на различных глубинах, карт и графиков параметров (проводимости, мощности, глубины залегания, удельного сопротивления) наиболее важных («целевых») слоев.

Из программных комплексов одномерной инверсии ЗСБ наиболее известны интерпретационная системы «Подбор» (СНИИГиМС, г. Новосибирск), а также программы ZondTEM1d (А.Е. Каминский), SGS-TEM (ЗАО «ИЭРП», г. Иркутск) и TEM Image (ООО «Элгео», г. Санкт-Петербург). Программы различаются способами расчета прямой задачи, максимальным количеством слоев в модели, возможностью учета реальной геометрии источника, работы с профильными и площадными данными, пользовательским интерфейсом. В них может применяться как ручной, так и автоматический подбор параметров (последний, как правило, применяется на заключительном этапе работы для уточнения деталей модели). Подбор горизонтально-неоднородных сред реализован в программах ZondTEM2d (А.Е. Каминский), GeoEM (М.Г. Персова) и EM-DataProcessor (ЗАО «Аэрогеофизическая разведка», г. Новосибирск).

В программе TEM Image имеется несколько алгоритмов сглаживающей инверсии. Есть возможность для быстрого вывода результатов интерпретации в различных форматах для построения разрезов и карт как во встроенным графическом интерфейсе, так и во внешних программах (рис. 7.13).

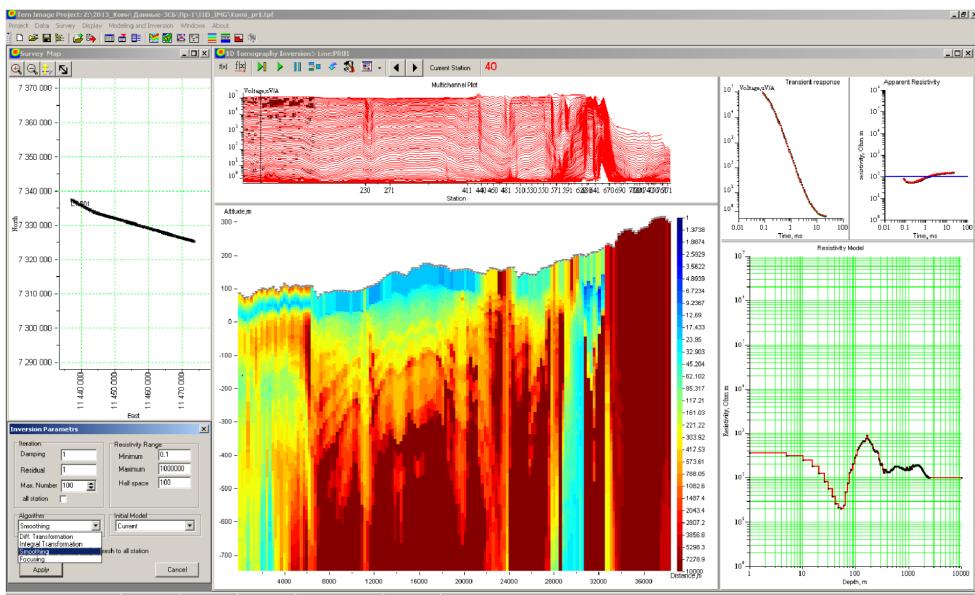


Рис. 7.13. Окно профильной 1D-инверсии программы TEM Image

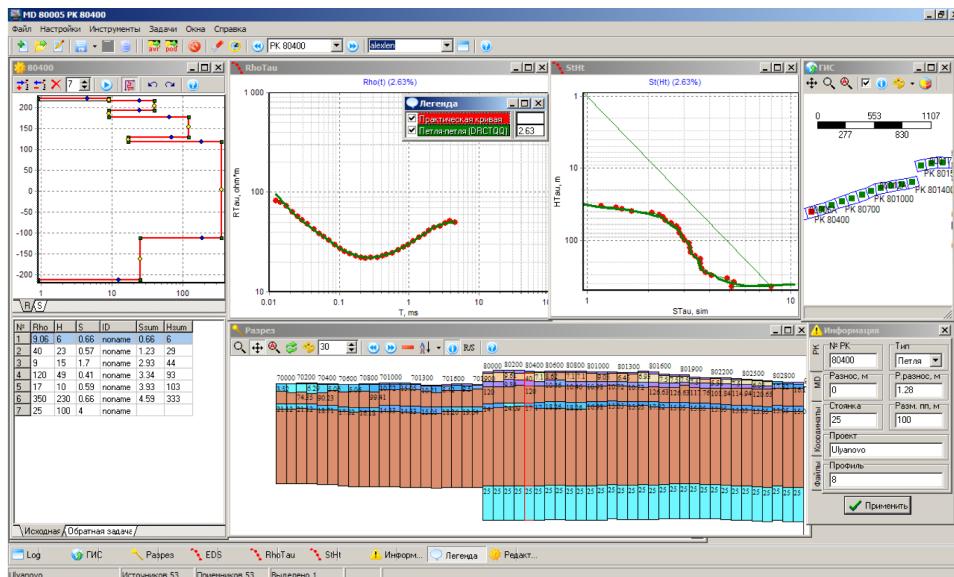


Рис. 7.14. Вид окна 1D-подбора в программе Model 3 (программный комплекс SGS-TEM)

Программный комплекс SGS-TEM фактически представляет собой графическую оболочку с функцией решения прямых и обратных задач для базы данных ЗСБ. В него входят программы для проектирования сети наблюдений, собственно программы регистрации и обработки для разных типов аппаратуры, программы моделирования и интерпретации, а также программа для визуализации результатов подбора (рис. 7.14).

7.4. Примеры применения метода ЗСБ в районе практики

7.4.1. Изучение верхней части осадочного чехла около г. Козельска

В качестве примера одномерного подбора данных ЗСБ в рамках толстослоистых моделей рассмотрим геоэлектрический разрез, полученный в южной части Калужской области около г. Козельска (рис. 7.15). Измерения выполнялись в рамках практики студентов МГУ по профилю длиной около 4 км. Использовалась однопетлевая установка с квадратной петлей 100x100 м и аппаратура TEM-FAST. Шаг между точками наблюдения составлял 100 м. Глубинность исследования – около 150 м.

В верхней части разреза выделяются проводящие песчано-глинистые отложения верхнего мела. Мощность слоя составляет 20–30 м, сопротивление 10–20 Ом·м. По данным ВЭЗ на этом профиле в приповерхностной части разреза был также выделен высокоомный слой четвертичных отложений малой мощности (до 5 м). На кривых ЗСБ этот слой не проявляется из-за недостаточной разрешающей способности метода при размере петли 100x100 м.

Ниже в разрезе выделен более высокоомный слой, представленный мергелиями и песками нижнего мела с небольшой примесью глинистого материала.

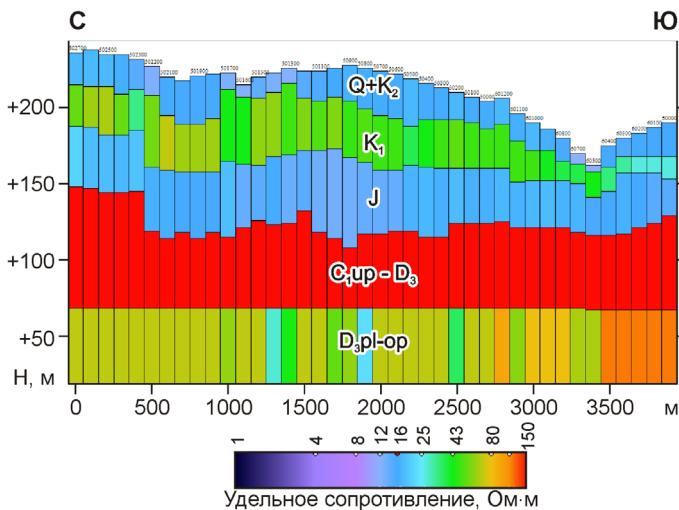


Рис. 7.15. Интерпретация данных ЗСБ по профилю около г. Козельска

Сопротивление слоя составляет 50–100 Ом·м. В северной части профиля слой имеет мощность 30–50 м, а в южном направлении она сокращается до 10–15 м. В этом же направлении происходит уменьшение сопротивления.

Нижнемеловые отложения подстилают глинистые породы юрского возраста, под которыми залегают высокоомные (500–800 Ом·м) отложения утинского горизонта нижнего карбона и верхнего девона. Этот слой представляет собой экран для методов постоянного тока, так как его поперечное сопротивление очень велико из-за присутствия в слагающих его карбонатах прослоев гипсов и каменной соли. По данным же ЗСБ под ним можно выделить еще один проводящий слой – глинистые известняки и мергели плавско-оптуховского горизонта верхнего девона с сопротивлением около 50–70 Ом·м.

7.4.2. Изучение неогеновой палеодолины около д. Александровки

Примером успешного применения двумерной интерпретации профильных данных ЗСБ может служить геоэлектрический разрез вкrest крупной неогеновой палеодолины около учебной базы «Александровка» (рис. 7.16, а).

Изучение сетей погребенных палеодолин, достаточно широко распространенных на территории Русской равнины, имеет практическое значение при решении гидрогеологических, инженерно-геологических и палеогеографических задач. Одна из таких палеосетей, Окско-Угринская, прослеживается к северо-западу от г. Юхнова вдоль долин рек Вори и Угры и активно изучается геофизическими методами в ходе проведения студенческих практик на учебном полигоне МГУ в д. Александровке [Куликов и др., 2016].

Электроразведочные работы методами ВЭЗ, ЗСБ и АМТЗ были проведены по субширотному профилю длиной около 6 км вдоль старой грунтовой дороги, соединяющей д. Александровку с Гжатским трактом (рис. 4.2).

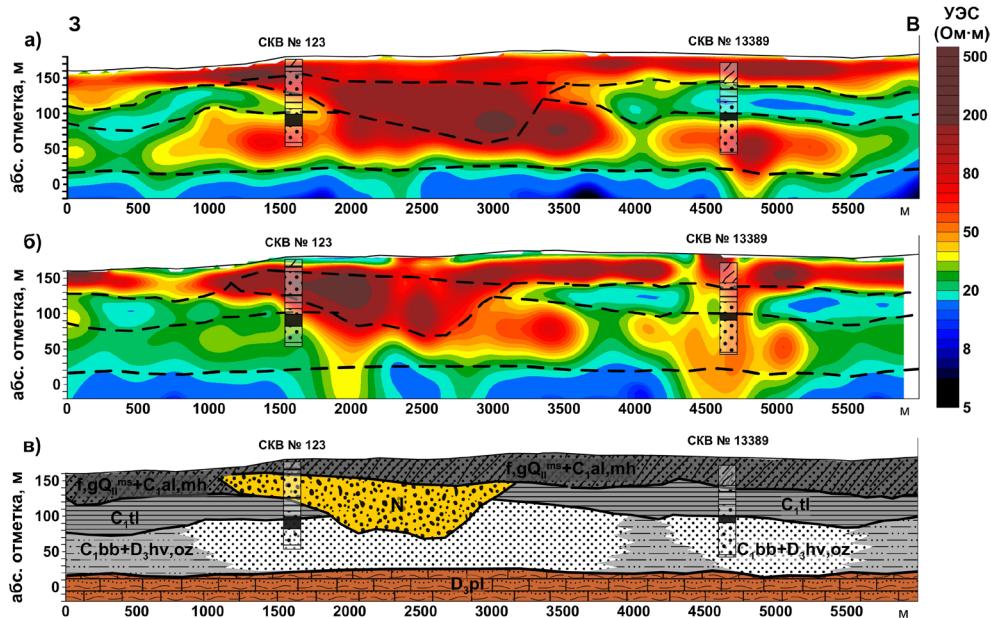


Рис. 7.16. Изучение неогеновой палеодолины по данным электроразведки:
а) результаты автоматической инверсии данных ЗСБ; б) результаты автоматической инверсии данных АМТЗ; в) итоговая геологическая модель

Из представленных на рис. 7.16 результатов независимой инверсии данных ЗСБ (программа ZondTEM2d) и АМТЗ (ZondMT2d) видно, что оба разреза оказались достаточно близкими. В то же время метод ЗСБ менее подвержен влиянию приповерхностных неоднородностей, что позволяет связать аномальные «столбы» в разрезе АМТЗ около пикетов 2000 и 4600 с гальваническими искажениями (раздел 5.4). С другой стороны, поскольку метод АМТЗ обладает большей чувствительностью к высокоомным объектам, с его помощью можно условно провести границу между неогеновыми песками и песчано-глинистыми отложениями бобриковского горизонта нижнего карбона (рис. 7.16, б, в).

Литература

1. Ваньян Л.Л. Становление электромагнитного поля и его использование для решения задач структурной геологии. Новосибирск: Наука, 1966. 101 с.
2. Жданов М.С. Электроразведка. М.: Недра, 1986. 316 с.
3. Куликов В.А., Александрова Е.Д., Алексеев А.С., Зайцев С.В., Соловьева А.В., Шустров Н.Л. Строение крупной миоценовой палеодолины в Калужской области по результатам комплексных электроразведочных работ // Инженерные Изыскания. 2016. № 13. С. 26–36.
4. Сидоров В.А. Импульсная индуктивная электроразведка. М.: Недра, 1985. 192 с.
5. Электроразведка: Справочник геофизика / Под ред. В.К. Хмелевского и В.М. Бондаренко. Книга первая. М.: Недра, 1989. 438 с.

Глава 8. Метод вызванной поляризации

Под эффектом *вызванной поляризации* (ВП) обычно понимают совокупность электрохимических и электрокинетических процессов, происходящих в горных породах под действием электрического тока и сопровождаемых возникновением вторичных ЭДС [Комаров, 1980].



К. Шлюмберже
(1878–1936)



Г. Сигел
(1924–2011)



В.А. Комаров
(1930–2006)

Идея использования эффекта ВП для решения геологических задач была предложена более 100 лет назад выдающимся французским геофизиком К. Шлюмберже, под руководством которого была также разработана и впервые применена на практике целая группа важнейших методов электроразведки, таких как электрокаротаж, вертикальное электрическое зондирование (глава 10), электрическое профилирование (глава 13), метод естественного поля (глава 19) и метод теллурических токов (раздел 5.1).

Математические основы теории ВП были сформулированы в середине прошлого века канадским геофизиком Г. Сигелом. В Советском Союзе решавшее влияние на развитие метода оказали Ю.П. Булашевич, Б.И. Геннадиник, В.А. Комаров, В.В. Кормильцев, А.В. Куликов, А.Ф. Постельников, Ю.С. Рысс, Д.А. Фридрихсберг, С.М. Шейнманн и другие ученые.

8.1. Основы теории

8.1.1. Источники и механизмы возникновения поля ВП

Как правило, ЭДС вызванной поляризации возникает на границе раздела жидкой и твердой фаз и создает вторичный ток, который направлен противопо-

ложно первичному току [Seigel, 1959]. При отключении внешнего поля система постепенно возвращается в исходное положение.

В состав горной породы могут входить вещества трех типов: *диэлектрики* (большинство породообразующих минералов), *ионные проводники* (флюид, содержащий растворы солей и заполняющий поры и трещины) и *электронные проводники и полупроводники* (углистые породы и рудные минералы).

Если в среде присутствуют минералы с электронным типом проводимости (*пирит, халькопирит, пирротин, магнетит, графит, шунгит, антрацит, металлические техногенные объекты* и др.), то возникновение эффекта ВП обычно связывается с энергетическими затратами на изменение двойного электрического слоя (ДЭС) на поверхности зерна и электролиз поровой влаги: постоянный ток может протекать через границу электронного и ионного проводников, только если на ней происходят энергозатратные электрохимические процессы адсорбции и разрядки ионов (параграф 3.5.6). Вторичные токи, образующиеся при таком механизме ВП, достаточно велики и по своей интенсивности могут быть сопоставимы с первичным током.

В более распространенном случае, когда твердая фаза представлена диэлектриком, ток течет в ионопроводящей поровой жидкости. ВП таких пород относится к разряду электрокинетических явлений и может быть обусловлена локальными изменениями концентрации раствора при протекании тока через капилляры или смешением ионов внешней обкладки двойного электрического слоя вдоль поверхности минеральных зерен (параграф 3.5.5). Эффект вызванной поляризации в ионопроводящих породах значительно слабее, чем на поверхности рудных минералов, и поля ВП обычно не превышают 10–20% от первичного поля.

Помимо описанных выше классических механизмов вызванной поляризации существуют и другие, среди которых следует выделить так называемый *эффект Максвелла – Вагнера* (параграф 3.5.7). Данное явление обычно наблюдается в породах, содержащих прослои сильных изоляторов, например шлиры льда или кварцевые жилы. Оно имеет электродинамическую природу и отличается большой интенсивностью и очень малым временем становления, порядка десятков и сотен микросекунд, в связи с чем ВП Максвелла – Вагнера также иногда называют *быстрой вызванной поляризацией*.

8.1.2. Объемная и поверхностная поляризация

Источники поля ВП могут распределяться в среде двумя способами. В сплошных рудах или техногенных металлических объектах они концентрируются на внешней границе тела, что приводит к появлению *поляризации поверхности типа* (рис. 8.1, сверху). В более распространенном случае, когда твердая фаза является диэлектриком или когда в среде присутствует мелковкрапленное оруденение, элементарные источники ВП распределяются по всему объему среды и имеет место *объемная поляризация вещества* (рис. 8.1, снизу).

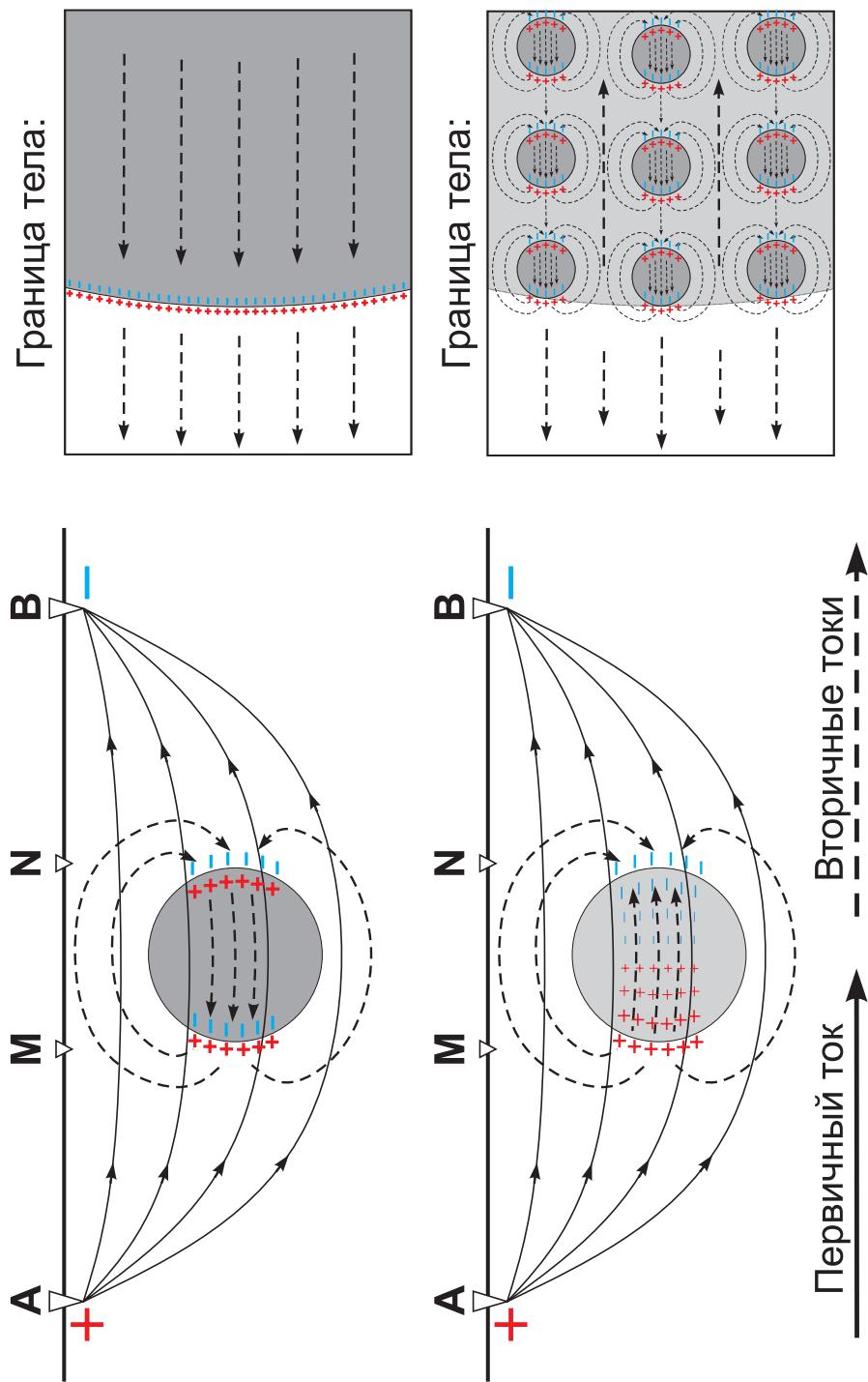


Рис. 8.1. Вторичные токи в поверхности отдельных объемно поляризованных включений (сверху)
и объемно поляризованных тел, образованном совокупностью отдельных поверхностно поляризованных включений (снизу)

Из приведенного рисунка видно, что поле ВП имеет тот же знак, что и первичное поле источника, как над поляризуемыми телами, так и внутри объемно-поляризуемых объектов. Внутри же сплошных электронопроводящих тел и рудных вкрапленников поле ВП направлено против первичного поля, однако непосредственное измерение падения электрического напряжения на участке металлического проводника связано с серьезными техническими трудностями и в полевых условиях не применяется.

Интенсивность аномалий ВП в первую очередь определяется суммарной площадью поверхности поляризуемых зерен, поэтому ВП вкрапленных рудных объектов, как правило, оказывается больше, чем ВП сплошных руд тех же размеров и того же пространственного положения [Комаров, 1980].

8.1.3. Отклик ВП во временной области

Рассмотрим установку $AMNB$, расположенную на поверхности однородного объемно-поляризуемого полупространства. Пусть через питающие электроды в течение некоторого времени пропускается ток I_{AB} (рис. 8.2, а). В момент включения тока $t_{вкл}$ среда начинает заряжаться (подобно процессу зарядки конденсатора в элементарной электрической цепи) и поле вызванной поляризации нарастает (рис. 8.2, б). Затем процесс ВП выходит на насыщение, и напряжение пропускания $U_{пр}$ в приемной линии MN перестает меняться. После выключения тока вторичное поле спадает по тому же временному закону, по которому оно нарастало после включения.

Основной характеристикой интенсивности процессов ВП является *поляризуемость* η :

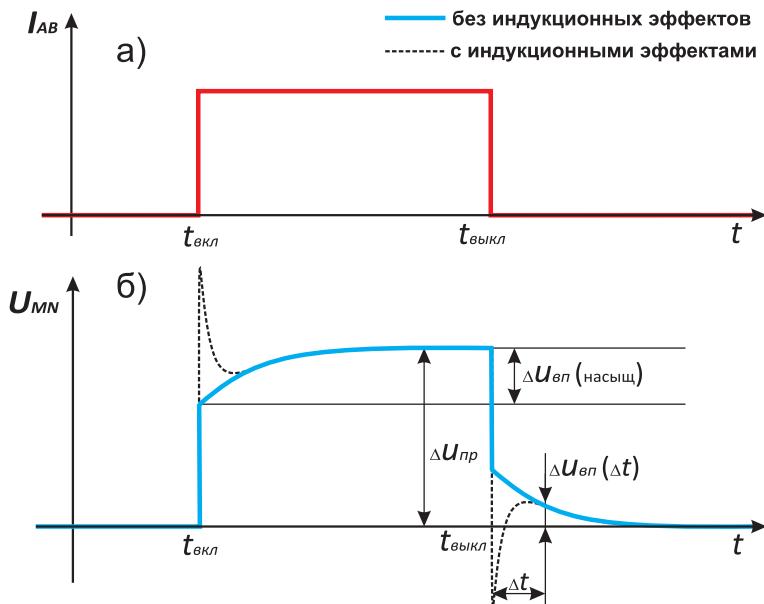


Рис. 8.2. Реакция поляризуемой среды на прямоугольный импульс тока

$$\eta = \frac{U_{MN}(t_{\text{выкл}}) - U_{MN}(t_{\text{вкл}})}{U_{MN}(t_{\text{выкл}})} \cdot 100\%, \quad (8.1)$$

где напряжение $U_{MN}(t_{\text{вкл}})$ предполагается измеренным сразу после включения тока, пока поле ВП еще не появилось, а $U_{MN}(t_{\text{выкл}})$ – непосредственно перед моментом выключения тока, когда среда полностью заряжена и напряжение на приемных электродах максимально.

Из рис. 8.2 видно, что поляризуемость η может быть также выражена через отношение остаточного напряжения $U_{\text{вп}}$ (измеренного сразу после выключения тока) к напряжению пропускания $U_{\text{пр}}$ полностью заряженной среды:

$$\eta = \frac{U_{\text{вп}}}{U_{\text{пр}}} \cdot 100\%. \quad (8.2)$$

На практике $U_{\text{вп}}$ измеряется не сразу после выключения тока, а спустя некоторое время задержки Δt (рис. 8.2, б), что в первую очередь связано с искающейшим влиянием индукционных эффектов на ранних временах становления поля (на рисунке штриховой линией показаны индукционные искажения, характерные для установок Шлюмберже и срединного градиента). В отечественной электrorазведке для полевых измерений поляризуемости задержка Δt традиционно выбирается равной 0.2, 0.25 или 0.5 сек [Комаров, 1980]. При этом в теоретических моделях и при изучении спектральных характеристик ВП используется предельное значение поляризуемости при $\Delta t = 0$. Несмотря на очевидные различия, эти величины часто называются одним и тем же словом «поляризуемость» (предельное значение иногда называют также *стационарной* или *асимптотической поляризуемостью*) и обозначаются одной и той же буквой, что необходимо иметь в виду во избежание путаницы в определениях.

Над однородным полупространством (ОПП) величина η не зависит от расположения приемных и питающих электродов (параграф 3.5.3), поэтому в отличие от расчета удельного сопротивления определение поляризуемости среды не требует нормировки на геометрический коэффициент установки. При изучении неоднородных разрезов формулы (8.1) и (8.2) будут определять *кажущуюся поляризуемость* η_k . Важно отметить, что величина η_k зависит не только от поляризуемости исследуемых объектов, но и от распределения удельного сопротивления в разрезе. Например, для произвольного тела с параметрами ρ и η , помещенного в неполяризованную среду, справедливо [Seigel, 1959]:

$$\eta_k \approx \eta \cdot \frac{\partial \ln \rho_k}{\partial \ln \rho}. \quad (8.3)$$

8.1.4. Отклик ВП в частотной области

Из рисунка 8.2 видно, что эффективное удельное сопротивление поляризуемой среды зависит от длительности пропускания тока I_{AB} , то есть $\rho = \rho(t)$. При переходе в частотную область эта зависимость приобретет вид:

$$\rho = |\rho(\omega)| \cdot e^{i\varphi_{\text{вп}}(\omega)}.$$

Амплитудно-частотный метод ВП

Можно показать, что амплитуда $\rho(\omega)$ монотонно убывает с частотой, а ее асимптотические значения ρ_0 (сопротивление на постоянном токе) и ρ_∞ (сопротивление на бесконечной частоте) связаны между собой через поляризуемость η следующим образом:

$$\rho_\infty = \rho_0(1 - \eta). \quad (8.4)$$

Выражая отсюда η , получим аналог формулы (8.1) для частотной области

$$\eta = \frac{\rho_0 - \rho_\infty}{\rho_0} \cdot 100\%. \quad (8.5)$$

На практике технически невозможно измерить ни ρ_0 , ни ρ_∞ , и при полевых работах обычно используется параметр *Percent Frequency Effect (PFE)*, определяемый как [Van Voorhis et al., 1973]:

$$PFE(\omega_1, \omega_2) = \frac{|\rho(\omega_1)| - |\rho(\omega_2)|}{|\rho(\omega_1)|} \cdot 100\%. \quad (8.6)$$

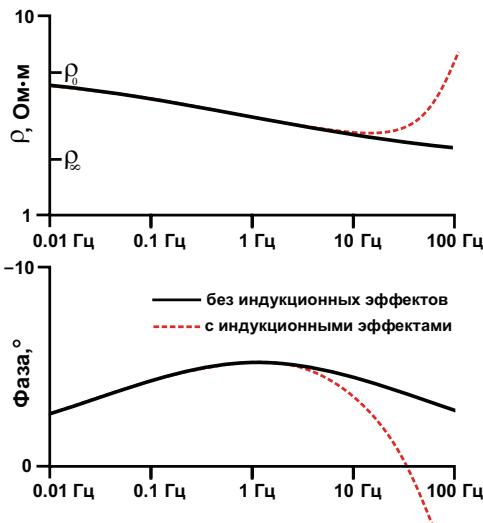


Рис. 8.3. Пример зависимости сопротивления и фазы поляризумого тела от частоты

на появления фазы ВП $\varphi_{\text{ВП}}$ становится понятна из рис. 8.4, на котором жирными линиями изображен прямоугольный разнополярный ток I_{AB} и измеренный сигнал U_{MN} , а тонкими линиями – их первые (основные) гармонические компоненты.

Поскольку из-за эффекта ВП форма импульса в линии MN отличается от прямоугольной, его первая гармоника оказывается смещена вправо. Указанный на рисунке временной сдвиг $\Delta t_{\text{ВП}}$ связан с фазой ВП через период $T = 2\pi/\omega$:

$$\varphi_{\text{ВП}} = (\Delta t_{\text{ВП}} / T) \cdot 360^\circ. \quad (8.8)$$

Выбор частот ω_1 и $\omega_2 = A\omega_1$ основан на том, чтобы не затягивать время измерений, но и не попасть в область индукционных искажений (рис. 8.3). Обычно коэффициент A лежит в диапазоне от 3 до 10.

Помимо *PFE* существует также амплитудно-частотный параметр *Logarithmic Frequency Effect (LFE)*:

$$LFE(\omega) = -\frac{\partial \ln|\rho(\omega)|}{\partial \ln(\omega)} \cdot 100\%, \quad (8.7)$$

величина которого в соответствии с приведенной формулой определяется углом наклона амплитуды $\rho(\omega)$ на билогарифмическом бланке.

Фазовый метод ВП

На качественном уровне причи-

на появления фазы ВП $\varphi_{\text{ВП}}$ становится понятна из рис. 8.4, на котором жирными линиями изображен прямоугольный разнополярный ток I_{AB} и измеренный сигнал U_{MN} , а тонкими линиями – их первые (основные) гармонические компоненты.

Поскольку из-за эффекта ВП форма импульса в линии MN отличается от прямоугольной, его первая гармоника оказывается смещена вправо. Указанный на рисунке временной сдвиг $\Delta t_{\text{ВП}}$ связан с фазой ВП через период $T = 2\pi/\omega$:

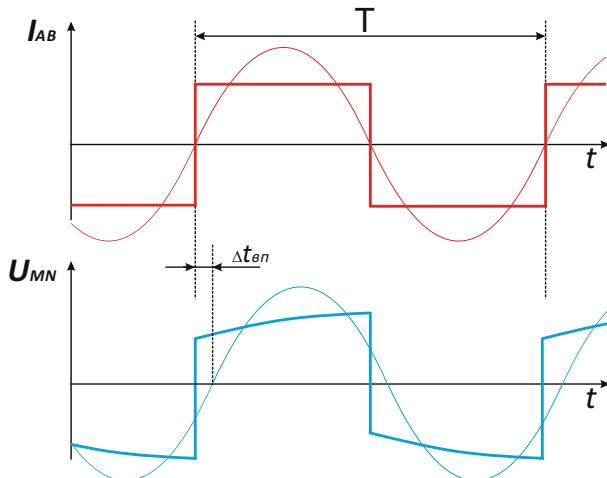


Рис. 8.4. Образование фазового сдвига ВП в первой гармонике прямоугольного сигнала

Кажущееся значение фазы φ_k над помещенным в неполяризуемую среду телом с параметрами ρ и $\varphi_{\text{ВП}}$ примерно равно [Куликов, Шемякин, 1978]:

$$\varphi_k \approx \varphi_{\text{ВП}} \cdot \frac{\partial \ln \rho_k}{\partial \ln \rho}. \quad (8.9)$$

Как и в случае с амплитудно-частотной модификацией метода ВП, рабочая частота $f = \omega/2\pi$ выбирается не слишком низкой (чтобы не снижать производительность работ), но и не слишком высокой (чтобы не попасть в область индукционных искажений) и обычно лежит в диапазоне 0.1–10 Гц.

Помимо фазы ВП $\varphi_{\text{ВП}}$ в отечественной электrorазведке широко используется *дифференциальный фазовый параметр* (ДФП), рассчитываемый по двум частотам ω_1 и $\omega_2 = A\omega_1$:

$$\Delta\varphi = \frac{\varphi_{\text{ВП}}(\omega_1)\omega_2 - \varphi_{\text{ВП}}(\omega_2)\omega_1}{\omega_2 - \omega_1} = \frac{A\varphi_{\text{ВП}}(\omega_1) - \varphi_{\text{ВП}}(A\omega_1)}{A - 1}. \quad (8.10)$$

ДФП построен таким образом, что он подавляет индукционные помехи в области малых параметров поля (в ближней зоне источника), некоторые аппаратурные шумы и прочие прямо пропорциональные частоте фазовые сдвиги; при этом в большинстве случаев $\Delta\varphi \approx \varphi_{\text{ВП}}$ [Куликов, Шемякин, 1978]. Кроме того, поскольку прямо пропорциональные частоте фазовые сдвиги включают в себя и возможные ошибки в выборе начальной точки отсчета (параграф 2.1.2), то для прямого измерения ДФП не требуется синхронизация между генератором тока и регистратором, что упрощает производство аппаратуры.

Ток формы «меандр»

Для измерения эффекта ВП в частотной области через питающую линию AB непрерывно пропускают сигнал формы «меандр» – прямоугольные разнополярные импульсы тока с частотой ω (рис. 8.4). Ток такой формы легко гене-

рировать, и в то же время, являясь периодическим сигналом, он представляет собой сумму синусоидальных гармоник:

$$I(t) = \frac{4a}{\pi} \left\{ \sin \omega t + \frac{1}{3} \sin 3\omega t + \frac{1}{5} \sin 5\omega t + \dots \right\}, \quad (8.11)$$

где a – амплитуда прямоугольного импульса. Таким образом, в качестве двух частот, необходимых для вычисления ДФП или PFE , удобно использовать первую и третью гармонику измеренного сигнала: в этом случае коэффициент A в формулах (8.6) и (8.10) оказывается равен 3.

8.1.5. Спектральные характеристики ВП

В разных горных породах форма временного спада поля ВП (в частотной области – характер зависимости амплитуды и фазы ВП от частоты) существенно различается. В результате многочисленных экспериментальных исследований было установлено, что спектральные характеристики ВП определяются размером и составом зерен, структурой породы и минерализацией содержащейся в ней влаги. Для аналитического описания эффекта ВП было предложено множество моделей, полученных как эмпирическим путем, так и с помощью теоретических обобщений. Первая из таких моделей, предложенная еще К. Шлюмберже и описывающая спад поля ВП сразу после отключения тока (рис. 8.2), предполагает экспоненциальную зависимость $U_{\text{ВП}}$ от Δt :

$$U_{\text{ВП}}(\Delta t) = U_{\text{пп}} \eta e^{-\Delta t/\tau}. \quad (8.12)$$

Помимо асимптотической поляризуемости η в формуле (8.12) появляется еще один параметр – *постоянная времени* τ , измеряемая в секундах и характеризующая скорость спада поля ВП (петрофизически величина τ чаще всего определяется размером поляризуемых зерен – раздел 3.5). В частотной области экспоненциальному спаду ВП соответствует комплексное сопротивление $\rho_D(\omega)$, задаваемое моделью Дебая:

$$\rho_D(\omega) = \rho_0 \left(1 - \eta \frac{i\omega\tau}{1 + i\omega\tau} \right). \quad (8.13)$$

Во многих случаях данная модель хорошо описывает частотную зависимость сопротивления элементарного зерна породы в двухфазной среде [Lesmes et al., 2000]. Разумеется, параметры η и τ при этом зависят от размеров зерен и пор, проводимости скелета породы и насыщающего ее флюида и т.д. Поскольку эти факторы меняются от зерна к зерну, то в общем случае отклик реальных пород достаточно сложен и в частотной области представляет собой некоторую композицию моделей Дебая [Nordsiek, Weller, 2008], а во временной – соответственно, композицию экспонент [Tarasov, Titov, 2007]. Однако в частном случае, если распределения названных факторов в исследуемой горной породе близки к логнормальным (что, по всей видимости, справедливо для большинства геологически однородных материалов), ее отклик хорошо описывается с помощью эмпирической модели Cole-Cole [Pelton et al., 1978]:

$$\rho_{CC}(\omega) = \rho_0 \left(1 - \eta \frac{(i\omega\tau)^C}{1 + (i\omega\tau)^C} \right). \quad (8.14)$$

Безразмерный коэффициент $C \in (0; 1)$ описывает дисперсию распределения параметра τ и, следовательно, может характеризовать степень неоднородности горной породы. Так, для песчано-глинистых смесей этот параметр обычно лежит в пределах 0.1–0.3, в то время как в хорошо сортированных породах C может достигать значения 0.5 и выше [Seigel et al., 1997]. С помощью этой относительно простой модели было успешно описано множество экспериментальных данных, в связи с чем она до сих пор остается наиболее известным и широко используемым аналитическим представлением процесса вызванной поляризации в частотной области.

8.1.6. Области применения метода ВП

Эффект вызванной поляризации наиболее значителен для электронопроводящих минералов, поэтому метод ВП является незаменимым в рудной геофизике. Интенсивность аномалий вызванной поляризации определяется площадью поверхности электронных проводников, что позволяет успешно картировать как массивные, так и вкрапленные руды. Очевидно, что метод ВП также может успешно применяться при изучении техногенных объектов (трубопроводов, металлических резервуаров и др.).

Геохимические процессы, связанные с наличием углеводородов в горных породах, могут в определенных условиях приводить к образованию минералов с электронной проводимостью. Это явление открывает перспективы использования метода ВП для поиска нефтяных месторождений.

Для терригенных пород, в случае незначительного количества электронопроводящих вкраплений, характер и интенсивность ВП зависит от размера зерен, пористости и влагонасыщенности породы, а также от минерализации порового флюида. Вследствие этого метод ВП может использоваться для решения инженерных, гидрогеологических и геэкологических задач, в том числе для мониторинга, а также при геокартировочных работах в комплексе с методом сопротивлений. Изучение быстрых процессов вызванной поляризации, связанных с эффектом Максвелла – Вагнера, может применяться при исследовании мерзлых пород криолитозоны.

8.2. Методика полевых работ

Важная особенность метода ВП заключается в том, что полезный сигнал на один-два порядка меньше величины первичного электрического поля. В связи с этим необходимым условием достоверных измерений становится увеличение отношения сигнал/шум, для чего используются следующие приемы:

- 1) в линиях MN используются неполяризующиеся электроды (раздел 2.6);
- 2) используются установки с увеличенными линиями MN ;
- 3) применяется многократное накопление сигнала;
- 4) в линию AB пропускается ток большей силы.

8.2.1. Установки, используемые в методе ВП

В большинстве случаев при работах методом ВП используются те же установки, что и в методе сопротивлений (глава 9). Профилирование методом ВП чаще всего проводится с помощью установки СГ – *срединного градиента* (рис. 8.5, а). Эта установка существенно снижает трудозатраты, позволяя с одного положения питающих электродов проводить наблюдение по одному или нескольким профилям, находящимся в средней трети линии *AB*. Последнее время при проведении работ методом СГ-ВП применяются многоканальные измерители и многоэлектродные приемные косы, что позволяет одновременно проводить регистрацию с нескольких линий *MN* и существенно снизить время измерений.

В случае если изучаемый разрез близок к горизонтально-слоистому, зондирования методом ВЭЗ-ВП проводятся симметричной четырехэлектродной установкой. При этом последнюю выгодно использовать в *модификации Веннера* (рис. 8.5, б), при которой длина линии *MN* составляет $1/3$ от длины линии *AB*, что позволяет получить более высокий уровень сигнала, чем в классической установке *Шлюмберже*.

Для изучения горизонтально-неоднородных сред используются стандартные методы и подходы электротомографии (глава 11). Особой популярностью при этом пользуется применение *дипольных осевых установок* (рис. 8.5, в), позволяющих искать глубоко залегающие (вплоть до 1 км) поляризуемые объекты при сравнительно небольших размерах заземленных линий. В таких установках нет прямых наводок между проводами, а приемные электроды не используются в качестве питающих, что тоже положительно сказывается на качестве данных.

Заметим, что для установок Шлюмберже – Веннера и СГ (рис. 8.5, а, б) индукционные искажения занижают истинное значение поляризуемости вплоть до отрицательных значений (рис. 8.2 и 8.3), а для дипольных осевых (рис. 8.5, в), наоборот, завышают. Минимальное значение индукционной составляющей сигнала достигается при использовании специальных *ортогональных установок* (рис. 8.5, г). Кроме того, существует способ подавления индукционных

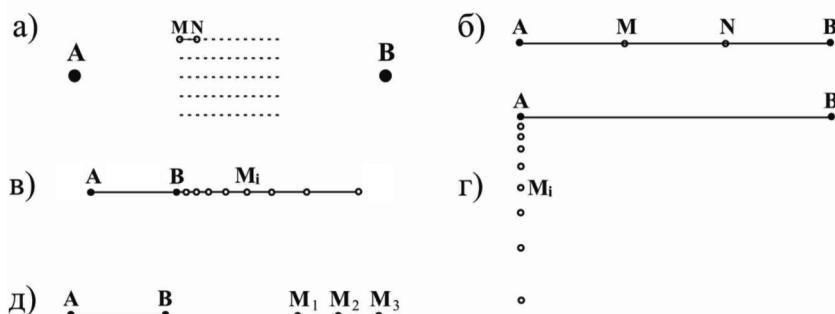


Рис. 8.5. Основные установки метода вызванной поляризации

искажений, реализованный в технологии *дифференциально-нормированных измерений* [Легейдо и др., 1996]. В этом случае используется установка ДНМЭ (рис. 8.5, д). По результатам измерений разностей потенциалов в линиях M_1M_2 и M_2M_3 рассчитывается функция:

$$P(t) = \frac{U_{M_1M_2}(t) - U_{M_2M_3}(t)}{U_{M_1M_2}(t) + U_{M_2M_3}(t)}. \quad (8.15)$$

Параметр $P(t)$ подавляет индукционный сигнал на поздней стадии становления поля и подчеркивает информацию о поляризуемости среды.

8.2.2. Аппаратура

В настоящее время существует большое число портативных приборов и электроразведочных станций отечественного и зарубежного производства, позволяющих проводить работы методом вызванной поляризации как во временной, так и в частотной областях. При решении рудных задач для создания тока в питающей линии обычно используются мощные электроразведочные генераторы, такие как ГЭР-5000 (параграф 6.2.4) или ВП-1000. В рамках студенческой практики используется также легкий переносной генератор «Астра-100» (при работе на разносах до 300–600 м).

Для регистрации сигнала в приемной линии используются одноканальные измерители (например, МЭРИ-24 – параграф 6.2.4), многоканальные регистраторы (ИМВП-8, Zonge GDP-32), электроразведочные станции («Омега», «Скала», IRIS Syscal Pro, АВЕМ Тетраметр) и др.

Генератор «Астра-100»

Портативный генератор «Астра-100» (ООО «Северо-Запад», Москва) мощностью 100 Вт и максимальным выходным напряжением до 400 В предназначен для создания в линии АВ **прямоугольного** сигнала вида «меандр» (рис. 8.4, сверху). Частотный диапазон выходного сигнала изменяется от 0.07 до 2500 Гц в геометрической прогрессии с коэффициентом 2. Вырабатываемый ток стабилизирован и может принимать значения от 1 до 1000 мА. Питание генератора происходит от стандартной аккумуляторной батареи (12 В) небольшой емкости (7–12 А·ч). Вес прибора всего 2 кг.

Генератор ВП-1000

Электроразведочный генератор ВП-1000 (НПК «Элгео», Санкт-Петербург) характеризуется повышенными максимальными выходными энергетическими



Рис. 8.6. Генератор «Астра-100»



Рис. 8.7. Генератор ВП-1000



Рис. 8.8. Регистратор ИМВП-8

На компьютер передаются непосредственно измеренные временные ряды для каждого канала. Обработка данных обычно проводится между выездами в поле, в камеральных условиях. Питание регистратора осуществляется с помощью стандартного 12-вольтового аккумулятора емкостью 4–7 А·ч.

8.2.3. Электроды

В питающих линиях в качестве заземлителей обычно используются стальные электроды (штыри) диаметром 1.5–2 см и длиной 0.7–1.5 м. Часто достаточно использовать по одному электроду на заземление. Если в каком-то конкретном случае требуется более низкое сопротивление заземления – устанавливают несколько стальных электродов, соединенных параллельно. При работе с токами порядка 5 А и выше в качестве заземлений иногда используют буровой инструмент (шнеки), забуриваемый в землю на глубину до нескольких метров. Питающие электроды подсоединяют к генератору с

параметрами (1000 Вт, 2 А, 800 В) и, как следствие, большим весом (около 11 кг). В качестве внешнего источника питания для ВП-1000 используются однофазные бензоагрегаты мощностью 1.5–2 кВт.

Генератор вырабатывает стабилизированный ток формы «меандр» (для работы в частотной области) и «меандр с паузой» (для работы во временной). Рабочий диапазон 0.08–4.88 Гц (1–64 с) с геометрическим коэффициентом 2.

Измеритель ИМВП-8

Регистратор ИМВП-8 (ООО «Северо-Запад», Москва) представляет собой объединенные в одном небольшом (менее 1 кг) корпусе восемь гальванически развязанных электрических каналов, каждый из которых оборудован своим АЦП с частотой дискретизации 2500 Гц. Визуализация и запись данных происходит с помощью ноутбука, связь с которым осуществляется по интерфейсу USB или каналу Wi-Fi.

помощью тонкого сталемедного провода (например, марки ГПСМПО) при использовании портативной аппаратуры и небольших токов и с помощью низкоомного медного провода (например, марки ГПМП) – в случае работы с мощными источниками.

При проведении работ методом ВП во временной области приемная линия должна быть заземлена с помощью неполяризующихся электродов, как и в методе естественного поля (глава 19). Обычно используются керамические электроды, представляющие собой сосуд с пластиковой крышкой, в которой закреплен медный стержень. Сосуд заполнен насыщенным раствором медного купороса, медленно фильтрующегося через пористые стенки в грунт. Наличие раствора медного купороса обеспечивает хороший электрический контакт между электродом и грунтом и в то же время исключает окислительно-восстановительные реакции на поверхности металла, что резко снижает уровень собственных потенциалов электродов.

При проведении измерений в частотной области можно использовать металлические слабополяризующиеся электроды (латунные, медные), так как небольшая собственная поляризация приемных электродов, создающая низкочастотный дрейф в регистрируемом сигнале, подавляется при выделении в процессе обработки сигнала рабочей частоты.

В некоторых случаях (например, при работе с многоэлектродной аппаратурой) используют электроды из простой нержавеющей стали, что несколько снижает качество данных.

8.3. Обработка и интерпретация данных

8.3.1. Обработка данных метода ВП

При работе во временной области технология регистрации кривой спада ВП и последующей ее обработки во многом совпадает с соответствующей технологией, используемой в методе ЗСБ (глава 7). В обоих случаях кривая становления регистрируется после ступенчатого выключения тока на логарифмически равной сетке времен, а борьба с помехами осуществляется многократным повторением измерения и осреднением полученных результатов. Однако при этом кривая ВП регистрируется на значительно более поздних временах и в более узком временном диапазоне (от первых десятков или сотен миллисекунд до нескольких секунд), чем кривая ЗСБ. Затем полученные значения ЭДС пересчитываются в кажущуюся поляризуемость, заряженность или иной параметр метода вызванной поляризации (Приложение 11) на одном или нескольких временах задержки.

При работе в частотной области обычно используются более сложные *робастные* (устойчивые к шумам различных типов) алгоритмы предобработки и накопления данных, основанные на свойствах «*T*-периодичности» и «*T/2*-антипериодичности» полезного сигнала $f(t)$ при пропускании в среде прямоугольного тока формы «меандра» с периодом T [Pankratov, Geraskin, 2010]:

$$f(t + T) = f(t), \quad (8.16 \text{ а})$$

$$f(t + T/2) = -f(t). \quad (8.16 \text{ б})$$

Кроме того, при выделении полезного сигнала может быть использована узкополосная фильтрация, настроенная на несущую частоту «меандра» (и/или ее гармоники), в результате чего работа в частотной области при наличии сильных помех позволяет получить значительно более качественные данные, но и требует больше времени на проведение измерений. Окончательным результатом обработки является набор комплексных значений (амплитуда и фаза) кажущегося сопротивления на одной или нескольких частотах либо тот или иной количественный параметр ВП ($\Delta\varphi$, PFE и др.).

8.3.2. Интерпретация данных метода ВП

Поскольку классические измерения ВП относятся к методу постоянного тока (несмотря на использование терминов «частотная зависимость», «длительность пропускания тока» и т.д.), в котором используется геометрический принцип зондирования, а индукционные явления незначительны, то для моделирования и интерпретации данных вызванной поляризации применяют классический аппарат метода сопротивлений, несколько модифицированный под нужды ВП. Кроме того, следует помнить, что характер аномалий вызванной поляризации тесно связан с распределением удельного сопротивления в изучаемом разрезе (см., например, формулы (8.3) и (8.9)), поэтому интерпретация данных ВП всегда проводится совместно с подбором ρ_k .

Профилирование

В результате профилирования методом ВП (ЭП-ВП) строятся графики, карты графиков и карты изолиний параметров, характеризующих поляризуемость среды (η_k , PFE , $\Delta\varphi$ и др.). На основе анализа этих материалов выделяют аномалии поляризуемости. Обычно аномалия считается убедительной, если она в 1.5–2 раза отличается от величины фонового значения и прослеживается хотя бы на трех соседних точках. При наличии локальных поляризуемых тел с помощью простых формул можно грубо оценить некоторые элементы их залегания (аналогично методу характерных точек в грави- и магниторазведке).

Совместный анализ кажущейся поляризуемости и кажущегося сопротивления позволяет получать дополнительную геологическую информацию. Так, при изменении литологии пород аномалии поляризуемости часто коррелируют с аномалиями кажущегося сопротивления. В то же время некоррелируемые аномалии повышенной поляризуемости могут свидетельствовать о наличии вкрапленных электронопроводящих минералов.

Зондирование

При вертикальном электрическом зондировании с измерением вызванной поляризации (ВЭЗ-ВП) определяются кажущаяся поляризуемость η_k и кажу-

щееся сопротивление ρ_k в некотором диапазоне разносов. Кривые η_k и ρ_k интерпретируются так же, как и в методе сопротивлений. Основным методом интерпретации является одномерный подбор кривых, однако помимо сопротивлений и мощностей слоев подбираются также их поляризуемости.

Обычно на первом этапе путем перебора сопротивлений и мощностей слоев добиваются совпадения наблюденной и модельной кривых ρ_k . Далее выбираются значения поляризуемости слоев, обеспечивающие соответствие теоретических и полевых кривых η_k . Если кривые η_k подбираются плохо, то необходимо вернуться к интерпретации кривой ρ_k , изменив стартовую модель геоэлектрического разреза $\rho(z)$. На последнем этапе все параметры корректируются таким образом, чтобы в результате было получено хорошее совпадение наблюденных и модельных кривых ρ_k и η_k . При подборе необходимо учитывать имеющуюся априорную информацию.

Для одномерного подбора в рамках студенческой практики может использоваться программа IPI (А.А. Бобачев), обладающая развитым графическим интерфейсом, или программа MSU_DC1D (П.Ю. Пушкирев), в основе которой лежит процедура решения прямой задачи для произвольного положения питающих и приемных электродов.

При работах с установками электротомографии (ЭТ-ВП) для совместной интерпретации данных сопротивления и вызванной поляризации широко используются программы двумерной инверсии, такие как Res2DInv (M.H. Loke, R.D. Barker), ZondRes2D (А.Е. Каминский) и др.

8.3.3. Влияние электромагнитных искажений на измерения ВП

На рис. 8.9 приведены результаты многочастотных измерений η_k (здесь и далее параметр η_k получен формальным пересчетом из параметра ДФП и выражается в процентах – см. Приложение 11) для нескольких точек ВЭЗ-ВП в ур. Инмезево (а, б) и на профиле около г. Брянска (в, г).

Пустые области на приведенных рисунках отвечают отрицательным значениям поляризуемости. Хотя такой феномен в некоторых случаях может наблюдаться и при неискаженных измерениях (например, проведенных внутри электронопроводящего тела или в зоне «прилегающего минимума» на подступах к крупным поляризуемым объектам), чаще всего отрицательные аномалии η_k свидетельствуют о сильном искажающем влиянии электромагнитных помех. Для корректного измерения эффекта ВП (и особенно – для определения его спектральных характеристик) учет таких искажений играет первостепенную роль, поэтому важно понимать, от чего зависят те или иные помехи, как их опознать и минимизировать.

Так, величина емкостных утечек как в питающей, так и в приемной линиях монотонно растет с частотой ω , а также сильно зависит от качества заземления электродов и распределенной емкости лежащих на земле проводов (а следовательно, от плотности прилегания проводов к земле, влажности и т.д.). С другой

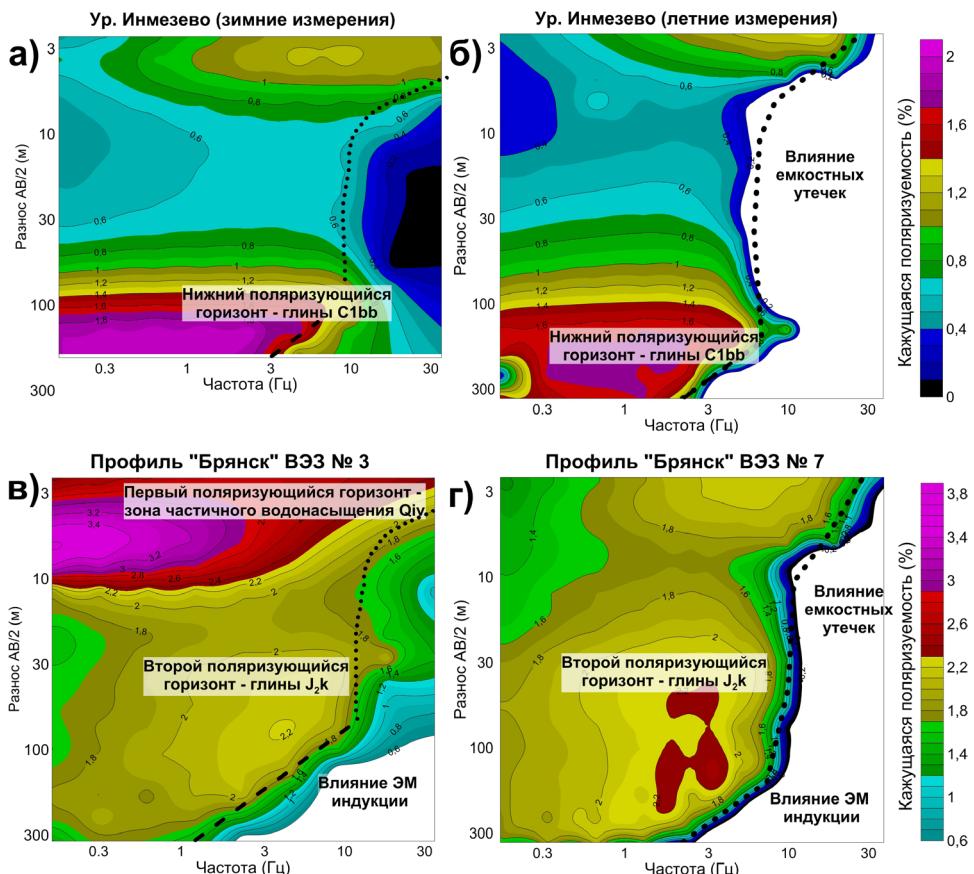


Рис. 8.9. Частотные разрезы кажущейся поляризуемости по данным ВЭЗ-ВП по профилю «Брянск» и в ур. Инмезево

стороны, индукционные эффекты в первую очередь определяются частотой ω , удельной проводимостью среды σ и разносом установки r (точнее, произведением $\omega^2\sigma r$).

Из рис. 8.9 (а, б) видно, что рассматриваемая точка ВЭЗ-ВП имеет небольшое повышение значений η_k , отвечающее приповерхностным аллювиальным отложениям, а также яркий максимум на больших разносах (от 100–200 м), связанный с пиритизированными глинами бобриковского горизонта нижнего карбона. Оклик ВП этих пород слабо зависит от частоты; резкое же падение η_k в правой части карты вызвано индукционными искажениями и должно быть отбраковано: так, аппроксимация высокочастотной части (3–30 Гц) таких данных с помощью модели Cole-Cole даст значительно более высокую оценку значения параметра C , чем он есть на самом деле (параграф 8.4.2).

На рис. 8.9 (в, г) приведены две точки профиля «Брянск», расположенные на расстоянии примерно 1 км друг от друга. На ВЭЗ-ВП № 3 хорошо выделяется яркий низкочастотный максимум η_k на разносах до 10 м, приуро-

ченный к зоне частичного водонасыщения в приповерхностных песчанистых линзах [Рыжов, Шевнин, 2010]. На больших разносах (около 50–200 м) обе точки демонстрируют высокочастотную аномалию ВП, связанную с глинами келловейского яруса средней юры. Видно, что правая часть аномалии сильно искажена, что приводит к тому, что ее кажущийся максимум оказывается около частоты в 3 Гц (реальное его положение, скорее всего, значительно выше максимальной измеренной частоты в 39 Гц). Очевидно, что аппроксимация этих данных в области искажения с помощью аналитических моделей ВП приведет к существенно завышенной оценке постоянной времени τ .

Помимо прочего, из приведенных выше примеров видно, что для выбора рабочей частоты в методе ВП крайне важно иметь представление о частотных характеристиках целевых поляризуемых объектов. Так, на профиле «Брянск», работая на частотах 0.3 Гц и ниже, можно не увидеть аномалию η_k , связанную с нижним поляризуемым горизонтом, а работая на частотах выше 5 Гц – пропустить приповерхностную аномалию ВП.

8.4. Примеры применения метода ВП в районе практики

8.4.1. Характерные кривые ВЭЗ-ВП

Опорным горизонтом для метода ВЭЗ-ВП в районе проведения студенческой практики является карбонатная толща палеозойского фундамента – хованский и озерский горизонты верхнего девона (глава 4). Повышенные сопротивления девонских известняков и доломитов обусловлены их загипсованностью. На кривых ВЭЗ опорный горизонт проявляется в виде правой восходящей ветви на разносах $AB/2 > 200$ м (синие графики на рис. 8.10).

Выше по разрезу залегает преимущественно терригенная толща бобриковского, тульского, малевского и утинского горизонтов нижнего карбона. Глины тульского и бобриковского горизонтов обладают рассеянной пиритизацией, что заметно повышает их поляризуемость. Данный слой имеет практически повсеместное распространение в районе Александровской базы и хорошо прослеживается на кривых ВЭЗ-ВП по небольшому понижению ρ_k и выраженному максимуму η_k на разносах $AB/2$ около 100–300 м (рис. 8.10, а).

Южнее Калуги в разрезе появляются мезозойские терригенные отложения, среди которых выделяются значительно поляризуемые горизонты (рис. 8.10, б, в), по всей видимости, сложенные глинами келловейского яруса юры (J_2k) и готеривско-барремского ($K_1g + br$) яруса нижнего мела с конкрециями пирита и сидерита [Бобров, 2006]. Поляризуемость этих пород на задержке в 0.5 секунды по результатам подбора достигает 5%.

В районе д. Александровки над песчано-глинистыми отложениями тульского и бобриковского горизонтов залегают менее поляризуемые карбонатные породы михайловского и алексинского горизонтов нижнего карбона. На кривой ρ_k этому слою отвечает слабо выраженный максимум в центральной части кривой на разносах до 100 м (рис. 8.10, а).

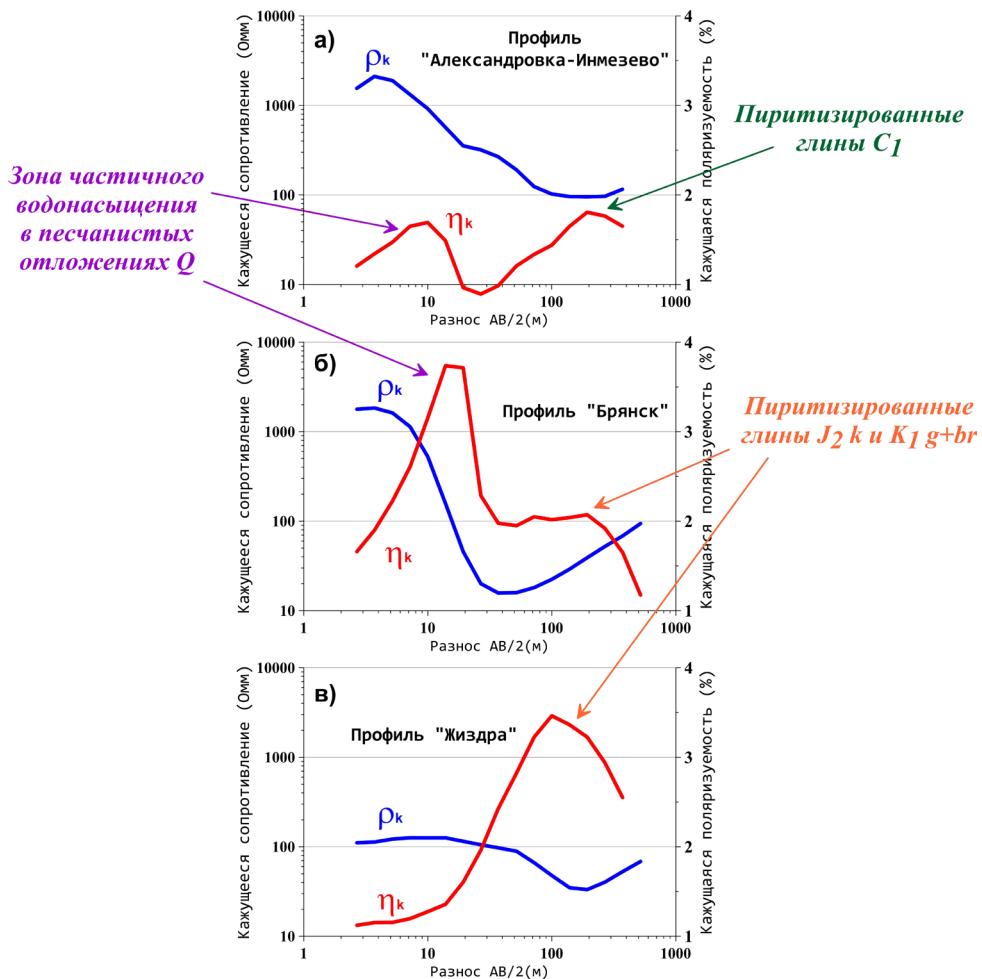


Рис. 8.10. Типичные кривые ВЭЗ-ВП для различных участков работ на территории Калужской области

Четвертичные отложения Калужской области представлены преимущественно моренными суглинками/супесями (с удельным сопротивлением 30–50 Ом·м) и аллювиальными песками (с сопротивлением порядка 1 кОм·м и более). Там, где моренные отложения перекрыты высокоомными песками, кривые ρ_k начинаются с нисходящей ветви, сильно влияющей на форму всей кривой. Чаще всего к таким пескам приурочен выраженный максимум η_k , проявляющийся на разносах около 10–20 м (рис. 8.10, а, б), что объясняется повышением поляризуемости песчаных отложений в зонах частичного водоносыщения (параграф 3.5.5). Данный максимум, как правило, достаточно узкий, поэтому по нему можно с хорошей точностью восстановить кровлю верхнего водоносного горизонта.

8.4.2. Измерение спектральных характеристик ВП

Как видно из рис. 8.10 (а), приуроченный к пиритизированным породам максимум поляризуемости в районе Александровской базы наиболее ярко проявляется на разносах АВ/2 порядка 200–300 м. Таким образом, для изучения спектральных характеристик ВП отложений тульского и бобриковского горизонтов нижнего карбона удобно использовать пару забуренных в землю неподалеку от Александровской базы (в районе ур. Инмезево – рис. 4.11) шнековых электродов, расстояние между которыми немного более 600 метров. Результат соответствующих многочастотных измерений показан на рис. 8.11 красными крестиками. Поскольку на данном разносе влияние приповерхностных поляризуемых тел на регистрируемый сигнал пренебрежимо мало и наблюдаемый эффект ВП можно полностью связать с целевым объектом, то измеренные кривые подбирались непосредственно с помощью модели Cole-Cole (синяя линия на рис. 8.11). Результаты подбора по четырем точкам измерения, расположенным в центральной части установки, позволили получить следующие оценки спектральных параметров ВП (в данном случае η_k описывает асимптотическую поляризуемость):

$$\begin{aligned}\eta_k &= 15\text{--}17\%, \\ C_k &= 0.19\text{--}0.20, \\ \tau_k &= 0.1\text{--}0.2 \text{ сек.}\end{aligned}$$

Заметим, что полученные параметры формально являются кажущимися (так как целевой поляризуемый объект представляет собой не однородное полупространство, а субгоризонтальный слой конечной мощности), в результате

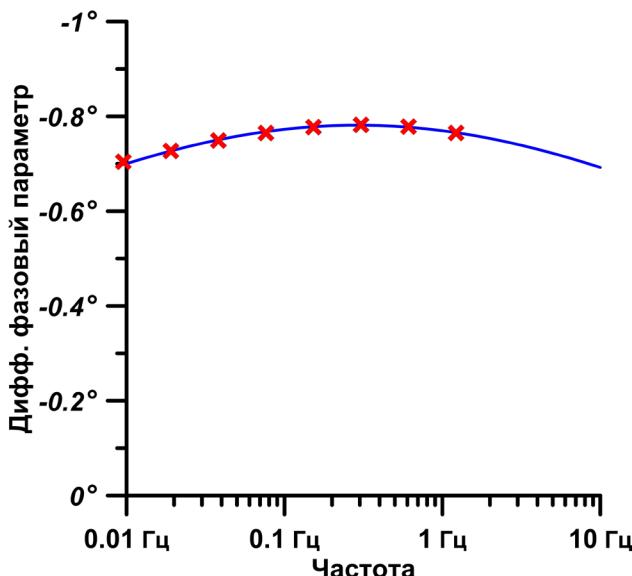


Рис. 8.11. Результаты многочастотных измерений ВП в районе ур. Инмезево (крестики) и подобранный кривой Cole-Cole (сплошная линия)

чего следует ожидать, что приведенная оценка η_k может быть заметно ниже η . Однако кажущиеся параметры C_k и τ_k в таких случаях незначительно отличаются от истинных [Song, Vozoff, 1985] и вследствие этого могут рассматриваться как характерные для терригенных пород тульского и бобриковского горизонтов нижнего карбона в данном районе.

8.4.3. Изучение месторождения ПГС «Вязищи»

Песчано-гравийные смеси (ПГС) относятся к числу полезных ископаемых многоцелевого назначения (строительство дорог и железнодорожных насыпей, засыпка котлованов и траншей, производство строительных материалов и др.) и потребляются в мире в количествах, измеряемых сотнями миллионов тонн ежегодно. Среди месторождений песков и гравия по генезису выделяют аллювиальные, флювиогляциальные, моренные, озерные и др. При этом наибольший практический интерес представляют месторождения ПГС с содержанием зерен гравия от 10 до 95% при низком (не более 10%) содержании глины.

Традиционным методом поиска залежей ПГС является вертикальное электрическое зондирование, однако метод ВЭЗ может решать далеко не все задачи по изучению структуры залежи, которые ставят заказчики. В то же время результаты многочисленных геофизических работ, проведенных на территории Калужской области в рамках студенческих практик, показали, что ПГС зачастую характеризуются повышенными значениями не только удельного сопротивления, но и поляризуемости. Было высказано предположение, что аномалии ВП связаны с магматическим происхождением гравийно-галечной фракции ПГС, для которого характерно высокое содержание магнетита, пирита и других электронопроводящих минералов [Куликов и др., 2016].

Для проверки выдвинутой гипотезы в 2017 году были проведены лабораторные эксперименты на соответствующих образцах, а также детальные работы методом ЭТ-ВП на месторождении ПГС «Вязищи» в Износковском районе Калужской области, целью которых было оконтуривание в пределах полезной толщи горизонтов и линз, обогащенных гравийным материалом. Выбор данного месторождения для проведения опытных работ связан с тем, что грунтовые воды на участке находятся на большой глубине (более 15 м), что исключает влияние на результаты измерений эффектов ВП, связанных с зоной частичного влагонасыщения песчаных отложений (рис. 8.10).

Измерения выполнялись с помощью симметричной установки АМНВ с шагом 10 м по профилю длиной 300 м (рис. 8.12), диапазон разносов АВ/2 – от 3 до 145 м. Для построения геоэлектрической и поляризационной модели были выполнены двумерные сглаживающие инверсии в программе ZondRes2D. При этом на первом этапе проводилась инверсия только кривых кажущегося сопротивления (без учета априорной информации), результаты которой потом использовались в качестве стартовой модели для подбора кажущейся поляризуемости.

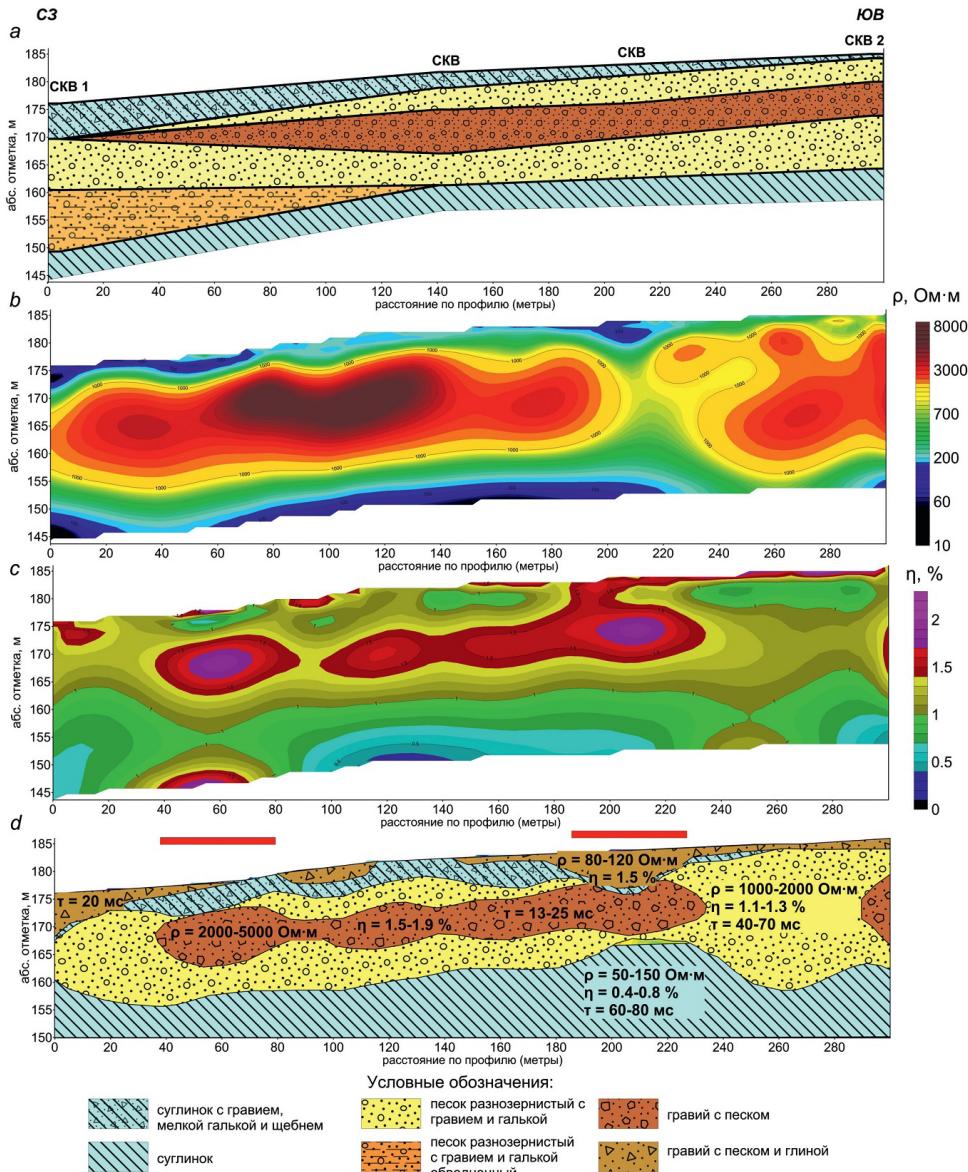


Рис. 8.12. Результаты двумерной интерпретации данных ЭТ-ВП на месторождении ПГС «Вязищи»: а) прогнозный геологический разрез; б) геоэлектрическая модель; в) поляризационная модель; д) итоговая геолого-геофизическая модель

На основании полученных данных с привлечением априорной информации по имеющимся на профиле скважинам была построена геолого-геофизическая модель месторождения ПГС (рис. 8.12, д) и выделены наиболее перспективные участки (40–80 м и 180–220 м), где прогнозируется повышенное содержание гравийно-галечной фракции в породах залежи.

Литература

1. Бобров С.П. Тектоника и минерагения Калужской области и прилегающих к ней территорий. Издательство «Эйдос», 2006. 336 с.
2. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1980. 391 с.
3. Куликов А.В., Шемякин Е.А. Электроразведка фазовым методом вызванной поляризации. М.: Недра, 1978. 157 с.
4. Куликов В.А., Аношина С.А., Соловьева А.В., Яковлев А.Г. Использование метода вызванной поляризации при изучении песчано-гравийных отложений // Инженерные изыскания. 2016. № 14. С. 42–49.
5. Легейдо П.Ю., Мандельбаум М.М., Рыхлинский Н.И. Дифференциальновременные методы геоэлектроразведки. Иркутск: Роскомнедра, 1996.
6. Рыжов А.А., Шевнин В.А. О повышенной поляризуемости песка, вызванной влажностью // Геофизика. 2014. № 6. С. 30–38.
7. Lesmes D.P., Sturrock J., Frye K.M. A physiochemical interpretation of the Cole-Cole dielectric model: Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems. 2000. EEGS. P. 533–543.
8. Nordsiek S., Weller A. A new approach to fitting induced-polarization spectra // Geophysics. 2008. V. 73. P. F235 – F245.
9. Pankratov O.V., Geraskin A.I. On processing of controlled-source EM data // Geologica Acta. 2010. V. 8. № 1. P. 31–49.
10. Pelton W.H., Ward S.H., Hallof P.G., Sill W.R., Nelson P.H. Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP // Geophysics. 1978. V. 43. P. 588–609.
11. Seigel H.O. Mathematical formulation and type curves for induced polarization // Geophysics. 1959. V. 24. P. 547–565.
12. Seigel H.O., Vanhala H., Sheard S.N. Some case histories of source discrimination using time-domain spectral IP // Geophysics. 1997. V. 62. P. 1394–1408.
13. Song L., Vozoff K. The complex resistivity spectra of models consisting of two polarizable media of different intrinsic properties // Geophysical Prospecting. 1985. V. 33. P. 1029–1062.
14. Tarasov A., Titov K. Relaxation time distribution from time domain IP measurements // Geophysical Journal International. 2007. V. 170. P. 31–43.
15. Van Voorhis G.D., Nelson P.H., Drake T.L. Complex resistivity spectra of porphyry copper mineralization // Geophysics. 1973. V. 38. P. 49–60.

Заключение

Мы рассмотрели электроразведочные методы, применяемые на учебно-производственной практике в Калужской области. Их выбор обусловлен геологическим строением района практики. Достаточно подробно были представлены методы, применяемые при изучении верхней части разреза, и методы, используемые при структурных исследованиях платформенного чехла и кристаллического фундамента. Очевидным образом мало внимания было уделено скважинной и рудной электроразведке. Так, не были рассмотрены методы каротажа, ДК, НП, МПП и др., а методы ЕП и ВП описаны в основном применительно к решению нерудных задач.

Деление электроразведочных методов в настоящем пособии на малоглубинные и глубинные весьма условно и объясняется спецификой проведения геофизической практики. Данная практика состоит из трех этапов, которые посвящены малоглубинной электроразведке, глубинной электроразведке и сейсморазведке. Студенты делятся на три группы, и каждая группа проходит все три этапа практики (в разной последовательности).

На каждом из этапов пишутся бригадные отчеты. В отчетах по электроразведочным практикам присутствуют главы по каждому из применяемых методов. В них студенты описывают основы соответствующего метода, используемую аппаратуру, методику полевых работ, технологию обработки и интерпретации данных, полученные результаты. В заключение к отчету по глубинной электроразведочной практике по данным всех применяемых методов составляется сводная кривая зондирования и строится обобщенный геоэлектрический разрез.

Электроразведочная практика проводится после вводного теоретического курса, читаемого студентам в течение семестра. Для удобства изложения материала учебное пособие включает в себя не только сведения о применяемой на практике аппаратуре и используемых технологиях, но и все основное содержание вводного курса. Некоторые необходимые или полезные сведения, не вписавшиеся в структуру пособия, приведены в приложениях.

Приложение 1

Техника безопасности при проведении электроразведочной учебной практики

(Составлена в соответствии с Инструкцией по технике безопасности и производственной санитарии при проведении всех видов полевых работ, утвержденной приказом ректора МГУ, и утверждена деканом геологического факультета.)

1. Общие положения

Соблюдение правил Инструкции по технике безопасности необходимо для безаварийной работы, исключения травматизма и сохранения здоровья всех участников учебной электроразведочной практики. На Александровской геофизической практике применяется электроразведочная аппаратура, требующая высоковольтного электропитания. Работы проводятся в сильно залесенной, заболоченной, малозаселенной местности с остатками вооружения от Великой Отечественной войны, с необходимостью длительных переездов на автомашине, лодочных переправ через реки и переходов с переносными приборами. Все это заставляет каждого преподавателя и студента знать и неукоснительно выполнять все пункты Инструкции по технике безопасности, всемерно содействовать соблюдению их окружающими, уметь оказывать первую помощь при поражении током. Ответственность за соблюдение техники безопасности и ее материальное обеспечение во время практики по электроразведке несет начальник практики и преподаватели – непосредственно при проведении работ со студентами. После подписания листка по «Технике безопасности» ответственность за ее соблюдение несут и сами студенты.

Перед началом практики в Москве и на Александровской базе проводятся занятия по изучению Инструкции по технике безопасности, обучению нормам поведения и методам работы со специальным оборудованием. Инструктаж проводят также преподаватели, ответственные за каждый метод. О получении инструктажа студенты расписываются в специальном журнале. Кроме того, преподаватели, закрепленные за студенческой бригадой, перед началом работы инструктируют каждого студента на его рабочем месте ежедневно.

Практика проводится на двух участках – полигоне «Александровка» и временному полевому лагере расположенных на большом расстоянии друг от друга. На полигоне все помещения и все обслуживание являются стационарными:

имеются камеральные помещения, столовая, баня, комнаты для отдыха. Во втором случае устраивается временный полевой лагерь. В районах, изобилующих кровососущими насекомыми, следует располагать лагерь на возвышенных, открытых, сухих и хорошо продуваемых ветром местах. В долинах рек для лагеря следует выбирать надпойменные террасы или пологие задернованные берега с учетом возможного подъема уровня воды в реке.

В залесенной местности лагерь должны разбивать на полянах или опушках леса. Палатки необходимо устанавливать в удалении от сухостойных и зависших деревьев (на расстоянии не менее их полуторной высоты).

2. Техника безопасности на автотранспорте

1. Проезд сотрудников и студентов к месту работ и обратно осуществляется на спецавтомашинах в соответствии с правилами перевозки пассажиров. На время проезда назначается старший по машине из числа преподавателей или студентов, отвечающий за порядок во время езды, посадки и высадки. Во время переезда в кузове стоять запрещается.
2. Категорически запрещается располагаться в непогоду или на отдых под машиной, а также вблизи от нее, особенно спереди или сзади машины.
3. Необходимо проявлять повышенное внимание при маневрировании машины как на базе, так и на участке работ:
 - выходить из машины разрешается только после остановки двигателя;
 - переход шоссе и проезжих дорог производить при свободной от движущегося транспорта проезжей части. Стоящие автомашины при переходе дороги обходятся сзади; при переходе необходимо обратить внимание на транспортную ситуацию слева, а потом справа.

3. Техника безопасности при лодочной переправе

1. Перед началом переправы старший группы должен убедиться, что лодка не дает течь и не сдувается при накачивании ее воздухом.
2. К переправе допускаются только студенты и сотрудники, умеющие плавать. Во время переправы запрещается превышать грузоподъемность лодки.
3. На время переправы назначается старший по лодке.
4. Во время переправы запрещается стоять и раскачивать лодку.
5. В случае если лодка внезапно дает течь, необходимо без паники пристать к ближайшему пологому берегу, организовать эвакуацию людей и оборудования.

4. Техника безопасности при проведении работ по электроразведке

Глубинная электроразведка ведется с помощью мощных генераторных групп (ГГ) с источником напряжения до 1000 В. По этой причине в каждой бригаде для обеспечения безопасности необходимо присутствие преподавателя или специально подготовленного сотрудника, имеющего право работать с высоковольтными установками. При работах с ГГ студенты и сотрудники имеют дело со следующими объектами опасности: источники постоянного или

переменного тока (батареи или генераторы), заземления питающих электродов А и В, токонесущие изолированные провода. Работающие на ГГ и заземлениях А и В студенты должны снабжаться защитными средствами – резиновыми перчатками и сапогами. Токонесущее оборудование должно быть надежно изолировано. Категорически запрещено во время пусков импульсов тока приближаться к ГГ и заземлениям А и В ближе чем на 10 м. Контроль осуществляется выставляемой охраной из не занятых работой студентов.

Меры безопасности при прокладке электроразведочных линий

1. При пересечении с грунтовой дорогой провод длительного пользования необходимо закапывать в землю и выставлять предупредительный знак «Стой! Напряжение!».
2. При пересечении с дорогой с твердым покрытием провода длительного пользования следует подвешивать на высоте не менее 4.5 м. Если это сделать невозможно, то рядом с лежащим проводом выставляется охрана. Транспорт на резиновом ходу может в этом случае проезжать по проводу со скоростью не более 10 км/ч. При этом провод должен быть закреплен на земле. Если через провод проезжает гусеничный транспорт, необходимо остановить его в непосредственной близости и подвести провод строго перпендикулярно направлению движения гусениц между шипами.
3. Провод, проложенный под ЛЭП, должен быть закреплен у поверхности земли во избежание поднятия под натяжением и касания проводов ЛЭП.

Меры безопасности при монтаже питающих линий

1. Провод, проверяемый на утечку подачи напряжения от мегометра при отключенном заземлении, надо поднять вверх и держать за изолирующий корпус фишками.
2. Заземления, используемые длительное время и оставляемые без охраны, следует ограждать и выставлять предупредительные знаки.

5. Предупреждения поражений током

Различают два вида поражения электрическим током: общее поражение организма (электрический удар) и внешнее поражение (ожог). Поражение может быть тем тяжелее, чем выше сила тока и больше время его воздействия на организм человека. Установлено, что прохождение тока силой до 10 мА через организм человека вызывает болезненные судороги, ток силой 100 мА опасен для жизни, ток силой 300 мА и выше смертелен. Опасность поражения возрастает с увеличением напряжения тока и уменьшается с увеличением переходного сопротивления в цепи источник тока – человек, человек – земля, земля – источник тока.

Перед началом полевых работ необходимо:

1. Провести инструктаж по технике безопасности со всеми студентами и сотрудниками, заполнив лист «Техники безопасности».
2. Известить местное население о возможности поражения током в случае умышленной порчи проводов, заземлений и другого оборудования.

3. Проверить исправность аппаратуры, проводов, оборудования для размотки и смотки проводов и др.
4. Во время работы не допускать:
 - a) скрещивания проводов и их касания с проводами и кабелями линий связи и особенно с силовыми электрическими линиями;
 - б) производственных операций на линии без разрешения оператора;
 - в) пересоединения проводов и заземлений, находящихся под током.
5. Не работать в грозу.

6. Оказание первой помощи при поражении током

В момент сильного поражения током пострадавший часто не может самостоятельно оторваться от источника тока или позвать на помощь. В этом случае окружающие должны немедленно выключить ток, оторвать пораженного от токонесущей линии. При невыключенном токе нельзя прикасаться к телу руками, а нужно использовать подручные предметы, плохо проводящие ток: палку, доску, веревку, или оттянуть пострадавшего за сухую одежду. В случае потери сознания при поражении током пострадавшему надо делать искусственное дыхание «изо рта в рот» или «изо рта в нос» один раз в 5–6 секунд, а параллельно – *непрямой массаж сердца* (надавливание на стыке грудины и ребер 1 раз в секунду). Необходимо срочно вызвать врача. Искусственное дыхание необходимо проводить до оживления или явных признаков смерти. Если пострадавший дышит самостоятельно, искусственное дыхание делать вредно. Пришедшего в сознание необходимо укрыть, согреть, напоить теплым, дать валериановой настойки и в ближайшие часы доставить к врачу. При легких ожогах перевязать рану стерильным бинтом. При больших ожогах обеспечить врачебную помощь. (Ни в коем случае не обрабатывать пораженные участки тела йодным раствором. Это может привести к шоку больного. Разрешается обработка препаратами антисептического действия только вокруг ран.)

7. Вопросы безопасности при работе в грозу

При приближении грозы ближе двух километров (гром слышен менее чем через 6 секунд после молнии) прекратить все полевые работы и обеспечить безопасное пребывание: в доме или в машине с закрытыми окнами, под самыми низкими деревьями в лесу (нельзя под одиночным деревом!), на сухом месте (подальше от рек, болот, низин), отойти не менее чем на 10 метров от приборов и металлических предметов (электродов, проводов). Если нет укрытия, то надо присесть, опустив голову. При поражении уметь оказать первую помощь и содействовать доставке пострадавшего в больницу.

8. Вопросы безопасности при работах в поле и на базе практик

1. В Калужской области в июне – июле могут быть опасны энцефалитные и боррелиозные клещи, которые чаще всего находятся в высокой траве, подлеске и сушняке. Для защиты от клещей необходимо:

- ходить в сапогах, ботинках, куда заправляются брюки;

- надевать куртки, рубашки с длинными рукавами;
- неходить с непокрытой головой;
- носить одежду светлых тонов;
- пользоваться репеллентами от комаров.

Каждый день, прия на базу, надо осматривать себя (попросить помоши у других), вычесывать волосы. При обнаружении клеща помазать его густым слоем масла. Через 20–30 минут он должен вылезти. Вытащив, промыть ранку йодом, спиртом. Если извлечь клеша не удалось, необходимо обратиться к врачу. Для предупреждения заражения энцефалитом всем студентам и преподавателям необходимо перед началом практики сделать прививки.

2. При любом несчастном случае в поле или на базе практики пострадавший или очевидец несчастного случая немедленно извещает руководителя группы (преподавателя), который обязан срочно организовать первую помощь пострадавшему и доставку его в ближайшее лечебное заведение, а также известить руководителя практики или руководство факультета по телефону, по-путной машиной и т.п. Все свидетели несчастного случая, бригадир, староста группы и руководитель (преподаватель) группы должны написать в тот же день докладные записки на имя начальника практики с изложением фактов по прошедшему случаю.

3. При переходе в лесу избегать старых окопов и металлических объектов, оставшихся со времен Великой Отечественной войны.

4. Купание допускается только во время привалов с обязательного разрешения руководителя группы и с соблюдением мер предосторожности.

5. Во избежание отравления запрещается:

- а) рвать в лесу и садах фрукты и ягоды;
- б) употреблять в пищу немытые фрукты и овощи;
- в) есть грязными руками;
- г) курить во время работы и еды.

6. При камеральных работах должны выполняться правила обращения с электросетью 220 В: необходимо пользоваться исправными розетками и вилками, не перегружать сеть свыше рассчитанной нагрузки.

9. Вопросы безопасности при работах в зимний период

При проведении работ в зимний период важно, чтобы каждый сотрудник отряда знал правила профилактики обморожения и оказания первой помощи при обморожении.

Профилактика обморожений

1. Перед выходом на мороз необходимо хорошо поесть и выпить достаточное количество горячей жидкости.
2. Одежда должна быть в несколько слоев, хорошо впитывать влагу от тела, а сверху защищать от промокания, но не вызывать сдавливаний тела и конечностей, не мешать свободе движения.

3. Обувь должна быть теплой, свободной и непромокаемой, носки или портнянки не менее двух пар, стельки войлочные или меховые.
4. Обязательно должны быть теплые и непромокаемые варежки и перчатки (входящие в варежки), фиксируемые тесьмой.
5. На голову должна надеваться специальная зимняя шапка с завязками, чтобы не унес ветер и не мешало движению головы.
6. При работе постоянно следить за сохранением чувствительности конечностей, кожи щек, ушей и носа.

При потере чувствительности конечностей или кожных покровов немедленно доставить обмороженного в теплый автомобиль, далее в теплое помещение, далее при необходимости – в лечебное учреждение.

При потере чувствительности кожи на лице – не растирать! – а согреть теплой рукой до восстановления чувствительности.

Руки согревать под мышками или между бедер.

Стопы согреваются на груди товарища.

Выпить горячее сладкое питье (флягу иметь с собой под одеждой).

Если естественный цвет кожи и ее чувствительность не восстанавливаются, наложить термоизолирующую повязку, напоить горячим чаем, доставить пострадавшего в теплое помещение. Вновь дать горячее питье. При обморожении конечностей организовать теплую (не горячую!) ванну ($+38 \div +39$ °C) с антисептиком (йод или марганцовка). Не растирать пораженную поверхность! Затем наложить стерильную повязку. Больного уложить. По возможности быстрее доставить к врачу.

10. Вопросы проведения работ на территории НП «Угра»

Национальный парк (НП) «Угра» приурочен к долине р. Угры и состоит из нескольких зон с разными режимами посещения. Наиболее близкая к реке часть, включающая пойму, сельскохозяйственные угодья и населенные пункты, допускает ограниченную хозяйственную деятельность человека. Здесь в соответствии с договором с НП «Угра» разрешается выполнять геофизические работы в окрестностях дороги Александровка – Беляево, в районе уроцища Борисенки, а также на Александровском плато. Примерно в 3 км к северо-востоку от реки начинается заповедная зона, в которой запрещены не только все виды работ, но и пребывание студентов и преподавателей.

На территории НП «Угра» запрещено разводить костры (кроме мест обозначенных туристических стоянок), рубить кусты и деревья, производить зарубки на стволах и деревьях. Кроме того, запрещено пользоваться электроудочками и сетями для ловли рыбы, а также использовать на реке моторный транспорт.

При появлении лесников и ответственных работников НП «Угра» необходимо неукоснительно выполнять все их требования и указания, оказывать всемерную помощь при тушении лесных пожаров и ликвидации других стихийных бедствий.

Приложение 2

Топогеодезические работы

Топогеодезическое обеспечение электроразведочных работ включает:

- 1) *перенесение в натуру проекта расположения пунктов наблюдений (разбивка магистралей, профилей и т.п.);*
- 2) *закрепление определенных пунктов соответствующими знаками;*
- 3) *определение планового положения и высот пунктов наблюдений;*
- 4) *составление топографической основы для отчетных работ;*
- 5) *технический контроль и оценку точности выполнения работ.*

Топогеодезическое обеспечение должно опережать электроразведочные работы или проводиться одновременно с ними. Результаты работ излагаются в соответствующих разделах отчета партии (отряда).

«Инструкция по электроразведке». 1984 г.

Топогеодезические работы являются необходимой частью любых геофизических наблюдений. Именно с них начинаются все работы, и ими они заканчиваются. Характер и качество этих работ определяются решаемыми задачами и используемыми электроразведочными методами.

Особенности использования приемников спутниковой навигации (GPS)

Приемники GPS в настоящее время являются наиболее удобным средством геодезической привязки. Но при работе с ними нельзя забывать о следующих особенностях.

Точность бытовых приемников GPS в плане в настоящее время составляет примерно 5–10 метров. Она зависит от положения спутников в момент ориентирования и условий их видимости. В узких долинах, в лесу, в городе она может быть существенно хуже. Кроме того, влияет время, затраченное на определение координат. Большее время измерения или количество измерений, повторяемых с некоторым интервалом, может привести к существенному улучшению качества определяемых координат. Необходимо отметить, что высотные координаты, которые показывает обычный приемник GPS, как правило, неприменимы для построения разрезов и структурных карт из-за низкой точности. Иногда помогает использование GPS со встроенным барометром (анероидом), позволяющим получать относительные высоты с метровой точностью.

Предельным масштабом, при котором применим обычный приемник GPS, является 1 : 5000. При более детальных работах необходимо использовать либо оптические и лазерные теодолиты, либо дифференциальные приемники GPS, которые дают ошибку по горизонтали и вертикали менее 1 см.

Основной проблемой при работе с GPS-приемниками является перенос точек из GPS на карту и обратно. Система координат состоит из двух элементов: географические координаты (широта и долгота) и прямоугольные координаты в выбранной проекции, получаемые пересчетом из географических координат. Географические координаты зависят от параметров земного эллипсоида. Сейчас в аппаратуре GPS используется эллипсоид WGS 84 (World Geodetic System). В СССР и на большинстве современных картах России используется система координат 42 года (СК42), основанная на эллипсоиде Красовского. В России постановлением правительства РФ от 28 декабря 2012 г. № 1463 установлены следующие единые государственные системы координат: геодезическая система координат 2011 года (ГСК-2011) – для использования при осуществлении геодезических и картографических работ; общеземная геоцентрическая система координат «Параметры Земли 1990 года» (ПЗ-90.11) – для использования в целях геодезического обеспечения орбитальных полетов и решения навигационных задач. Основная проблема системы ПЗ-90 – секретность параметров пересчета координат из WGS-84 в ПЗ-90. Географические координаты, выдаваемые приемником, зависят от параметров земного эллипса, выбранного в настройках прибора.

Основные параметры эллипсоидов: *большая полуось* (экваториальный радиус) a , *малая полуось* (полярный радиус) b и геометрическое (полярное) сжатие $f = (a - b)/a$.

Таблица 2 П.1

Параметры некоторых эллипсоидов

Название	Год	Страна	a , м	$1/f$, м
Красовский	1942	СССР, восточная Европа, Антарктида	6 378 245	298.3
WGS 84	1984	США	6 378 137	298.257223563
ПЗ-90	1990	СССР, РФ	6 378 136	298.257839303

Значение широты и долготы зависят от выбранного эллипса, а также от положения эллипса относительно центра земли. В качестве общеземного эллипса в настоящее время используется WGS 84. Поэтому для перехода от одной системы координат к другой задается смещение относительно WGS 84. Для системы СК-42 обычно используются следующие параметры для пересчета географических координат: $dX = 28$, $dY = -130$, $dZ = -95$. Отметим, что эти параметры зависят от региона работ.

В качестве основных прямоугольных систем координат можно указать СК-42 и UTM.

СК-42

В системе СК-42 используется система проецирования *Гаусса – Крюгера* (ее еще называют *равноугольной* в связи с тем, что после проецирования углы в ней не претерпевают искажений). По своей сути СК-42 является поперечноцилиндрической проекцией эллипса Красовского: все меридианы эллип-

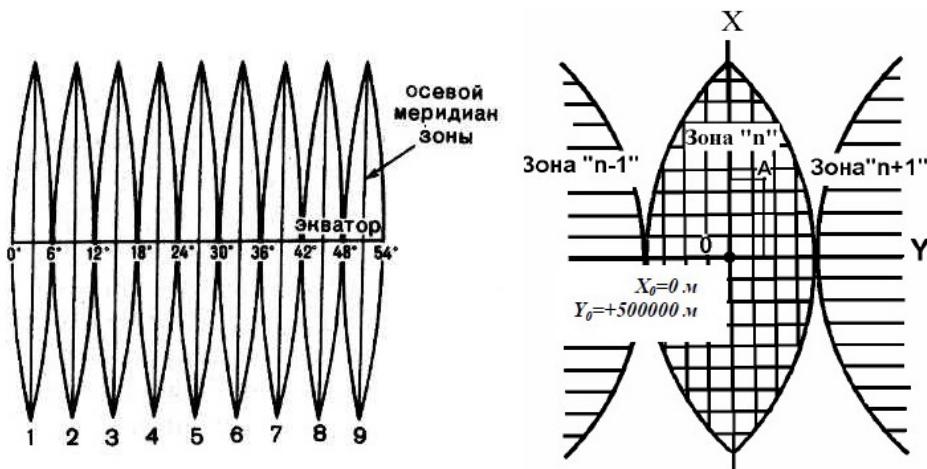


Рис. 2П.1. Прямоугольная зональная система СК-42 и ее отдельная зона

соида, находящегося в цилиндре и имеющего с ним одну линию соприкосновения (экватор), проецируются на его внутреннюю поверхность; после чего вся боковая поверхность цилиндра разворачивается на плоскости.

Эллипсоид условно делится на 60 шестиградусных зон, поэтому СК-42 можно еще назвать *прямоугольной зональной системой координат* (рис. 2П.1). Она предусматривает проецирование каждой из шестидесяти зон отдельно: такой способ дает минимальные линейные и площадные искажения: вдоль осевых меридианов каждой зоны искажения нулевые, а к краям зон они достигают максимального значения, равного отношению 1/750.

Каждую шестиградусную зону СК-42 можно считать отдельной координатной системой со своим началом в точке пересечения меридианов и экватора, которые являются осями координат соответственно X и Y . Тогда все абсциссы выше экватора имеют положительные значения, а ниже – отрицательные. Так, в России все координаты имеют положительные значения. Для того чтобы избежать неудобных отрицательных значений по ординатам, начало координат смешено в каждой зоне по оси Y на 500 000 м (рис. 2П.1). В результате даже самая западная граница практически любой зоны имеет положительную координату (в районе +165 м). Такое смещение начала координат по ординатам именуют *ложным восточным сдвигом*. СК-42 удобна при работе с топографическими картами.

Координаты учебной базы в Александровке – 54.90°N; 35.02°E. Поэтому центральный меридиан будет 33°E.

UTM

Другая популярная система координат – UTM (от англ. Universal Transverse Mercator). В основе системы лежит эллипсоид WGS 84. В ней тоже используются зоны шириной 6 градусов (рис. 2П.2), однако в отличие от системы проекции координат Гаусса – Крюгера, в UTM используется проекция на секущий

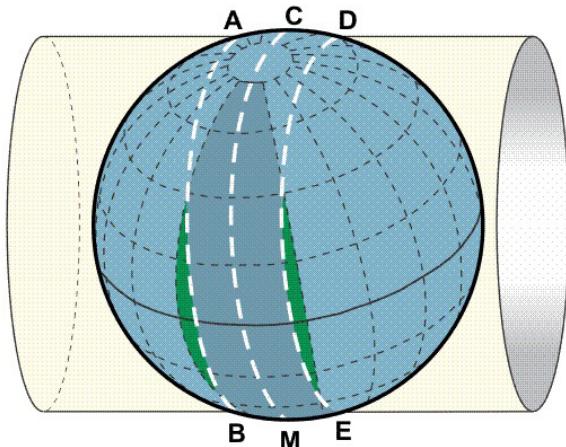
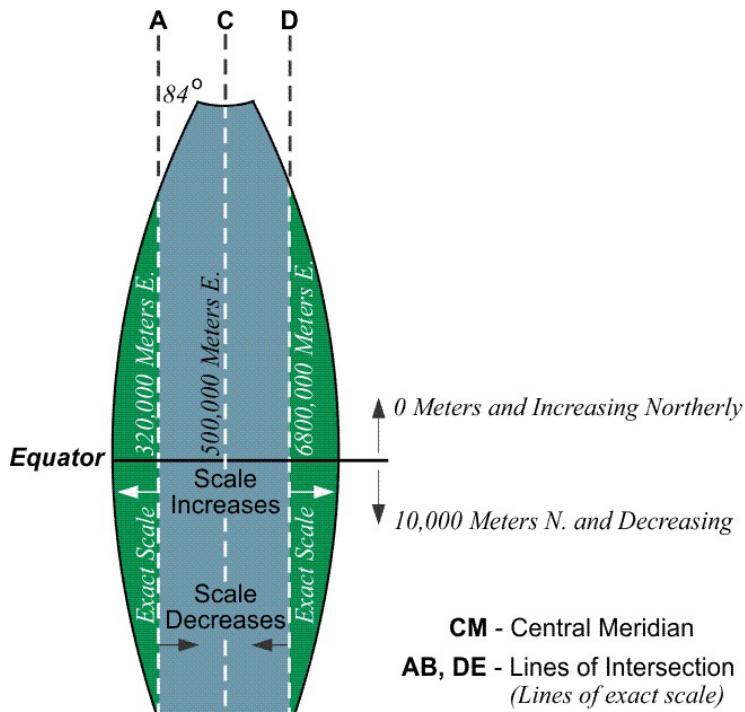


Рис. 2П.2. Прямоугольная система координат UTM [Van Sickle, 2015]

(а не касательный) цилиндр с масштабным коэффициентом, равным 0,9996, в результате чего зоны простираются не от Северного полюса до Южного, а лишь в полосе от параллели 84° северной широты до параллели 33° южной широты. В этих пределах система координат сохраняет масштабы не на осевом меридиане, а на некотором расстоянии (около 180 км) от него, в результате чего максимальное искажение масштаба в пределах всей шестиградусной зоны у нее оказывается меньше. Для картографирования же околополюсных пространств используется равноугольная азимутальная (стереографическая) проекция [Клепко, Александров, 2011].

Другим отличием является нумерация зон. Первая зона UTM – та, осевой меридиан которой имеет долготу 177° з. д. Таким образом, например, 7-я зона в системе координат Гаусса – Крюгера по географическому охвату соответствует 37-й зоне UTM. Ось абсцисс в данной системе координат направлена на воссток, а ось ординат – на север.

Во избежание отрицательных значений координат, к значению абсциссы прибавляются 500 000 м, а к значению ординаты в Южном полушарии – 10 000 000 м.

Использование UTM удобно тем, что требует меньше преобразований координат, поэтому переход от координат GPS получается однозначным.

Современное программное обеспечение Surfer, OziExplorer, ГИС позволяют переходить от одних координатных систем к другим. Чтобы свести все данные к одной системе координат или проекции, необходимо совершенно точно знать все параметры входной и выходной проекции. При этом следует помнить, что процесс проецирования и перепроецирования исходных данных представляет собой довольно громоздкий пересчет, в результате которого могут накапливаться ошибки. Эти ошибки обусловлены ошибками округления компьютера и недостатками вычислительных алгоритмов.

Получая от заказчика координаты в СК-42, необходимо получать вместе с ними также и параметры связи, использованные для перехода из СК-42 на WGS-84. И именно эти параметры связи должны закладываться в программное обеспечение для получения корректных результатов.

Азимут

Азимут, выдаваемый приемником GPS при движении, зависит от настроек прибора. Он может быть как магнитным, так и географическим. Кроме того, надо учитывать, что прямоугольная сетка отклоняется от линий меридиана (рис. 2П.1).

Перенесение в натуру проекта расположения пунктов наблюдений

Перед проведением геофизических работ проводится обозначение на местности точек наблюдения. В зависимости от условий для этого могут использоваться колышки, зарубки на деревьях, вешки, метки краской на асфальте и т.п.

При этом используются различные геодезические приборы: приемник GPS, рулетка, буссоль, теодолит и т.д. При использовании буссоли или компаса для ориентирования надо знать магнитное склонение в районе работ.

Закрепление определенных пунктов соответствующими знаками

После проведения любых геофизических работ на местности должны оставаться знаки, которые позволяют восстановить расположение пунктов наблюдений. При многолетних наблюдениях целесообразно создание сети закрепленных на местности и обозначенных на карте опорных пунктов. При этом закрепленные опорные пункты не должны мешать обычной хозяйственной деятельности в районе работ. Все опорные пункты и знаки обязательно должны быть подписаны, причем так, чтобы подпись сохранилась на весь предполагаемый период работ.

Для всех пунктов наблюдения в полевых журналах должны быть составлены абрисы, которые являются таким же отчетным материалом, как и полевые данные. Цель абриса – позволить восстановить на местности и привязать к карте точки наблюдения. Для этого на абрисе обозначаются характерные ориентиры на местности, расстояния до них и их азимуты.

При проведении работ желательно также использовать фото- и видеосъемку, на которой показывается расположение геофизических пунктов на местности и условия проведения измерений.

Определение планового положения и высот пунктов наблюдений и составление топографической основы для отчетных работ

Для построения отчетной карты фактического материала с помощью инструментальной или глазомерной съемки проводится привязка точек наблюдения и объектов местности на карте. Как правило, такую привязку проводят после завершения всех геофизических работ.

Необходимо отметить, что от качества топографических данных зависит и качество интерпретации, особенно при малоглубинных исследованиях. Поэтому при топографической съемке необходимо привязывать в плане и по высоте все геологические и техногенные объекты, которые могут влиять на наблюдаемые поля.

Литература

1. Клепко В.Л., Александров В.А. Системы координат в геодезии. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2011. 115 с.
2. Van Sickle J. Global positioning system for land surveyors. 3rd edition. CRC Press, 2015. 368 p.

Приложение 3

Особенности проведения полевых электроразведочных работ

Практически все виды электроразведочных работ связаны с осуществлением достаточно простых стандартных профилактических операций, правильное выполнение которых гарантирует получение полевого материала высокого качества.

Как правило, профилактика проводов и соединений должна проводиться не реже одного раза в месяц и обязательно перед началом геофизических работ. При внешнем осмотре провода обратите внимание на количество «барашков» на проводе и на его общее состояние. Битый, передавленный провод, который отработал целый сезон в электроразведочной партии, должен быть изъят из установок и обязательно заменен новым проводом.

Общая аккуратность и учет множества внешних, в том числе природных, погодных факторов, которые могут повлиять на выполнение полевых исследований, должны быть неотъемлемой чертой современного геофизика. К профилактическим и ремонтным операциям относятся:

- проверка качества изоляции проводов и поиск повреждений изоляции;
- контроль утечек тока с провода на катушку;
- устройство заземлений токовых электродов;
- сращивание проводов;
- сращивание провода и электрода;
- нанесение меток на провода;
- уход за неполяризующимися электродами и их заземление в грунт;
- использование подставок и изолирующих ковриков.

Проверка изоляции проводов и поиск повреждений. Самый простой и быстрый способ проверки качества изоляции нового провода производится следующим образом. Возьмите металлическое ведро без эмалированного покрытия, залейте его водой и растворите в ней 3–5 столовых ложек поваренной соли. Зачистите один конец тестируемого провода и замкните его на одну из клемм тестера. Один конец провода необходимо подвесить в воздухе. Второй, свободный конец тестера замкните на ведро (рис. 3П.1). Включите тестер на контроль самого большого сопротивления и убедитесь в том, что сопротивление изоляции является бесконечно большим.

Если под рукой нет ведра, то для этих целей можно использовать водоем или большую лужу, в которой может поместиться весь провод. Однако в последнем случае необходимо сделать хорошее заземление с помощью электрода, помещенного в воду.

В случае если установлено повреждение провода, необходимо найти место повреждения изоляции. Для этого собирается вышеописанная электрическая схема, и уже постепенно провод перематывается через воду на катушку. При сигнале тестера детально ищется повреждение.

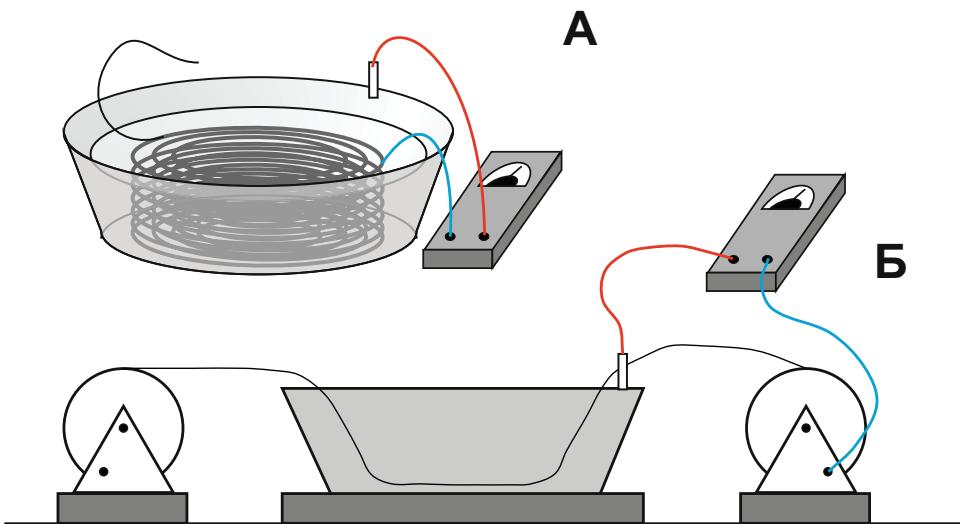


Рис. ЗП.1. Проверка качества изоляции проводов.
А – проверка всего провода,
Б – поиск места нарушения изоляции

Контроль утечек тока с провода на катушку. Небольшие, микроскопические повреждения и трещины в изоляции провода, оголенные места на клеммах катушки в сырую погоду могут приводить к утечке части тока на корпус электроразведочной катушки. Если ее корпус выполнен из металлических конструкций и она установлена непосредственно на земле, то это приводит к тому, что часть тока может просачиваться в землю не через питающие электроды, а непосредственно через корпус катушки. Поскольку катушка может располагаться в непосредственной близости от измерительного прибора и, соответственно, вблизи приемных электродов, даже небольшие утечки могут приводить к резкому ухудшению качества полевых материалов. Для проверки утечек применяется прибор мегаометр, который является по существу ручной динамо-машиной, способной развивать напряжение до нескольких сотен вольт. При этом один конец мегаометра подсоединяется к проводу, а второй – к изолированной части катушки. Если сопротивление такой системы будет меньше 10^6 Ом, то необходимо приостановить измерения и выполнить профилактические работы (заменить или отремонтировать провод, просушить катушку, отремонтировать клеммы). Точно так же проверяются взаимные утечки проводов, связанных в одну косу.

Устройство системы заземлений токовых электродов. Для увеличения тока в линии АВ очень часто используют целую систему заземлений. Если для этих целей используются обычные стальные шпильки длиной 80–90 см и диаметром до 3 см, то число шпилек рассчитывается из условия, что с каждой должна стекать ток не более 0.1 А. Таким образом, для того

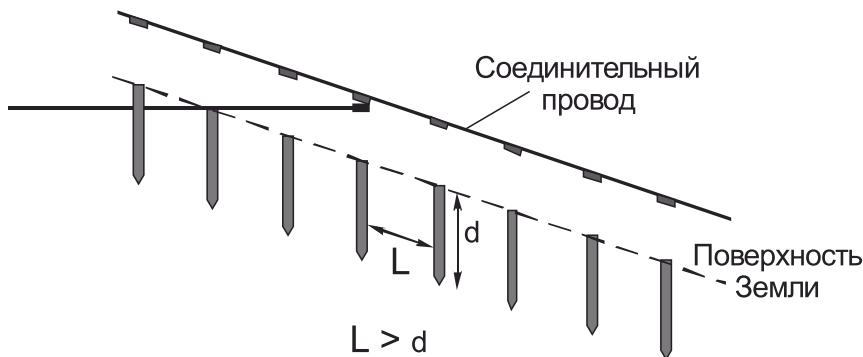


Рис. 3П.2. Устройство заземления, состоящего из нескольких электродов:
 L – расстояние между электродами, d – глубина забивки электродов

чтобы использовать ток 10 А, необходимо сделать систему из 100 электродов только с одной стороны. Такая же система должна быть создана с другой стороны питающей линии АВ. Электроды одной системы заземления влияют друг на друга и, соответственно, увеличивают переходное сопротивление. Поэтому они должны быть установлены на расстоянии друг от друга, превышающем глубину их забивки в землю (если электрод забит на глубину 0,5 м, то соседний электрод должен быть установлен на расстоянии не менее 1 м). Для обеспечения лучшего стекания тока в землю электроды должны быть установлены в линию или по дуге с таким расчетом, чтобы общий размер заземления не превышал нескольких процентов расстояния до ближайшей точки измерения (рис. 3П.2).

Соединение электродов производится с помощью изолированных или оголенных проводов (например, с помощью алюминиевой проволоки). Место подсоединения провода на теле электрода должно быть тщательно зачищено напильником и шкуркой. Проволока должна быть плотно намотана в несколько витков на электрод и прилегать к нему, обеспечивая идеальный контакт. После полного оборудования заземления необходимо тестером проверить качество соединений, попарно контролируя сопротивление контакта между центральным электродом, к которому подходит главный токовый провод от генератора, и рядовыми питающими электродами. Перед самым началом работы проверяется общее качество заземления линий АВ. Так как в общем случае электроды имеют разные собственные потенциалы, проводятся два измерения суммарного сопротивления линии АВ при разной полярности включения тестера. Сопротивление заземленной линии принимается как среднее из двух измерений.

Сращивание проводов. Последовательность технических операций по сращиванию проводов показана на рис. 3П.3. Провода соединяются так называемым прямым узлом, и оставшиеся медные кончики закручиваются вокруг

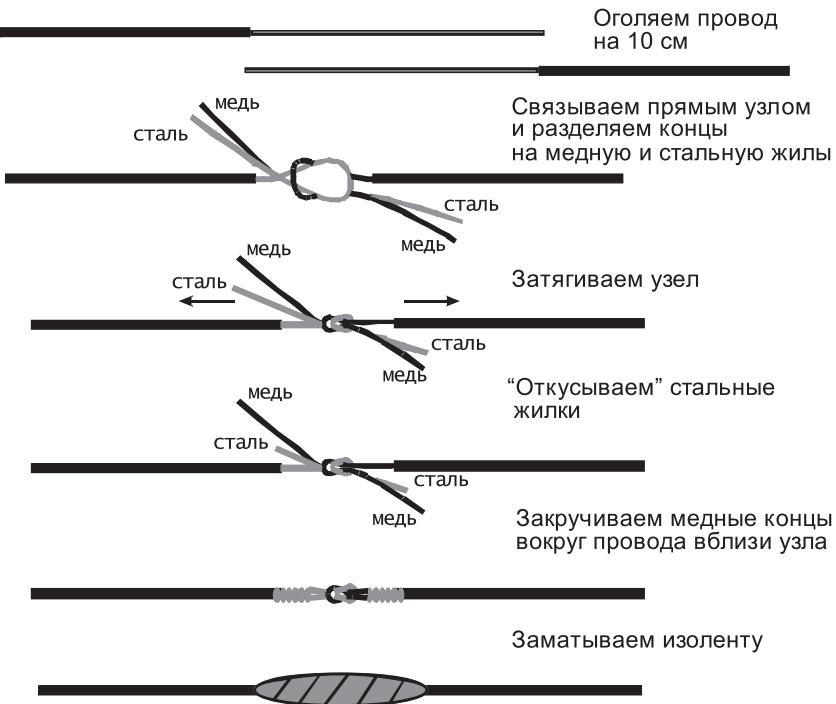


Рис. ЗП.3. Технология сращивания проводов

оголенной части провода. Торчащие концы стальных жил должны быть аккуратно откусены кусачками, после чего место соединения тщательно и плотно заматывается двойным слоем изоленты. В случае если на провод оказывается большая растягивающая нагрузка, изоляция может разойтись от места соединения, обнажая металлический провод. Для того чтобы этого не происходило, перед заматыванием изолентой провод нужно слегка проплавить спичкой или зажигалкой. Если существует опасность, что изоляция все равно разойдетсѧ, то на место соединения необходимо наложить шину. При этом концы деревянной или металлической шины нужно плотно прикрепить к изоляции провода.

Сращивание провода и электрода. Стандартные электроразведочные электроды заводского изготовления, как правило, оборудованы контактным винтом и шайбой. Однако такое крепление является недостаточным. Для увеличения надежности контакта часть изолированного провода обязательно должна быть привязана к электроду.

Нанесение меток на провода. В ряде случаев разносы и расстояния фиксируются метками, расположенными непосредственно на токонесущем проводе. Очень важно, чтобы эти метки не повредили изоляцию провода, не сползали при волочении провода и не причиняли вреда рукам рабочего и оператора, которые пользуются этими метками. Последовательность нанесения меток следующая. Медной проволочкой длиной 5–7 см делается несколько прилега-

ющих друг к другу оборотов вокруг провода. Затем это место шириной 1–2 см несильно придавливается пассатижами, чтобы медная проволочка не скользила по проводу. В дальнейшем это место заматывается черной хлопчатобумажной изолентой (цветная пластиковая изолента постепенно во время работы будет отматываться) таким образом, чтобы длина метки составляла примерно 3 см, а ее ширина в средней части была около 1 см. Иногда требуется сделать несколько меток (две или три). Средняя метка должна соответствовать требуемому расстоянию, а расстояние между метками должно быть порядка 1.5 см.

Уход за неполяризующимися электродами и их заземление в грунт. При работе с медно-купоросными неполяризующимися электродами за день до начала работ их нужно замочить в воде. Перед этим необходимо тщательно осмотреть электроды и убедиться в том, что в них нет трещин и они представляют прочную конструкцию. Медные окончания электродов нужно тщательно зачистить до зеркального блеска с помощью тонкого надфilia и шкурки.

Раствор медного купороса должен быть приготовлен на основе химически чистого вещества с минимальными добавками примесей. Для разведения используется только дистиллированная вода, которую можно приобрести в автомагазинах. Процесс растворения осуществляется до полного исчезновения кристаллов купороса, после чего добавляется новая порция твердых кристаллов и процедура продолжается до тех пор, пока не прекратится растворение. Перед началом работ электроды устанавливаются на небольшом расстоянии друг от друга и измеряется их взаимная разность потенциалов. В результате этого контроля отбраковываются те электроды, которые не отвечают требованиям [Инструкция... 1984]. Хранение электродов осуществляется в специальных коробочках или ящиках с влажным песком или грунтом. На ночь полагается гальванически соединять электроды между собой для выравнивания их потенциалов.

Для установки электродов полагается выкопать ямку глубиной 5–7 см. Из извлеченного грунта и воды в ямке приготавливается густой раствор и в него устанавливается электрод. При приготовлении раствора не лейте в ямку много воды, иначе она будет просачиваться в землю, и долгое время будет устанавливаться небольшой фильтрационный потенциал.

Использование подставок и изолирующих ковриков. При проведении электроразведочных работ активно используйте подставки и коврики. Даже обувь оператора должна быть на хорошей резиновой подметке (при измерении малых сигналов обратите внимание, чтобы при касании приборов рукой сигнал не менял свою величину). Генератор обязательно должен быть установлен на деревянной подставке и коврике. Генератор и измеритель не должны касаться друг друга. Катушка с питющим проводом также должна быть установлена на коврике или доске. Чтобы убедиться в правильности отсчетов, сами встаньте на коврик и последовательно приподнимите в воздух сначала катушку, а потом генератор. Если отсчеты ΔU_{MN} не изменяются, то вся схема работает правильно. При изменении результата необходимо принять меры к изоляции проводов,

катушек и генератора. Если в сырую погоду это не помогает, то необходимо прекратить полевые работы.

Изготовление пружинного штыревого контакта. Штыревые контакты изготавливаются в заводских условиях. Для электроразведочных целей выбираются контакты, имеющие пружинку, расположенную вдоль штыря, или раздвоенный штырь. Иногда в поле нет под рукой этих заводских изделий, поэтому приходится изготавливать такой контакт непосредственно в полевых условиях при производстве работ. Для этого нужно аккуратно, не срезая медные жилки, оголить провод на длину 10 см. Затем нужно разделить медные и стальные жилки и плотно намотать медные жилки вокруг стальных в виде чулка. Оголенный конец провода перегибаем посередине в виде пружинистой петли и остатком медных проводов приматываем конец петли к основному проводу, после чего откусываем стальные жилы и заматываем изолентой (рис. 3П.4).

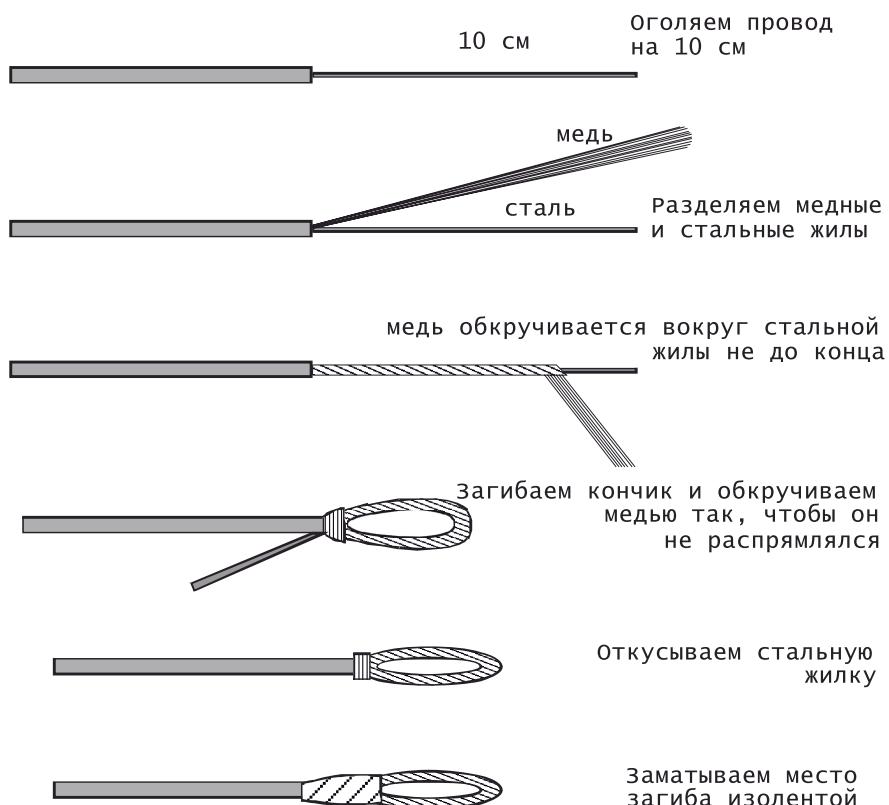


Рис. 3П.4. Технология изготовления пружинного штыревого контакта

Литература

1. Инструкция по электроразведке. Под ред. Г.С. Франтова. Л.: Недра, 1984. 534 с.

Приложение 4

О сопротивлении заземления

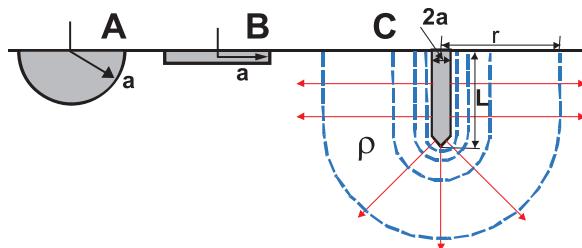


Рис. 4П.1. Электроды-заземлители в форме полусфера (A), диска (B) и стержня (C)

подать в питающую линию, и создает деление сигнала в измерительной цепи. Поэтому практически важно представлять себе величины сопротивления заземления в линиях AB и MN и их последствия. Рассмотрим формулы сопротивления заземления для электродов в форме полусферы, диска и стержня [Бурсиан, 1972; Зaborовский, 1963].

Для полусферы (рис. 4П.1):

$$R = \frac{\rho}{\pi D}. \quad (4П.1)$$

Для диска R заземления больше, чем полусфера, в 1.57 раза ($\pi/2$).

$$R = \frac{\rho}{2 D}. \quad (4П.2)$$

Для стержневого электрода

$$R = \frac{\rho}{2\pi Z} \cdot \ln\left(\frac{4Z}{D}\right). \quad (4П.3)$$

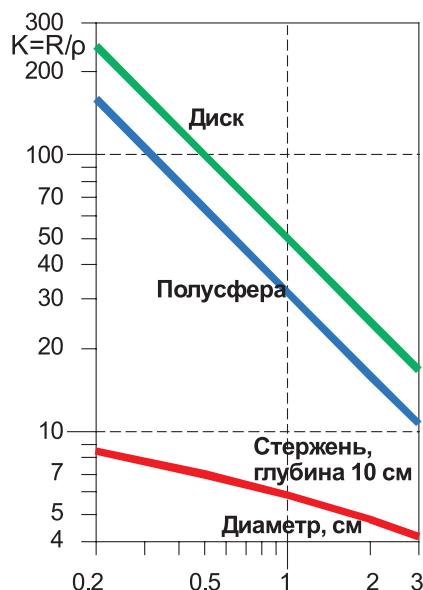
Здесь ρ – сопротивление среды, D – диаметр заземлителя, Z – глубина забивки электрода.

Поделив R на ρ , получим коэффициент численного соотношения величи-

ны сопротивления заземления и сопротивления заземления R отличается от удельного сопротивления среды ρ . Геометрические размеры (диаметр и глубина забивки стержневого электрода) в приведенных здесь формулах должны быть выражены в метрах. По приведенным выше формулам рассчитаны коэффициенты сопротивления заземления K для разных диаметров электродов (рис. 4П.2).

Рис. 4П.2. Величина коэффициента K для различных типов электродов

Во всех случаях на рис. 4П.2 коэффициенты K имеют величину от 4 до 200 м^{-1} – именно во столько раз сопротивление заземления численно больше,



чем сопротивление среды. Для изменения R заземления стержня можно менять глубину забивки, а для диска – его диаметр. Обращает на себя внимание слабая зависимость K стержня от его диаметра, это позволяет оптимизировать электроды по весу и эффективности.

Для практических целей в большинстве случаев удобнее использовать стержневые электроды, чем дисковые. На рис. 4П.3 показан график изменения K заземления от глубины забивки стержневого электрода диаметром 1 см. Обычно глубина забивки электрода достигает 4–20 см, при этом K заземления составляет от 3 до 10 м^{-1} (в среднем 6). Так как используются два электрода, то K заземления будет от 6 до 20 м^{-1} (в среднем – 12 м^{-1}).

Чтобы быстро оценить величину сопротивления заземления для конкретной глубины забивки электродов и сопротивления среды можно использовать рис. 4П.4. Сопротивление грунта на практике в Александровке может быть от 50 $\text{Ом}\cdot\text{м}$ (моренные суглинки) до 5000 $\text{Ом}\cdot\text{м}$ (сухие флювиогляциальные пески). В сухих песках R заземления может достигать 60–200 к Ом .

Так, во время аномально сухого лета 2010 г. токи при работах с генератором «Астра» на ВЭЗ в основном составляли 2–5 мА при максимальном выходном напряжении генератора 400 В, то есть сопротивление цепи, в основном за счет R заземления, могло достигать 40–200 к Ом . При обычных погодных условиях эти токи на тех же участках составляют 20–50 мА, то есть R заземления как минимум в 10 раз меньше.

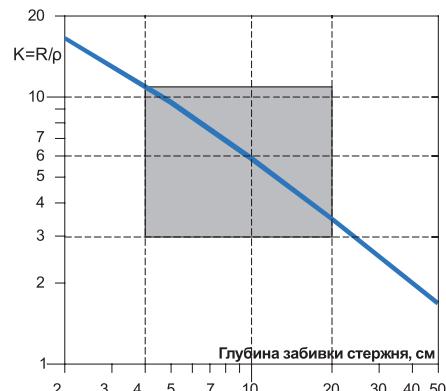


Рис. 4П.3. График коэффициента K заземления для стержня диаметром 1 см

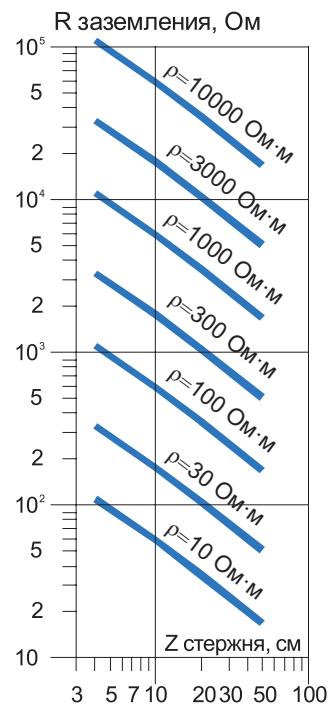


Рис. 4П.4. Сопротивление заземления для электрода-стержня при разных сопротивлениях грунта

Литература

1. Бурсиан В.Р. Теория ЭМ-полей, применяемых в электроразведке. 2-е изд., перераб. и доп. Л.: Недра, 1972. 368 с.
2. Зaborовский А.И. Электроразведка. М.: Гостоптехиздат, 1963. 423 с.

Приложение 5

Сводные кривые ЭМЗ

Комплекс электромагнитных зондирований (ЭМЗ), производящийся в рамках студенческой практики, включает в себя методы постоянного (ВЭЗ, ДЭЗ) и переменного токов (ЗСБ, ЧЗ, МТЗ). По результатам этих исследований можно построить *сводные кривые ЭМЗ* для исследуемой территории. Пример таких кривых приведен на рис. 5П.1.

Методы, использующие индукционную моду ЭМ-поля (МТЗ, ЗСБ, ЧЗ с измерением магнитного поля), дают представление о продольном сопротивлении слоев. Методы, использующие гальваническую моду (ВЭЗ, ДЭЗ, ЧЗ с двумя заземленными линиями), позволяют получить информацию как о продольном, так и о поперечном сопротивлениях слоев. Кажущееся сопротивление, получающееся в этих методах, зависит от некоторого эффективного сопротивления

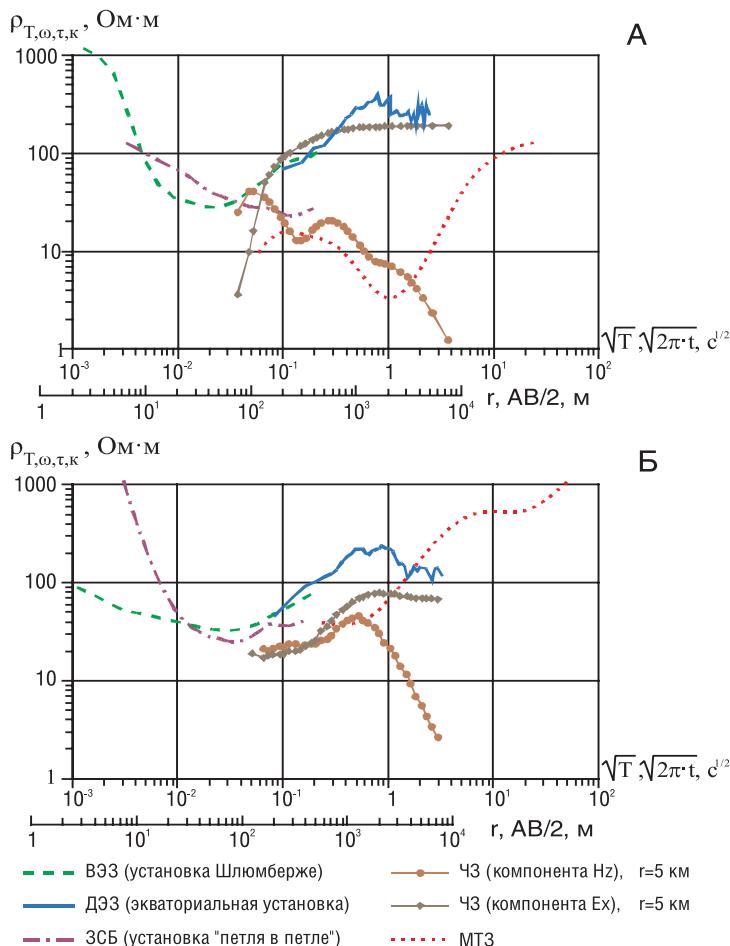


Рис. 5П.1. Сводные кривые ЭМ-зондирований (ВЭЗ, ДЭЗ, ЗСБ, ЧЗ, МТЗ):
А) район д. Александровки; Б) район п. Барятино

толщи $\rho_m = \sqrt{\rho_1 \cdot \rho_n}$, где ρ_1 – продольное сопротивление, ρ_n – поперечное сопротивление. Это позволяет наиболее полно и разносторонне исследовать разрез.

Для построения сводных кривых ЭМЗ кривые каждого сопротивления во всех методах выносятся на одну ось ординат, оси абсцисс при этом для методов постоянного тока и методов переменного тока различные. Для кривых методов ВЭЗ и ДЭЗ по оси абсцисс откладывается значение разноса r , в методах ЧЗ, МТЗ и ЗСБ – корень из периода (времени становления).

Основной проблемой при построении сводных кривых ЭМЗ является сбивка горизонтальных осей различных методов зондирований. Для совмещения данных МТ и ЗС между периодом T и временем становления t вводится соотношение $T = 2\pi t$ или чуть более точное соотношение $T = 5.15t$, учитывающее эквивалентность скин-глубин в частотной и временной областях [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Совмещение с методами постоянного тока производится по *маркирующим горизонтам*, то есть по слоям, которые проявились на кривых зондирования обоих типов – оси разносов ($AB/2, r$) двигают до тех пор, пока экстремумы, отвечающие выбранному маркирующему слою, не совпадут. Анализ полученных таким образом сводных кривых ЭМЗ дает представление о соотношении поперечного и продольного сопротивлений слоев и позволяет всесторонне исследовать толщи, обладающие макроанизотропией.

При рассмотрении соотношения кривых ВЭЗ – ДЭЗ и ЧЗ по H_z в районе д. Александровки (рис. 5П.1, А) видно, что в области максимума, связанного с наличием в разрезе осадочного чехла высокоминерализованных пород верхнего девона, представленных загипсованными карбонатными породами с прослойями глинистых проводящих отложений, эти кривые различаются в 15 раз, то есть более чем на порядок. Это говорит об очень сильной макроанизотропии толщи верхнего девона в этом районе. Такой эффект объясняется тем, что в продольное сопротивление основной вклад вносят проводящие породы, а в поперечное – изоляторы, которые в данной толще представлены тонкими прослойками гипсов и ангидритов. Величина суммарного поперечного сопротивления в районе д. Александровки достигает $2\ 500\ 000\ \text{Ом}\cdot\text{м}^2$. Таким образом, продольное сопротивление, определенное по интерпретации МТЗ, составляет $30\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, а поперечное – $2.5 \cdot 10^6\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, и коэффициент макроанизотропии толщи составляет около 300.

На сводной кривой электромагнитных зондирований, полученной в районе п. Барятино (рис. 5П.1, Б), различия между кривыми индукционных и гальванических методов невелики. В этом районе T составляет около $600\ 000\ \text{Ом}\cdot\text{м}^2$. Это говорит о том, что в разрезе участка Барятино макроанизотропия толщи верхнего девона не столь велика.

Литература

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 680 с.

Приложение 6

Эквивалентные замены в слоистом разрезе

Для обеспечения однозначности решения обратной задачи следует ограничивать область поиска ее решения (раздел 1.4). Применительно к интерпретации в рамках ГСС это обычно приводит к необходимости использования в модели минимального числа слоев. При этом один слой интерпретационной модели зачастую заменяет несколько тонких слоев, фактически присутствующих в разрезе. Таким образом, мы приходим к некоторой упрощенной модели, *эквивалентной* имеющемуся геоэлектрическому разрезу. Такой подход делает решение обратной задачи более устойчивым, однако для его корректного осуществления иногда требуется введение дополнительных характеристик исследуемого разреза [Бурсиан, 1972].

Так, при зондированиях с использованием ЭМ-полей, содержащих гальваническую и индукционную составляющие, необходимо выполнение следующего условия. В эквивалентной модели параметры S^Σ , T^Σ и H^Σ слоя (продольная проводимость низкоомного слоя, поперечное сопротивление и глубина подошвы высокоомного слоя), заменившего несколько слоев исходного разреза, должны быть равны сумме соответствующих параметров слоев исходного разреза. Выполнение этого условия возможно только в случае, если суммарный слой представить *анизотропным* (раздел 3.1), то есть обладающим разными сопротивлениями: вдоль напластования — ρ_1^Σ и вкрест него — ρ_n^Σ . При этом сопротивление ρ_1^Σ можно рассчитать исходя из продольной проводимости:

$$S^\Sigma = h^\Sigma / \rho_1^\Sigma \Rightarrow \rho_1^\Sigma = h^\Sigma / S^\Sigma, \quad (6\text{П.1})$$

а сопротивление ρ_n^Σ — исходя из поперечного сопротивления:

$$T^\Sigma = h^\Sigma \cdot \rho_n^\Sigma \Rightarrow \rho_n^\Sigma = T^\Sigma / h^\Sigma. \quad (6\text{П.2})$$

Полученная в результате такой замены толща называется *макроанизотропной*. Коэффициент макроанизотропии рассмотренного слоя [Жданов, 1986]:

$$\lambda = \sqrt{\rho_n^\Sigma / \rho_1^\Sigma} = \frac{1}{h^\Sigma} \sqrt{T^\Sigma S^\Sigma}. \quad (6\text{П.3})$$

На рис. 6П.1 показан пример замены пачки слоев на одну макроанизотропную толщу. При этом вместо девяти неизвестных параметров (пять сопротивлений и четыре мощности) мы получаем всего шесть (четыре сопротивления и две мощности), что повышает устойчивость интерпретации, понижая при этом ее детальность.

Если поле содержит лишь одну составляющую (гальваническую или индукционную), то анизотропную модель можно не рассматривать.

При использовании только гальванической составляющей (или при ее существенном преобладании) эквивалентность разрезов обеспечивается двумя параметрами: S^Σ и T^Σ . Для индукционной составляющей эквивалентность обеспечивается параметрами S^Σ и H^Σ .

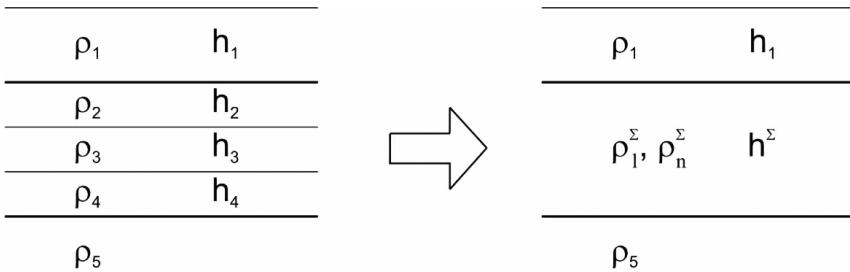


Рис. 6П.1. Замена пачки слоев на макроанизотропную толщину

В первом случае сопротивление и мощность суммарного слоя ρ^Γ и h^Γ находятся из системы:

$$\begin{aligned} T^\Sigma &= h^\Gamma \cdot \rho^\Gamma \Rightarrow \\ S^\Sigma &= h^\Gamma / \rho^\Gamma \\ h^\Gamma &= \sqrt{T^\Sigma \cdot S^\Sigma} = \sqrt{(h^\Sigma \cdot \rho_n^\Sigma) \cdot (h^\Sigma / \rho_1^\Sigma)} = h^\Sigma \cdot \lambda \\ \rho^\Gamma &= \sqrt{T^\Sigma / S^\Sigma} = \sqrt{(h^\Sigma \cdot \rho_n^\Sigma) / (h^\Sigma / \rho_1^\Sigma)} = \sqrt{\rho_n^\Sigma \cdot \rho_1^\Sigma}. \end{aligned} \quad (6\text{П.4})$$

Таким образом, для поля, содержащего только гальваническую составляющую, замена многослойной пачки одним слоем приводит к завышению мощности в λ раз. Сопротивление этого слоя равно среднему геометрическому сопротивлений вдоль и вкрест напластования (эта величина обозначается ρ_m).

Для индукционной составляющей поля параметры эквивалентного слоя ρ^H и h^H определяются следующим образом:

$$\begin{aligned} h^H &= h^\Sigma \\ S^\Sigma &= h^H / \rho^H \\ \Rightarrow \rho^H &= h^H / S^\Sigma = h^\Sigma / (h^\Sigma / \rho_1^\Sigma) = \rho_1^\Sigma. \end{aligned} \quad (6\text{П.5})$$

Итак, в этом случае мощность эквивалентного слоя сохраняется, а его сопротивление отвечает сопротивлению вдоль напластования ρ_1^Σ .

Сказанное выше объясняет, почему разные методы электроразведки (например, ВЭЗ и ЗСБ или ЭТ и АМТЗ) нередко дают отличающиеся значения сопротивлений и мощностей одних и тех же слоев, и является аргументом в пользу их совместного применения. При этом совместная инверсия гальванических и индукционных методов в рамках толстослоистых моделей должна проводиться с обязательным подбором коэффициентов анизотропии.

Литература

1. Бурсиан В.Р. Теория ЭМ-полей, применяемых в электроразведке. 2-е изд., перераб. и доп. Л.: Недра, 1972. 368 с.
2. Жданов М.С. Электроразведка. М.: Недра, 1986. 316 с.

Приложение 7

Принцип причинности и дисперсионные соотношения

Спектры изучаемых в электроразведке передаточных функций не могут быть произвольными, всегда оставаясь в рамках определенных ограничений. Это дает возможность использовать свойства того или иного класса функций в качестве априорной информации об измеряемом электромагнитном отклике, позволяя повысить помехоустойчивость методов и контролировать качество данных. Одним из важных инструментов такого рода является использование так называемых дисперсионных соотношений Крамерса – Кронига, обусловленных выполнением принципа причинности.

Дисперсионные соотношения (ДС) были введены в теорию низкочастотной электроразведки А.А. Кауфманом, после чего нашли применение в методах ЧЗ, ВП и МТЗ [Ваньян и др., 1961; Zonge et al., 1972; Weidelt, 1972].

Для получения дисперсионных соотношений рассмотрим произвольную *пассивную* (т.е. не содержащую в себе сторонних источников энергии) физическую систему, испытывающую на «входе» некоторое внешнее воздействие $x(t)$, которому на «выходе» соответствует отклик $y(t)$. В предположении, что рассматриваемая система является *линейной и стационарной* (раздел 2.1), связь между $x(t)$ и $y(t)$ примет вид:

$$y(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} k(t-t')x(t')dt' = k(t) * x(t), \quad (7\text{П.1})$$

где $k(t)$ – импульсная характеристика (ИХ) системы, а знаком « $*$ » обозначен оператор свертки.

Под *принципом причинности* обычно понимают утверждение: «следствие не может предшествовать своей причине», что для физических систем можно перефразировать как «сигнал на выходе не может появиться раньше сигнала на входе». Поскольку $k(t)$ представляет собой отклик системы на δ -импульс, начинающийся в момент времени $t = 0$ (рис. 2.1, сверху), то следствием принципа причинности будет требование равенства нулю $k(t)$ для всех отрицательных значений времени, что с помощью σ -функции Хэвисайда (рис. 2.1, снизу) можно формально записать следующим образом:

$$k(t) = \sigma(t)f(t), \quad (7\text{П.2})$$

где $f(t)$ – четная функция, равная $k(t)$ при $t > 0$ и $k(-t)$ при $t < 0$. Применение преобразования Фурье (параграф 2.1.2) к уравнению (7П.2) дает:

$$K(\omega) = \frac{1}{2\pi} \Sigma(\omega) * F(\omega).$$

С помощью предельного перехода можно показать [Баскаков, 2000], что спектр σ -функции равен $\Sigma(\omega) = i/\omega + \pi\delta(\omega)$, откуда для частотной характеристики (ЧХ) рассматриваемой физической системы $K(\omega)$ получаем выражение:

$$K(\omega) = \frac{i}{2\pi\omega} * F(\omega) + \frac{F(\omega)}{2}. \quad (7\Pi.3)$$

По построению функция $f(t)$ – четная, следовательно, ее спектр $F(\omega)$ представляет собой вещественную функцию частоты, что с учетом формулы (7П.3) позволяет записать

$$\begin{aligned} Im[K(\omega)] &= \frac{1}{2\pi\omega} * F(\omega), \\ Re[K(\omega)] &= \frac{F(\omega)}{2}. \end{aligned}$$

Исключая $F(\omega)$ из приведенных уравнений, окончательно получаем:

$$Im[K(\omega)] = \frac{1}{\pi\omega} * Re[K(\omega)]. \quad (7\Pi.4)$$

Формула (7П.4) известна как *дисперсионное соотношение I рода*. Она показывает, что мнимая часть спектра причинной функции непосредственно связана с его вещественной частью. В большинстве случаев аналогичное соотношение существует также между фазой спектра и логарифмом его амплитуды (*ДС II рода*). Причинные функции, в спектре которых выполняются ДС как I, так и II рода, называются *минимум-фазовыми* [Светов, 1991].

В прикладных электротехнических и электроразведочных задачах обычно используют логарифмический масштаб оси частот, в котором выражения для дисперсионных соотношений принимают следующий вид [Боде, 1948]:

$$Im[K(\ln \omega)] = -\frac{\pi}{2} B(\ln \omega) * \frac{\partial Re[K(\ln \omega)]}{\partial \ln \omega}, \quad (7\Pi.5, a)$$

$$\varphi(\ln \omega) = -\frac{\pi}{2} B(\ln \omega) * \frac{\partial \ln|K(\ln \omega)|}{\partial \ln \omega}, \quad (7\Pi.5, b)$$

где

$$B(u) = \frac{2}{\pi^2} \ln \coth \frac{|u|}{2}.$$

Ядро Боде $B(u)$ имеет единичную площадь и по сути представляет собой симметричный осредняющий фильтр (рис. 7П.1). Таким образом, формула (7П.5, а) означает, что мнимая часть ЧХ причинной физической системы пропорциональна сглаженной производной ее вещественной части на логарифмическом бланке, а формула (7П.5, б) говорит о том, что фаза минимум-фазовой ЧХ пропорциональна сглаженной производной ее амплитуды на билогарифмическом бланке (рис. 7П.2).

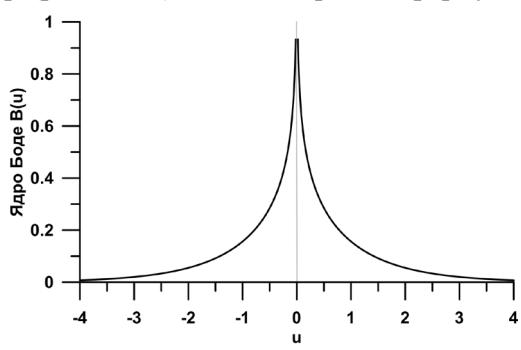


Рис. 7П.1. Ядро Боде

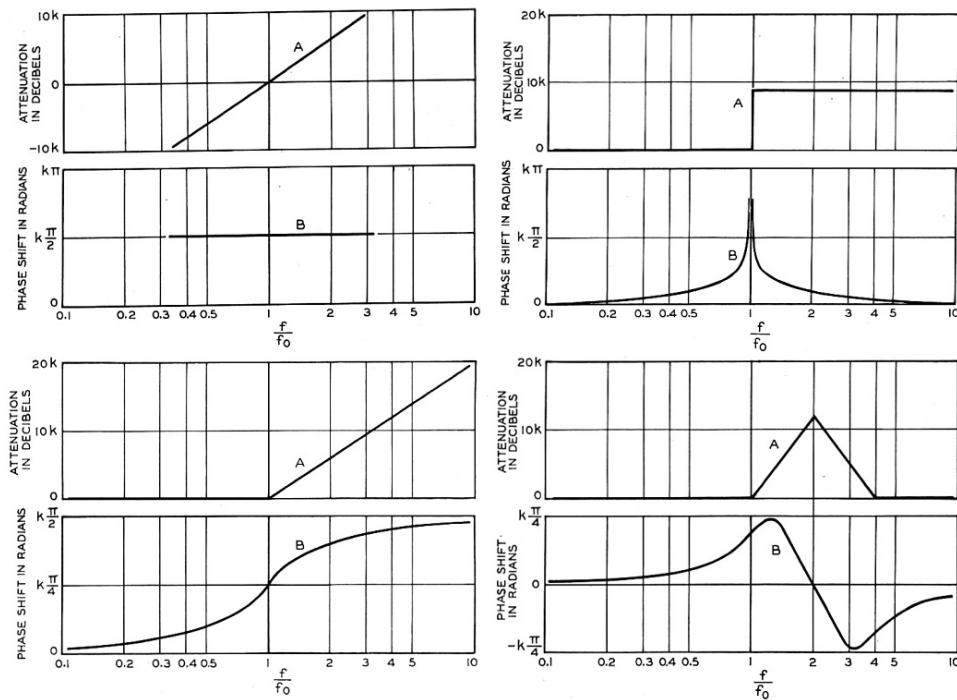


Рис. 7П.2. Примеры, иллюстрирующие связь между амплитудой и фазой в спектрах минимум-фазовых функций (по Г. Боде)

Из сказанного выше следует, что в центральной области измеренной полосы частот мнимая часть (фаза) спектра не несет никакой дополнительной информации о системе и полностью определяется его вещественной частью (амплитудой), что можно использовать для повышения устойчивости определения спектра и подавления сторонних помех. Этот факт активно применяется в низкочастотной электроразведке и прежде всего в методе МТЗ на этапе интерактивной отбраковки оценок, полученных в ходе автоматической обработки МТ-данных (раздел 5.3).

Второе следствие формулы (7П.5) заключается в том, что в пограничной области частотного диапазона мнимая часть спектра (фаза) несет в себе информацию о его вещественной части (амплитуде) не только внутри, но и за пределами измеренной полосы частот. Этим, в частности, объясняется повышенная информативность совместной инверсии вещественных и мнимых частей (фазы и амплитуды) передаточных функций электроразведки.

Применимость ДС в электроразведке

В абсолютном большинстве методов геофизики Земля рассматривается как линейная стационарная пассивная система (параграф 2.1.3), на входе которой подключен контролируемый источник сигнала, а на выходе – измеритель. Таким образом, все необходимые условия существования ДС I рода в спектре $K(\omega)$ соблюdenы, следовательно, оно обязано всегда выполняться в данных

частотного зондирования, вызванной поляризации и прочих методов электроразведки с искусственным источником. Нарушение ДС в таких методах чаще всего свидетельствует о несоблюдении условия пассивности системы, т.е. о значительном влиянии *сторонних* (не связанных с работой генератора) помех – естественных потенциалов, промышленных и теллурических токов и пр., что может быть применено для борьбы с указанными искажениями. Важно отметить, что *внутренние* помехи (индукционные эффекты в методе ВП или, наоборот, вызванная поляризация в методе ЧЗ, емкостные утечки и др.) не нарушают дисперсионных соотношений, поскольку вызваны тем же источником, что и полезный сигнал, и не выходят за рамки используемых моделей.

Особое место с точки зрения причинности занимают магнитотеллурические методы электроразведки, поскольку в них входной сигнал не подлежит прямому измерению и приходится работать со *взаимными передаточными функциями*, связывающими один выходной сигнал с другим. В общем случае такие передаточные функции не обязаны быть причинными (несмотря на то, что система, как и раньше, остается линейной, стационарной и пассивной) и вопрос применимости ДС к МТ-данным должен обосновываться отдельно.

На настоящий момент показано, что магнитотеллурический импеданс является причинной и минимум-фазовой функцией на поверхности всех одномерных [Weidelt, 1972] и, по-видимому, всех двумерных изотропных сред; данное утверждение также эмпирически обобщено на не слишком контрастные трехмерные разрезы. В других средах дисперсионные соотношения могут и не выполняться, однако нарушения ДС, связанные со структурными особенностями геоэлектрического разреза, носят специфический характер и во многих случаях могут быть учтены при обработке [Зорин, Алексеев, 2018].

Литература

1. Баскаков С.И. Радиотехнические цепи и сигналы. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Высшая школа, 2000. 462 с.
2. Боде Г. Теория цепей и проектирование усилителей с обратной связью // Изд-во ин. лит., 1948. 343 с.
3. Ваньян Л.Л., Каuffman А.А., Терехин Е.И. Расчет фазовых кривых частотного зондирования способом трансформации // Прикладная Геофизика. 1961. Т. 30. С. 103–113.
4. Зорин Н.И., Алексеев Д.А. Причинность и дисперсионные соотношения в электроразведке // Геология и Геофизика. 2018. Т. 59. № 3. С. 386–399.
5. Светов Б.С. Передаточные функции электромагнитного поля // Физика Земли. 1991. № 1. С. 119–128.
6. Weidelt P. The inverse problem of geomagnetic induction // Zeitschrift fur Geophysik. 1972. V. 38. P. 257–289.
7. Zonge K.L., Sauck W.A., Sumner J.S. Comparison of time, frequency, and phase measurements in induced polarization: Geophysical Prospecting, 1972. V. 20. P. 626–648.

Приложение 8

Влияние полей электрифицированных железных дорог на результаты ЭМЗ

Основным методом исследования строения осадочного чехла являются магнитотеллурические зондирования (МТЗ). Однако проведение МТЗ в центральных районах Восточно-Европейской платформы затруднено из-за высокой плотности заселения территории, большого количества промышленных предприятий, плотной сети транспортных магистралей, линий электропередачи (ЛЭП) и, как следствие, высокого уровня электромагнитных помех. Все упомянутые источники помех обладают различной интенсивностью, частотными характеристиками, а следовательно, и различной степенью влияния на результаты МТЗ. Большинство из них характеризуется высокой частотой сигналов (основная промышленная частота 50 Гц), и поэтому они сказываются только при измерении в диапазоне высоких частот и практически незаметны на средних и низких, так как отфильтровываются при обработке. Кроме того, такие источники помех, как ЛЭП, подземные кабели и трубопроводы, обладают малой интенсивностью, и сигналы от них затухают на малых расстояниях.

Наиболее интенсивным источником помех являются электрифицированные железные дороги [Алексанова и др., 2003]. В результате влияния полей железной дороги при обработке полевых записей значения кажущегося сопротивления могут превышать миллионы Ом·м. Радиус действия помех от электрифицированных железных дорог может составлять десятки километров.

Как видно из рис. 8П.1, все железные дороги делятся на три группы: 1) неэлектрифицированные; 2) работающие на постоянном токе; 3) работающие на переменном токе. На электрифицированных железных дорогах провода контактной сети исполняют роль прямого провода, а рельсы выполняют функции обратного провода тягового тока. Через шпалы и балластный слой рельсы электрически соединены с землей, поэтому часть тягового тока может протекать по земле (рис. 8П.2).

Наиболее интенсивны помехи от железных дорог, работающих на постоянном токе, где токи достигают десятков тысяч ампер. Железные дороги постоянного тока сосредоточены в радиусе 200–300 километров вокруг Москвы и С.-Петербурга. На постоянном токе также работают железнодорожные магистрали Москва – Самара, Москва – Курск, Москва – Кострома. На большом удалении от столиц основные железнодорожные магистрали работают на переменном токе, а все второстепенные дороги неэлектрифицированы.

Доказательством того, что мы действительно имеем дело с гальваническим возбуждением поля, является сама форма кривых кажущегося сопротивления. Моделирование показало, что в случае наличия в разрезе промежуточного высокомного экрана кривые кажущегося сопротивления ЧЗ, рассчитанные по импе-



Рис. 8П.1. Схема железных дорог центральной части России

дансу поля магнитного диполя, экранируют и идут примерно на одном уровне с кривой МТЗ, а затем при выходе в ближнюю зону – ниже нее [Куликов и др., 1999]. Импедансные кривые ЧЗ, полученные в поле электрического диполя уже на самых малых периодах, идут значительно выше (на порядок и более) кривых МТЗ. Таким образом, очевидно, что в данном случае возбуждение поля происходит гальваническим образом.

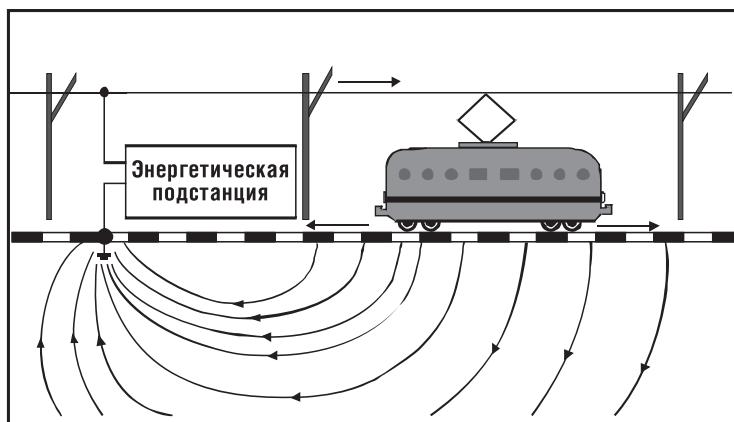


Рис. 8П.2. Схема образования горизонтального электрического диполя

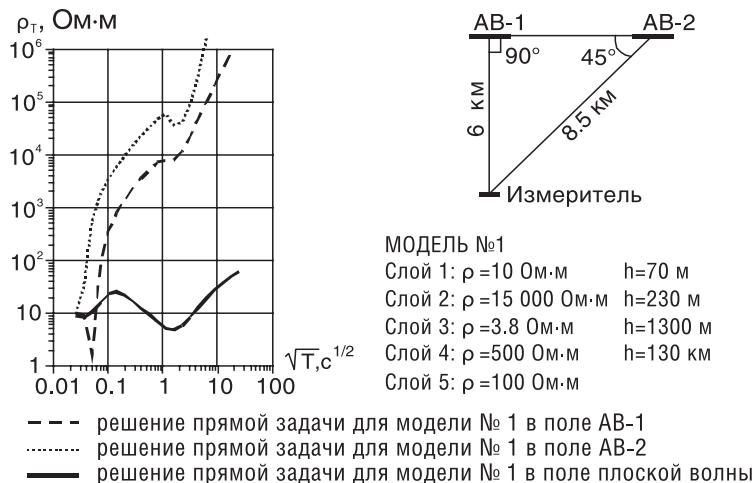


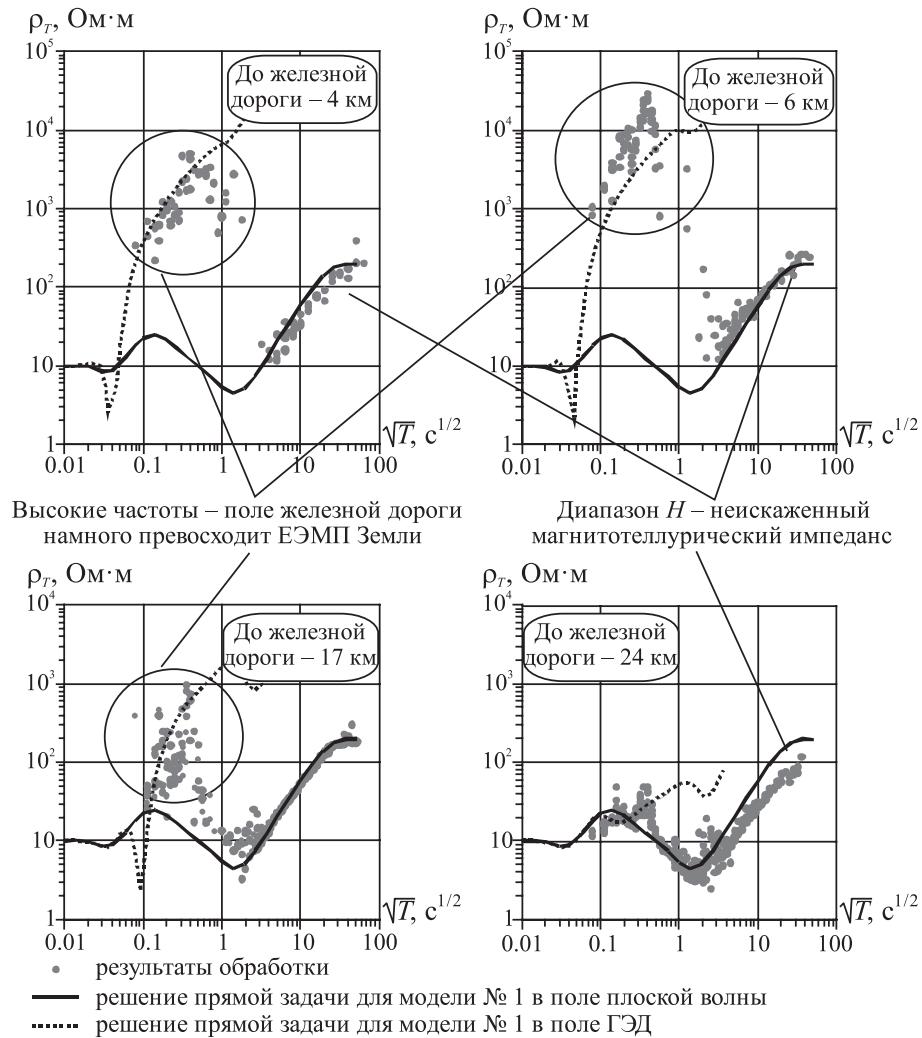
Рис. 8П.3. Результаты расчетов кривых импедансного ЧЗ при различном положении питающего диполя

Любой гальванический источник можно представить в виде суперпозиции диполей. На рис. 8П.3 показаны кривые импедансного ЧЗ для модели № 1 в поле электрического диполя на его экваторе (разнос 6 км, угол 90°) и в стороне от него (разнос 8.5 км, угол 45°). Анализ результатов показывает, что взаимное расположение источника и приемника несущественно сказывается на кривых: отличие достигает 4–5 раз, в то время как отличие от кривой МТЗ составляет порядки. Поэтому, хотя приближение поля железной дороги полем горизонтального электрического диполя является достаточно грубым, это дает хорошие результаты и в некоторых случаях позволяет использовать такие поля для оценки электрических параметров разреза.

Пример использования поля железной дороги переменного тока

Летом 1998 года проводились работы методом МТЗ в Поволжье на территории Республики Чувашия. Профиль Порецкое – Сундыры ортогонально пересек железную дорогу переменного тока Москва – Казань.

На рис. 8П.4 приведены результаты обработки записей (в виде значений кажущегося сопротивления), сделанных на разных расстояниях от электрифицированной железной дороги переменного тока Москва – Казань, в точках МТЗ, удаленных на 4, 6, 17 и 24 км. На низких частотах (\sqrt{T} от $2c^{1/2}$ и более) высокочастотные помехи, создаваемые железной дорогой, отфильтровываются и значения ρ_t образуют восходящую ветвь, наклоненную к оси абсцисс под углом примерно 63° и отвечающую магнитотеллурическому импедансу. На высоких частотах (\sqrt{T} от 0.1 до $0.5c^{1/2}$) мы регистрируем поля искусственного происхождения, вызванные работой электрифицированной железной дороги. Конфигурация и мощность источников этих полей неизвестна, но в грубом приближении можно охарактеризовать их как заземленные электрические диполи, питаемые токами различной частоты.



МОДЕЛЬ №1

Слой 1:	$\rho = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$	$h = 70 \text{ м}$	$S = 7 \text{ См}$
Слой 2:	$\rho = 15\ 000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$	$h = 230 \text{ м}$	$T = 3\ 450\ 000 \text{ Ом}^2 \cdot \text{м}$
Слой 3:	$\rho = 3.8 \text{ Ом} \cdot \text{м}$	$h = 1\ 300 \text{ м}$	$S = 342 \text{ См}$
Слой 4:	$\rho = 500 \text{ Ом} \cdot \text{м}$	$h = 130 \text{ км}$	
Слой 5:	$\rho = 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$		

**Рис. 8П.4. Результаты обработки данных МТЗ
вблизи железной дороги переменного тока Москва – Казань**

Решая прямую задачу для электрического диполя, мы попытались проинтерпретировать высокочастотные отрезки кривых ρ_T на разных расстояниях от источника. На первом этапе путем одномерной интерпретации кривых МТЗ, полученных вне зоны действия помехи, была получена базовая модель № 1. Однако при интерпретации данных МТЗ мы получаем прежде всего характеристики проводящих горизонтов. Высокоомные слои слабо влияют на поведение

кривых МТЗ в силу индукционного происхождения ЭМ- поля Земли. С другой стороны, на кривые ρ_T , рассчитанные по импедансу поля заземленного электрического диполя, изменение поперечного сопротивления изолятора оказывает значительное влияние, смешая их на порядки.

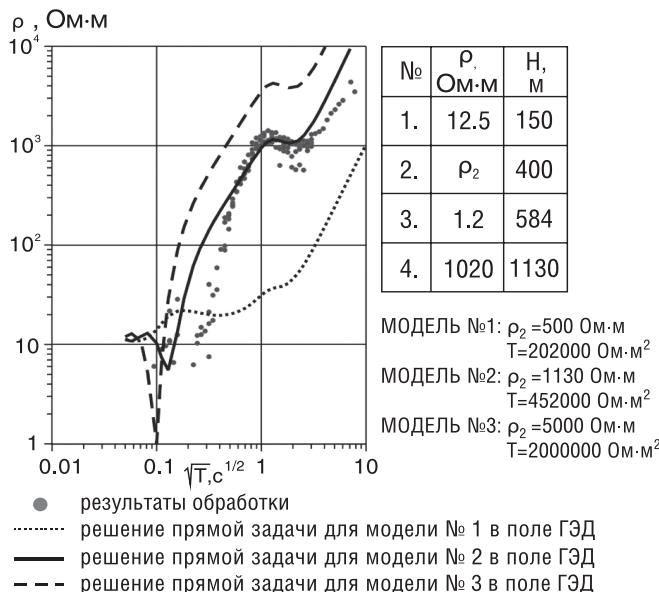
Таким образом, подобрав даже очень короткие кривые ρ_T (рис. 8П.4), полученные на расстоянии 4, 6, 17, 24 км от железной дороги, можно грубо оценить (с точностью около 50%) величину важнейшего параметра разреза – поперечного сопротивления палеозойской карбонатно-гипсовой толщи (T). Оно составило в исследуемом районе около $3\ 500\ 000\ \text{Ом}\cdot\text{м}^2$, что связано, по-видимому, с наличием в верхней части разреза мощной пачки эвапоритов (солей, гипсов и ангидритов) раннепермского возраста.

Пример использования поля железной дороги постоянного тока

В 1997 году проводились работы методом МТЗ в Поволжье на территории Мордовии. Профиль МТЗ проходил в непосредственной близости от крупного железнодорожного узла Рузаевки, где пересекаются две железные дороги постоянного тока: Саранск – Пенза и Москва – Самара. Большой участок профиля был забракован из-за невозможности выделить естественное ЭМ-поле Земли на фоне сигналов от железной дороги. На точке МТЗ, расположенной в 7 км от железной дороги, значения кажущегося сопротивления выстраивают- ся в кривую типа КН (рис. 8П.5), однако значения кажущегося сопротивления на порядки выше, чем на соседних точках, где действие помех незначительно. В минимуме значения кажущегося сопротивления достигают $300\text{--}400\ \text{Ом}\cdot\text{м}$. Очевидно, что здесь мы имеем дело не с магнитотеллурическим импедансом, а с импедансом поля железной дороги.

Используя модель заземленного электрического диполя, мы попытались проинтерпретировать кривую ρ_T , полученную на расстоянии 7 км от железной дороги постоянного тока Москва – Самара. Однако в данном случае кривая МТЗ не распадается на две части, как в предыдущем примере, так как поле помех проявляется во всем диапазоне частот. В качестве базовой была выбрана модель, полученная по результатам подбора кривых МТЗ в исследуемом районе.

На рис. 8П.5 показаны результаты подбора кривой МТЗ для вышеописанной модели с различным сопротивлением второго слоя, отвечающего толще карбонатных пород карбона и девона, которые содержат гипсы и ангидриты. Наилучшее совпадение кривых достигается при значении $\rho_2 = 1130\ \text{Ом}\cdot\text{м}$. Очевидно, что достоверность определения сопротивления промежуточного изолятора достаточно высока, так как при небольшом увеличении или уменьшении этого параметра теоретическая и экспериментальная кривые сильно расходятся. Полученное значение суммарного поперечного сопротивления второго слоя (T_2) составляет $425\ 000\ \text{Ом}\cdot\text{м}^2$, а по результатам интерпретации частотных и дипольных зондирований, выполненных в том же районе, T_2 составляет около $325\ 000\ \text{Ом}\cdot\text{м}^2$.



**Рис. 8П.5. Результаты обработки данных МТЗ
вблизи железной дороги постоянного тока Москва – Самара**

Из приведенных примеров видно, что поля железных дорог как постоянного, так и переменного тока можно использовать для проведения импедансных ЧЗ и определения сопротивления высокоомных горизонтов. Суммарное поперечное сопротивление промежуточного изолятора – очень важная для электrorазведчиков величина, позволяющая оценить степень заэкранированности нижних горизонтов осадочного чехла, область распространения помех от промышленных источников и многое другое. Для определения T_2 обычно используются дипольные электрические зондирования и частотные зондирования с разносами 2–15 км. Замена ДЭЗ и ЧЗ зондированиями в поле железных дорог может значительно сократить трудоемкость и стоимость комплекса электrorазведочных работ.

Теоретически возможно также использование для аналогичной интерпретации кривые становления поля (метод ЗС) по электрической и магнитной компонентам, которые наблюдаются при включении и выключении тока вблизи железных дорог постоянного тока.

Литература

1. Александрова Е.Д., Куликов В.А., Пушкирев П.Ю., Яковлев А.Г. Использование полей электрифицированных железных дорог при проведении электромагнитных зондирований // Геология и разведка. 2003. № 3.

2. Куликов В.А., Пушкирев П.Ю., Яковлев А.Г., Яковлев А.Д. Опыт частотных электромагнитных зондирований на Русской плите // Геология и разведка. 1999. № 3.

Приложение 9

Методы обработки данных МТЗ

При проведении работ методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) в ходе полевых измерений мы получаем временные ряды компонент магнитотеллурического поля: $E_x(t)$, $E_y(t)$, $H_x(t)$, $H_y(t)$, $H_z(t)$. Целью обработки МТ-данных является получение *передаточных операторов* (функций), связывающих эти ряды между собой в частотной области.

Одной из основных передаточных функций, использующихся в методе МТЗ, является тензор импеданса $Z(\omega)$, связывающий горизонтальные компоненты электрического и магнитного полей:

$$\begin{cases} E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega) \\ E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega). \end{cases} \quad (9\text{П.1})$$

Рассмотрим основные способы обработки МТ-данных более подробно, ограничившись при этом определением компонент тензора импеданса; другие передаточные функции могут быть найдены аналогичным образом.

Задачу нахождения тензора $Z(\omega)$ возможно решать двумя способами:
1) *во временной области* – найти импульсную характеристику $Z(t)$ и затем вычислить соответствующую ей передаточную функцию $Z(\omega)$;
2) *в частотной области* – рассчитать спектры измеренных компонент поля $E_x(\omega)$, $E_y(\omega)$, …, а затем на их основании вычислять спектр $Z(\omega)$.

9П.1. Обработка во временной области

Алгоритмы обработки МТ-данных во временной области рассматриваются, например, в статьях [Ernst, 1981; Nowozynski, 2004]. Так, в последней из указанных работ для получения интересующих передаточных функций предлагается решать следующие уравнения типа свертки:

$$z(t) = \int_{-\infty}^{\infty} a(\tau)h_x(t - \tau)d\tau + \int_{-\infty}^{\infty} b(\tau)h_y(t - \tau)d\tau. \quad (9\text{П.2})$$

В данном уравнении $h_x(t)$, $h_y(t)$ – компоненты горизонтального магнитного поля во временной области, а $z(t)$ – вертикальная компонента магнитного поля или одна из компонент горизонтального электрического поля, $a(\tau)$, $b(\tau)$ – искомые импульсные характеристики (ИХ).

В случае дискретных временных рядов конечной длины для каждого отсчета k временных рядов можно составить следующее уравнение:

$$z^k + \varepsilon^k = \Delta t \sum_{i=-m_1}^{m_2-1} a^i h_x^{k-i} + \Delta t \sum_{i=-m_1}^{m_2-1} b^i h_y^{k-i} + s. \quad (9\text{П.3})$$

Здесь верхние индексы обозначают номер элемента, ε – невязка для каждого значения ряда, Δt – период дискретизации временного ряда, s – посто-

янная составляющая. Коэффициенты m_1 , m_2 должны выбираться так, чтобы длина искомой ИХ была сопоставима с максимальным периодом, который требуется получить, и не превосходила трети длины всей записи.

Уравнение (9П.3) записывается для каждого k -го отсчета, составляется переопределенная система, которую затем можно решить тем или иным методом. Нахождение всех коэффициентов a_i и b_i , однако, требует слишком долгих вычислений. Поэтому в работе [Nowozynski, 2004] предлагается уменьшать количество неизвестных, представляя импульсные характеристики $a(\tau)$ и $b(\tau)$ в виде линейной комбинации ортогональных функций.

9П.2. Обработка в частотной области

Вторая группа алгоритмов подразумевает вычисление передаточных функций в частотной области. По ряду причин основное распространение получили алгоритмы, действующие именно по такой схеме [Семенов, 1985; Нарский, 1994; Larsen et al., 1996; Egbert, 1997; Varentsov et al., 2003; Chave, Tompson, 2004; Епишкин, 2016].

Получение спектральных оценок

На первом этапе обработки на основании измеренных временных рядов необходимо рассчитать их спектральные оценки. Существуют разные подходы к спектральному анализу. Рассмотрим два наиболее распространенных: метод цифровой узкополосной фильтрации и преобразование Фурье с использованием оконных функций.

Цифровая узкополосная фильтрация формально осуществляется во временной области. Для каждой частоты ω_c вычисляется оптимальный узкополосный фильтр $f(t)$ с частотной характеристикой $F(\omega)$ и центральной частотой ω_c (рис. 9П.1).

Функции $f(t)$ и $F(\omega)$ связаны через преобразование Фурье:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega) e^{-i\omega t} d\omega. \quad (9\text{П.4})$$

После вычисления фильтра производится свертка временных рядов компонент поля $x(t)$ с импульсной характеристикой фильтра $f(t)$:

$$y(t) = \int_{t-T}^{t+T} x(\tau) f(t - \tau) d\tau, \quad (9\text{П.5})$$

где $y(t)$ – преобразованная (фильтрованная) запись компоненты поля, отражающая изменение поля на частоте ω_c . Отметим, что свертка проводится в конечных пределах потому, что ИХ используемого фильтра мала и может считаться равной нулю вне интервала от $-T$ до $+T$. Значения $y(t)$ вычисляются для разных моментов t , и в результате для каждой фиксированной частоты мы получаем целый набор спектральных оценок, которые в дальнейшем могут использоваться для составления переопределенных систем.

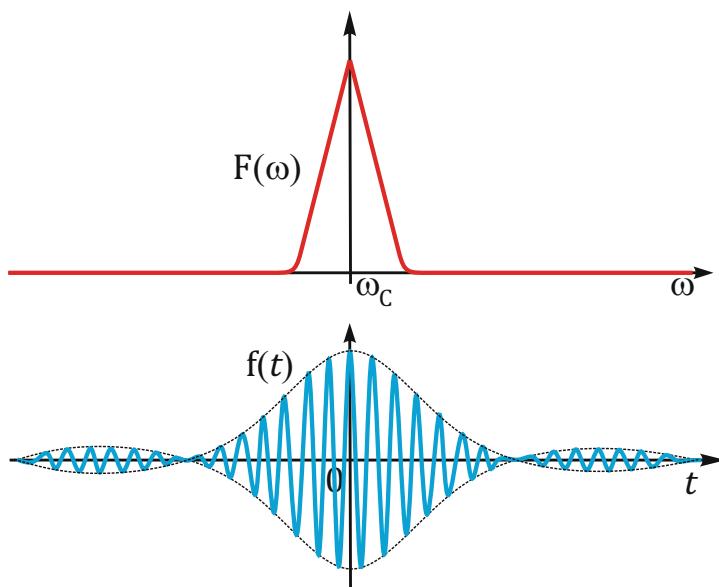


Рис. 9П.1. Частотная характеристика (сверху) и импульсная характеристика (снизу) оптимального узкополосного фильтра

WOSA (Welch Overlapped Section Averaging) [Welch, 1967] является другим широко использующимся методом получения спектральных оценок. Суть метода заключается в вычислении оконного преобразования Фурье (ОПФ) в окне заданной формы и постоянной длины, скользящем вдоль временного ряда. Под ОПФ понимают интеграл вида:

$$S_x(\tau, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} X(t) W(t - \tau) e^{-i\omega t} dt, \quad (9\text{P}.6)$$

где W – оконная функция, равная нулю (или имеющая очень малые значения) вне некоторого временного отрезка. Применение окон вызвано необходимостью уменьшить влияние боковых лепестков за счет увеличения ширины главного. Описываемый метод спектрального анализа получил широкое распространение за счет возможности применения алгоритмов быстрого преобразования Фурье (БПФ), значительно уменьшающих время вычислений.

Оценивание компонент тензора импеданса

После проведения спектрального анализа одним из вышеописанных методов на каждой частоте мы получаем N независимых спектральных оценок горизонтальных компонент МТ- поля. Важно понимать, что на практике на входные и выходные сигналы накладываются шумы, которые в большинстве случаев можно считать аддитивными.

Применяя метод наименьших квадратов (МНК) для системы (9П.1), будем искать такие передаточные функции $Z_{xx}(\omega)$, $Z_{xy}(\omega)$, $Z_{yx}(\omega)$ и $Z_{yy}(\omega)$, которые

обеспечивали бы минимальное уклонение левых частей уравнений системы от их правых частей по всему набору оценок в некоторой (например, квадратичной) метрике. Так, для решения системы (9П.1) можно сформулировать следующую вариационную задачу:

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^N (E_x^i - Z_{xx} H_x^i - Z_{xy} H_y^i)^2 = \min \\ \sum_{i=1}^N (E_y^i - Z_{yx} H_x^i - Z_{yy} H_y^i)^2 = \min, \end{cases} \quad (9\text{П.7})$$

Решение этой системы относительно величин Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} и Z_{yy} имеет вид:

$$\begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum_{i=1}^N E_x H_x^* & \sum_{i=1}^N E_x H_y^* \\ \sum_{i=1}^N E_y H_x^* & \sum_{i=1}^N E_y H_y^* \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \sum_{i=1}^N H_x H_x^* & \sum_{i=1}^N H_x H_y^* \\ \sum_{i=1}^N H_y H_x^* & \sum_{i=1}^N H_y H_y^* \end{pmatrix}^{-1}, \quad (9\text{П.8})$$

где $*$ – комплексное сопряжение.

Робастные методы оценивания

Метод наименьших квадратов дает хорошее приближение оцениваемой величины лишь в случае нормально распределенного шума. Если же отдельные оценки данных заметно выбиваются из нормального распределения, что чаще всего и происходит на практике, то решение методом МНК может оказаться *смещенным* (содержащим систематическую погрешность).

Для борьбы с таким смещением вклад каждого из отрезков записи (и соответствующих спектральных оценок) в получаемое решение должен определяться его уровнем зашумленности. Этот подход предполагает применение методов *робастной* (т.е. устойчивой к влиянию шумов различного типа) статистики, таких как М-оценки [Хьюбер, 1984] и отбраковка по критерию когерентности [Egbert, Livelybrooks, 1996].

В робастных статистических методах оценивания тензора импеданса вместо классической вариационной задачи вида (9П.7) решается более сложная нелинейная задача, которая тем не менее обычно сводится к методу взвешенных наименьших квадратов. В этом случае уравнения (9П.8) заменяются аналогичными уравнениями, в которых при вычислении сумм (отвечающих спектральным плотностям) используются дополнительные веса w_i :

$$\sum_{i=1}^N w_i A_i B_i^*. \quad (9\text{П.9})$$

М-оценка может быть получена путем итерационного решения системы методом взвешенных наименьших квадратов. В качестве начального прибли-

жения выбирается решение, полученное с помощью классического МНК с единичными весами. Затем вычисляются невязки, определяется масштабный коэффициент и выбираются новые веса w_i , с которыми система решается еще раз (выбор весовых коэффициентов представляет собой достаточно сложную задачу и основан на использовании специальных функций математической статистики). Новая оценка тензора импеданса используется для вычисления новых остатков. Итерационный процесс повторяется до сходимости.

При использовании *отбраковки по когерентности* в роли весов при расчете спектральных плотностей могут выступать *коэффициенты когерентности* – мера линейной связи случайных величин. Значение таких коэффициентов может варьироваться в диапазоне от 0 до 1. Близость значения к единице означает, что изучаемая система близка к линейной, а входные и выходные сигналы не искажены влиянием шумов. Напротив, малые значения коэффициентов когерентности указывают на присутствие шумов во входных и/или выходных сигналах и/или нелинейность самой системы.

Метод удаленной базы

Из системы (9П.8) видно, что при нахождении Z_{xx} и Z_{xy} в ней минимизируется невязка, обусловленная присутствием шумов в компоненте E_x , а при нахождении Z_{yx} и Z_{yy} – невязка, обусловленная присутствием шумов в компоненте E_y , то есть вся система (9П.8) изначально построена на предположении, что шуму подвержены только электрические компоненты измеряемого сигнала. В результате даже с применением методов робастной статистики определение тензора $Z(\omega)$ по формулам (9П.8) дает несмешенные оценки его компонент только в том случае, когда магнитное поле не содержит помех.

Если существующие магнитные помехи не коррелированы по разным компонентам поля, то результаты вычисления кросс-спектров должны оказаться практически несмешенными, однако результаты вычисления автоспектров будут искажены из-за накопления помех, которые коррелируют сами с собой. Кроме того, помехи могут быть коррелированы и по разным компонентам поля – в таком случае и кросс-спектры также оказываются смешенными, в результате чего итоговые оценки могут дать существенно неверные результаты.

Одним из способов борьбы с описанными проблемами является метод удаленной базы [Gamble et al., 1979], подразумевающий использование синхронных записей поля в удаленном пункте наблюдения. Вместо расчета авто- и кросс-спектров по одной точке предлагается рассчитывать кросс-спектры компонент поля, измеренных на разных точках. Замена соответствующих уравнений должна приводить к менее искаженному решению в предположении, что пространственный радиус корреляции помехи меньше расстояния между полевой точкой A и базовой точкой B , в то время как полезный сигнал на данном расстоянии сохраняет корреляцию.

При отсутствии корреляции помехи между разными пунктами регистрации магнитотеллурического поля оценка будет несмешенной, так как автокор-

реляционные матрицы заменены взаимно корреляционными. В этом случае система (9П.8) примет вид:

$$\begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum_{i=1}^N E_x H_x^{B*} & \sum_{i=1}^N E_x H_y^{B*} \\ \sum_{i=1}^N E_y H_x^{B*} & \sum_{i=1}^N E_y H_y^{B*} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \sum_{i=1}^N H_x^A H_x^{B*} & \sum_{i=1}^N H_x^A H_y^{B*} \\ \sum_{i=1}^N H_y^A H_x^{B*} & \sum_{i=1}^N H_y^A H_y^{B*} \end{pmatrix}^{-1}. \quad (9\text{П.10})$$

Кросс- и авто-спектры могут быть найдены как в рамках классического метода наименьших квадратов, так и с использованием рассмотренных выше робастных М-оценок.

Литература

1. Епинкин Д.В. Развитие методов обработки данных магнитотеллурического зондирования // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, 2016. № 4. С. 40–46.
2. Нарский Н.В. Робастные методы обработки магнитотеллурических вариаций. М.: МГУ, 1994. 130 с.
3. Семенов В.Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. М.: Недра, 1985. 133 с.
4. Хьюбер Дж.П. Робастность в статистике. М.: Мир, 1984. 304 с.
5. Chave A.D., Tompson D.J. Bounded influence magnetotelluric response function estimation // Geophys. J. Int., 2004. № 157. P. 988–1006
6. Egbert G., Livelybrooks D. Single station MT impedance estimation: coherency weighting and the regression M-estimate // Geophysics, 1996. № 61. P. 964–970.
7. Egbert G. Robust multiple-station magnetotelluric data processing // Geophys. J., 1997. № 130. P. 475–496.
8. Ernst T. A comparison of two methods of the transfer function calculation using the least-square criterion in time and frequency domain // Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., G-2, 1981. № 143.
9. Gamble T.D., Goubau W.M., Clarke J. Magnetotellurics with a remote magnetic reference // Geophysics, 1979. № 44. P. 53–68.
10. Larsen J.C., Mackie R.L., Manzella A., Fiordelisi A., Rieven S. Robust smooth magnetotelluric transfer functions // Geophys. J., 1996. № 124. P. 801–819.
11. Varentsov Iv. M., Sokolova E. Yu., Martanus E.R., Nalivaiko K.V. et al. System of electromagnetic field transfer operators for BEAR array of simultaneous sounding: Methods and results // Phys. Solid Earth, 2003. № 39, 2. P. 118–148.
12. Welch P.D. The use of the fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms // IEEE Trans. Audio Electroacoust., 1967. № 15. P. 70–73.

Приложение 10

Особенности искажений кривых ЗСБ

На практике кривые зондирования становлением поля нередко оказываются искажены различными физическими явлениями, существенно влияющими на эффективность геологического толкования результатов измерений. К таким явлениям относятся [Barsukov et al., 2015]:

- емкостные эффекты или «поляризация петли»;
- суперпарамагнитные (СПМ) эффекты, выражающиеся в частотной дисперсии магнитной проницаемости вещества μ ;
- эффекты вызванной поляризации (ВП), выражающиеся в частотной дисперсии удельного сопротивления вещества ρ .

Емкостные эффекты

Появление емкостных эффектов обусловлено перетеканием тока в землю и обратно за счет распределенной емкости, возникающей между изолированным проводом петли и землей. Данные эффекты могут сильно искажать кривые ЗСБ на поздних временах. При их возникновении следует по возможности уменьшить значение омического сопротивления петли (с помощью провода большего сечения) и величину распределенной емкости (с помощью более толстой изоляции или поднятия петли над землей).

Суперпарамагнитные эффекты

СПМ-эффекты в горной породе обусловлены процессами *магнитной поляризации* вещества и связаны, как правило, с ультрадисперсными частицами магнитных минералов (магнетита, пирротина, магнетита, гематита и др.). Такие минералы широко распространены в областях развития эфузивных и вулканогенно-осадочных пород; при этом наиболее суперпарамагнитными обычно оказываются поверхностные глинистые образования, покрывающие материнские толщи.

Другой причиной появления СПМ-эффекта нередко оказывается наличие вблизи установки металлического мусора, проводов, рельсов, дорог с бетонным покрытием, металлических заборов и т.п.

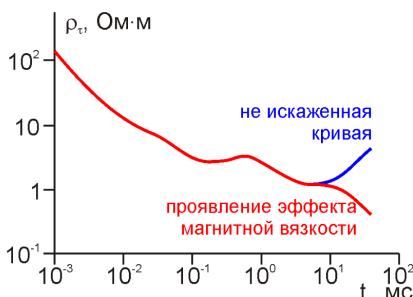


Рис. 10П.1. Искажение кривой ЗСБ при наличии СПМ-эффекта

Характерной особенностью влияния СПМ-эффекта на кривые ЗСБ является аномально медленная скорость спада переходной характеристики во времени. Именно этим свойством сигнала можно пользоваться для идентификации подобных эффектов в регистрируемых данных – в нижней части разреза при интерпретации возникают ложные проводники (рис. 10П.1).

Характерные признаки СПМ-искажений [Barsukov et al., 2015]:

- поздние стадии процесса становления поля пропорциональны $1/t$;
- кажущееся сопротивление убывает до неоправданно низких значений;
- кривые для соосных и разнесенных установок отличаются на поздних временах (кривая для соосной установки идет ниже);
- кривые для разных по размеру совмещенных (однопетлевых) установок на поздних временах имеют параллельные круто спадающие ветви.

Для уменьшения влияния СПМ-эффектов на результаты работы методом ЗСБ можно использовать три подхода.

1. Уменьшить *потокосцепление* (взаимную индуктивность) петель. Для этого предпочтительно использование соосных установок «петля в петле» с существенно разными размерами генераторной и приемной петель. При выносе малого приемного датчика за пределы контура генераторной петли происходит смена знака переходного процесса и наблюдается значительное ослабление СПМ-эффекта, однако интерпретация малых и средних времен зарегистрированного переходного процесса оказывается крайне затруднена.

2. Увеличить размер петли (при использовании однопетлевых установок). Сигнал в совмещенных установках пропорционален квадрату площади $\sim R^4$, в то время как СПМ-эффект при небольшой глубине залегания магнитных пластов пропорционален периметру петли $\sim R$. Таким образом, при увеличении размера петли соотношение сигнал/помеха быстро увеличивается ($\sim R^3$).

3. Поднять петлю вверх (при использовании однопетлевых установок). В случае работы с небольшими совмещенными установками (не более 50x50 м) и не слишком интенсивных СПМ-эффектов в почвенном слое этот способ оказывается весьма эффективен как с точки зрения результатов, так и с точки зрения минимизации трудозатрат.

Эффект вызванной поляризации

Для математического описания связанный с процессами ВП частотной дисперсии удельного сопротивления обычно используется модель Cole-Cole (раздел 8.1), которая для принятой в методах зондирования временной зависимости $e^{-i\omega t}$ (раздел 2.1) принимает вид:

$$\rho_{CC}(\omega) = \rho_0 \left(1 - \eta \frac{(-i\omega\tau)^C}{1 + (-i\omega\tau)^C} \right), \quad (10\text{П.1})$$

где $\eta \in (0; 1)$ – поляризуемость, $C \in (0; 1)$ – показатель степени, ρ_0 (Ом·м) – сопротивление среды на постоянном токе и τ (сек) – постоянная времени.

Наибольшее влияние эффекта ВП на данные ЗСБ наблюдается в поздней стадии процесса становления поля, когда в эту область попадает постоянная времени поляризации τ . Поскольку электродинамическая и поляризационные составляющие переходного процесса имеют разные знаки, то эффект ВП приводит к занижению величины кажущегося сопротивления, иногда вплоть до отрицательных значений. При этом характер переходного процесса сущес-

ственno зависит от показателя степени C в формуле (10П.1). Так, при $C > 0.5$ и достаточно больших η (параметры, наиболее характерные для «быстрых» процессов ВП, связанных с эффектом Максвелла – Вагнера и др.) переходная характеристика поля дважды меняет знак и на поздних временах возвращается на чисто электродинамическую асимптоту, а при $C < 0.5$ (значения, характерные для большинства горных пород с электрохимическим и электрохимическим типами поляризуемости) независимо от величины η суммарная переходная характеристика над ОПП после смены знака так и остается отрицательной [Светов, 2008].

Значительное влияние эффектов ВП на данные индукционного зондирования позволяет использовать метод ЗСБ для обнаружения поляризуемых объектов. Однако при количественной интерпретации таких данных ввиду множества геоэлектрических параметров, характеризующих каждую точку пространства (ρ , η , τ , C), существенно расширяется область эквивалентности, и на основании одной измеренной переходной характеристики не всегда можно однозначно восстановить параметры даже однородного поляризуемого полупространства [Кожевников, Антонов, 2007]. В связи с этим эффект ВП в индукционных методах электроразведки чаще рассматривается как помеха, затрудняющая получение информации о распределении сопротивления в среде, и его влияние на кривые зондирования стараются минимизировать.

К характерным признакам искажений кривых ЗСБ относятся:

- 1) нарушение монотонности спада $E(t)$, локальное увеличение сигнала;
- 2) сигнал $E(t)$ изменяет полярность;
- 3) форма кривых ЗСБ сильно отличается для разных установок и петель;
- 4) кривые $\rho(t)$ и $E(t)$ заметно меняются при подъеме петель над землей.

В качестве примера на рис. 10П.2 приведены результаты расчета для двух одномерных моделей с различным положением поляризуемого слоя (таблица 10П.1). Из рисунка видно, что кривые для соосных установок совпадают (то есть для такого типа установок приведенные модели оказываются эквивалентными). В то же время кривые для разнесенных установок сильно отличаются.

Таблица 10П.1

Параметры моделей с поляризуемыми слоями

№ слоя	Модель 1					Модель 2				
	ρ , Ом·м	h , м	η	τ , мкс	C	ρ , Ом·м	h , м	η	τ , мкс	C
1	30	4	–	–	–	30	1	–	–	–
2	200	15	0.55	110	0.85	6000	25	–	–	–
3	600	190	–	–	–	300	210	0.82	110	0.85
4	45	200	–	–	–	45	200	–	–	–
5	600	–	–	–	–	600	–	–	–	–

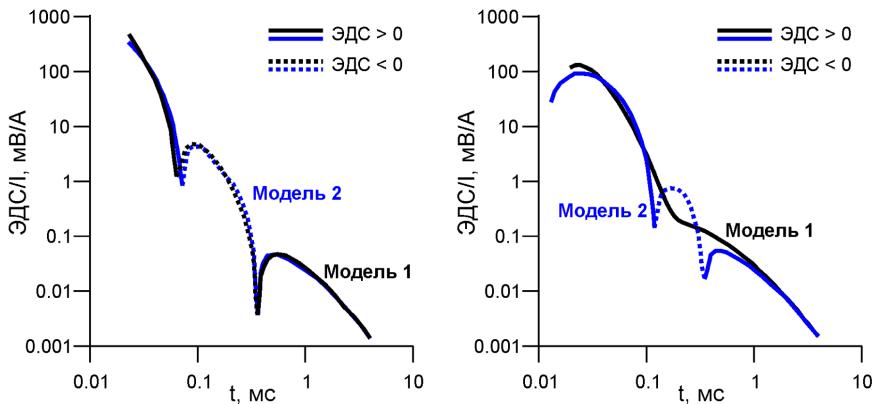


Рис. 10П.2. Кривые $E(t)$ над моделями 1 и 2 для совмещенной (слева) и разнесенной (справа) установок ЗСБ типа $Q-q$ (по В.В. Стогнию)

Поляризационный сигнал пропорционален периметру приемной петли, в то время как индукционный – ее площади. Таким образом, соотношение сигнал/помеха увеличивается с увеличением размера приемной петли пропорционально длине ее стороны $\sim R$. Кроме того, эффект ВП от приповерхностных тел значительно ослабляется при подъеме петель над землей или при удалении приемного датчика от центра питающей петли [Стогний, Коротков, 2010], что хорошо видно на рис. 10П.2. Данный пример также показывает, что использование разнесенных установок значительно больше ослабляет приповерхностные аномалии ВП (модель 1), чем глубинные (модель 2). Формально это позволяет с помощью установок с выносными датчиками проводить поиск глубоко залегающих одномерных поляризуемых объектов и в некоторых случаях (при наличии априорной информации) оценивать глубину их залегания [Кожевников, Компаниец, 2010].

Литература

1. Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю. Инверсия данных МПП с учетом быстро протекающей вызванной поляризации: численный эксперимент на основе модели однородного поляризующегося полупространства // Геофизика. 2007. № 1. С. 42–50.
2. Кожевников Н.О., Компаниец С.В. Интерпретация данных ЗСБ с учетом параметров индукционно-вызванной поляризации // Сборник тезисов конференции «ГеоБайкал-2010». 2010.
3. Светлов Б.С. Основы геоэлектрики. М.: ЛКИ, 2008. 656 с.
4. Стогний В.В., Коротков Ю.В. Поиск кимберлитовых тел методом переходных процессов. Новосибирск: Малот. тип. 2Д, 2010. 121 с.
5. Barsukov P.O., Fainberg E.B., Khabensky E.O. Shallow Investigations by TEM-FAST Technique: Methodology and Examples // Methods in Geochemistry and Geophysics. Vol. 40, 2nd Edition. 2015. Elsevier. P. 482.

Приложение 11

Связь между параметрами ВП

Одновременное и большей частью независимое развитие метода вызванной поляризации в Северной Америке, Советском Союзе и Европе привело к появлению множества различных параметров, описывающих интенсивность процессов ВП как во временной, так и в частотной области. Многие из них оказались «защиты» непосредственно в измерительную аппаратуру, что иногда затрудняет сопоставление данных, полученных разными приборами. Рассмотрим некоторые из таких параметров, используемых в частотной и импульсной модификациях метода вызванной поляризации.

Частотная область

Основной характеристикой интенсивности ВП в частотной области является фаза комплексного сопротивления поляризуемых пород (*фаза ВП*) $\varphi_{en}(\omega)$, измеряемая в градусах или миллирадианах ($1^\circ \approx 17$ мрад). Отметим, что знак φ_{en} выбирается по договоренности, поскольку зависит от формального определения прямого преобразования Фурье, принятого в том или ином методе или школе электроразведки (раздел 2.1). Так, фаза ВП в модели Cole-Cole, записанной в виде уравнения (8.14), является отрицательной, а в виде уравнения (10П.1) – положительной.

Помимо $\varphi_{en}(\omega)$ в отечественной электроразведке также широко распространено прямое измерение *дифференциального фазового параметра* (ДФП) $\Delta\varphi_{1-3}(\omega)$ на 1-й и 3-й гармониках прямоугольного знакопеременного сигнала типа «меандр» (например, в измерителе МЭРИ-24):

$$\Delta\varphi_{1-3}(\omega) = \frac{3\varphi_{en}(\omega) - \varphi_{en}(3\omega)}{2}. \quad (11П.1)$$

Поскольку фаза ВП большинства реальных горных пород медленно меняется с частотой, то можно положить $\varphi_{en}(\omega) \approx \varphi_{en}(3\omega)$, и из (11П.1) получим:

$$\Delta\varphi_{1-3}(\omega) \approx \varphi_{en}(\omega). \quad (11П.2)$$

К наиболее широко используемым амплитудно-частотным параметрам вызванной поляризации относятся *Percent Frequency Effect (PFE)* и *Logarithmic Frequency Effect (LFE)*, определяемые по формулам [Van Voorhis et al., 1973; Borner, 1992]:

$$PFE(\omega_1, \omega_2) = \frac{|\rho(\omega_1)| - |\rho(\omega_2)|}{|\rho(\omega_1)|} \cdot 100\%, \quad (11П.3, а)$$

$$LFE(\omega) = -\frac{\partial \ln|\rho(\omega)|}{\partial \ln(\omega)} \cdot 100\%. \quad (11П.3, б)$$

При работе на двух близких частотах ω_1 и $\omega_2 = A\omega_1$ справедливо:

$$\frac{\partial \ln|\rho(\omega)|}{\partial \ln(\omega)} = \frac{1}{|\rho(\omega)|} \cdot \frac{\partial |\rho(\omega)|}{\partial \ln(\omega)} \approx \frac{|\rho(\omega_2)| - |\rho(\omega_1)|}{|\rho(\omega_1)| \cdot \ln(\omega_2/\omega_1)} = \frac{|\rho(\omega_2)| - |\rho(\omega_1)|}{|\rho(\omega_1)| \cdot \ln A},$$

откуда с учетом определений (11П.3) параметров *PFE* и *LFE* получаем:

$$PFE(\omega) \approx LFE(\omega) \cdot \ln A. \quad (11\text{П.4})$$

Для PFE_{1-3} , измеренного по 1-й и 3-й гармоникам меандра, $\ln A \approx 1$ и

$$PFE_{1-3}(\omega) \approx LFE(\omega). \quad (11\text{П.5})$$

Чтобы связать фазовые измерения с амплитудно-частотными, последуем работе [Zonge et al., 1972] и воспользуемся упрощенным *дисперсионным соотношением* (ДС) II рода (приложение 7). Поскольку фаза ВП медленно меняется с частотой, то действием на нее указанного в формуле (7П.5, б) сглаживающего фильтра $B(u)$ можно пренебречь, следовательно:

$$\varphi_{\text{вп}}(\omega) \approx \frac{\partial \ln|\rho(\omega)|}{\partial \ln(\omega)} \cdot 90^\circ. \quad (11\text{П.6})$$

Из приведенных соотношений видно, что для любой рабочей частоты ω указанные выше амплитудно-частотные параметры (в процентах) будут иметь приблизительно тот же порядок, что и фазовые (в градусах):

$$PFE_{1-3}(\%) \approx LFE(\%) \approx |\varphi_{\text{вп}}(\omega)| \approx |\Delta\varphi_{1-3}(\omega)|. \quad (11\text{П.7})$$

Временная область

Основной характеристикой ВП во временной области является *поляризумость* η , представляющая собой нормированное значение напряжения в приемной линии через некоторое время задержки t после выключения тока и измеряемая в процентах (раздел 8.1):

$$\eta(t) = \frac{U_{\text{вп}}(t)}{U_{\text{пп}}} \cdot 100\%. \quad (11\text{П.8})$$

В отечественной электроразведке чаще всего задержка t выбирается равной 0.5 с [Электроразведка... 1989]. Помимо η в ряде работ по ВП используется *дифференциальная поляризумость* $\Delta\eta$ [Шаповалов и др., 1976]:

$$\Delta\eta(t) = -\frac{\partial\eta(t)}{\partial \lg(t)} \cdot 100\%. \quad (11\text{П.9})$$

Данный параметр подчеркивает как интенсивность ВП, так и ее спектральные характеристики. На малых временах $\Delta\eta(t)$ значительно меньше $\eta(t)$, но при $t = \tau$ достигает максимума и приобретает тот же порядок, что и $\eta(t)$.

С точки зрения помехоустойчивости более выгодно использовать осредненное значение поляризумости η по некоторому временному окну $[t_1, t_2]$:

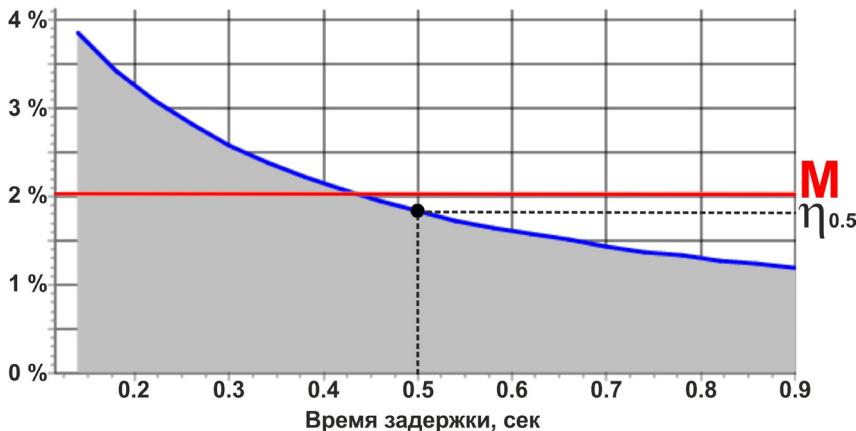


Рисунок 11П.1. Параметры $\eta_{0.5}$ и $M(t_1 = 120 \text{ мс}, t_2 = 920 \text{ мс})$ на кривой спада ВП

$$M(t_1, t_2) = \frac{1}{(t_2 - t_1)} \int_{t_1}^{t_2} \frac{U_{\text{ВП}}(t)}{U_{\text{пр}}} dt. \quad (11\text{П.10})$$

Параметр M в российской литературе известен как *заряжаемость*. В том случае когда $t_1 = 120 \text{ мс}$ и $t_2 = 920 \text{ мс}$ (стандартные размеры временного окна в аппаратуре IRIS Syscal), при изучении пород с не слишком малыми временами релаксации τ значение M имеет тот же порядок, что и $\eta_{0.5}$ (рис. 11П.1). Однако заряжаемость измеряют не в процентах, а в *милливольтах на вольт* ($1\% = 10 \text{ мВ/В}$), откуда получаем оценку:

$$M (\text{мВ/В}) \approx 10 \cdot \eta_{0.5} (\%). \quad (11\text{П.11})$$

Еще более необычной размерностью обладает заряжаемость M^N , определяемая по распространенному в Северной Америке стандарту Newmont. Дело в том, что при вычислении M^N не проводится нормировки интеграла (11П.10) на отрезок времени $(t_2 - t_1)$ и она измеряется в *миллисекундах*. При этом обычно $t_1 = 450 \text{ мс}$ и $t_2 = 1100 \text{ мс}$ (например, в аппаратуре Zonge GDP), то есть осреднение происходит на несколько более поздних временах, с учетом чего соотношение между M и M^N можно грубо оценить как:

$$M (\text{мВ/В}) \approx 3 \cdot M^N (\text{мс}). \quad (11\text{П.12})$$

Связь между частотной и временной областями

При выполнении условия $\omega t \sim 1$ справедливо [Электроразведка... 1989]:

$$\text{Re}\{\rho(\omega)\} \approx \rho_o [1 - \eta(t)]. \quad (11\text{П.13})$$

Если значения фазы ВП $\varphi_{\text{ен}}(\omega)$ не слишком большие, то $\text{Re}\{\rho(\omega)\} \approx |\rho(\omega)|$, $\eta(t) \ll 1$ и применение соотношения (11П.6) к формуле (11П.13) дает:

$$\varphi_{\text{ВП}}(\omega) \approx \frac{\partial \ln|\rho(\omega)|}{\partial \ln(\omega)} \cdot 90^\circ \approx \frac{\partial \ln[1 - \eta(t)]}{\partial \ln(t)} \cdot 90^\circ \approx -\frac{\partial \eta(t)}{\partial \lg(t)} \cdot 40^\circ. \quad (11\text{П.14})$$

Сравнивая формулы (11П.14) и (11П.9), получаем, что при $\omega t \sim 1$

$$\Delta\eta(\%) \approx -2.5 \cdot \varphi_{\text{вп}} (\circ). \quad (11\text{П}.15)$$

Поскольку при измерениях на средних временах $\Delta\eta$ сопоставим с η , то

$$\eta(\%) \approx -2.5 \cdot \varphi_{\text{вп}} (\circ), \quad (11\text{П}.16)$$

что также подтверждается результатами полевых экспериментов, проведенных на ряде рудных объектов Казахстана [Куликов, Шемякин, 1978].

Заметим, что исходное выражение (11П.13) предполагает бесконечно большое время зарядки тела; если же фактическое его значение соизмеримо с t или τ , то необходимо введение дополнительных поправок [Инструкция... 1984]. Кроме того, величина полученного коэффициента пересчета (-2.5) зависит от параметра ωt , а также от спектральных характеристик изучаемых поляризуемых объектов, поэтому в общем случае формулы (11П.15) и (11П.16) являются достаточно грубыми и для сравнительных оценок должны применяться с большой осторожностью. В то же время ими часто пользуются для удобства представления полученных данных, поскольку они позволяют формально перевести градусы фазы в более привычную с точки зрения классического метода ВП размерность процентов поляризуемости, что не оказывает принципиального влияния на последующую интерпретацию данных.

Литература

1. Инструкция по электроразведке / Под ред. Г.С. Франтова. Л.: Недра, 1984. 621 с.
2. Куликов А.В., Шемякин Е.А. Электроразведка фазовым методом вызванной поляризации. М.: Недра, 1978. 157 с.
3. Шаповалов О.М., Черныш Ю.В., Кузьмичев В.В. Метод производной вызванной поляризации и его практическое применение // Методы разведочной геофизики. Л.: НПО «Рудгеофизика», 1976. С. 86–95.
4. Электроразведка: Справочник геофизика / Под ред. В.К. Хмелевского и В.М. Бондаренко. Книга вторая. М.: Недра, 1989. 438 с.
5. Borner F.D. Complex conductivity measurements of reservoir properties // Proceedings of 3rd ECA Symposium. 1992. Paris. P. 359–386.
6. Pelton W.H., Ward S.H., Hallot P.G., Sill W.R., Nelson P.H. Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP // Geophysics. 1978. V. 43. P. 588–609.
7. Van Voorhis G.D., Nelson P.H., Drake T.L. Complex resistivity spectra of porphyry copper mineralization // Geophysics. 1973. V. 38. P. 49–60.
8. Zonge K.L., Sauck W.A., Sumner J.S., 1972, Comparison of time, frequency, and phase measurements in induced polarization: Geophysical Prospecting. 20. P. 626–648.

ООО «ПолиПРЕСС»
170041, Россия, г. Тверь, Комсомольский пр-т, д. 7, пом. II
Верстка – Н.А. Сапожникова
Корректор – И.Г. Чижикова
www.poly-press.ru

Подписано в печать 29.05.2018

Формат 32х45 1/4.

Тираж 200 экз.

Заказ № 6740.

Заказы на книгу и замечания по ее содержанию просят присыпать по адресам:
mail@nw-geophysics.com, nikita.zorin.geophys@gmail.com