

Введение

Геофизические методы исследования земной коры (ГМИЗК), называемые по-разному: разведочная и скважинная; прикладная и промысловая; региональная, разведочная и геофизические исследования скважин (или каротаж), - это научно-прикладной раздел геофизики, предназначенный для изучения земной коры мощностью 35 - 70 км на суше и 5 - 10 км под дном акваторий океанов и морей.

Геофизика, как обобщающая наука, изучающая Землю и околоземное пространство с помощью естественных и искусственных физических полей занимает среди точных и естественных наук (астрономии, физики, математики, географии, геологии, химии) уникальное стыковое положение. Она использует достижения этих фундаментальных наук или родственных им научно-прикладных дисциплин (например, космонавтики, геодинамики, информатики, электроники, автоматике и др.), ставя перед ними немало проблем теоретического и прикладного плана.

Хотя иногда геофизику отождествляют с Физикой Земли, однако последняя наука изучает лишь Землю, как планету и ее оболочки: каменную - литосферу, мощностью порядка 100 км, астеносферу, простирающуюся до глубин 400 км, мантию - до глубин 2900 км, ядро внешнее (до глубин 5100 км) и внутреннее (до центра Земли). Глобальная геофизика как обобщающая фундаментальная наука включает не только Физику Земли, но и геофизику космоса и атмосферы, гидросферы, а также науки, изучающие конкретные физические поля Земли: гравиметрию, магнитометрию, геоэлектрику, сейсмологию, сейсмометрию, термометрию, ядерную геофизику. Из этих фундаментальных геофизических наук выделяются научно-прикладные разделы. Так, геофизика воздушной оболочки включает физику космоса и атмосферы, метеорологию, климатологию и др. Геофизика водной оболочки (гидросферы) состоит из гидрофизики, океанологии, физики моря, лимнологии (изучение озер), гидрологии (изучение рек), подземной гидросферы, гляциологии (изучение ледников) и др. Из геофизики литосферы выделились разведочная или прикладная геофизика с методами, имеющими большое практическое значение при поисках и разведке полезных ископаемых и называемыми гравиразведкой, магниторазведкой, электроразведкой, сейсморазведкой, терморазведкой, ядерно-геофизической и геофизические методы исследования скважин (ГИС).

Кроме названных выше выделяют и другие оболочки (сферы) Земли: биосферу (сферу жизни), гуманитарную сферу, ноосферу (сферу разума) и др. Учитывая все возрастающую роль природных эндогенных (внутренних) факторов, таких как землетрясения и др. и экзогенных (внешних) факторов, например, выветривание и др., а также антропогенно-техногенных сил (взрывов, загрязнений окружающей среды и др.) целесообразно выделить еще одну оболочку - биотехносферу. Это часть атмосферы, гидросферы, земной коры, являющаяся средой обитания человека и испытывающая антропогенно-техногенную нагрузку вследствие деятельности людей.

Земля и все ее сферы являются открытыми, активно живущими, динамическими, нелинейными системами, тесно связанными между собой. Они окружены космическим пространством (физическим вакуумом), насыщенным высокоэнергетическими физическими полями импульсно-ритмичной формы. Эволюция Вселенной, Галактики, Солнца, Земли, Биосферы сопровождается циклическим обменом вещества (от корпускулярного излучения космоса до извержения вулканов), энергии (от слабых полей в молекулах до гравитационных полей сверхзвезд), а может быть и обменом информации между биосферой и космосом (например, через многочисленные ритмы Вселенной).

Непрерывно возрастающая роль антропогенно-техногенной нагрузки, сравнимой с природными факторами, приводит к необходимости выделения из глобальной геофизики, наряду с геофизикой космоса и атмосферы, гидросферы и литосферы, новой фундаментальной науки - геофизики биотехносферы (ее можно назвать геофизической

экологией), предназначенной для изучения влияния физических полей на экосистемы Земли.

Предметом исследований геофизических методов (прикладной геофизики) являются: глубинные структуры земной коры на суше и океанах (платформенные, геосинклинальные, рифтовые области, океанические впадины и др.), кристаллический фундамент, осадочный чехол, полезные ископаемые в них, верхняя часть земной коры, называемая геологической (геофизической) средой или верхней частью разреза.

Целью прикладной геофизики является восстановление строения, состава, истории развития этих объектов земной коры на основе косвенной информации о физических полях.

Основными задачами геофизических исследований земной коры являются следующие: изучение состава, строения и состояния пород, слагающих земную кору, а также их динамику, выявление полезных ископаемых и изучения геологической среды как основы для промышленного, сельскохозяйственного, гражданского и военного освоения и сохранения ее экологических функций, как источника жизни на Земле путем косвенного изучения физических полей. Формально они сводятся к обнаружению геологических объектов, оценки их геометрии, а по физическим свойствам определение их геологической природы.

В соответствии с решаемыми задачами основными прикладными направлениями и методами геофизических исследований земной коры являются: глубинная, региональная, разведочная (нефтегазовая, рудная, нерудная, угольная), инженерная (инженерно-геологическая, гидрогеологическая, почвенно-мелиоративная, мерзлотно-гляциологическая) и экологическая геофизика.

Остановимся на краткой характеристике физических полей Земли, их параметров, а также физических свойствах среды, обеспечивающих возможность выявления аномальных объектов в ней.

Каждое физическое поле численно характеризуется своими параметрами. Так, гравитационное поле определяется ускорением свободного падения или силы тяжести (g) и его градиентами (g_x, g_y, g_z) и др.; геомагнитное поле - полным вектором напряженности T и различными его элементами (вертикальным Z , горизонтальным H и др.); электромагнитное - векторами магнитной (H) и электрической (E) составляющими; упругое - скоростями (V) распространения различных упругих волн; термическое - температурами ($T^{\circ}C$); ядерно-физическое - интенсивностями естественного (J_{γ}) и искусственно вызванных ($J_{\gamma\gamma}, J_{nn}$) гамма- и нейтронных излучений.

Принципиальная возможность проведения геологической разведки на основе различных физических полей Земли определяется тем, что распределение параметров полей в воздушной оболочке, на поверхности акваторий или Земли, в горных выработках и скважинах зависит не только от происхождения естественных или способа создания искусственных полей, но и от литолого-петрографических и геометрических неоднородностей земной коры, создающих аномальные поля. Аномалией в геофизике считается отклонение измеренного параметра поля от нормального, за которое чаще всего принимается поле над однородным полупространством. При этом возникновение аномалий связано с тем, что объект поисков, называемый источником аномалий, или возмущений, или аномалосоздающим объектом, либо сам создает поле в силу естественных причин, например, возбуждается естественное постоянное электрическое поле, либо искажает поле, вследствие различий физических свойств, например, отражение сейсмических или электромагнитных волн от контактов разных толщ. Интенсивность аномалий определяется контрастностью физических свойств, относительной глубиной объекта, а также уровнем помех.

Если геологические и геохимические методы являются прямыми методами близкого действия, основанными на непосредственном изучении минерального, петрографического

или геохимического состава вскрытых выработками горных пород, то геофизические методы являются косвенными, дальнего действия. Они обеспечивают равномерность, объемный, интегральный характер получаемой объективной информации с теоретически неограниченной глубиной. При этом производительность экспериментальных геофизических работ значительно выше, а стоимость в несколько раз меньше по сравнению с разведкой с помощью неглубоких (до 100 м) и в сотни раз меньше глубоких (свыше 1 км) скважин. Повышая геологическую и экономическую эффективность изучения недр, геофизические методы исследования являются важнейшим направлением ускорения научно-технического прогресса в геологии и горном деле.

Выявление геофизических аномалий - сложная техническая и математическая проблема, поскольку оно проводится на фоне не всегда однородного и спокойного нормального поля среди разнообразных помех геологического, природного, техногенного характера (неоднородности верхней части геологической среды, неровности рельефа, космические, атмосферные, климатические, промышленные и другие помехи), т.е. всегда наблюдается интерференция полей разной природы. При этом бывает как простое наложение (суперпозиция) параметров полей, так и их сложные, нелинейные взаимодействия.

Измеряя те или иные физические параметры по системам обычно параллельных профилей или маршрутов и выявив аномалии, можно судить как о свойствах пород, так и получить сведения о геологическом строении исследуемого массива.

Аномалии определяются, прежде всего, изменением физических свойств горных пород по площади и по глубине. Так, гравитационное поле зависит от изменения плотности пород (σ); магнитное поле - от магнитной восприимчивости (κ) и остаточной намагниченности (J_r); электрическое и электромагнитное поля - от удельного электрического сопротивления пород (ρ), диэлектрической (ϵ) и магнитной (μ) проницаемостей, электрохимической активности (α) и поляризуемости (β); упругое поле - от скорости распространения (V) и затухания (β) различных типов волн, а последние, в свою очередь, - от плотности упругих констант (модуль Юнга (E) и коэффициент Пуассона (δ) и др.; термическое поле - от тепловых свойств: теплопроводности (λ_T), теплоемкости (C) и др.; ядерные - от естественной радиоактивности, гамма-лучевых и нейтронных свойств. Физические свойства горных пород меняются иногда в небольших пределах (например, плотность меняется от 1 до 6 г/см³), а иногда в очень широких пределах (например, удельное электрическое сопротивление изменяется от 0,001 до 10¹⁵ Ом*м). В зависимости от целого ряда физико-геологических факторов одна и та же порода может характеризоваться разными свойствами, и наоборот - разные породы могут не отличаться по некоторым свойствам.

Изучение физических свойств горных пород и связи их с минеральным и петрографическим составом, а также водо-, газо-, нефтенасыщенностью является предметом исследований петрофизики. По способу проведения работ геофизические исследования подразделяются на следующие технологические комплексы: аэрокосмические (дистанционные), полевые (наземные), акваториальные (или аквальные, океанические, морские, речные), подземные (шахтно-рудничные), геофизические исследования скважин (ГИС). Иногда дистанционные методы изучения Земли с помощью самолетов, вертолетов, искусственных спутников, пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций не считают геофизическими, поскольку при этих работах преобладают съемки в видимом диапазоне спектра электромагнитных волн (фото- и телевизионные съемки). Однако, кроме таких визуальных наблюдений все чаще используются дистанционные методы невидимого диапазона электромагнитных волн: инфракрасные, радиолокационные (радарная и радиотепловая), радиоволновые, ядерные, магнитные и другие съемки, которые являются сугубо геофизическими.

Особое место в геофизике занимают геофизические исследования скважин (ГИС), отличающиеся от прочих геофизических методов специальной аппаратурой и техникой наблюдений и имеющие большое прикладное значение при документации разрезов скважин. Эти методы называют также буровой, промысловой геофизикой или каротажем.

Как отмечалось выше, верхние оболочки Земли являются предметом исследования не только геофизических методов, но и других наук: геологии со всеми разделами, геохимии, географии и др. Геофизические методы исследования, базируясь на этих науках, являются, прежде всего, геологическими. Вместе с тем, давая другим наукам о Земле всевозможную информацию, они изменяют сам характер геологоразведочных работ. О большой роли геофизики говорит, например, такой факт: треть ассигнований и четверть специалистов в геологоразведочных организациях связаны с геофизикой.

Теория геофизических методов исследований - физико-математическая, а сама эта прикладная отрасль геофизики и геологии относится скорее к точным наукам в отличие от описательной, какой все еще является геология. Математическое моделирование, т.е. решение геофизических задач с помощью математики, настолько сложно, что здесь используются передовые ее достижения и самый высокий уровень компьютеризации. На геофизических задачах в немалой степени совершенствуется математический аппарат. Математическое решение прямых задач, т.е. определение параметров физического поля по известным физическим свойствам, размерам и форме геологических объектов, хотя иногда очень сложно, но однозначно. Вместе с тем, одно и то же распределение параметров физического поля может соответствовать различным соотношениям физических свойств и размеров геологических объектов. Иными словами, математическое решение обратной задачи геофизики (как и вообще математической физики), т.е. определение размеров геологических объектов и свойств слагающих их пород по наблюдаемому полю, не только значительно сложнее, но и, как правило, неоднозначно.

Аппаратура геофизических методов исследования основана на использовании механики, электроники, автоматики, вычислительной техники, т.е. способы измерений - физико-технические. При этом инструментальный уровень очень высокий, а сама аппаратура через каждые 5 - 10 лет полностью обновляется.

Методика, т.е. способ проведения работ, сводится к профильным, а чаще площадным геофизическим съемкам. Густота сети наблюдений зависит от поставленных задач, масштабов съемки, размеров и глубины залегания разведываемых объектов.

В результате геофизических съемок получают графики и карты наблюдаемых параметров поля. Их обработка состоит из всевозможных трансформаций наблюдаемых полей, качественного (визуального) выделения аномалий, их физико-математической интерпретации, выполняемой, как правило, с помощью ЭВМ и геологического истолкования результатов. Физико-математическая интерпретация выполняется на основе физико-геологических моделей (ФГМ), приближенно соответствующих реальным геологическим объектам. Сущность моделирования сводится к аппроксимации разведываемых объектов априорными (до опыта) ФГМ, т.е. телами простой геометрической формы (шар, столб, цилиндр, пласт и др.) или сложной формы с разными контрастностями их физических свойств по сравнению с окружающей средой. Для выбранных ФГМ решаются прямые задачи и теоретические материалы сравниваются с наблюдаемыми. Меняя параметры ФГМ, в ходе математического моделирования добиваются минимальных расхождений расчетных и наблюдаемых полей. Полученные апостериорные (после опыта) ФГМ и являются наиболее вероятным результатом интерпретации. Чтобы добиться более однозначной интерпретации, нужна дополнительная информация: сведения о физических свойствах пород, например, по ГИС, данные других геолого-геофизических методов. Процессы обработки экспериментальных данных и физико-математической интерпретации разрабатываются в вычислительной геофизике.

Геологическое истолкование геофизических данных основывается на полнейшем использовании всей качественной и особенно количественной параметрической геологической информации. С ее помощью устанавливаются теоретические, логические или статистические связи между геолого-геофизическими характеристиками Среды, полученные на эталонных и опорных точках, которые переносятся на все рядовые точки наблюдения.

Эффективность разведочной геофизики в решении той или иной задачи определяется правильным выбором метода (или комплекса методов), рациональной и высококачественной методикой и техникой проведения работ, качеством как геофизической интерпретации, так и геологического истолкования результатов.

Сложность геофизической интерпретации объясняется как неоднозначностью решения обратной задачи, так иногда и приближенностью самого решения. Поэтому из нескольких возможных вариантов интерпретации необходимо выбрать наиболее достоверный, что можно сделать, если использовать все сведения о физических свойствах пород района исследований, об их литологии, тектоническом строении, гидрогеологических условиях. Иными словами, лишь при хорошем знании геологии района можно дать наиболее достоверное истолкование результатов геофизических методов исследований, что требует совместной работы геофизиков и геологов при интерпретации. Последнее, очевидно, нельзя выполнить, если геофизики не имеют прочных знаний по геологическим дисциплинам и слабо знакомы с изучаемым районом, а геологи не разбираются в сущности и возможностях тех или иных методов геофизической разведки.

Важнейшим методологическим принципом, понимая под которым теорию рациональной деятельности, для геофизической разведки является комплексирование: межметодное геофизическое (применение хотя бы 2 - 3-х из перечисленных методов геофизики), разноуровневое (аэрокосмические, аквально-полевые, подземно-скважинные наблюдения), междисциплинарное (использование геологической, гидрогеологической, биологической, медицинской и другой информации). Методика комплексных исследований характеризуется стадийностью (переходом от легких методов к тяжелым, от мелких масштабов к крупным), выбором типовых комплексов для определенных условий и решаемых задач, переходом к рациональным экономически обоснованным методам решения конкретных задач. Теория комплексной интерпретации на базе компьютерных технологий разрабатывается вычислительной геофизикой или геофизической информатикой. Цель комплексной интерпретации сводится к достижению однозначности геологических выводов путем выбора, анализа, оптимизации ФГМ.

Возрастание роли геофизики в связи с увеличением глубин и сложности разведки месторождений ведет не к замене геологических методов геофизическими, а к рациональному их сочетанию, широкому использованию всеми геологами данных геофизики. Единство и взаимодействие геологической и геофизической информации - руководящий методологический принцип комплексирования наук о Земле. Объясняется это тем, что возможности каждого частного метода геологоразведки (геологическая съемка, бурение, проходка выработок, геофизика, геохимическая разведка и др.) ограничены. Однако, в любых условиях геофизика облегчает разведку глубокозалегающих полезных ископаемых, особенно в труднодоступных районах.

Сближение и совместное использование и геологической, и геофизической информации - единственный разумный и экономически целесообразный путь изучения недр.

Таким образом, обобщая сказанное выше, следует повторить, что исследования земной коры (прикладная геофизика) - это многогранная научно-прикладная дисциплина со сложной структурой и разными подходами к классификациям по:

1. используемым полям (грави-, магнито-, электро-, сейсмо-, терморазведка и ядерная геофизика),

2. технологиям и месту проведения работ (аэрокосмические, полевые, акваториальные, подземные методы и геофизические исследования скважин),
3. прикладным направлениям и решаемым задачам (глубинная, региональная, разведочная, инженерная и экологическая геофизика),
4. видам деятельности (теоретическая, инструментальная, экспериментальная, вычислительная и интерпретационная геофизика).

Геофизические методы исследования недр начали развиваться с 20-х годов XX века. Однако, ее физико-математические основы заложены значительно раньше. Так же давно началось использование физических полей Земли для практических целей. Ранее других методов возникла магниторазведка. Первые сведения о применении компаса для разведки магнитных руд в Швеции относятся к 1640 году. Теория гравитационного поля Земли берет свое начало с 1687 года, когда Ньютон сформулировал закон всемирного тяготения. В 1753 году М.В.Ломоносов высказал мысль о связи значений силы тяжести на земной поверхности с внутренним строением Земли и разработал идею газового гравиметра. Его же работы в области сейсмологии, атмосферного электричества можно считать первыми, относящимися к геофизическим исследованиям Земли. Первыми работами по электроразведке можно считать наблюдения Р.Фокса (Англия) в 1830 г. естественной поляризации сульфидных залежей и Е.И.Рогозина (Россия), который в 1903 г. дал первое изложение основ этого метода. В 1913 г. К.Шлюмберже (Франция) разработал метод электроразведки постоянным током, а в 1918 г. К.Зунберг и Н.Лунберг (Швеция) предложили электроразведку переменным током. Со временем установления Кулоном закона взаимодействия магнитных масс (1785 г.) начинается развиваться теория земного магнетизма. Первыми систематическими разведочными работами в России и в мире были съемки Курской магнитной аномалии (КМА), начатые профессором МГУ Э.Е.Лейстом в 1894 г., а также проведенные магнитные съемки на Урале Д.И.Менделеевым и в районе Кривого Рога И.Т.Пассальским в конце прошлого века. В 1919 г. были начаты магнитные съемки на КМА. Именно эти работы можно считать началом развития отечественной разведочной геофизики. Теоретические работы Э.Вихерта (Германия) и Б.Б.Голицына (Россия) в начале этого века в области сейсмологии имели самое непосредственное отношение к созданию сейсморазведки.

Среди советских ученых, заложивших основы геофизических методов исследования, можно отметить Л.М.Альпина, В.И.Баранова, В.И.Баумана, В.Р.Бурсиана, В.Н.Дахнова, Г.А.Гамбурцева, А.И.Заборовского, А.Н.Краева, П.П.Лазарева, А.А.Логачева, А.А.Михайлова, Л.Я.Нестерова, П.П.Никифорова, А.А.Петровского, М.К.Полшкова, Е.Ф.Саваренского, А.С.Семенова, Л.В.Сорокина, Ю.В.Резниченко, Л.А.Рябинкина, А.Г.Тархова, В.В.Федынского, О.Ю.Шмидта, Б.М.Яновского.

В настоящее время по уровню теории и практическому использованию отечественная геофизика занимает передовые позиции в мире.

Глава 1. Гравиразведка

Гравиметрическая или гравитационная разведка (сокращенно гравиразведка) - это геофизический метод исследования земной коры и разведки полезных ископаемых, основанный на изучении распределения аномалий поля силы тяжести Земли вблизи земной поверхности, акваториях, в воздухе. Поле силы тяжести обусловлено в основном Ньютоновским притяжением Землей всех тел, обладающих массой. Так как Земля сферически неоднородна, да еще вращается, то поле силы тяжести на земной поверхности непостоянно. Изменения эти малы и требуют высоко-чувствительных приборов для их изучения. Основными измеряемыми параметрами гравитационного поля являются ускорение силы тяжести и градиенты (изменения ускорения по разным направлениям). Величины параметров поля силы тяжести зависят, с одной стороны, от причин, обусловленных притяжением и вращением Земли (нормальное поле), а с другой стороны - от неравномерности изменения плотности пород, слагающих земную кору (аномальное поле). Эти две основные причины изменения силы тяжести на Земле послужили основой двух направлений гравиметрии: геодезической гравиметрии и гравитационной разведки.

От других методов разведочной геофизики гравиразведка отличается сравнительно большой производительностью полевых наблюдений и возможностью изучать горизонтальную (латеральную) неоднородность Земли. Гравиразведка применяется для решения самых различных геологических задач с глубиной исследований от нескольких метров (например, при разведке окрестностей горных выработок) до 200 километров (например, при изучении мантии).

1. Основы теории гравитационного поля Земли и гравиразведки

1.1. Сила тяжести, ее потенциал и производные потенциала

1.1.1. Сила тяжести.

Силой тяжести (F) называют равнодействующую двух сил - силы ньютоновского притяжения всей массой Земли (F_n) и центробежной силы, возникающей вследствие суточного вращения Земли (P). Отнесенные к единице массы, эти силы характеризуются ускорениями силы тяжести $g=F/m$, ньютоновского притяжения $f=F_n/m$ и центробежным $P=P/m$. Ускорение силы тяжести равно геометрической сумме ускорения притяжения и центробежного ускорения (рис. 1.1). Обычно в гравиметрии, когда говорят "сила тяжести", подразумевают именно ускорение силы тяжести.

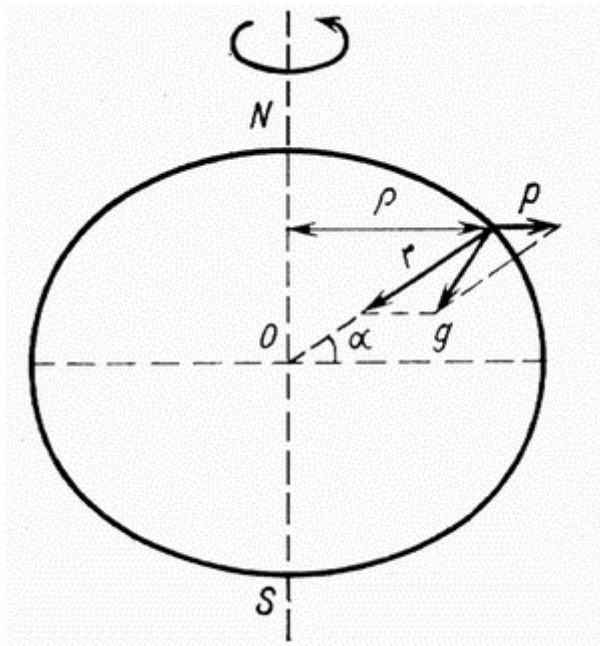


Рис. 1.1 Ускорение силы тяжести и его составляющие

Единицей ускорения в системе СИ является м/с^2 . В гравиметрии традиционно используют более мелкую единицу - Гал, равный 1 см/с^2 . В среднем на Земле $g=981$ Гал. В практике гравиразведки применяется величина в 1000 раз меньшая, получившая название миллигал (мГал).

Сила притяжения какой-либо массы (m) всей массой Земли (M) определяется законом всемирного тяготения Ньютона:

$$F_n \approx G \frac{mM}{r^2} \quad (1.1)$$

где r - расстояние между центрами масс m и M , т.е. радиус Земли; g - гравитационная постоянная, равная $G=6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$. Сила притяжения единичной массы ($m=1$) равна $f \approx GM/r^2$

и направлена к центру Земли.

Центробежная сила (P) направлена по радиусу, перпендикулярному оси вращения (R), и определяется формулой

$$P = mR\omega^2, \quad (1.2)$$

где ω - угловая скорость вращения Земли.

Величина P изменяется от нуля на полюсе ($R=0$) до максимума на экваторе. Отношение $P/F \leq 1/288$

, поэтому сила тяжести почти целиком определяется силой притяжения, а

$$g \approx f \approx GM/r^2$$

ускорение силы тяжести практически равно ускорению притяжения

Земля в первом приближении является эллипсоидом вращения, причем экваториальный радиус $a \approx 6378 \text{ км}$, а полярный $c \approx 6357 \text{ км}$, $a-c=21$ км. Разная величина радиуса Земли на полюсе и экваторе наряду с изменением центробежной силы приводит к увеличению g на полюсе ($g_p=983$ Гал) по сравнению с g на экваторе ($g_e=978$ Гал). По известным g и r были определены масса Земли $M=5,98 \cdot 10^{24}$ кг и ее средняя плотность $\sigma_s = 5,51 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3 (5,51 \text{ г/см}^3)$

1.1.2. Потенциал силы тяжести.

Потенциал силы тяжести (W) был введен в теорию гравиметрии для облегчения решения теоретических задач. В точке А, расположенной на расстоянии r_A от центра Земли, выражение для потенциала принимается равным: $W_A=GM/r_A$, а в любой точке В,

$$W_B = GM/(r_A + \Delta r)$$

расположенной на продолжении радиуса r , . Поэтому разность потенциалов будет равна:

$$\Delta W = W_B - W_A = GM/ \left[\frac{-\Delta r}{r_A(r_A + \Delta r)} \right].$$

В пределе при малом Δr имеем:

$$\Delta W = -GM\Delta r/r^2 = -g\Delta r,$$

отсюда $g=-dW/dr$, т.е. сила тяжести есть производная потенциала силы тяжести по направлению к центру Земли.

С другой стороны, работа, которая может быть произведена при движении притягиваемой точки по отрезку Δr , равна $\Delta A = g\Delta r$. Поэтому $\Delta W = -\Delta A$, или работа

силы тяжести по перемещению единичной массы на отрезке Δr равна разности значений потенциала на концах этого отрезка.

При перемещении точки в направлении, перпендикулярном силе тяжести, $dW=0$. Это означает, что $W=\text{const}$. Поэтому гравитационное поле можно представить в виде набора бесконечного числа поверхностей, на которых потенциал остается постоянным, а ускорение силы тяжести направлено перпендикулярно этой поверхности. Такие поверхности называют эквипотенциальными или уровенными. В частности, поверхность жидкости на Земле, например, моря, совпадает с уровенной поверхностью. У Земли есть одна уникальная уровенная поверхность, которая совпадает с невозмущенными волнениями поверхностью океанов. Она называется геоидом.

Таким образом, геоид - это условная уровенная поверхность, которая совпадает со средним уровнем океанов и открытых морей, проходит под сушей и по определению везде горизонтальна, а ускорение силы тяжести к ней перпендикулярно.

1.1.3. Производные потенциала силы тяжести.

Производные потенциала силы тяжести по трем координатным осям $g_x = \partial W / \partial x$, $g_y = \partial W / \partial y$, $g_z = \partial W / \partial z$, однозначно определяют его полный вектор.

В частности, если ось z направить к центру Земли, то $\frac{\partial W}{\partial x} = \frac{\partial W}{\partial y} = 0$, а $g = \frac{\partial W}{\partial z}$.

В гравиметрии кроме первых производных изучаются вторые производные потенциала или их разности:

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y}, \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z}, \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z}, \frac{\partial^2 W}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial y^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial z^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial y^2}. \quad (1.3)$$

Физический смысл этих выражений легко получить, если иметь в виду, что $g = \partial W / \partial z$. $\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} = \frac{\partial g}{\partial x}$

Так, например, вторая производная $\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z}$ указывает на скорость изменения силы тяжести по оси x , т.е. является горизонтальным градиентом силы тяжести.

Аналогичный смысл имеют вторые производные $\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z}$ и $\frac{\partial^2 W}{\partial z^2}$.

Вторые производные $\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y}$, $\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial y^2}$ характеризуют форму уровенной поверхности (геоида), изучаемую в геодезической гравиметрии. Практической единицей измерения градиента силы тяжести принимается 1 этвеш (E) = $10^{-9}/c^2$, что соответствует изменению силы тяжести в 0,1 мГал на 1 км.

1.2. Нормальное значение силы тяжести, редукции, аномалии силы тяжести и плотность горных пород

1.2.1. Нормальное значение силы тяжести.

Нормальным значением силы тяжести (γ_0) называется сила тяжести, обусловленная суточным вращением и притяжением Земли, в предположении, что она состоит из однородных по плотности концентрических слоев.

Принимая Землю за сфероид, Клеро получил следующую приближенную формулу для ее расчета:

$$\gamma_0 = g_0(1 + \beta \sin^2 \varphi),$$

где g_0 - сила тяжести на экваторе; φ - географическая широта пункта наблюдения; β - коэффициент, зависящий от угловой скорости вращения и сжатия сфероид.

Однако Земля - геоид, и нормальные значения силы тяжести для его поверхности рассчитываются по формуле:

$$\gamma_n = g_n(1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi + \beta_2 \cos^2 \varphi \cos 2\lambda) \quad (1.4)$$

где λ - географическая долгота точки наблюдения.

Коэффициенты β , β_1 и β_2 зависят от формы Земли, ее угловой скорости вращения, распределения масс. По многочисленным измерениям можно определить эти неизвестные коэффициенты. В настоящее время используется формула, в которой коэффициенты равны: $\beta = 0,0053024$, $\beta_1 = 0,0000059$, $\beta_2 = 0$ и $g_n = 978,013$ Гал.

Составлены специальные таблицы, по которым легко определить величину γ_n для любой точки земной поверхности. Измерив g_n в какой-то точке и вычтя γ_n , получим аномалию силы тяжести.

Таким образом, геоид является поверхностью относимости, по отношению к которой рассчитываются аномалии.

1.2.2. Редукции силы тяжести.

В наблюдаемые значения силы тяжести вводятся поправки (редукции). Введение поправок необходимо потому, что нормальные значения относятся к поверхности геоида, которая совпадает с уровнем океана, а измеренные значения относятся к действительной (реальной) земной поверхности. Для того, чтобы все наблюдения силы тяжести были сопоставимы, их приводят к одной поверхности - уровню геоида, т.е. как бы опускают точку наблюдения на этот уровень. Это осуществляется путем введения поправок за высоту, за притяжение промежуточного слоя и окружающий рельеф. Поправки называются редукциями.

Основными из них являются: поправка за высоту, за притяжение промежуточного слоя, за рельеф.

Для приведения измеренного значения g_n к уровню океана вводят поправку за высоту (Δg). Эту поправку называют поправкой за "свободный воздух" или поправкой Фая.

Формула для расчета поправки за высоту имеет вид: $\Delta g_1 = 0,3086H$, где Δg_1 в миллигалах, а H (высота над уровнем моря) в метрах. Эта поправка должна прибавляться к измеренной силе тяжести, если точка наблюдений находится выше уровня геоида, и вычитаться, если ниже.

При введении поправки за притяжение промежуточного слоя (Δg_2) вычисляется притяжение масс слоем между уровнем океана и данной точкой. Для расчета этой поправки используют формулу притяжения плоскопараллельной пластины, которая имеет вид: $\Delta g_2 = -0,0419\sigma H$ Гал, где H - абсолютная высота точки наблюдения в м, а σ - средняя плотность пород в этом слое в г/см³. Поправка имеет знак, противоположный знаку поправки за свободный воздух.

Для учета бокового притяжения рельефа местности, окружающего пункт наблюдения, при съемке в горных районах вводятся топографические поправки (Δg_3). Имеется несколько способов учета таких поправок, которые всегда положительны.

При региональных исследованиях суши и океанов иногда используют специально рассчитываемые изостатические редукции, которые характеризуют отклонение от существующего в целом гидростатического равновесия Земли. Считается, что в верхней оболочке, называемой литосферой мощностью 100-200 км, такое равновесие достигается в

основном посредством упругого изгиба. Глубже, в так называемой астеносфере с более низкой вязкостью, равновесие достигается горизонтальными течениями. От этих факторов зависит гидростатическое равновесие. В ряде районов с интенсивными изостатическими аномалиями оно нарушено.

1.2.3. Аномалии силы тяжести.

Аномалии силы тяжести рассчитываются по разным формулам. В геодезической гравиметрии под аномалией силы тяжести понимают разность между наблюдаемым значением ($g_{\text{наб}}$) и нормальным (γ_0) с учетом поправки Фая, она рассчитывается по формуле $\Delta g_{\text{Ф}} \approx g_{\text{наб}} - \gamma_0 + \Delta g_1$ и называется аномалией Фая. Основной аномалией в гравиразведке является аномалия Буге:

$$\Delta g_{\text{Б}} = g_{\text{наб}} - \gamma_0 - \Delta g_1 + \Delta g_2 + \Delta g_3 = g_{\text{наб}} - g_{\text{теор}} \quad (1.5)$$

в которую вводятся все поправки. Под $g_{\text{теор}}$ понимается суммарная поправка в наблюдаемые значения, которая может быть определена до проведения работ, поскольку в ней имеются лишь топографические координаты точек наблюдения (φ, H). Ее рассчитывают с помощью ЭВМ.

1.2.4. Плотность горных пород.

Для постановки гравиразведки и особенно истолкования результатов необходимо знать плотность горных пород - σ , ибо это единственный физический параметр, на котором базируется гравиразведка.

Плотностью породы (или объемным весом) называется масса (m) единицы объема породы (V) $\sigma = m/V$. Плотность измеряют в г/см³. Обычно плотность определяется для образцов, взятых из естественных обнажений, скважин и горных выработок. Наиболее простым способом определения плотности образца является взвешивание образца в воздухе (m), и в воде (m') и затем расчет σ . На этом принципе построен наиболее распространенный и простой прибор для измерения плотности - денситометр, позволяющий определять σ с точностью до 0,01 г/см³.

Для достоверности и представительности измерения следует производить на большом количестве образцов (до 50 штук). По многократным измерениям плотности образцов одного и того же литологического комплекса строятся вариационная кривая или график зависимости значений σ от количества образцов, обладающих данной плотностью. Максимум этой кривой характеризует наиболее вероятное значение плотности для данной породы. Существуют гравиметрические и другие геофизические способы полевых и скважинных определений плотности.

Плотность горных пород и руд зависит от химико-минералогического состава, т.е. объемной плотности твердых зерен, пористости и состава заполнителя пор (вода, растворы, нефть, газ). Плотность изверженных и метаморфических пород определяется в основном минералогическим составом и увеличивается при переходе от пород кислых к основным и ультраосновным. Для осадочных пород плотность определяется прежде всего пористостью, водонасыщенностью и в меньшей степени составом. Однако она сильно зависит от консолидации осадков, от их возраста и глубины залегания, с увеличением которых она растет. Примеры плотности даны в таблице 1.1.

Т а б л и ц а 1.1

Порода	Плотность (г/см ³)
Нефть	0,8 - 1,0
Уголь	1,0
Вода	1,1 - 2
Почва	1,13 - 2,0
Песок	1,4 - 2
Глина	2 - 2,2
Песчаник	1,8 - 2,8
Известняк	2,3 - 3,0
Соль	2,1 - 2,4
Гранит	2,4 - 2,9
Гнейсы	2,6 - 2,9
Габбро	2,8 - 3,1
Базальт	2,7 - 3,3
Перидотит	2,8 - 3,4
Медный колчедан	4,1 - 4,3
Магнетит, гематит	4,9 - 5,2
Плотность верхних частей земной коры (средняя)	2,67
Средняя плотность Земли	5,52
Плотность ядра Земли	12

1.3. Принципы решения прямых и обратных задач гравиразведки

В результате гравиразведки рассчитываются аномалии силы тяжести, обусловленные теми или иными плотностными неоднородностями, а влияние притяжения всей Земли и окружающего рельефа исключается вычитанием нормального поля и введением редуций (см. 1.2.3). Поэтому в математической теории гравиразведки рассчитываются аномалии от тел простых форм: шара, горизонтального цилиндра, вертикального уступа, вертикального цилиндра и т.д. без учета притяжения всей Землей.

Нахождение аномалий силы тяжести и вторых производных потенциала от тел известной формы, глубины залегания, размера и плотности носит название прямой задачи гравиразведки. Определение местоположения, формы, глубины залегания, размеров и плотности тел по известным аномалиям Δg или вторых производных потенциала силы тяжести называется обратной задачей гравиразведки.

1.3.1. Аналитические способы решения прямых задач гравиразведки.

Аномалия силы тяжести, вызванная притяжением тел известной формы, размера и плотности, может быть вычислена на основании [закона всемирного притяжения](#) (закон Ньютона).

Пусть в координатной системе x, y, z ось z направлена вниз к центру Земли. Ставится задача определить в точке наблюдения $A(x, y, z)$ аномальную силу тяжести (Δg), т.е.

вертикальную составляющую силы притяжения Земли единицы массы () элементарной массой dm , находящейся в точке $M(x', y', z')$ (рис. 1.2).

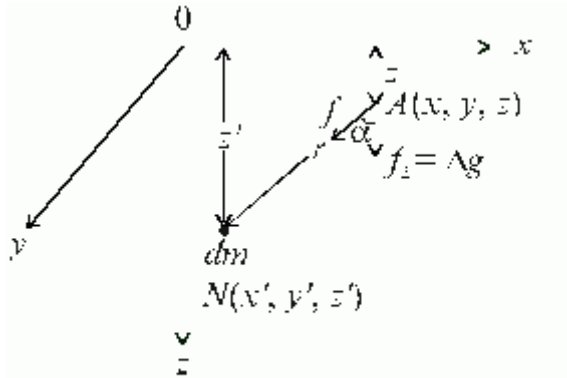


Рис.1.2 К определению аномалий силы тяжести от элементарной массы

По закону Ньютона притяжение единичной массы равно:

$$f = Gdm/r^2,$$

где G - гравитационная постоянная, r - расстояние между точками (см. 1.4).

Аномалия Δg является проекцией вектора f на ось z :

$$\Delta g = f \cos \alpha = G \frac{dm}{r^2} \cdot \frac{z' - z}{r}, \quad (1.6)$$

где из треугольника ABM $\cos \alpha = (z' - z)/r$. Это же выражение можно получить с помощью потенциала $W = Gdm/r$. В самом деле:

$$\Delta g = -\frac{\partial W}{\partial z} = \frac{Gdm(z' - z)}{r^3} \quad (1.7)$$

Обозначив плотность притягивающей массы через σ , а ее объем через dV , можно записать

$$\Delta g = G \frac{d\sigma}{r^3} (z' - z) \quad (1.8)$$

Такова будет аномалия силы тяжести, обусловленная массой, расположенной в пустоте. В природных условиях аномальные включения расположены во вмещающей среде с некоторой плотностью σ_0 , поэтому под массой dm надо понимать избыточную массу $dm = (\sigma - \sigma_0)dV$

Отсюда

$$\Delta g = G(\sigma - \sigma_0) \frac{d\sigma}{r^3} (z' - z), \quad (1.9)$$

где $(\sigma - \sigma_0) = \Delta \sigma$ - избыточная плотность.

При $\sigma > \sigma_0$ Δg имеет положительный знак, т.е. наблюдается увеличение притяжения и положительные аномалии Δg . При $\sigma < \sigma_0$ Δg имеет отрицательный знак, т.е. наблюдается уменьшение притяжения и отрицательные аномалии Δg .

В принципе аномалия, созданная любым телом, может быть определена интегралом по объему тела:

$$\Delta g_g = G(\sigma - \sigma_0) \int_V \frac{(x'-x) dV}{r^3} \quad (1.10)$$

т.е. суммой притяжений всех элементарных объемов, из которых состоит тело.

Рассмотрим несколько прямых и обратных задач для тел простой геометрической формы.

1.3.2. Прямая и обратная задачи над шаром.

1. *Прямая задача.* Пусть однородный шар радиуса a и плотности σ расположен на глубине h в среде с плотностью σ_0 (для простоты центр находится на оси z , а наблюдения проводятся по оси x в точке P) (рис. 1.3).

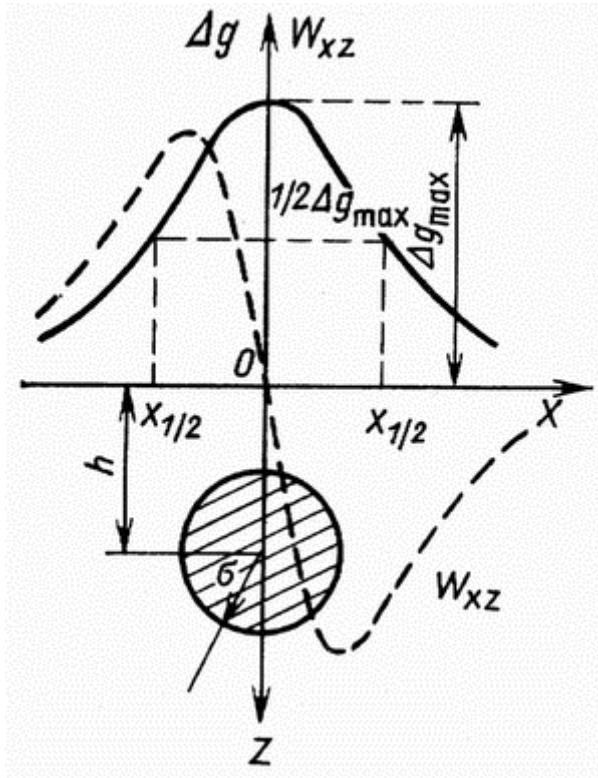


Рис.1.3 Гравитационное поле шара

Формула для вычисления Δg может быть получена из (1.6) - (1.9) путем замены элемента dm массой шара в силу того, что притяжение однородным шаром происходит так, как если бы вся масса была сосредоточена в центре шара. Учтя, что $x'=y'=0, z'=h, y=z=0$, получим для шара

$$\Delta g = GM \frac{h}{r^3} = G(\sigma - \sigma_0) V \frac{h}{r^3} = G(\sigma - \sigma_0) V h / (x^2 + h^2)^{3/2} \quad (1.11)$$

График Δg будет иметь максимум над шаром ($x=0$) и асимптотически стремиться к нулю при удалении от шара. В плане изолинии Δg будут иметь вид концентрических окружностей.

Вторая производная (градиент аномалии по профилю наблюдений) равна:

$$W_{xx} = \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} = GMh \partial(1/r^3) / \partial x = -3GMhx/r^5$$

Вид кривой W_{xz} может быть легко получен путем графического построения из кривой Δg . График W_{xz} имеет перед шаром максимум, за шаром - минимум, над центром шара - ноль.

2. Обратная задача. Из (1.11) максимум Δg над центром шара ($x=0$) равен $\Delta g_{\max} = GM/h^2$

Для точки, удаленной от максимума на расстояние $x_{1/2}$, имеющей $\Delta g_{1/2} = 1/2 \Delta g_{\max}$, можно записать следующее уравнение:

$$\Delta g_{1/2} = \frac{GM}{2h^2} = \frac{GMh}{(x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}} \text{ или } 2h^3 = (x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}.$$

Решив последнее уравнение, получим формулу для определения глубины залегания центра шара $h = 1,3x_{1/2}$. Зная h , легко найти избыточную массу (M): $M = \Delta g_{\max} h^2 / G$

Так как $M = V(\sigma - \sigma_0) = 4/3\pi a^3(\sigma - \sigma_0)$, то, зная избыточную плотность $(\sigma - \sigma_0)$, можно рассчитать объем (V) и радиус шара (a). Так, радиус равен:

$$a = \sqrt[3]{\frac{3M}{4\pi(\sigma - \sigma_0)}} = 0,01 \sqrt[3]{0,38 \Delta g_{\max} h^2 / (\sigma - \sigma_0)},$$

где Δg_{\max} - в миллигалах, h - в метрах, $(\sigma - \sigma_0)$ - в тоннах / куб. метр (г/см^3).

1.3.3. Прямая и обратная задачи над горизонтальным бесконечно длинным круговым цилиндром.

1. Прямая задача. Рассмотрим бесконечно длинный круговой горизонтальный цилиндр радиуса R , расположенный вдоль оси y (рис. 1.4). Ось наблюдений (x) направим вкrest простираия цилиндра.

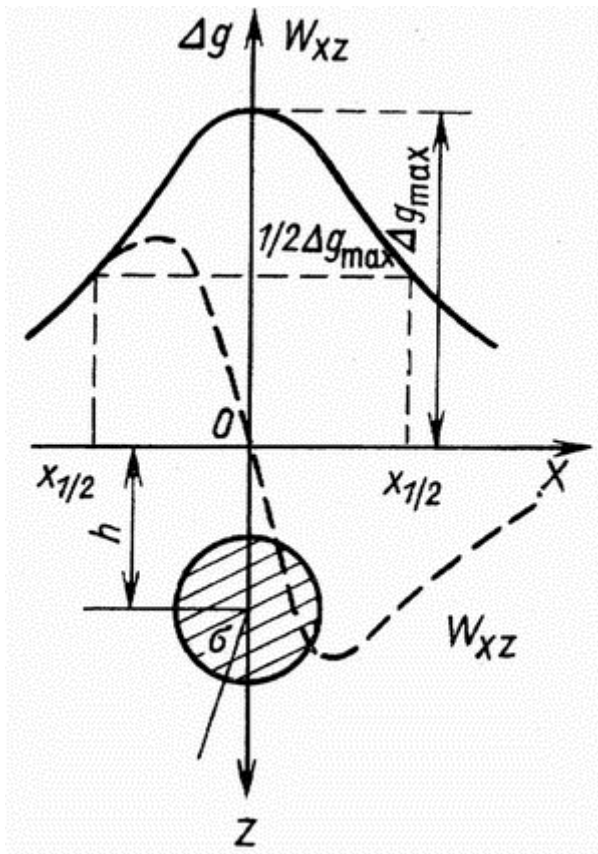


Рис.1.4 Гравитационное поле бесконечно длинного кругового горизонтального цилиндра

Притяжение однородным цилиндром происходит так же, как если бы вся его масса была сосредоточена вдоль вещественной линии, расположенной вдоль оси цилиндра, с массой единицы длины, равной $\lambda = dm/dy = \pi R^2(\sigma - \sigma_0)$. Используя (1.10), можно

получить формулы для Δg и $W_{ан}$:

$$\Delta g = G\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dy}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} = \frac{2G\lambda z R^2(\sigma - \sigma_0)}{x^2 + R^2}, \quad (1.12)$$

$$W_{ан} = \frac{\partial(\Delta g)}{\partial z} = -\frac{4G\lambda z R^2}{(x^2 + R^2)^2}.$$

Графики Δg и $W_{ан}$ над цилиндром и шаром внешне похожи (см. рис. 1.3 и 1.4). В плане изолинии Δg над цилиндром будут вытянутыми параллельными линиями.

2. Обратная задача. Из (1.10 и 1.12) можно при $x=0$ получить $\Delta g_{max} = 2G\lambda/h$. Отсюда $\Delta g_{1/2} = \Delta g_{max}/2 = \frac{G\lambda}{2} = \frac{2G\lambda h}{4(x_{1/2}^2 + R^2)}$

и $h^2 = x_{1/2}^2$, $h = \pm x_{1/2}$, т.е. глубина залегания цилиндра равна расстоянию от точки максимума Δg_{max} до точки, где $\Delta g = \Delta g_{max}/2$.

Определив h и зная избыточную плотность, можно рассчитать

$$\lambda = \pi R^2(\sigma - \sigma_0) = 0,0075h\Delta g_{max}$$

и радиус цилиндра:

$$R = \sqrt{\frac{0,0075h\Delta g_{max}}{\pi(\sigma - \sigma_0)}}.$$

Зная R , можно получить глубины залегания верхней $h_в = h - R$ и нижней $h_н = h + R$ кромок цилиндра. Нетрудно вычислить выражение и для $W_{ан}$.

1.3.4. Прямая и обратная задача над вертикальным уступом (сбросом).

1. Прямая задача. Пусть вертикальный уступ (сброс) простирается бесконечно вдоль оси y (рис. 1.5). Наблюдения производятся вдоль оси (x) , ($y=z=0$), расположенной вкрест простирания сброса. Если глубина до кровли z_1 и z_2 , а амплитуда уступа h , то, согласно (1.10),

$$\Delta g = G(\sigma - \sigma_0) \int_0^{+\infty} dx \int_{-\infty}^{\infty} dy \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{[(x-y)^2 + y^2 + z^2]^{3/2}}. \quad (1.13)$$

В общем случае выражение интеграла имеет громоздкий вид. В частности, полная максимальная аномалия над уступом (разность силы тяжести между поднятым и опущенным крылом) определится следующей формулой:

$$\Delta g_{max} = 2\pi G(\sigma - \sigma_0)(z_2 - z_1). \quad (1.14)$$

Над уступом ($x=0$) аномалия равна половине максимальной.

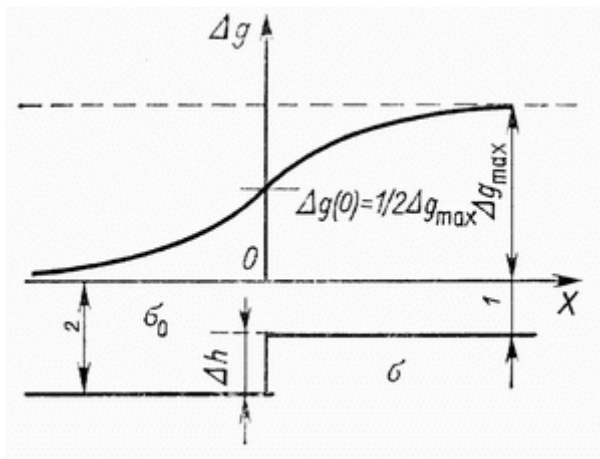


Рис.1.5 Гравитационное поле над уступом (сбросом)

$$h = z_2 - z_1 = \Delta g_{\max} / 2\pi G(\sigma - \sigma_0).$$

2. Обратная задача. Из (1.14) можно определить

В теории гравиразведки доказано, что примерная глубина расположения середины

$$(H = (z_2 + z_1) / 2)$$

высоты уступа равна $x_{1/2}$, т.е. абсциссе точки, в которой

$\Delta g_{1/2} = \Delta g_0 / 2 = \Delta g_{\max} / 4$, где Δg_0 - аномалия над уступом, а Δg_{\max} - полная аномалия.

Практически для определения H на кривой Δg находится местоположение сброса (Δg_0) и

в масштабе профиля рассчитывается $x_{1/2}$ - расстояние от сброса до точки, в которой $\Delta g = \Delta g_0 / 2$.

Зная H и h , легко определить глубины до приподнятого $(z_1 = H - h/2)$ и

опущенного $(z_2 = H + h/2)$ крыла.

1.3.5. Графическое определение аномалии силы тяжести двумерных тел с помощью палетки Гамбурцева.

1. Прямая задача. Для тел более сложной формы расчет Δg представляет большие трудности и выполняется либо на вычислительных машинах, либо графическим путем с помощью различных палеток. Для вычислений аномалий над телами с сечением любой произвольной формы и вытянутыми вдоль оси (двухмерные тела) применяется палетка Гамбурцева. Палетка имеет вид, показанный на рис. 1.6.

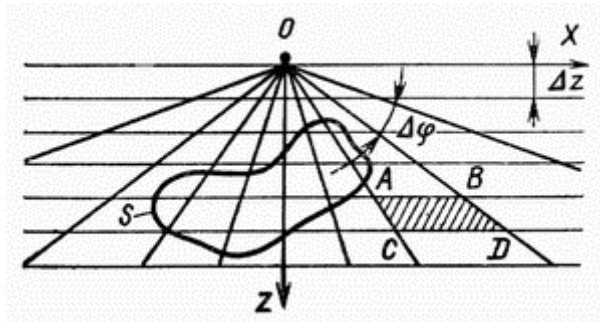


Рис.1.6 Палетка Гамбурцева для вычисления притяжения двумерных тел

Здесь из точки O через один и тот же угол $\Delta\varphi$ проведены радиусы, а через равные расстояния Δz - параллельные линии.

Сила тяжести Δg в точке O за счет притяжения бесконечной горизонтальной призмой сечением в виде трапеции $ABCD$ одинакова для любой из таких призм и равна

$$\Delta g_n = 2G(\sigma - \sigma_0)\Delta\varphi\Delta z \quad (1.15)$$

В самом деле, воспользуемся формулой притяжения бесконечно длинным цилиндром (1.12), в которую вместо λ подставим массу элементарной призмы сечением $dx dz$:

$$\lambda = \pi R^2(\sigma - \sigma_0)$$

Притяжение бесконечно длинной призмой любого сечения может быть рассчитано по формуле:

$$\Delta g = 2G(\sigma - \sigma_0) \iint \frac{z^2}{x^2 + z^2} dx dz.$$

Заменяя $x = z \operatorname{ctg} \varphi$, получим $dx = z(-1/\sin^2 \varphi) d\varphi$, но $\sin^2 \varphi = z^2/(x^2 + z^2)$, поэтому

$$\Delta g = 2G(\sigma - \sigma_0) \iint dz d\varphi \approx 2G(\sigma - \sigma_0) \sum \Delta z \Delta \varphi \approx \sum \Delta g_n$$

где Δg_n - цена одной трапеции (цена палетки), равная $\Delta g_n = 2G\Delta\sigma_n\Delta\varphi\Delta z$.

Подобрав $\Delta\sigma_n, \Delta\varphi$ и Δz такими, чтобы Δg_n равнялось какому-нибудь постоянному значению (например, 0,1 мГал), легко рассчитать в точке О аномалию от призмы любого сечения, для чего надо подсчитать число трапеций, покрывающих сечение исследуемого тела (n). Аномалия Δg равна n , умноженному на цену палетки и масштабный коэффициент

$$K = \frac{\Delta\sigma_n}{\sigma - \sigma_0} \cdot \frac{M_p}{M_p},$$

где $\Delta\sigma_n$ и M_p - избыточная плотность и масштаб палетки, а $\sigma - \sigma_0$ и M_p - избыточная плотность и масштаб разреза.

Таким образом, аномалия над двухмерным телом любого сечения с помощью палетки Гамбурцева рассчитывается по формуле:

$$\Delta g = n\Delta g_n K. \quad (1.16)$$

2. *Обратная задача.* Используя (1.16) с помощью палетки Гамбурцева, можно выяснить форму и положение сечения возмущающего двухмерного аномалосоздающего объекта. Для этого надо знать избыточную плотность $\sigma - \sigma_0$, оценить аналитическим способом положение ее центра и для нескольких точек графика Δg построить возможные сечения возмущающего тела. Среднее из них характеризует примерное сечение тела.

1.3.6. Численные методы решения прямых и обратных задач гравиразведки.

Для более сложных форм аномалосоздающих объектов прямые задачи гравиразведки решаются численными методами с помощью ЭВМ. За основу берется формула для гравитационной аномалии, созданной любым телом с постоянной или переменной избыточной плотностью (1.10). Практически численный метод сводится к разбиению объекта на элементарные массы, ячейки - например, шаровой или кубической формы. Гравитационный эффект таких масс рассчитывается по формуле (1.9), а затем ведется их суммирование по всему объему объекта. Счет можно реализовать с помощью ЭВМ.

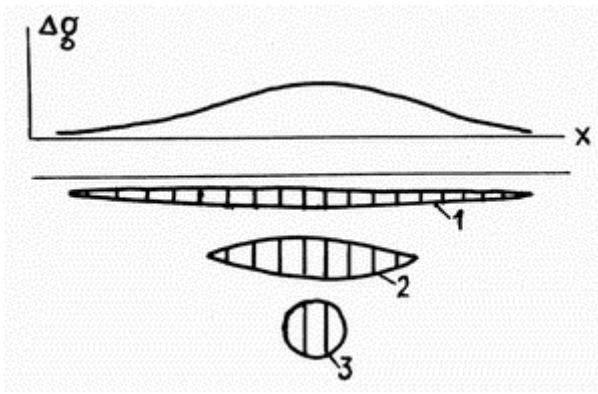


Рис.1.7 К неоднозначности решения обратной задачи гравиразведки

Обратные задачи решаются методом сравнения полевой аномалии с теоретически рассчитанными, у которых геометрические параметры и избыточные плотности постепенно изменяются до получения наименьших расхождений между кривыми. Если прямые задачи, как и всякие прямые задачи математической физики, однозначны, то обратные задачи неоднозначны (см. 3). На рис. 1.7 приведен схематический пример того, как тела разного сечения и глубины залегания даже при постоянной избыточной плотности могут создать одинаковую аномалию силы тяжести.

2. Аппаратура, методика и обработка данных гравиразведки

2.1. Принципы измерений силы тяжести и аппаратура для гравиразведки

2.1.1. Измеряемые в гравиразведке параметры.

Основным измеряемым параметром в гравиразведке является ускорение силы тяжести g , которое определяется либо абсолютно, либо относительно. При абсолютных измерениях получают полное (наблюдаемое) значение ускорения g_n , при относительных - его приращение относительно некоторой исходной точки Δg_n .

Методы измерения ускорения силы тяжести и его приращения делятся на динамические и статические. Под динамическими понимаются такие методы, в которых наблюдается движение тела под действием силы тяжести (качание маятника, свободное падение тел и др.) В этом случае g определяется через параметры движения тела и параметры установки. В статических методах действие силы тяжести компенсируется (например, силой упругости пружины), а g определяется по изменению статического положения равновесия тела.

Реже в гравиразведке измеряются вторые производные гравитационного потенциала $W_{xy}, W_{yz}, W_{zx}, (W_{yy} - W_{zz})$.

2.1.2. Динамические методы.

а). Наиболее используемый динамический метод - маятниковый. Для абстрактного объекта - математического маятника - период колебаний

$$T = \pi \sqrt{l/g} \left(1 + \frac{1}{4} \sin^2 \alpha / 2 + \frac{9}{64} \sin^4 \alpha / 2 \right),$$

где l - длина маятника, g - ускорение силы тяжести, α - максимальное значение угла отклонения маятника от вертикали. Эта формула остается справедливой и для реального объекта - физического маятника, если в качестве l взять так называемую приведенную

длину $l = J/m\alpha$, где J - момент инерции маятника, m - масса, α - расстояние от центра

тяжести до оси вращения. При малых α формула для периода принимает вид $T \approx \pi \sqrt{l/g}$.

Точность определения периода возрастает при увеличении времени наблюдения за колебаниями маятника. Для абсолютных измерений ускорения силы тяжести необходимо

измерять длину маятника. Зная g_0 и $T_0 = \pi\sqrt{l/g_0}$ на исходной точке, а также $T_i = \pi\sqrt{l/g_i}$ на i -той точке, можно выполнить относительные измерения в двух точках: по формуле $g_i = g_0(T_0 - T_i)^2$,

т.е. в относительных измерениях длину определять не надо.

Хотя маятниковые приборы и подвержены воздействию температуры, влажности и других факторов, они характеризуются очень медленным и плавным сползанием нуля-пункта (изменением зависимости показаний в одной и той же точке от времени, вызванным старением системы).

При измерениях маятниковыми приборами в движении, например, при морских съемках, влияние качки можно существенно снизить, если применять несколько маятников, закрепленных на одном основании. В этом случае их колебания обычно сводят к колебаниям одного эмпирического маятника, используя сложный математический аппарат.

Погрешность абсолютных измерений ускорения силы тяжести маятниковыми приборами можно довести до 1 - 3 мГал, а относительных - при наземных исследованиях - до 0.1 мГал, при морских съемках - до 5 - 10 мГал.

б). Определение абсолютного значения ускорения силы тяжести можно проводить методом свободного падения, когда измеряется время свободного падения тела и расстояние, пройденное телом. Измерения отличаются большой трудоемкостью и выполняются на обсерваториях, где точность в определении g можно довести до 0,01 мГал.

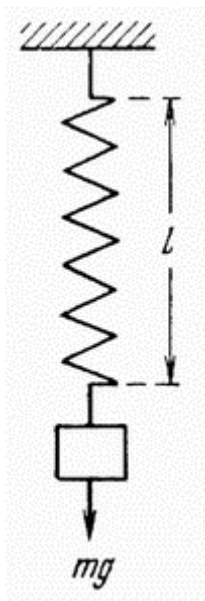
в). В настоящее время известны методы абсолютных и относительных измерений силы тяжести, основанные на изучении колебаний струн. В них измеряется частота колебаний струны, ее длина и масса. В результате можно рассчитать g или Δg .

2.1.3. Статистические гравиметры.

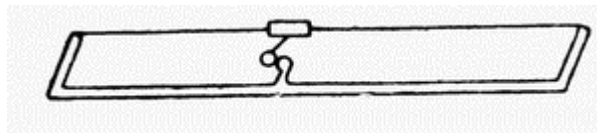
В практике гравиразведки применяются в основном статические гравиметры. Они основаны на компенсации силы тяжести силой упругости пружины или силой кручения нити. Гравиметры служат лишь для относительных измерений ускорения силы тяжести. Абсолютное значение g_i в i -той точке получают, суммируя известное $g_{исх}$ на исходной точке и измеренное приращение ускорения силы тяжести Δg_i между i -той и исходной точками.

В гравиметрах 1-го рода мерой изменения ускорения силы тяжести служит изменение длины пружины, один конец которой закреплен, а к другому подвешен груз массой m (рис. 1.8, а). Равновесие в этом случае достигается при $mg = \tau l$, где l - длина пружины, τ - коэффициент упругости пружины. Проведя измерения на опорной точке g_0 , получим $mg_0 = \tau l_0$.

Аналогично в i -той точке будем иметь $mg_i = \tau l_i$. Тогда приращение силы тяжести между этими точками можно рассчитать по формуле $\Delta g \approx \tau \Delta l / m$.



а



б

Рис.1.8 Пружинная (а) и крутильная (б) системы гравиметров

Схема чувствительной системы гравиметра 2-го рода представлена на рис. 1.8, б. Здесь рычаг с грузиком крепится к горизонтальной упругой нити и под воздействием силы тяжести наклоняется, закручивая нить. С помощью измерительных пружин с микрометрическим винтом грузик выводится в горизонтальное положение. Переходя на другую точку, под воздействием приращения силы тяжести грузик отклоняется. Для вывода его в горизонтальное положение вновь необходимо использовать измерительную пружину, а на микрометрическом винте по специальной шкале взять отсчет Δn . Отсюда $\Delta g = C \Delta n$, где C - цена деления прибора, зависящая от его конструктивных особенностей.

Для повышения точности гравиметров применяется астазирование, т.е. искусственное увеличение чувствительности. Это достигается за счет того, что упругая система устанавливается в положение, близкое к неустойчивому, благодаря чему, небольшие изменения ускорения силы тяжести вызывают большие изменения отсчета по шкале прибора.

На практике обычно используются гравиметры второго рода. В зависимости от материала, из которого изготовлена чувствительная система прибора, их делят на кварцевые, металлические и кварцево-металлические. Наибольшее распространение получили кварцевые гравиметры, например, отечественные ГАК-4М, ГАГ-2, ГНУ-КС и др. весом до 5 - 6 кг. Поскольку свойства кварца зависят от температуры, чувствительные системы помещают в термостатированные сосуды. Однако гравиметры обладают существенным недостатком - сползанием нуля-пункта, которое необходимо учитывать.

При морских съемках используются гравиметры, чувствительная система которых находится не в вакууме, а в вязкой жидкости, для исключения влияния ускорений, вызванных качкой. Высокочастотные изменения Δg , связанные с качанием подвижного основания, отфильтровываются путем взятия среднего отсчета за интервал времени. Вблизи берега используются опускаемые для измерений на дно донные гравиметры. Используются также цифровые гравиметры, например, СИНТ-РЕКС, выпускаемые в Канаде.

Точность измерений с разными типами гравиметров на суше составляет 0,01 - 0,5 мГал, при измерениях на море и в воздухе точность достигает 1 мГал.

2.1.4. Вариометры и градиентометры.

Для измерения вторых производных потенциала силы тяжести применяют вариометры и градиентометры. Гравитационные вариометры 1-го рода измеряют $(W_{gg} - W_{aa})$ и W_{ay} , 2-го рода - W_{aa} , W_{ga} , $(W_{gg} - W_{aa})$, и W_{ay} . Для измерения вертикального градиента силы тяжести используются наблюдения гравиметрами на двух высотах. Гравитационные горизонтальные градиентометры измеряют W_{aa} и W_{ga} .

Чувствительным элементом данных приборов являются крутильные весы, представляющие собой коромысло с двумя грузиками равной массы на концах, закрепленные на вертикальной нити. Один грузик располагают выше другого, вследствие чего крутильные весы имеют вид, показанный на рис. 1.9.

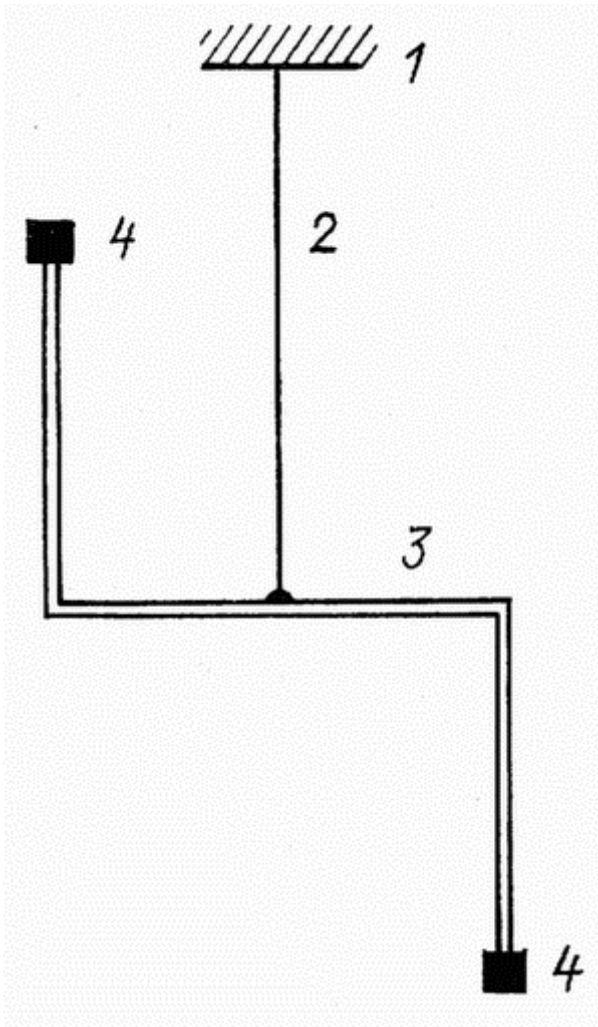


Рис.1.9 Чувствительная система вариометра: 1 - корпус прибора, 2 - упругая нить, 3 - коромысло, 4 - грузики

Неоднородности поля силы тяжести вызывают поворот коромысла на определенный угол, позволяющий судить об их величине. Для определения различных вторых производных гравитационного потенциала чувствительную систему устанавливают по нескольким (трем - пяти) азимутам. В градиентометрах отсчеты берутся визуально, а в вариометрах фиксируются на фотопластинках. Ограниченное применение данных приборов обусловлено громоздкостью установки и низкой производительностью.

В разных странах изготовлялись разные вариометры и градиентометры, в том числе цифровые.

2.2. Методика гравиметрических съемок

2.2.1. Общая характеристика методики гравиразведки.

Методика гравиразведки - это целая совокупность тесно связанных принципов, объясняющих выбор тех или иных решений при проведении работ в зависимости от геологической задачи, имеющихся материальных и людских ресурсов. Эти решения касаются выбора конкретной аппаратуры, проектной точности съемки, густоты сети наблюдений, направления профилей, способа обработки данных и представления результатов исследований.

Прежде всего следует различать виды работ по месту их проведения. Здесь выделяют наземную, морскую, воздушную, подземную и скважинную съемки. Не менее важно разделение по масштабу работ. Съемки, проводимые для выявления региональных аномалий и наиболее общих закономерностей структуры поля в масштабах 1 : 200 000 и мельче, называют региональными. Они дают конкретные сведения лишь о глубинном строении литосферы. Однако по результатам региональных съемок можно выделить отдельные крупные аномальные зоны, где затем производятся так называемые поисковые съемки. Они выполняются в масштабах 1 : 100 000 - 1 : 50 000 и обычно направлены, как и следует из их названия, на поиск месторождений полезных ископаемых. Если они дают положительный результат, то это и является основанием предполагать перспективность данного региона и проведения разведочных съемок в масштабе крупнее 1 : 10 000.

2.2.2. Наземная гравиметровая съемка.

Наземная съемка с гравиметрами иногда называется гравиметровой. Чаще всего применяется пешеходная съемка, реже для перемещения между пунктами используется автотранспорт. Его применение позволяет сократить промежутки времени между наблюдениями на разных точках, что повышает производительность работ, а также их точность, поскольку позволяет снижать влияние сползания нуля-пункта. Однако использование автотранспорта повышает стоимость работ и часто неосуществимо из-за отсутствия дорог. Эпизодически (как правило, при мелкомасштабных съемках) применяется авиатранспорт.

Обычно используется площадная съемка, при которой некоторый участок покрывается сетью наблюдений. Маршрутная съемка проводится по отдельному профилю и не дает достаточной информации о структуре поля. Она применяется лишь при рекогносцировочных и поисковых работах.

Одним из важнейших этапов методики является выбор масштаба съемки. От него зависит и густота сети, поскольку расстояние между профилями на итоговой карте не должно превышать 1 см в масштабе съемки. Например, при проведении разведочной съемки в масштабе 1 : 10 000 расстояние между профилями должно составлять не более 100 м. Шаг по профилю (т.е. расстояние между точками профиля) либо равен расстоянию между профилями (при квадратной съемке), либо меньше него, но не более чем в 5 раз (при прямоугольной съемке). Профили располагаются вкрест ожидаемого простирания объектов аномальной плотности. Длина профиля должна в 5 - 10 раз превышать ширину искомым тел.

Для привязки точек на местности, внесения редукиций необходимо проведение геодезических работ, предшествующих гравиметрическим. Наличие заранее подготовленных топографических карт и карт редукиций существенно облегчает работу. Привязка точек производится по аэрофотоснимкам или с помощью теодолитных работ и нивелировки местности. Однако наиболее высокую точность обеспечивает привязка с помощью спутников. Для этого имеется специальная аппаратура, например, *GPS*.

Методическими инструкциями рекомендуется выполнять определенные соотношения между масштабами съемок, погрешностью топопривязок, густотой сети наблюдения и проектной точностью.

Съемки проводятся рейсами, начинающимися и заканчивающимися на опорных пунктах. Часть рейса между двумя опорными пунктами называется звеном. Опорная сеть разбивается для учета сползания нуля-пункта и нахождения абсолютных значений ускорения силы тяжести. Она включает до 5 - 10% от общего числа точек наблюдения, равномерно распределенных по площади. Точность определения ускорения силы тяжести на опорных точках должна в 1,5 - 2 раза превышать точность рядовых наблюдений. Это достигается использованием более высокоточных приборов, многократными измерениями на опорных точках, сокращения промежутка времени между измерениями на соседних точках путем использования транспорта. При создании опорной сети от 50 до 100% всех наблюдений должны составлять повторные (контрольные). Существует несколько способов разбивки опорной сети. Широко распространены измерения по центральной системе, когда один из опорных пунктов (центральный) имеет связи со всеми остальными, т.е. соединен с каждым из них одним звеном. Иногда разбивка сети осуществляется по системам, не предусматривающим наличия центральной точки.

В нашей стране существует так называемая государственная сеть, включающая в себя пункты 1, 2 и 3 классов точности, на которых ускорение силы тяжести измерено с высокой точностью. Расстояния между этими пунктами составляют около 10 км, что не позволяет использовать их для выявления аномальных значений поля силы тяжести. Однако, поскольку на них известны абсолютные значения ускорения силы тяжести, к ним осуществляется привязка опорных сетей.

Необходимо определять точность опорной сети, характеризующуюся средней квадратичной ошибкой $\epsilon_{оп}$. Она получается по контрольным наблюдениям и рассчитывается по формуле:

$$\epsilon_{оп} = \pm \sqrt{\sum \delta^2 / (m - n)},$$

где δ - погрешности ускорения силы тяжести по контрольным наблюдениям (разность между основным и контрольным замером), m - общее число всех наблюдений, включая контрольные, n - число контрольных точек.

Съемкам на рядовой сети предшествует исследование гравиметров, включающее в себя определение сползания нуля-пункта. По этим данным выделяют промежуток времени, в течение которого сползание нуля-пункта можно считать линейно зависящим от времени. При рядовой съемке по истечении данного промежутка (1 - 2 часа) необходимо брать замер на одном из опорных пунктов. Съемка на рядовых пунктах ведется как путем однократных наблюдений, так и с повторениями при обратном ходе, позволяющем более гибко учитывать сползание нуля-пункта. Для контроля точности рядовой съемки используются повторные наблюдения на контрольных точках, составляющих не менее 5 - 10 % от общего числа точек. По ним рассчитывается среднеквадратичная ошибка рядовой сети по формуле:

$$\epsilon_{ряд} = \pm \sqrt{\sum \delta^2 / (2n - 1)},$$

где n - число контрольных точек.

2.2.3. Обработка данных гравиметровых съемок.

При первичной обработке гравиметровых съемок для каждой точки наблюдений вычисляются аномалии Фая и Буге (см. 1.2.2). Аномалия Фая вычисляется по формуле:

$\Delta g_F = g_n - \gamma_n + \Delta g_n + \Delta g_1$, где g_n - наблюдаемое значение ускорения силы тяжести на ближайшем опорном пункте, γ_n - нормальное значение ускорения силы тяжести в рядовой точке, Δg_n - приращение ускорения силы тяжести по отношению к опорному пункту (при расчете аномалии на опорной точке $\Delta g_n = 0$), Δg_1 - редукция за высоту. Аномалия Буге в

точке вычисляется по формуле $\Delta g_B = \Delta g_F + \Delta g_2 + \Delta g_3$, где Δg_F - значение аномалии Фая в этой точке, Δg_2 - редукция за промежуточный слой, Δg_3 - редукция за топографию. Вычисление аномалий вручную представляет трудоемкую задачу и давно не практикуется. Для этих целей эффективно используются персональные ЭВМ, поскольку за последние годы накопился большой объем соответствующего программного обеспечения. Далее рассчитывается общая погрешность выполненных съемок по формуле

$$\epsilon = \pm \sqrt{\epsilon_{оп}^2 + \epsilon_0^2 + \epsilon_B^2 + \epsilon_T^2 + \epsilon_7^2},$$

где $\epsilon_{оп}$ - среднеквадратичная ошибка опорной сети, ϵ_0 - погрешность введения редукции Фая, ϵ_B - погрешность введения редукции Буге, ϵ_7 - погрешность расчета нормального поля, ϵ_T - погрешность введения редукции за топографию. Работы считаются успешными лишь тогда, когда ϵ меньше проектной точности съемки.

В результате гравиметровой съемки строятся графики и карты аномалий Буге. При построении графиков вдоль профиля в масштабе съемки проставляются точки наблюдений, вверх откладываются $+\Delta g_B$, вниз - $-\Delta g_B$. При построении карт аномалий Буге на них проставляются точки наблюдения, а около точек записывается Δg_B . Далее проводятся изолинии. Сечение изолиний не должно быть меньше 3ϵ .

2.3. Методики других видов гравirazведки

Помимо наземных гравиметровых съемок, существуют также морские, авиационные, подземные, скважинные, а также вариометрические и градиентометрические съемки.

1. Морские гравиметрические работы делят на надводные, подводные и донные. Надводные проводятся на кораблях и отличаются наиболее сложной используемой аппаратурой и обработкой из-за наличия ускорений, силы тяжести, обусловленных качкой. Приборы помещают в карданов подвес или на гиролатформы, обеспечивающие их постоянное вертикальное положение. Съемки проводятся непрерывно в движении по профилям (галсам) (при комплексных геофизических исследованиях) либо по площади (когда гравитационные исследования являются основными). Наблюдения проводятся по системе субпараллельных профилей, пересеченных несколькими контрольными. Так же, как при наземных съемках, используются опорные точки, на которых начинается и заканчивается каждый рейс. Они располагаются в портах и отличаются повышенной точностью проведенных измерений. Для привязки точек используется радиогеодезический способ. Точность определения приращений силы тяжести при надводных съемках достигает 1 мГал. Более высокой точностью отличаются измерения, проводимые на подводных лодках, поскольку в этом случае меньше влияние возмущающих ускорений.

Принципиально отличаются от исследований в движении донные исследования. Гравиметр помещается в контейнер и опускается на дно. С помощью карданова подвеса или гиролатформ он принимает вертикальное положение. Сигнал в виде электрических импульсов поступает на корабль. Работы этим методом проводятся на глубинах до 150 - 200 м, т.е. в области континентального шельфа, неглубоких морей и озер. На мелководье вблизи берега применяются погружаемые на дно гравиметры, по характеристикам близкие к наземным. Точность таких съемок также обычно соответствует точности наземных.

2. Иногда с помощью специальных гравиметров проводятся съемки на самолетах и вертолетах, движущихся на высотах порядка 100 - 150 м со скоростью 100 - 200 км/ч. Эти работы осложняются наличием долгопериодных возмущающих ускорений (десятки секунд), которые трудно устранить фильтрацией, а также высокочастотных ускорений. Аэросъемки, аналогично морским, проводят по субпараллельным профилям, которые пересечены несколькими опорными, что позволяет учесть сползание нуля-пункта.

3. Под подземной гравиразведкой понимаются съемки в горных выработках и шахтах. В удобных местах располагаются опорные точки, привязанные к государственным гравиметрическим пунктам на поверхности. Расстояния между рядовыми точками при подземных съемках обычно значительно меньше, чем при наземных. Подземные работы позволяют исследовать тела с аномальной плотностью сбоку и снизу, но требуют учета воздействия вышележащих толщ.

4. Аналогичными преимуществами и недостатками обладают скважинные гравиметрические измерения. Кроме того, они должны быть устойчивы к высокому давлению, температуре, "уметь" принимать вертикальное положение в наклонной скважине. Точки наблюдений располагаются через десятки метров по стволу скважины, что связано со сравнительно невысокой точностью измерений.

5. При съемках с вариометрами и градиентометрами измеряются вторые производные гравитационного потенциала. Они применяются при детальном разведочных работах, причем преимущественно на небольших площадях, где есть аномалии, обусловленные наличием рудных тел и др. Данные работы требуют еще более точной топогеодезической основы, чем съемки с гравиметрами. Они обычно являются площадными, причем расстояния между точками зависят от масштаба съемки и изменяются от 5 до 100 м. Если рельеф в районе работ спокойный и в радиусе 50 - 100 м проведена нивелировка, то можно достигнуть точности в первые этвеша. Результаты вариометрических и градиентометрических съемок изображают в виде карт и графиков вторых производных потенциала, векторов градиента, карт кривых уровня поверхности. Применяется и подземная вариометрическая и градиентометрическая съемки, направленные на детализацию строения шахтных и рудных полей.

3. Интерпретация и задачи, решаемые гравиразведкой

3.1. Качественная и количественная интерпретация данных гравиразведки

В результате гравиразведки получают карты и графики аномалий Буге (Δg_B) , на которых выделяются латеральные плотностные неоднородности горных пород, залегающих на разных глубинах. Положительным аномалиям соответствуют более плотные, а отрицательным - менее плотные породы, но всегда они представляют собой суперпозицию гравитационных полей, обусловленных аномалосоздающими объектами разных по глубине структурных этажей.

Интерпретация данных гравиразведки бывает качественной и количественной и сопровождается геологическим истолкованием результатов. При качественной интерпретации выделение аномалий ведется визуально или статистическими приемами. При количественной, расчетной интерпретации определяются местоположение эпицентров (проекции на земную поверхность) аномалосоздающих объектов, глубины залегания их центров, формы, размеры, избыточные плотности.

3.1.1. Качественная интерпретация.

Первым этапом интерпретации результатов гравиразведки (а в некоторых сложных условиях и при отсутствии сведений о плотности разреза - единственным) является качественная интерпретация. При качественной интерпретации дается визуальное описание характера аномалий силы тяжести по картам и профилям, т.е. отклонений от средних (фоновых) значений Δg_B . При этом отмечается форма аномалий, их простирание, примерные размеры, амплитуда. Устанавливается связь гравитационных аномалий с геологическим строением, выделяются региональные аномалии, связанные со строением земной коры, и локальные аномалии, часто представляющие большой разведочный интерес.

Выделение региональных аномалий (плавных изменений аномалий на значительных расстояниях) от локальных называется снятием регионального фона. Оно производится, как правило, графическим путем. В качестве примера на рис. 1.10 показан региональный фон и локальная аномалия.

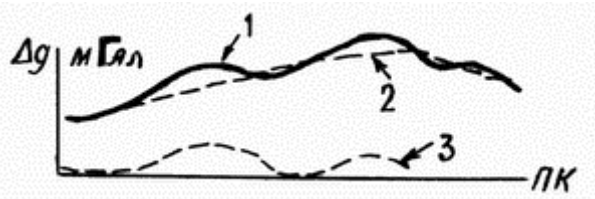


Рис.1.10 Наблюденная (1), региональная (2) и локальная (3) аномалии силы тяжести

Региональные аномалии связаны с глубинными аномалиями плотности, с крупными структурами земной коры, поверхностью кристаллического фундамента и неоднородностями его петрографического состава.

Локальные, или остаточные аномалии, получающиеся при вычитании из наблюдаемых аномалий региональных, приурочены к антиклинальным, синклинальным и дизъюнктивным структурам в осадочном чехле и фундаменте, залежам полезных ископаемых.

С помощью трансформаций наблюдаемых полей (сглаживание, усреднение, аналитические продолжения в нижнее и верхнее полупространства, фильтрации, расчет высших производных потенциала и др.), проводимых по специальным формулам с помощью ЭВМ, удается "обострить", сделать визуально более четко видимыми аномалии разных геоструктурных этажей. Так, при пересчете суммарных аномалий в верхнее полупространство уменьшаются амплитуды локальных аномалий, а региональные становятся более отчетливо видимы. Наоборот, пересчет в нижнее полупространство приводит к подчеркиванию локальных аномалий.

По картам аномалий Буге, наблюдаемым, региональным или локальным, можно сделать качественные заключения об аномалосоздающих геологических объектах. Например, центры аномалий располагаются над центрами аномальных по плотности масс, а направление и форма изоаномал примерно соответствуют их простиранию и форме.

Ширина аномалий в 2 - 6 раз больше глубины залегания верхних кромок аномалосоздающих геобъектов, а интенсивность пропорциональна избыточной массе и глубине залегания. Зоны повышенных градиентов соответствуют контактам пород разной литологии, сбросам.

Для геологического истолкования аномалий, выявленных при качественной интерпретации, необходимо использовать всю возможную геолого-структурную и петрографо-литологическую информацию.

3.1.2. Количественная интерпретация.

1. *Общие положения.* Определение глубины, формы, размеров и точного местоположения геологических тел, создающих наблюдаемые аномалии, составляет основную цель количественной (расчетной) интерпретации, основанной на методах решения обратной задачи гравиразведки.

Решение обратной задачи неоднозначно, так как одинаковые аномалии силы тяжести могут быть созданы геологическими объектами разной формы, размеров и плотности, поэтому необходимо иметь сведения о плотностном разрезе района и общем геологическом строении (например, вероятной форме разведываемых объектов).

Методы решения обратной задачи гравиразведки принято подразделять на прямые, в которых элементы залегания гравитирующих масс определяются непосредственно по картам и графикам Δg (или вторых производных потенциала), и косвенные, когда наблюдаемые аномалии сравниваются с набором теоретически рассчитанных аномалий

над определенными объектами, и методом последовательных приближений добиваются наилучшего совпадения полей. Это позволяет перенести геометрические и физические параметры моделей на реальные геологические среды.

Прямые методы решения обратной задачи используются для интерпретации простых, изолированных аномалий Δg , которые можно аппроксимировать как аномалии, созданные телами простой геометрической формы. К ним относят аналитические методы, и в частности самый простой из них - метод характерных точек.

Косвенные методы, применяемые для обработки как простых, так и сложных аномалий, включают методы, основанные на применении ЭВМ, а также палеточные, графические и др.

Рассмотрим приемы интерпретации карт и графиков аномалий силы тяжести в редукции Буге. Интерпретация материалов съемки вторых производных потенциала позволяет лишь уточнить интерпретацию локальных аномалий, поэтому в работе не рассматривается.

2. *Прямые методы характерных точек.* Сущность метода характерных точек для количественной интерпретации отдельных четких аномалий Буге гравиметровых съемок сводится к следующему.

На наблюдаемой или трансформированной карте выделяется отдельная (региональная или локальная) аномалия. Строго через ее центр перпендикулярно простиранию изолиний строится график Δg . Иногда вкрест полученных аномалий проводятся более точные и детальные полевые работы для получения интерпретационных графиков.

Если на карте имеются изометрические аномалии (длина и ширина отличаются не более чем в 2 - 3 раза), то, исходя из общего геологического строения района, их аппроксимируют шаром или вертикальным столбом.

Шарообразными геологическими объектами можно считать те, которые имеют форму, близкую к изометричной, например брахиантиклинальные или брахисинклиналильные складки, куполовидные структуры, массивные изометрические рудные залежи и т.п.

За вертикальный столб можно принять столбообразно вытянутые объекты с мало отличающимися длиной и шириной и глубоко залегающей нижней кромкой (нижняя кромка располагается на глубинах в 5 - 10 раз больших, чем верхняя). Примером таких геологических структур могут быть диапировые складки, соляные купола, кимберлитовые трубки, штокообразные рудные или кварцевые залежи и т.п.

Если на карте Δg наблюдаются вытянутые аномалии (длина более чем в 3 - 6 раз превышает ширину), то создающие их геологические объекты могут быть аппроксимированы бесконечно длинным цилиндром или пластом. Это могут быть вытянутые, горизонтально (или полого) расположенные геологические объекты, поперечное сечение которых мало меняется (антиклинальные и синклиналильные складки, линзообразные залежи полезных ископаемых, пласты и т.п.).

При наличии на карте зон резких градиентов силы тяжести, т.е. участков, где изолинии почти параллельны, а интенсивность поля монотонно возрастает (или убывает), их можно аппроксимировать уступом (сбросом).

Для перечисленных моделей простой геометрической формы количественная интерпретация методом характерных точек дает следующие результаты. Центр тела, создавшего аномалию, располагается под максимумом Δg_{max} , за исключением уступа, который располагается там, где аномалия равна половине максимума. Абсцисса максимума (или $0,5\Delta g_{max}$ для уступа) принимается за начало координат, а слева и справа от нее находятся абсциссы $x_{1/2}$ точек, для которых Δg равно $0,5\Delta g_{max}$ (для уступа $0,25\Delta g_{max}$). Зная величины $x_{1/2}$ (см. рис. 1.3 - 1.4), можно определить глубину залегания

или центра возмущающего тела (для шара, цилиндра), или верхней кромки (для столба), или середины высоты уступа (для сброса) с помощью таблицы 1.2, полученной из (1.3.1).

Т а б л и ц а 1.2

Аппроксимируемый объект	шар	цилиндр	столб	уступ
Глубина залегания	$1,3x$	$x_{1/2}$	$1,7x$	x_1

$$M = V(\sigma - \sigma_0)$$

Определив h , можно найти избыточную массу. Зная из посторонних источников (например, по данным измерений плотности образцов пород, взятых из керна скважин или обнажений) избыточную плотность, можно по избыточной массе рассчитать поперечные размеры разведываемых тел. Большинство отдельных аномалий, наблюдаемых на гравиметрических картах, с той или иной степенью приближения может быть отнесено к рассмотренным выше типичным аномалиям.

Результаты количественной интерпретации этим методом будут близки к истинным (с точностью до 10 - 20%), если имеется площадное распределение аномалий (получены карты Δg), возмущающие массы близки по форме к телам перечисленной простой геометрической формы, расстояния между отдельными геологическими неоднородностями превышают их размеры и известна избыточная плотность. Однако если эти условия не выполняются, то методы характерных точек позволяют оценить глубины и полную аномальную массу лишь приближенно (с погрешностью до 30% и больше).

3. *Косвенные методы интерпретации сложных аномалий.* Как отмечалось выше, при интерпретации сложных гравитационных аномалий, с которыми приходится иметь дело в практике гравиразведки, используются косвенные методы подбора. В них наблюдаемые аномалии сравниваются с теоретическими, полученными сначала для простой модели (например, для тел простой геометрической формы), а затем для все более точных моделей. При полном совпадении наблюдаемого графика или даже карты с теоретическими можно получить параметры для количественной интерпретации фактических материалов (координаты центров тяжести, избыточные массы и др.). Эти методы основаны на громоздких аналитических расчетах с использованием ЭВМ.

К косвенным методам подбора относятся также графические способы решения обратной задачи с помощью различных палеток. Наиболее простым способом является применение палетки Гамбурцева для интерпретации двухмерных вытянутых аномалий Δg , рассмотренной в 1.3.5.

Существуют различные ускоренные оценочные приемы интерпретации сложных аномалий. Так, оценка мощности и формы подошвы двухслойного разреза с плотностями в верхнем и нижнем слоях σ_1 и σ_2 проводится по формуле для уступа (см. 1.14).

Наибольшая глубина залегания верхней кромки возмущающих масс может быть получена по формуле:

$$h \leq \frac{\alpha \Delta g_{max}}{|\Delta g'_{max}|}$$

где α - коэффициент, меняющийся от 0,7 для вытянутых до 0,9 для изометрических тел; Δg_{max} и $\Delta g'_{max}$ - максимальная аномалия силы тяжести и максимальный горизонтальный градиент ($\Delta g'_{max} = \Delta g_{max} / \Delta x$), снятые по графику Δg проходящему вкrest простирання структур.

Избыточная масса M может быть определена по формуле $M \approx 24 \sum \Delta g \Delta S$, где Δg - аномалия силы тяжести (в мГал) на некоторой площади ΔS (в м²). Суммирование проводится по всей площади S , на которой выявлено аномальное гравитационное поле.

3.1.3. Геологическое истолкование гравитационных аномалий.

С качественной и количественной интерпретацией неразрывно связано геологическое истолкование гравитационных аномалий. Оно должно проводиться геологами и геофизиками совместно на основе учета всех геологических, и в частности, петроплотностных, свойств пород района. При этом необходимо учитывать следующее.

1. Эффективность гравirazведки повышается тем больше, чем сильнее геологический разрез отличается от горизонтально слоистого.

2. Строго решить прямую задачу, а значит, и дать способы интерпретации можно лишь для возмущающих масс в виде простых геометрических моделей (шар, цилиндр, уступ и т.д.), а в более сложных случаях задача не имеет аналитического выражения и решается численно с помощью ЭВМ.

3. Аппроксимация (замена) реальных геологических объектов рассмотренными выше геометрическими моделями в ряде случаев условна, так как геологические объекты такой идеальной формы встречаются редко. Однако даже оценка глубин играет геологически значимую роль.

4. Для интерпретации и геологического истолкования гравитационных аномалий требуется детальное изучение плотностей пород, закономерностей их изменения как по простиранию, так и с глубиной. Избыточная плотность аномалосоздающих объектов должна быть тем больше, чем глубже они залегают.

5. Если неизвестны плотность и форма тел, то математическое решение обратной задачи гравirazведки неоднозначно и количественная интерпретация дает несколько ответов (см. рис. 1.7).

6. В силу принципа суперпозиции, т.е. наложения полей, эффекты, обусловленные различными геологическими факторами, суммируются. Суммарные аномалии силы тяжести определяются глубинным строением земной коры и ее разной мощностью, рельефом поверхности кристаллического фундамента и его петрографическим составом, неоднородностью строения толщи осадочных пород и наличием в ней тех или иных структур, полезных ископаемых. Связь между аномалиями и перечисленными геологическими факторами может быть то большей, то меньшей.

7. Основным приемом геологического истолкования данных гравirazведки является сопоставление гравиметрических карт и графиков, отражающих глубинное строение, с геологическими картами. Между гравиметрическими и известными геологическими аномалиями может наблюдаться корреляционная связь, что свидетельствует чаще всего о тождественности этих геологических образований и выявленного источника гравитирующего поля. Если такой связи нет, то поле обусловлено более глубокими и неизвестными геологическими образованиями.

В зависимости от степени выполнения отмеченных особенностей меняется точность интерпретации. Для повышения надежности интерпретации гравirazведку следует применять в комплексе с другими геофизическими методами, бурением, геологическими изысканиями.

3.2. Геологические задачи, решаемые гравirazведкой

Гравirazведка применяется для решения широкого круга задач, связанных с исследованием глубинного строения Земли, по крайней мере, верхней мантии и земной коры, с региональным тектоническим районированием суши и океанов, поисково-разведочными работами на многие полезные ископаемые, изучением геологической среды.

3.2.1. Использование общих гравиметрических съемок.

Общими мелкомасштабными съемками с гравиметрами и маятниковыми приборами покрыта с той или иной детальностью территория суши и океанов Земли. Наибольший геологический интерес представляют результаты общих гравиметрических съемок с точки

зрения изучения земной коры, и в частности определения ее мощности, строения, изостатической уравниваемости, тектонического районирования.

Как известно, в первом приближении Землю можно подразделить на три геосферы с четко отличающимися физическими свойствами: земную кору, мантию и ядро. В результате гравиметрических исследований обширных территорий континентов и океанов устанавливается примерно следующая зависимость между мощностью земной коры (H) и аномалией силы тяжести (Δg) (рис. 1.11).

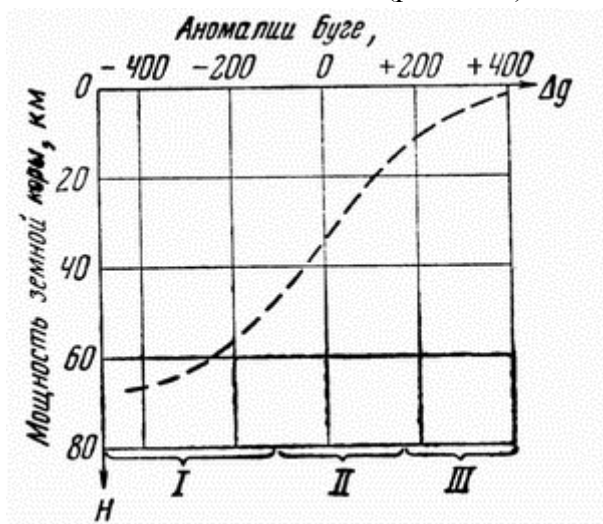


Рис.1.11 Зависимость аномалий силы тяжести в редукции Буге от мощности земной коры: I, II, III - геосинклинальный, платформенный и океанический тип земной коры

Установлено, что в геосинклинальных областях отмечаются интенсивные отрицательные аномалии Δg_B , платформы характеризуются небольшими аномалиями разного знака, а на океанах - положительные аномалии, причем тем большие, чем меньше мощность земной коры. Объясняется это тем, что подошва земной коры (граница Мохоровичича) отделяет породы разной плотности - $2,7 \text{ г/см}^3$ сверху и $3,2 \text{ г/см}^3$ снизу и кривая Δg_B отражает форму границы Мохоровичича. Такая закономерность свидетельствует о том, что Земля находится в состоянии, близком к изостатической компенсации.

3.2.2. Гравиразведка при региональном тектоническом районировании.

Гравиразведка в полном комплексе с другими геофизическими методами широко используется при региональном тектоническом районировании суши и акваторий. Она дает информацию о главных структурных этажах и общем тектоническом строении крупных регионов. С помощью гравиразведки аномалиями типа ступени выявляются отдельные блоки земной коры и фундамента, глубинные разломы, сбросы; отрицательными аномалиями картируются синклинии, горсты, осадочные бассейны, прогибы фундамента, гранитные массивы среди других изверженных пород фундамента, рифтовые и солевые бассейны, океанические хребты и желоба в океанах и др; положительными аномалиями выделяются антиклинории, поднятия фундамента, грабены и другие структуры.

3.2.3. Применение гравиразведки для поисков и разведки полезных ископаемых.

Гравиразведка применяется для поисков и разведки нефтяных структур, угольных бассейнов, рудных и нерудных полезных ископаемых.

Остановимся на краткой характеристике этих областей применения гравиразведки. Гравиразведка применяется для разведки следующих нефтяных структур: соляных куполов, антиклинальных складок, рифтовых массивов, куполовидных платформенных структур.

Наиболее благоприятны для разведки соляные купола, поскольку соль отличается низкой плотностью ($\sigma = 2,1 \text{ г/см}^3$) по сравнению с окружающими породами и резкими крутыми склонами. Соляные купола, находящиеся в Урало-Эмбенском районе, Днепровско-Донецкой впадине и других районах, выделяются изометрическими интенсивными отрицательными аномалиями, по которым можно судить не только об их местоположении и форме, но и о глубине залегания.

Антиклинальные складки выделяются вытянутыми изолиниями аномалий Δg_{B} чаще положительного, реже отрицательного знака в зависимости от плотности пород, залегающих в ядре складок. Интерпретация результатов качественная, изредка количественная.

Многие месторождения нефти и газа приурочены к рифтовым массивам, но разведка последних методом гравиразведки является задачей нелегкой. Для разведки рифтовых известняков среди осадочных терригенных пород используется анализ как региональных, так и локальных аномалий, причем рифтовые известняки выделяются, как правило, положительными аномалиями.

Куполовидные платформенные поднятия, к которым нередко приурочены месторождения нефти и газа, отличаются малой амплитудой и большой глубиной залегания и поэтому трудно разведываемы гравиразведкой. Однако применение высокоточных гравиметров позволяет вести разведку и этих структур, выделяемых слабыми отрицательными аномалиями за счет разуплотнения пород над поднятиями. Высокоточная гравиразведка применяется для изучения режима эксплуатации месторождений нефти и газа, а также подземных газохранилищ. В связи с разведкой угольных месторождений гравиметрия применяется как для определения границ угольного бассейна, так и для непосредственных поисков отдельных месторождений и пластов угля, отличающихся низкой плотностью ($\sigma \leq 2 \text{ г/см}^3$).

Гравиразведка применяется в комплексе с другими геофизическими методами и для разведки рудных и нерудных ископаемых, причем она привлекается как для крупномасштабного картирования и выявления тектонических зон и структур, благоприятных залеганию тех или иных ископаемых, так и для непосредственных поисков и разведки месторождений. Существенное отличие рудной гравиразведки от нефтяной состоит в меньшей глубинности, большей детальности и точности разведки. Классическим примером применения гравиметрии являются поиски и разведка железорудных месторождений (особенно КМА и Кривой Рог), где гравиразведка применяется для изучения структуры бассейна, картирования железорудной толщи и поисков богатых руд. На железорудных месторождениях наблюдаются локальные положительные аномалии за счет высокой плотности железосодержащих руд. Хромитовые, полиметаллические и другие залежи рудных и нерудных ископаемых практически всегда отличаются от вмещающих пород по плотности. Поэтому для их обнаружения гравиразведка с успехом применяется.

3.2.4. Роль гравиразведки в изучении геологической среды.

Непосредственно для изучения геологической среды, т.е. верхней части (100 - 200 м) оболочки Земли, где интенсивно идут экзогенные и техногенные процессы, гравиразведка применяется редко. Однако крупномасштабные гравиметрические карты вместе с картами дешифрирования аэрокосмических снимков являются основой для проектирования и обработки результатов любых геофизических методов, применяемых для инженерно-

геологических, мерзлотно-гляциологических, гидрогеологических и экологических исследований. При этом главное, что дает гравirazведка, - это выявление тектонических нарушений, расчленение рыхлых и скальных пород, определение зон трещиноватости и закарстованности, нахождение погребенных объектов и т.п.

Глава 2. Магниторазведка

Магнитометрическая, или магнитная, разведка (сокращенно магниторазведка) - это геофизический метод решения геологических задач, основанный на изучении магнитного поля Земли. Магнитные явления и наличие у Земли магнитного поля были известны человечеству еще в глубокой древности. Так же давно эти явления использовались людьми для практической деятельности (например, применение компаса). Со второй половины XIX в. измерение напряженности магнитного поля проводилось для поисков магнитных руд. Однако до сих пор природа как геомагнитного, так и гравитационного поля не выяснена.

Основными параметрами геомагнитного поля являются полный вектор напряженности и его составляющие по осям координат. Значения параметров магнитного поля Земли зависят, с одной стороны, от намагниченности всей Земли как космического тела (нормальное поле), а с другой стороны, разной интенсивности намагничивания геологических формаций, обусловленной различием магнитных свойств пород и напряженности магнитного поля Земли как в настоящее время, так и в прошедшие геологические эпохи (аномальное поле). От других методов разведочной геофизики магниторазведка отличается наибольшей производительностью (особенно аэромагниторазведка).

Магниторазведка является наиболее эффективным методом поисков и разведки железорудных месторождений. Она широко применяется и при геологическом картировании, структурных исследованиях, поисках полезных ископаемых, изучении геологической среды. Магнитные методы применяются не только для разведки, но и для глобальных исследований геомагнетизма и палеомагнетизма. Глубинность магниторазведки не превышает 50 км.

4. Основы теории геомагнитного поля и магниторазведки

4.1. Магнитное поле Земли и его изменения на земной поверхности и во времени

4.1.1. Главные элементы магнитного поля.

В любой точке земной поверхности существует магнитное поле, которое определяется полным вектором напряженности T . Вдоль вектора T устанавливается подвешенная у центра тяжести магнитная стрелка. Проекция этого вектора на горизонтальную поверхность и вертикальное направление, а также углы, составленные этим вектором с координатными осями, носят название главных элементов магнитного поля (рис. 2.1).

Если ось x прямоугольной системы координат направить на географический север, ось y - на восток, а ось z - по отвесу вниз, то проекция полного вектора T на ось z называется вертикальной составляющей и обозначается Z . Проекция полного вектора T на горизонтальную плоскость называется горизонтальной составляющей (H). Направление H совпадает с магнитным меридианом. Проекция H на ось x называется северной (или южной) составляющей; проекция H на ось y называется восточной (западной) составляющей. Угол между осью x и составляющей H называется склонением и обозначается D . Принято считать восточное склонение положительным, западное - отрицательным. Угол между вектором T и горизонтальной плоскостью называется наклоном и обозначается J . При наклоне вниз северного конца стрелки наклонение называется северным (или положительным), при наклоне южного конца стрелки - южным (или отрицательным). Взаимосвязь полученных элементов магнитного поля Земли выражается с помощью формул:

$$H = T \cos J, Z = T \sin J, Z = H \operatorname{tg} J, T^2 = H^2 + Z^2. \quad (2.1)$$

Семь элементов земного магнитного поля можно выразить через любые три составляющие. При магнитной разведке измеряют лишь одну-две составляющие поля (как правило, Z , H или T).

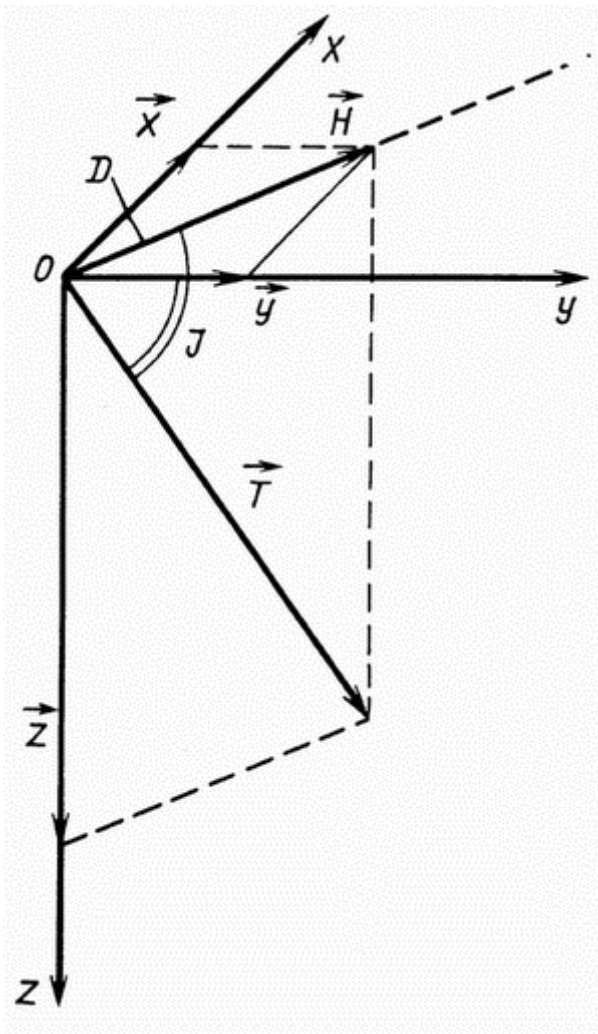


Рис. 2.1. Элементы земного магнитного поля

Распределение значений элементов магнитного поля на земной поверхности обычно изображается в виде карт изолиний, т.е. линий, соединяющих точки с равными значениями того или иного параметра. Изолинии склонения называются изогонами, изолинии наклонения - изоклинами, изолинии H или Z - соответственно изодинамами H или Z . Карты строят на 1 июля и называют их картами эпохи такого-то года. Например, на рис. 2.2 приведена карта эпохи 1980 г.

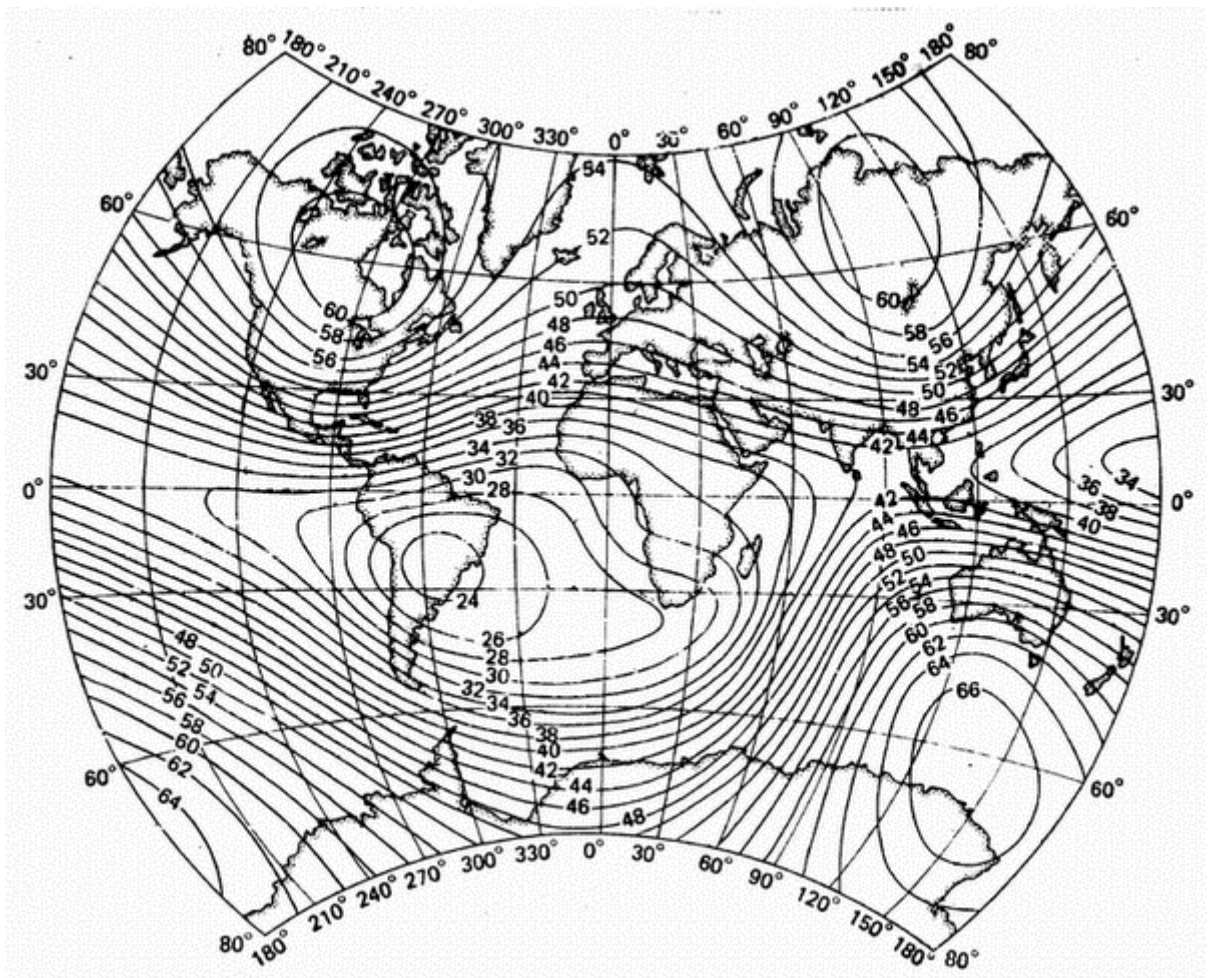


Рис. 2.2. Полная напряженность магнитного поля Земли для эпохи 1980 г. Изолинии T проведены через 4 мкТл (4000γ) (из книги П.Шарма "Геофизические методы в региональной геологии")

4.1.2. Единицы измерений.

Единицей напряженности геомагнитного поля (T) в системе Си является ампер на метр (А/м). В магниторазведке применялась и другая единица Эрстед (Э) или гамма γ , равная 10^{-5} Э ($1 \text{ А/м} = 4\pi \cdot 10^{-3} \text{ Э}$). Однако практически измеряемым параметром магнитного поля является магнитная индукция (или плотность магнитного потока) $B = \mu T$, где μ - магнитная проницаемость среды. Единицей магнитной индукции в системе Си является тесла (Тл). В магниторазведке используется более мелкая единица нанотесла (нТл), равная 10^{-9} Тл. Так как для большинства сред, в которых изучается магнитное поле (воздух, вода, громадное большинство немагнитных осадочных пород), $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Тл/м} = \text{const}$, то количественно магнитное поле Земли можно измерять либо в единицах магнитной индукции (в нТл), либо в соответствующей ей напряженности поля - гамма γ .

4.1.3. О происхождении магнитного поля Земли.

Происхождение магнитного поля Земли пытаются объяснить различными причинами, связанными с внутренним строением Земли. Наиболее достоверной и приемлемой гипотезой, объясняющей магнетизм Земли, является гипотеза вихревых токов в ядре. Эта

гипотеза основана на том установленном геофизическом факте, что на глубине 2900 км под мантией (оболочкой) Земли находится "жидкое" ядро с высокой электрической проводимостью. Благодаря так называемому гиромангнитному эффекту и вращению Земли во время ее образования могло возникнуть очень слабое магнитное поле. Наличие свободных электронов в ядре и вращение Земли в таком слабом магнитном поле привело к индуцированию в ядре вихревых токов. Эти токи, в свою очередь, создают (регенерируют) магнитное поле, как это происходит в динамомашине. Увеличение магнитного поля Земли должно привести к новому увеличению вихревых потоков в ядре, а последнее - к увеличению магнитного поля и т.д. Процесс подобной регенерации длится до тех пор, пока рассеивание энергии вследствие вязкости ядра и его электрического сопротивления не компенсируется добавочной энергией вихревых токов и другими причинами.

4.1.4. Нормальное геомагнитное поле.

В первом приближении магнитное поле Земли может быть уподоблено полю однородно намагниченного шара, или полю диполя (T_0), расположенного в области центра Земли. Ось такого диполя по отношению к оси вращения Земли составляет 11,5°. Места выхода продолжений оси этого диполя на земную поверхность называют геомагнитными полюсами. Принято считать магнитный полюс, близкий к северному географическому полюсу (между ними около 1400 км), южным (отрицательным) геомагнитным. Наоборот, магнитный полюс, находящийся в Антарктиде, - северным (положительным) геомагнитным полюсом. На полюсах вертикальные составляющие магнитной индукции примерно равны ± 60 мкТл, а горизонтальные - нулю. На экваторе горизонтальная составляющая приблизительно равна 30 мкТл, а вертикальная - нулю.

Как видно из карты T (рис. 2.2), геомагнитное поле Земли заметно отличается от поля диполя, образуя по крайней мере 4 (две в северном, одну в южном, одну в Африке) мощные геомагнитные аномалии. Их называют материковыми, или континентальными (T_m), а происхождение связывают с наличием дополнительных магнитных диполей на верхней (~3000 км) и нижней (~5000 км) границах "жидкого" ядра. На территории России находится положительная часть Восточно-Азиатской аномалии.

Нормальным (или главным) геомагнитным полем (T_n) принято считать поле однородно намагниченного шара (T_0) и дополнительных диполей в ядре, обуславливающих материковые аномалии (T_m), т.е. $T_n = T_0 + T_m$. Карта эпохи какого-то года является Международным эталонным геомагнитным полем или нормальным магнитным полем.

Карты T_n принято строить через 5 лет. Они несколько изменяются за эти годы, что объясняется как вариациями поля во времени, так и появлением новых данных глобальных магнитных съемок (космических, воздушных, наземных, аквальных).

4.1.5. Аномальные геомагнитные поля.

Отклонения наблюдаемых значений магнитных векторов (T) от нормального поля будут составлять аномалии региональные (T_p) или локальные (T_a) в зависимости от площади, на которых они получены: $T_a = T - T_n = T_p + T_m$. Аномальная часть постоянного магнитного поля Земли несет в себе информацию о геологическом строении верхних слоев земной коры.

Региональные аномалии - например, Курская - простираются на больших территориях и связаны с наличием крупных структур, сложенных породами и железными рудами с

высокими магнитными свойствами. Находясь в магнитном поле Земли, они намагнитились и создали добавочное аномальное поле, превышающее нормальное поле в отдельных местах в 2 - 4 раза.

Локальные аномалии обусловлены разной намагниченностью геологических структур или залежей руд. Региональные и локальные аномалии бывают положительными и отрицательными. За положительные принято считать те, для которых T_a и Z_a совпадают с соответствующей составляющей нормального поля, а отрицательные - те, для которых они противоположны по направлению. В северном полушарии и на территории России преобладают положительные аномалии.

Таким образом, полное постоянное магнитное поле Земли (T) складывается из нормального и аномального полей:

$$T = T_n + T_a + T_p + T_k = T_n + T_a. \quad (2.2)$$

4.1.6. Вариации земного магнетизма.

Наблюдения магнитного поля Земли в течение длительного времени и палеомагнитные исследования показывают, что напряженность магнитного поля и его элементы меняются во времени. Эти изменения получили название вариаций. Принято различать четыре вида магнитных вариаций: вековые, годовые, суточные и магнитные возмущения (бури).

Вековые вариации магнитного поля происходят в течение длительных периодов времени в десятки и сотни лет и приводят к значительным изменениям среднегодовых элементов земного магнетизма. Под изменением того или иного элемента магнитного поля (вековой ход) понимают разности значений этих элементов в разные эпохи, деленные на число лет между эпохами. Вековой ход рассчитывается по обобщенным данным глобальных магнитных съемок за прошедшие 5 лет. Выявлен ряд периодов изменения поля в 500 - 2000 - 5000 лет и более. Вековые вариации различны в разных регионах. Имеется несколько зон (фокусов), в которых изменения поля максимальны. Эти фокусы перемещаются по земной поверхности. Например, за 1942 г. в Индонезии вариации Z достигли ± 130 нТл, а на юге Каспийского моря $+110$ нТл. Возникновения вековых вариаций, видимо, объясняются процессами, протекающими внутри Земли (в ядре и на границе ядра с мантией).

На постоянное поле Земли накладывается переменное магнитное поле или вариации (годовые, суточные, магнитные бури), вызванные внешними процессами, происходящими в ионосфере. Годовые вариации - это изменения среднемесячных значений напряженности магнитного поля. Они характеризуются небольшой амплитудой (десятки нТл).

Суточные вариации связаны с солнечносуточными и лунносуточными изменениями напряженности геомагнитного поля из-за изменения солнечной активности. Максимумы вариации достигают днем и при противостоянии Луны. Годовые и суточные вариации являются плавными, периодическими, невозмущенными вариациями. Их интенсивность возрастает от экватора к полюсам, достигая 200 нТл.

Кроме невозмущенных вариаций, существуют возмущенные вариации, к которым относятся непериодические импульсные вариации и магнитные бури. Магнитные бури бывают разной интенсивности - до 1000 нТл и более, чаще в северных и южных широтах. Они возникают спорадически и проходят по всей земной поверхности либо одновременно, либо с запаздыванием на несколько часов. Продолжительность магнитных бурь колеблется от нескольких часов до нескольких суток. Намечается четкая связь между интенсивностью магнитных бурь и солнечной активностью. В годы максимумов солнечной активности, период которых около 11 лет, наблюдается наибольшее число бурь. Магнитные бури зависят от возмущений в ионосфере, которые, в свою очередь, связаны со вспышками на Солнце и приходом на Землю корпускулярных потоков. Магнитным бурям сопутствуют полярные сияния, ухудшение радиосвязи, возникновения

магнитотеллурических полей (см. 7.1). При магниторазведке необходимо учитывать и исключать вариации магнитного поля.

Таким образом, в более общем виде полный вектор напряженности переменного поля Земли и аномалии можно представить в виде:

$$T_{\sim} = T_{\text{н}} + T_{\text{р}} + T_{\text{д}} + T_{\text{всп}}, \quad T_{\text{н}} = T_{\text{р}} + T_{\text{д}} = T_{\sim} - T_{\text{всп}}. \quad (2.3)$$

4.2. Намагниченность горных пород и их магнитные свойства

4.2.1. Намагниченность горных пород и руд.

Региональные и локальные магнитные аномалии зависят от интенсивности намагничения пород J как современным (индуцированная намагниченность J_i), так и древним (остаточная намагниченность J_r) магнитными полями, т.е. это векторная сумма $J = J_i + J_r$.

Индукционная намагниченность любого образца породы равна $J_i = \kappa T$, где κ (каппа) - его магнитная восприимчивость, а T - полный вектор постоянного геомагнитного поля. Однако этот же образец несет в себе информацию о той намагниченности, которая существовала в момент образования породы и сложным образом менялась до настоящего времени. Ее называют остаточной (J_r). Вместе с отношением $Q = J_r/J_i$ остаточная намагниченность количественно характеризует свойство породы сохранять или менять намагниченность за весь свой возраст, может быть, составляющий многие миллионы лет.

Примером материалов и руд, обладающих сильным магнитным полем даже при экранировке от земного магнитного поля, являются искусственные магниты или естественные образцы магнетита, у которых намагниченность устойчива за счет остаточной.

4.2.2. Магнитная восприимчивость горных пород и руд.

Способность материалов и горных пород намагничиваться характеризуется магнитной восприимчивостью (κ) - основным магнитным свойством горных пород.

В системе Си это безразмерная величина. Практически ее измеряют в 10^{-5} ед. Си. У разных горных пород она меняется от 0 до 10 ед. Си. По магнитным свойствам минералы и горные породы делятся на три группы: диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные. У диамагнитных пород магнитная восприимчивость очень мала (менее 10^{-5} ед. Си) и отрицательна, их намагничение направлено против намагничивающего поля. К диамагнитным относятся многие минералы и горные породы, например, кварц, каменная соль, мрамор, нефть, лед, графит, золото, серебро, свинец, медь и др.

У парамагнитных пород магнитная восприимчивость положительна и также невелика. К парамагнитным относится большинство минералов, осадочных, метаморфических и изверженных пород.

Особенно большими κ (до нескольких миллионов 10^{-5} ед. Си) обладают ферромагнитные минералы, к которым относятся магнетит, титаномагнетит, ильменит, пирротин.

Магнитная восприимчивость большинства горных пород определяется прежде всего присутствием и процентным содержанием ферромагнитных минералов.

В таблице 2.1 приведены значения κ некоторых породообразующих минералов и пород. Из таблицы видно, что сильно магнитными являются ферромагнитные минералы. Среди изверженных пород наибольшей магнитной восприимчивостью обладают ультраосновные и основные породы, слабо магнитны и магнитны кислые породы. У метаморфических

пород магнитная восприимчивость ниже, чем у изверженных. Осадочные породы, за исключением некоторых песчаников и глин, практически немагнитны.

Т а б л и ц а 2.1

Минерал, горная порода	$\chi \cdot 10^6$ (ед. Си)	
	диапазон измерений	среднее
Кварц	-	10
Кальцит	7 - 12	-
Гипс	-	12
Уголь	-	25
Сфалерит	-	750
Гематит	500 - 50000	6000
Пирротин	$10^3 - 10^7$	150000
Ильменит	$5 \cdot 10^5 - 5 \cdot 10^6$	10^6
Магнетит	$10^6 - 10^7$	$5 \cdot 10^6$
Известняк	25 - 3500	300
Песчаник	0 - 20000	400
Гнейс	100 - 20000	-
Гранит	0 - 40000	2000
Диабаз	1000 - 15000	5000
Габбро	1000 - 100000	60000
Базальт	30 - 150000	60000
Перидотит	90000 - 200000	150000
Осадочные (среднее)	0 - 5000	1000
Метаморфические (среднее)	0 - 75000	50000
Кислые изверженные (среднее)	50 - 80000	8000
Основные изверженные (среднее)	60 - 120000	30000

Магнитная восприимчивость пара- и ферромагнетиков уменьшается с повышением температуры и практически исчезает при температуре Кюри, которая у разных минералов меняется от +400 до +700°C. Максимальная глубинность магниторазведки примерно составляет 25 - 50 км. На больших глубинах температуры недр превышают точку Кюри, и все залегающие здесь породы становятся практически одинаково немагнитными.

Магнитная восприимчивость в горной породе не всегда одинакова по всем направлениям, или изотропна. Она может меняться по разным направлениям, увеличиваясь в плоскости напластования осадочных и сланцеватых метаморфических пород, уменьшаясь в перпендикулярном направлении. Различия могут достигать 20%.

Разведываемые геологические структуры и руды с магнитной восприимчивостью κ залегают среди вмещающих пород с восприимчивостью κ_0 . Поэтому, как и в гравиразведке, представляет интерес избыточная, или эффективная, магнитная восприимчивость $\Delta\kappa = \kappa - \kappa_0$. Величины $\Delta\kappa$ могут быть и положительными, и отрицательными, разными по величине. Благодаря отличию $\Delta\kappa$ от нуля и возникают магнитные аномалии.

Магнитную восприимчивость измеряют как на образцах горных пород, так и в естественном залегании. С помощью так называемых астатических магнитометров (см. 5.1) измеряются магнитные свойства образцов произвольной формы. Число образцов одной породы должно составлять несколько десятков, чтобы результаты были статистически обоснованы. Для изучения κ в естественных условиях залегания пород применяются разного рода каппаметры.

4.2.3. Остаточная намагниченность пород и руд.

При остывании расплавленных минералов и горных пород и переходе их температуры через точку Кюри они намагничиваются окружающим магнитным полем, приобретая начальную остаточную намагниченность (J_r). Если напряженность магнитного поля начнет возрастать, то J_r также растет до некоторого предела. При уменьшении магнитного поля она уменьшается до некоторой остаточной намагниченности. Чтобы ее уничтожить, нужно приложить поле противоположного знака, называемого коэрцитивной силой. Она является мерой жесткости остаточной намагниченности. В истории Земли были многократные изменения не только интенсивности, но и знака магнитного поля. Поэтому существующая в настоящее время величина J_r отражает сложную магнитную жизнь породы и, может быть, неоднократную ее перенамагниченность.

Значения J_r очень большие ($Q = J_r/J_s$ достигает 100) у быстро охлаждавшихся излившихся изверженных пород типа базальтов. В породах, подвергшихся термальному метаморфизму, Q может достигать 10. Величина Q остальных пород обычно не превышает 0,1. Основным фактором, увеличивающим J_r пород, является наличие в них хотя бы малых концентраций ферромагнетиков.

У изверженных пород остаточная намагниченность возникает в ходе их охлаждения (перехода через точку Кюри), т.е. имеет кристаллизационную (химическую) природу. У осадочных пород она седиментационная. В ходе осаднения в водоемах твердые частицы намагничивались и сохранили в консолидированных осадочных породах эту относительно стабильную ориентированную остаточную намагниченность.

При интенсивной остаточной намагниченности $J_r > J_s$ пород они могут создавать аномалии другого знака, например, отрицательного среди обычно положительных, если знаки древнего и современного поля противоположны.

Остаточную намагниченность измеряют на образцах горных пород кубической или цилиндрической формы с размером 2 - 5 см, строго ориентированных в пространстве. Для этого, выбирая образец, его "привязывают" к горизонту, т.е. ставят на нем метки (x,y) по компасу и (z) - по отвесу. Для измерения J_r используются астатические или так называемые сверхпроводящие СКВИД-магнитометры.

Методика измерений J_r основана на представлении о том, что каждый образец является магнитным. Поэтому, измеряя три магнитные составляющие поля такого магнита (

H_x, H_y, H_z) на нескольких расстояниях от его центра, можно получить избыточную систему уравнений для расчета $J = \kappa T + J_r$ (за T принимается среднее магнитное поле района расположения лаборатории). С помощью специальных приемов проводится определение первичной намагниченности во время образования породы и исключения вторичных перемагничиваний за время ее жизни. Число образцов должно составлять десятки для каждого стратиграфического комплекса пород для дальнейшей статистической обработки. Далее по ним определяются усредненные значения склонения ($D_{др}$) и наклонения ($J_{др}$) древнего магнитного поля (см. рис. 2.1), позволяющие оценить положение геомагнитного полюса во время образования породы в современной системе географических координат.

Третьим магнитным параметром горных пород является магнитная проницаемость $\mu = 1 + 4\pi\kappa$, которая практически у всех горных пород равна магнитной проницаемости вакуума ($\mu = \mu_0$, так как $\kappa < 10^{-6}$ ед. Си). Лишь у ферромагнитных руд μ может достигать нескольких единиц.

4.3. Принципы решения прямых и обратных задач магниторазведки

4.3.1. Основные положения теории магниторазведки.

При магниторазведке рассчитываются аномалии полного вектора T_a (4.1.1) или его составляющих (Z_a, H_a) путем исключения из наблюденного поля нормального поля и вариаций. Поэтому в теории магниторазведки определяются эти параметры для объектов с разной интенсивностью и направлением намагничения (J). Для простоты решения можно считать $J \approx \kappa T_{cp}$, где κ - магнитная восприимчивость объекта, T_{cp} - средняя напряженность геомагнитного поля в месте его расположения, а остаточной намагниченностью (J_r) пренебречь.

Основной закон магнетизма был сформулирован Кулоном, который предполагал, что существование магнетизма связано с наличием магнитных масс, положительных и отрицательных. Между двумя магнитными массами m_1 и m_2 , помещенными в среду с магнитной проницаемостью $\mu = 1 + 4\pi\kappa$ действует сила F , которая определяется законом Кулона $F = m_1 m_2 / \mu r^2$, где r - расстояние между центрами магнитных масс.

Последующим развитием физики было доказано, что магнитных масс, как самостоятельных субстанций, в природе не существует, а магнитные свойства тел являются следствием движения электрически заряженных частиц в атомах вещества. Одни вещества способны под действием магнитного поля упорядочивать движения зарядов и намагничиваться, другие нет. Хотя магнитных масс в природе нет, но в теории магнетизма законом Кулона формально продолжают пользоваться. При этом под магнитной массой одного знака понимается произведение интенсивности намагничения (J) на площадь намагниченного тела (S), перпендикулярную этому вектору ($m = JS$).

Любое намагниченное тело можно представить сочетанием двух таких магнитных масс, находящихся на противоположных частях тела - полюсах. Северным (положительным) полюсом намагниченного тела (например, магнитной стрелки) считается тот, который поворачивается в сторону северного географического полюса, если дать возможность телу свободно вращаться вокруг вертикальной оси. Как отмечалось выше, при таком определении магнитный полюс Земли, находящийся в северном полушарии, обладает южным (отрицательным) магнетизмом, поскольку

притягиваются магнитные массы противоположного знака, а массы одного и того же знака отталкиваются.

В теории магниторазведки, как и в любых других методах геофизики, решаются прямые и обратные задачи. Прямой задачей магниторазведки называется нахождение магнитных аномалий (T_{an}, Z_{an} и др.) над объектами известной формы, глубины залегания и намагниченности. Обратной задачей магниторазведки является определение формы, глубины залегания, намагниченности по измеренному площадному распределению аномалий.

4.3.2. Поле магнитного диполя.

Для облегчения решения задач магниторазведки вводится понятие магнитного потенциала точечной магнитной массы

$$U = \frac{m}{\mu r}, \quad (2.4)$$

где r - расстояние от центра магнитной массы до точки наблюдения.

В теории магнетизма пользуются понятием магнитного диполя, т.е. двух равных, близко расположенных магнитных масс противоположного знака (рис. 2.3). Потенциал диполя dU выражается формулой

$$dU = \frac{m}{\mu} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right),$$

где r_1 и r_2 - расстояния от центра магнитных масс до точки наблюдения.

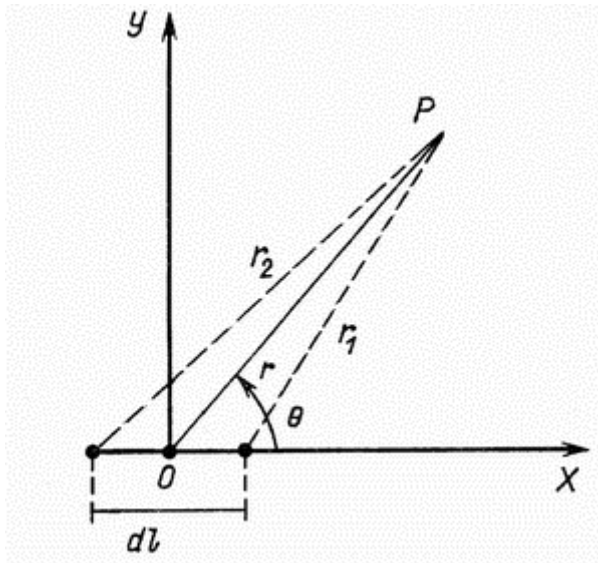


Рис. 2.3. Магнитный диполь

Выразив с помощью теоремы косинусов r_1 и r_2 через r , dl , и θ , можно записать

$$dU = \frac{m}{\mu} \left[\frac{1}{\sqrt{r^2 + (\frac{dl}{2})^2 - r dl \cos \theta}} - \frac{1}{\sqrt{r^2 + (\frac{dl}{2})^2 + r dl \cos \theta}} \right].$$

Разделив числитель и знаменатель на r и используя формулу бинома Ньютона, получим

$$dU = \frac{m}{\mu r} \left[\left(1 - \frac{dl}{r} \cos \theta \right)^{-1/2} - \left(1 + \frac{dl}{r} \cos \theta \right)^{-1/2} \right] = \frac{m}{\mu r} \left[\left(1 + \frac{dl}{r} \cos \theta - \dots \right) - \left(1 - \frac{dl}{r} \cos \theta - \dots \right) \right]$$

Поскольку $\frac{dl}{r} \ll 1$, то всеми степенями выражения $\frac{dl}{r}$, большими единицы, можно пренебречь, и формула потенциала диполя упрощается:

$$dU = \frac{m dl \cos \theta}{\mu r^2}.$$

Или, заменив $dM = m dl$, получим окончательное выражение для потенциала диполя

$$dU = \frac{dM \cos \theta}{r^2}.$$

Из выражения для потенциала диполя нетрудно получить составляющие поля H_x и H_y и полный (H) вектор напряженности. Заменяя $\cos \theta = z/r$, можно записать:

$$dU = \frac{dM \cos \theta}{r^2} = \frac{dM z}{r^3}.$$

$$H_x = -\frac{\partial(dU)}{\partial x} = -dM \frac{(x^2+z^2)^{3/2} - x^2(x^2+z^2)^{-1/2}}{(x^2+z^2)^3} = \frac{dM}{r} \frac{2x^2-z^2}{(x^2+z^2)^{3/2}}; \quad (2.5)$$

$$H_y = -\frac{\partial(dU)}{\partial y} = -dM \frac{-x^2(x^2+z^2)^{-1/2} 2y}{(x^2+z^2)^3} = \frac{dM}{r} \frac{2xy}{(x^2+z^2)^{3/2}};$$

$$H = \sqrt{H_x^2 + H_y^2} = \frac{dM}{r^2} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}.$$

В частности, на протяжении оси диполя ($\theta = 0$) $H_x = 2dM/\mu r^3$, на перпендикуляре к оси диполя, в его центре ($\theta = 90^\circ$) $H_{yx} = dM/\mu r^3$.

Реальные магнитные тела можно рассматривать как совокупность элементарных магнитных диполей.

Интенсивность намагничения элементарного объема (J), согласно определению, равна отношению магнитного момента (dM) к его объему (dV). Поэтому выражение для потенциала магнитного диполя переписывается в следующем виде: $dU = \frac{J \cos \theta}{r^2} dV$, где вектор J направлен вдоль оси диполя.

Магнитный потенциал любого тела можно представить в виде интеграла по объему этого тела от потенциалов элементарных диполей, из которых состоит данное тело:

$$U = \int \int \int \frac{J \cos \theta dV}{r^2}, \quad T_a = \int \int \int \frac{J \sqrt{1+3 \cos^2 \theta}}{r^2} dV, \quad (2.6)$$

где интегрирование ведут по всему объему тела (V).

Эти уравнения лежат в основе всей теории магниторазведки. Аналитические выражения при решении уравнений (2.6) получаются лишь для тел простой геометрической формы и однородной (постоянной) намагниченности. Для тел более сложной формы, да еще при разной намагниченности, возможны численные решения с помощью ЭВМ. Рассмотрим решение прямых и обратных задач для некоторых простейших тел: вертикального бесконечного столба (стержня), шара, пласта и горизонтального цилиндра бесконечного простираения для случая их вертикальной намагниченности. Допущение вертикальной намагниченности не только упрощает решение задач, но и является вполне обоснованным, поскольку намагниченность горных пород при широте, большей 40 - 45°, близка к вертикальной. Кроме того, при расчетах можно считать, что $\mu = \mu_0$, где $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ - магнитная проницаемость воздуха.

4.3.3. Прямая и обратная задачи над намагниченным вертикальным бесконечно длинным столбом (стержнем).

1. *Прямая задача.* Пусть на глубине h залегает вершина бесконечно длинного столба (вертикального цилиндра или стержня) сечением s (рис. 2.4). Его можно представить как

тело одного полюса (m) с интенсивностью намагничивания (J), направленной вдоль оси z , и "магнитной массой" $m = Js$. Так как нижний полюс столба расположен очень далеко, то его влиянием можно пренебречь и считать, что вся "масса" сосредоточена на вершине столба.

Необходимо найти напряженность поля вдоль профиля x над телом. Потенциал от верхнего полюса столба в точке P будет равен потенциалу точечной массы (см.2.4):

$$U = \frac{m}{r} = \frac{ms}{\rho\sqrt{x^2+h^2}}. \quad (2.7)$$

Составляющие поля выражаются производными потенциала по соответствующим осям координат:

$$Z_a = -\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{Jsh}{\mu(x^2+h^2)^{3/2}}; \quad H_a = -\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{Jsx}{\mu(x^2+h^2)^{3/2}} \quad (2.8)$$

$$T_a = \sqrt{Z_a^2 + H_a^2} = \frac{Js}{\mu(x^2+h^2)^{3/2}}.$$

Используя полученные формулы, можно построить графики напряженности поля (рис. 2.4). Легко видеть, что над столбом будут максимумы Z_a и T_a , а значения их будут одного знака, положительные при вертикальной Z_a . Горизонтальная составляющая (H) слева будет иметь максимум, а справа - минимум. Вдалеке от столба аномалии исчезают. В плане над таким столбом изолинии T_a и Z_a будут иметь вид концентрических окружностей одного знака.

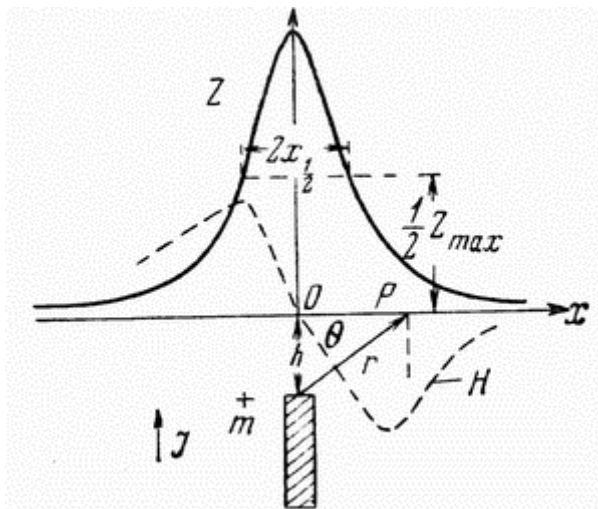


Рис. 2.4. Магнитное поле вертикального бесконечно длинного столба

2. Обратная задача. Решение уравнений (2.8) дает возможность по характерным точкам на графиках определить глубину залегания верхней кромки вертикального бесконечно длинного столба (h). Так центр столба находится в точке, где $x = 0$, а $Z_{max} = T_{max} = Js/mh^2$.

Для точек, удаленных на расстояния $x_{Z1/2}$ от начала координат, в которых Z равно половине максимального

$$Z_{1/2} Jsh / 2h^2 \mu = Jsh / \mu (x^2 + h^2)^{3/2}$$

Решив это уравнение, получим $x_{Z1/2} = 0,7 h$. Аналогичным образом находятся связи и между другими характерными точками $x_{T1/2}$, x_{H0} (экстремумы на составляющей H), x_{ZH} (абсциссы точек пересечения Z и H). В результате получаются следующие формулы для расчета h по абсолютным значениям этих параметров:

$$h = 1,4|X_{H\Phi}| = 1,3|X_{Z1/2}| = |X_{T1/2}| = |X_{ZH}| \quad (2.9)$$

Зная h , можно оценить величину магнитной массы:

$$m = Js = Z_{\max} \cdot \mu h^2 = T_{\max} \mu h^2 = 3,67 H_{\max} \cdot \mu h^2.$$

Так как $J \approx T_{\text{ср}} \kappa$, где $T_{\text{ср}}$ - среднее значение полного вектора напряженности поля в изучаемом районе, а κ - магнитная восприимчивость столба, то

$$\kappa s = m / T_{\text{ср}}.$$

Отсюда, если известно κ (карра по измерениям на образцах, можно определить площадь поперечного сечения столба (s)).

4.3.4. Прямая и обратная задачи над вертикально намагниченным шаром.

1. *Прямая задача.* Пусть вертикально намагниченный шар с центром на глубине H залегает под началом координат (рис. 2.5). Необходимо определить напряженность поля вдоль профиля x . Потенциал шара можно представить как потенциал диполя, помещенного в его центре. Поэтому, согласно (2.7), потенциал шара с магнитным моментом $M = JV$ (или магнитной массой $m = M$), равен:

$$U = \frac{M \cos \theta}{r^2} = \frac{MH}{r^3} = \frac{JVH}{r^3 \sqrt{z^2 + H^2}}. \quad (2.10)$$

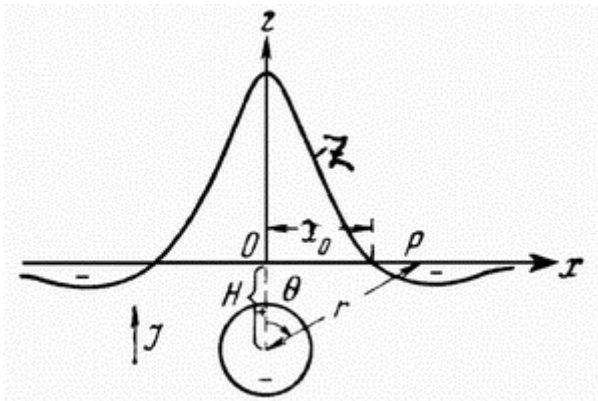


Рис. 2.5. Магнитное поле шара

Отсюда, взяв производные, найдем элементы магнитного поля шара:

$$Z_a = -\frac{\partial U}{\partial H} = \frac{JV(2H^2 - x^2)}{r^3 \sqrt{z^2 + H^2}}, \quad H_a = -\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{3JVHx}{r^3 \sqrt{z^2 + H^2}}, \quad T_a = \sqrt{Z_a^2 + H_a^2} = \frac{3JV\sqrt{4H^2 + x^2}}{r^3 \sqrt{z^2 + H^2}}. \quad (2.11)$$

Анализ этих формул и построенных по ним графиков показывает, что над центром шара ($x = 0$) будут $Z_{a\max} = T_{a\max} = 2JV / (mH^2)$, а $H = 0$. При $x \rightarrow \pm\infty$ аномалии исчезают. При $x = \pm\sqrt{2}H$ $Z_a = 0$, $x < \sqrt{2}H$ $Z_a > 0$, $x > \sqrt{2}H$ $Z_a < 0$.
при , а при

Таким образом, в плане над шаром изолинии Z_a и T_a будут иметь вид концентрических окружностей. При этом изолинии Z_a будут двух знаков, а T_a - одного.

2. *Обратная задача.* Решение уравнений (2.11) теми же приемами, что и для столба, дает возможность по характерным точкам на графиках найти глубину центра вертикально намагниченного шара:

$$H_a = 1,8|x_{Z1/2}| = 1,8|x_{ZH}| = 1,5|x_{T1/2}| = 0,7|x_{Z0}| = 0,5|x_{Zmin}| \quad (2.12)$$

где $x_{Z1/2}$ и $x_{T1/2}$ - абсциссы точек половины $Z_a, T_a; x_{Z0}$ - точки с $Z_a = 0; x_{Zmin}$ - точки с $Z_a = Z_{min}$.

Зная H , можно оценить магнитную массу (m):

$$m = JV = Z_{max} \mu h^{3/2} = T_{max} \mu h^{3/2}$$

Отсюда, так как $J \approx \kappa T_{cp}$ то $\kappa V \approx m/T_{cp}$. Если известны T_{cp} и κ , можно определить объем шара.

4.3.5. Прямая и обратная задачи над вертикально намагниченным тонким пластом бесконечного простирания и глубины.

Пусть на глубине h параллельно оси y расположен бесконечно длинный вертикальный пласт (с толщиной l , меньшей глубины залегания), намагниченный вертикально (рис. 2.6).

Определим для простоты лишь Z_a вдоль оси x .

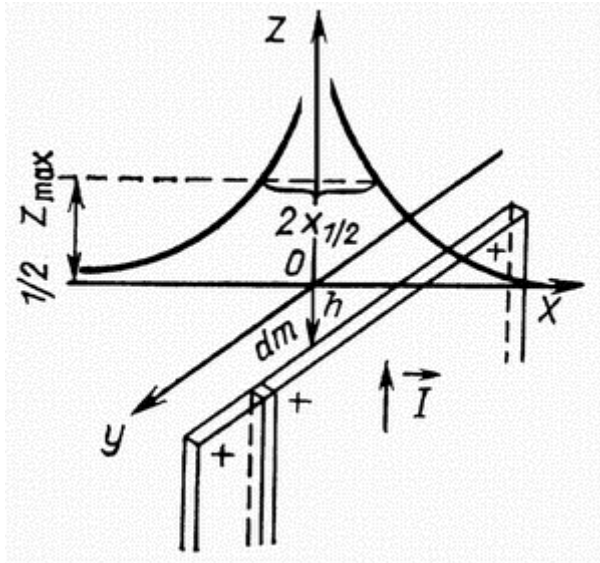


Рис. 2.6. Магнитное поле тонкого пласта бесконечного простирания

Поскольку нижняя часть пласта расположена глубоко, то влияние магнитного полюса глубоких частей пласта будет мало, и можно считать, что магнитные массы сосредоточены вдоль поверхности в виде линейных полюсов. Магнитная масса единицы

$$dm/dy = Jl.$$

длины пласта равна

Разобьем пласт на множество тонких "столбов". Тогда притяжение пласта будет складываться из притяжения всех элементарных столбов, а вертикальная составляющая его магнитного притяжения будет равна интегралу в пределах от $-\infty$ до $+\infty$ (по оси y) выражения для притяжения элементарного столба. Потенциал элементарного тонкого столба равен

$$dU = dm/\mu R = Jldy/\mu\sqrt{x^2 + y^2 + h^2}$$

$$dZ_a = -\partial(dU)/\partial h = Jhdy/\mu\sqrt{x^2+y^2+h^2}$$

а вертикальная составляющая откуда Z_a равно

$$Z_a = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{Jhdy}{\mu(x^2+y^2+h^2)^{3/2}} = \frac{2Jh}{\mu(x^2+h^2)}. \quad (2.13)$$

График Z_a будет иметь максимум над центром пласта и асимптотически стремиться к нулю при удалении от пласта. В плане над пластом будут вытянутые аномалии Z_a одного знака. Анализируя формулу (2.13), можно найти связи между глубиной залегания пласта (h) и $x_{1/2}$, т.е. абсциссой графика, где $Z_a = Z_{max}/2; h = x_{1/2}$.

Магнитная масса единицы длины равна $m = Jh = Z_{max}\mu h/2$. Заменив $J \approx \kappa T_{cp}$, получим $\kappa = m/T_{cp}$. Зная T_{cp} и κ , можно рассчитать ширину пласта.

4.3.6. Прямая и обратная задачи для вертикально намагниченного горизонтального цилиндра бесконечного простираения.

Пусть на глубине H параллельно оси y расположен бесконечно длинный цилиндр с магнитным моментом единицы длины, равным $M = J\delta$, где J - интенсивность намагничивания, постоянная для всего цилиндра и направленная вертикально, δ - поперечное сечение цилиндра (рис. 2.7). Требуется определить напряженность поля вдоль оси x . Поле такого цилиндра можно считать эквивалентным полю бесконечного числа вертикальных магнитных диполей, центры которых расположены по оси цилиндра.

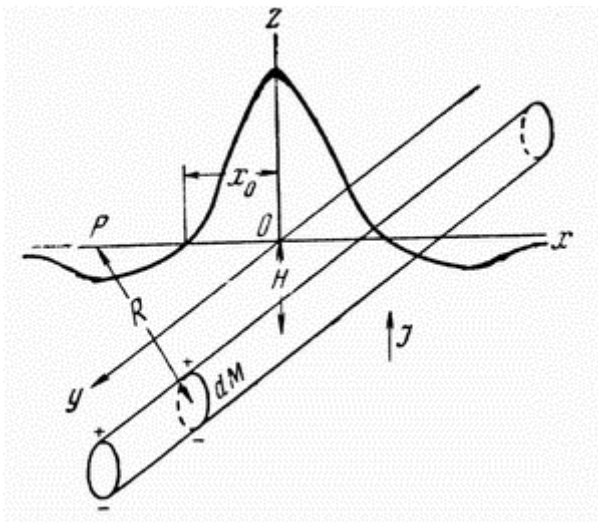


Рис. 2.7. Магнитное поле горизонтального цилиндра бесконечного простираения

Потенциал в точке P от элементарного диполя определяется согласно уравнению (2.5):

$$dU = \frac{dM \cos \theta}{rR^2} = \frac{JHdy}{rR^2} = \frac{JHdy}{rR^2},$$

$$R = \sqrt{x^2 + y^2 + H^2}.$$

где

Потенциал всего цилиндра равен потенциалу от системы диполей, расположенных вдоль оси бесконечного цилиндра, или интегралу по объему цилиндра от выражения для потенциала элементарного диполя:

$$U = \frac{JY}{\mu} \int \int \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dy}{(x^2+y^2+H^2)^{3/2}}$$

Так как $\int \int ds = s, a \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dy}{(x^2 + y^2 + H^2)^{3/2}} = \frac{2}{x^2 + H^2}$, то $U = \frac{2JsH}{\rho(x^2 + H^2)} = \frac{2MH}{\rho(x^2 + H^2)}$ и

$$Z_a = -\frac{\partial U}{\partial H} = \frac{2M}{\rho} \frac{H^2 - x^2}{(x^2 + H^2)^2}. \quad (2.14)$$

Легко видеть, что при $x = 0$ будет максимум Z_a , а при $x = \pm H Z_a = 0$. При $|x| > 0$ значения Z_a будут отрицательны, при $|x| < H$ - положительны.

В плане над горизонтальным цилиндром будут вытянутые аномалии двух знаков.

При решении обратной задачи глубину залегания цилиндра можно определить по формулам: $H = |x_0| = 0,7|x_{max}|$, где x_0 и x_{max} - абсциссы точек, в которых $Z_a = 0$ и $Z_a = Z_{min}$. Зная H , можно найти погонную массу цилиндра $M = Z_{min} \cdot H^2 \rho / 2$. Заменив $J \approx \kappa T_{cp}$, получим $m = M / T_{cp}$. Зная T_{cp} и κ , можно рассчитывать площадь сечения цилиндра.

4.3.7. Численные методы решения прямых и обратных задач магниторазведки.

Пользуясь формулой (2.6), можно решать прямые задачи для тел других форм и невертикальной намагниченности. Практически эти расчеты реализуются с помощью ЭВМ. Обратные задачи можно решать методом сравнения наблюдаемых графиков или карт аномальных магнитных полей с теоретически рассчитанными для меняющихся геометрических параметров и магнитных свойств. Получив наименьшие расхождения между ними, теоретические параметры совпавшей модели переносятся на реальные объекты. Они играют роль одного из эквивалентных решений (см. 6.1).

5. Аппаратура и методика магниторазведки

5.1. Принципы измерений параметров геомагнитного поля и аппаратура для магниторазведки

5.1.1. Измеряемые параметры геомагнитного поля.

Измерения магнитного поля Земли и его вариаций проводят как на стационарных пунктах - магнитных обсерваториях, которых насчитывается на Земле около 150, так и при магниторазведочных работах. Абсолютные определения полного вектора напряженности геомагнитного поля сводятся к измерению, как правило, трех его элементов (например, Z, D, H). Для этого применяют сложные трехкомпонентные магнитные приборы, которые называются магнитными теодолитами и вариационными станциями.

При геологической разведке измеряют абсолютные Z, T и относительные (по отношению к какой-нибудь исходной (опорной) точке $\Delta Z, \Delta T$) элементы.

Приборы для магнитной разведки (магнитометры) характеризуются разнообразием принципов устройства. В основном используются четыре типа магнитометров - оптико-механические, феррозондовые, протонные и квантовые.

5.1.2. Оптико-механические магнитометры.

Чувствительная магнитная система оптико-механических магнитометров состоит из магнита, который может вращаться либо вокруг вертикальной оси (подобно магнитной стрелке в компасе) для измерений приращений горизонтальной составляющей в двух точках (ΔH), либо вокруг горизонтальной оси для измерения приращений вертикальной

составляющей (ΔZ). Углы отклонения $\Delta \varphi$, пропорциональные ΔH или ΔZ , определяются с помощью специальной оптической системы. Сняв отсчеты по магнитометру в двух точках (n и n_0), можно определить приращение, например, $\Delta Z = c(n - n_0)$, где c - цена деления магнитометра. Ее определяют путем градуировки с помощью эталонировочных магнитов. На этом принципе был построен магнитометр, названный весами Шмидта, применявшийся в магниторазведке для измерения ΔZ свыше 50 лет. Среди отечественных магнитометров к этому типу относились полевые приборы М-2, М-18, М-27, а также приборы для измерения магнитных свойств образцов М-14 и астатические магнитометры. Погрешности в определениях ΔZ с помощью таких магнитометров составляют $\pm(2 - 5)$ нТл.

5.1.3. Феррозондовые магнитометры.

Измерителем поля в феррозондовом магнитометре является феррозонд (или магнитомодулярный датчик), представляющий собой катушку с ферромагнитным сердечником. Первичная обмотка сердечника возбуждается от вспомогательного звукового генератора частотой 200 гц. Под его воздействием меняется магнитная проницаемость материала сердечника, а это, вследствие законов индукции, приводит к тому, что во вторичной обмотке катушки возникает электродвижущая сила, пропорциональная вектору напряженности магнитного поля Земли, направленному вдоль оси сердечника.

Для измерения вертикальной составляющей феррозонд ориентируется по вертикали особым маятником, помещенным в кардановом подвесе. Последний снабжен демпфирующим устройством для быстрого затухания колебаний. Феррозонд подключается к измерительному блоку. В нем помещен звуковой генератор, переключатель поддиапазонов, переключатель компенсации магнитного поля, измерительный индикаторный прибор. Среди отечественных магнитометров к этому типу относится магнитометр М-17, предназначенный для измерения ΔZ с точностью до 1 ± 5 нТл.

На феррозондовом принципе изготавливались отечественные аэромагнитометры - АЭМ-49, АМ-13, АММ-13, АСТ-46, АМФ-21 и др. В аэромагнитометрах измерительный феррозонд с помощью особых карданных устройств и двух дополнительных взаимно перпендикулярных феррозондов устанавливается вдоль полного вектора напряженности магнитного поля Земли. Он помещается в специальной гондole и буксируется за самолетом на кабеле длиной 40 - 50 м. Электрический сигнал с этого блока по кабелю попадает на пульт магнитометра, установленный на самолете, где усиливается электронным усилителем, выпрямляется и попадает на автоматическое компенсационное устройство и особый самописец. На ленте, кроме напряженности поля ΔT , записываются высота полета, марки времени, отметки ориентиров или синхронных аэрофотоснимков. Аэромагнитометры устанавливаются на самолетах легкого типа или на вертолетах. Погрешности измерений ΔT -аэромагнитометрами не превышают ± 20 нТл.

5.1.4. Ядерно-прецессионные (протонные) магнитометры.

Чувствительным элементом протонного магнитометра является жидкость, богатая протонами (вода, спирт). Сосуд с этой жидкостью помещается внутри питающей (поляризационной) катушки, в которой с помощью постоянного тока от батарейки создается магнитное поле. Его надо направить перпендикулярно полному вектору магнитного поля Земли в данной точке (T). Жидкость "намагничивается" в течение примерно двух секунд, и все протоны, которые можно считать элементарными магнитиками, устанавливаются вдоль намагничивающего поля. Затем намагничивающее

поле быстро выключается. Протоны, стремясь установиться вдоль вектора \mathbf{T} , колеблются (прецессируют) вокруг него и индуцируют в измерительной катушке очень слабую ЭДС, частота которой пропорциональна величине напряженности поля \mathbf{T} . На этом принципе были изготовлены отечественные магнитометры: полевой (МПП-203) с погрешностью измерений $T_{до} \pm 2$ нТл, а также аэромагнитометр (МСС-214) и гидромагнитометр (ММП-3) с погрешностями порядка ± 3 нТл.

5.1.5. Квантовые магнитометры.

В квантовых магнитометрах, предназначенных для измерения абсолютных значений модуля индукции магнитного поля ($B = \mu_0 T$), используют так называемый эффект Зеемана. Атомы, обладающие магнитным моментом, при попадании в магнитное поле приобретают дополнительную энергию, частота излучения которой пропорциональна полному вектору магнитной индукции этого поля в точке наблюдения. Чувствительным элементом магнитометра является сосуд, в котором имеются пары цезия, рубидия или гелия. В результате вспышки монохроматического света (метод оптической накачки) электроны паров переводятся с одного энергетического подуровня на другой. Возвращение их на прежний уровень после окончания накачки сопровождается излучением энергии с частотой, пропорциональной величине магнитного поля. Отечественная промышленность выпускала полевые квантовые магнитометры М-33, ММП-303 для измерения T_c погрешностью 0,1 - 1 нТл, а также морской магнитометр КМ-8 и аэромагнитометр КАМ-28.

5.2. Наземная магнитная съемка

5.2.1. Общая характеристика методики полевой магнитной съемки.

Наземная полевая магнитная съемка проводится с помощью пешеходных магнитометров весом 5 - 6 кг (см. 5.1). На каждой точке измеряются или абсолютные значения полного вектора геомагнитного поля (\mathbf{T}), точнее магнитной индукции ($B = \mu_0 T$), или относительные значения $\frac{\Delta T(\Delta Z)}{T}$. Под относительными понимаются приращения той или иной составляющей поля в любой точке наблюдения по отношению одного исходного пункта. При снятии отсчетов записывается время (t). Полевая съемка отличается высокой производительностью: отряд из двух человек обрабатывает от нескольких десятков до двухсот точек в день.

Методика, т.е. способ проведения магниторазведочных работ, сводится к выбору вида съемок, их масштаба, направления профилей, густоты точек наблюдения, точности измерений и способа изображения результатов.

Различают три вида наземных магнитных съемок: 1) картировочно-поисковые, 2) поисково-разведочные, 3) разведочные (или детальные). Остановимся на краткой характеристике этих видов съемок.

Целью картировочно-поисковых магнитных съемок является решение задач крупномасштабного геологического картирования (масштабы 1 : 50 000, 1 : 25 000, 1 : 10 000), а также непосредственные поиски железосодержащих руд. Съемка ведется по системам профилей, маршрутов, расстояния между которыми меняются от 200 до 500 м. Расстояния между точками не менее 50 м.

Целью поисково-разведочных магнитных съемок является детализация аномалий картировочно-поисковых съемок: выявление тектонических нарушений, оценка размеров, формы и положения рудных тел. Поисково-разведочные съемки выполняются в масштабах 1 : 10 000, 1 : 5 000, 1 : 2 000, 1 : 1 000. Съемка осуществляется по системам профилей, удаленных на расстояния 50 - 200 м, с шагом наблюдений от 10 до 50 м.

Целью детальных разведочных магнитных съемок является выяснение размеров, формы и положения включений пород с различными магнитными свойствами, разведка

рудных месторождений, детальное геологическое картирование. Масштабы съемок от 1 : 2 000 и крупнее, а расстояния между профилями могут изменяться от 10 до 100 м. Расстояния между точками наблюдений меняются от 5 до 20 м в зависимости от размеров рудных тел, их глубины и интенсивности намагниченности.

5.2.2. Способы проведения полевой магнитной съемки.

Полевые магнитные съемки бывают профильными и площадными. Съемки по отдельным профилям используются при рекогносцировочных исследованиях для выявления общих закономерностей аномальных полей. Однако иногда интерпретационные профили задаются вкрест выявленных площадной съемкой аномалий. Основным же видом съемок являются площадные, выполненные по системам параллельных профилей.

Подходы к выбору сети наблюдений такие же, как и в гравиразведке (см. 2.2.2). Однако при магнитной съемке менее жесткие требования к топопривязке, отсутствует опорная сеть, а густота рядовых пунктов наблюдения несколько больше.

Сеть наблюдений разбивается как инструментально, так и визуально с измерением шагами расстояний между пунктами и инструментальной привязкой начала и конца профилей, а также исходной точки. Последняя выбирается на базе экспедиции. Здесь же желательно установить один магнитометр для снятия напряженности геомагнитного поля через 30 - 60 минут или магнитовариационную станцию для ее непрерывной записи. Эти

приборы служат для расчета вариаций $T_{\text{изм}}, Z_{\text{изм}}$ геомагнитного поля в любое время t . Вариации можно получить и из ближайших обсерваторий, удаленных от десятков до первых сот километров по мере уменьшения требований к точности съемки.

Расстояния между профилями берут в 3 - 5 раз меньше длины, а между точками съемки (шаг наблюдений) - в 3 - 5 раз меньше ширины предполагаемых аномалосоздающих объектов. Для стандартизации методики рекомендуют шаг съемки делать равным 1, 5, 20, 25, 50 или 100 м. Расстояния между профилями, направленными всегда вкрест предполагаемого простирания разведываемых структур или рудных тел, могут быть равны шагу или в 2 - 3 раза превышать его.

Разновидностью наземной магнитной съемки является микромагнитная. Это высокоточная съемка с точностью измерения $T, \Delta T, \Delta Z$ до 1 нТл и шагом квадратной сети 1 - 5 м. Для исключений вариаций через несколько замеров на рядовых точках берется отсчет на опорном пункте.

Качество выдаваемых геомагнитных карт (кондиционность) определяется прежде всего густотой сети (расстояние между профилями должно составлять примерно 1 см в масштабе карты) и точностью съемки. Для оценки точности съемки на ряде точек (5 - 10% от общего количества) ведутся повторные наблюдения и рассчитывается средняя квадратическая погрешность измерений

$$\epsilon = \pm \sqrt{\frac{\sum \delta_i^2}{n-1}} \quad (2.15)$$

где δ_i - разность отсчетов на i -той точке при основном и повторном замерах, а n - число повторных точек. Требования к точности наблюдений при наземной съемке устанавливаются в зависимости от масштаба съемок и напряженности магнитного поля. В слабых полях точность наблюдений должна быть высокой: среднеквадратическая погрешность съемки не больше ± 5 нТл при мелкомасштабных съемках и не больше ± 2 нТл при крупномасштабных. При наличии интенсивных магнитных аномалий (сотни и тысячи гамм) среднеквадратическая погрешность не должна превышать $\pm (20 - 30)$ нТл.

5.2.3. Результаты полевой магнитной съемки.

В результате полевой съемки по наблюдаемым составляющим ($T, \Delta T, \Delta Z$) рассчитываются аномальные магнитные поля (см. 2.3):

$$T_a = T - T_n - T_{вар}, \quad \Delta T_a = \Delta T - \Delta T_{вар}, \quad \Delta Z_a = \Delta Z - \Delta Z_{вар}, \quad (2.1)$$

где T_n - нормальное поле, $T_{вар}, \Delta T_{вар}, \Delta Z_{вар}$ - вариации поля на время t замера $T, \Delta T, \Delta Z$. В выражениях для относительных параметров $\frac{\Delta T_a}{T_0}$ и $\frac{\Delta Z_a}{Z_0}$ часто принимается, что T_0 и Z_0 на опорном пункте равны нулю. Это допустимо, если изучаемая площадь не превышает нескольких десятков квадратных километров. Для съемок больших территорий необходимо знать T_0 и Z_0 , т.е. "привязать" опорные пункты к системам сети нормального магнитного поля Земли (см. 4.1.4).

Результаты магнитной съемки изображаются в виде графиков ($T_a, \Delta T_a, \Delta Z_a$) (их называют иногда профилями), карт профилей и карт. На графиках по горизонтальной оси откладываются пикеты, по вертикали - аномалии магнитного поля (положительные значения - вверх, отрицательные - вниз). При построении карт профилей на карте наносятся профили наблюдений, а перпендикулярно им откладываются аномалии. На картах у каждой точки записываются аномальные значения геомагнитного поля и проводятся линии равных значений. Сечение изолиний при построении карт должно быть в 2 - 3 раза больше точности определения аномалий.

5.3. Воздушная и морская магнитные съемки

5.3.1. Аэромагнитная съемка.

Аэромагнитная съемка проводится по системе профилей при непрерывной записи T или ΔT на каждом профиле (маршруте). Направления профилей выбираются вкрест предполагаемого простираня структур или тектонических нарушений.

Расстояние между профилями зависит от масштаба съемки: при миллионном масштабе расстояния между маршрутами устанавливаются 10 км, при масштабе 1 : 500 000 - 5 км, при масштабе 1 : 100 000 - 1 км, при масштабе 1 : 50 000 - 500 м. Чем крупнее масштаб, тем меньшей должна быть высота полета аэромагнитной станции. Обычно она меняется от 50 до 500 м. Скорость полета 100 - 200 км. Привязка профилей при аэромагнитной съемке осуществляется разными способами: по аэрофотоснимкам, радиогодезическая и др. и должна быть тем точнее, чем крупнее масштаб съемки.

Для учета вариаций и сползания нуля-пункта прибора перед началом рабочего дня и после его окончания делается специальный залет на опорный (контроль-ный) маршрут длиной до 10 км. Все рабочие маршруты "привязываются" к контрольным маршрутам.

Для оценки погрешности измерений и увязки между собой маршрутов выбирается несколько профилей, перпендикулярных рабочим маршрутам. На этих профилях проводятся повторные залеты. По результатам повторных измерений вычисляется среднеквадратическая погрешность измерений. Точность съемки считается хорошей, если погрешность не превышает ± 10 нТл или 20% от амплитуд выявленных аномалий. При обработке магнитограмм аномальные значения рассчитываются путем вычитания из наблюдаемого значения T нормального поля T_n . Последнее определяется по картам нормального магнитного поля или с помощью расчета так называемого нормального градиента по данным аэромагнитной съемки. В результате аэромагнитной съемки строятся карты, графики, а также карты графиков T_a или ΔT_a .

5.3.2. Гидромагнитная съемка.

Гидромагнитная съемка в океанах, морях и на озерах ведется как на специальных судах, так и попутно на кораблях любого назначения. Для исключения влияния металлического корпуса судна применяются специальные приемы, а датчик поля буксируется за ним на кабеле длиной свыше 100 м в специальной немагнитной гондоле либо вблизи дна, либо на некоторой глубине. Профили (галсы) привязываются по штурманским картам. Съёмки бывают профильными, реже площадными. В результате строятся графики, карты графиков и карты T_n или ΔT_n .

6. Интерпретация и задачи, решаемые магниторазведкой

Интерпретация данных магниторазведки складывается из геофизической интерпретации и геологического истолкования, тесно связанных между собой. Первым этапом является качественная интерпретация, позволяющая судить о местоположении пород с разными магнитными свойствами. Второй этап - количественная интерпретация, или решение обратной задачи магниторазведки, - имеет целью определение количественных параметров разведываемых геологических объектов.

6.1. Качественная и количественная интерпретация данных магниторазведки

6.1.1. Качественная интерпретация данных магниторазведки.

При качественной интерпретации графиков, карт графиков и карт магнитных аномалий ведется их визуальное выделение. При этом обращается внимание на форму изолиний, их простираие, ширину, соотношение положительных и отрицательных аномалий, абсолютные значения максимумов и минимумов. Далее, используя сведения о магнитных свойствах пород, устанавливают связь тех или иных аномалий магнитного поля с определенными геологическими образованиями.

Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий имеет много общих черт (см. 3.1). Это объясняется сходством основных законов взаимодействия гравитационных и магнитных масс (законов Ньютона и Кулона), что и привело к установлению математических связей между гравитационным и магнитным потенциалами. Наряду со сходством имеются и различия в природе и морфологии гравитационных и магнитных аномалий.

Аномалосоздающие объекты в гравиразведке однополярны, т.е. они создают либо положительные, либо отрицательные аномалии. Аномалообразующие объекты в магниторазведке дипольны, так как каждое намагниченное тело может создавать и положительную, и отрицательную аномалии. По этой причине структура аномального магнитного поля сложнее, чем гравитационного. Она дополнительно усложняется за счет разной длины тел по направлению намагничения, разного угла намагничения, наличием индукционной и остаточной намагниченности пород.

Характерно, что почти для всей территории России намагниченность пород близка к вертикальной, поэтому графики и карты T_n и Z_n практически совпадают. При прямой вертикальной намагниченности центры магнитных масс выделяются положительными аномалиями. При наклоне вектора намагниченности, меньшем 50° , максимумы T_n несколько смещаются к югу от эпицентра аномалии Z_n , а на северных частях профилей наблюдаются слабые отрицательные аномалии. При горизонтальной намагниченности (в экваториальных районах) соотношение положительных и отрицательных аномалий примерно одинаково. Аномалии разделяют на составляющие, обусловленные различными по размерам намагниченными объектами. Основным методом такого разделения является пространственная частотная селекция, при которой магнитные аномалии разделяются по

ширине. При этом полагается, что чем больше ширина, тем больше поперечные размеры и глубина залегания аномалосоздающих намагниченных тел.

Основными способами частотной селекции являются усреднение и пересчет в верхнее (для выделения низких частот) и нижнее (для подчеркивания высоких частот) полупространство. Используя эти способы, наблюденные карты и графики трансформируют во вспомогательные карты и графики, как это делается и при обработке гравитационных карт (см. 3.1). На них подчеркиваются (становятся более наглядными) аномалии, обусловленные геологическими объектами разной природы, глубины и особенно разных горизонтальных размеров. Чем больше радиус усреднения и высота пересчета вверх, тем лучше выделяются аномалии большего периода, а значит, больших размеров, т.е. региональные аномалии. Чем больше глубина пересчета вниз, тем лучше подчеркиваются локальные особенности магнитного поля. Имея набор карт с разными уровнями пересчета, можно оценить пространственное изменение и характер источников поля.

На наблюденных или трансформированных картах выявляются и коррелируются аномалии, соответствующие одним и тем же объектам, намечается плановое расположение контактов различных пород, прослеживаются контуры, положение эпицентров, пространственное положение (падение, простираие) тех или иных структур или включений. Изометрическим аномалиям T_n и Z_n , у которых поперечные размеры на карте примерно одинаковы, соответствуют изометрические в плане геологические объекты; вытянутым изодинамам соответствуют геологические структуры, отдельные слои и рудные тела вытянутой формы.

Если для вертикально намагниченных тел поле аномалий Z_n имеет один знак, то это свидетельствует о большой глубине расположения другого полюса намагниченных пород, т.е. подошва тела залегает на глубине, в 5 - 6 раз большей, чем кровля. Если же глубина залегания нижней части тела мало отличается от глубины залегания верхней части, то вокруг интенсивной аномалии Z , связанной с верхним полюсом, будет наблюдаться слабое поле другого знака, обусловленное нижним полюсом намагниченных пород. Направление наклона пород - в ту сторону, где площадь распространения слабых аномалий больше.

Экстремумы аномалий пропорциональны магнитному моменту (J_x, J_y, J_z), т.е. возрастают с интенсивностью намагничения ($J = kT$), а значит с ростом полного вектора напряженности геомагнитного поля (T) и магнитной восприимчивости (k) аномалосоздающих объектов, а также их поперечного сечения (S), объема (V) или ширины (D).

Участкам с высокими горизонтальными градиентами аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля часто соответствуют контакты пород с разными магнитными свойствами.

При наклонном и горизонтальном намагничении структура поля резко отличается от вертикально намагниченного поля.

6.1.2. Количественная интерпретация данных магниторазведки.

1. *Общая характеристика количественной интерпретации.* Аппроксимация аномалосоздающих объектов телами простой геометрической формы, определение их глубины, размеров, точного местоположения, интенсивности намагничения - основная цель количественной (расчетной) интерпретации, или решения обратной задачи магниторазведки. Математически решение обратной задачи магниторазведки неоднозначно, так как похожие аномалии могут быть созданы геологическими телами разной формы, размеров и интенсивности намагничения. Для более однозначной интерпретации магнитных аномалий, и, в частности, оценки размеров тел, необходимо знать интенсивность намагничивания тел J , определяемую по измерениям магнитной

восприимчивости образцов ($J \approx kT$), значениям напряженности поля Земли T , а также дополнительные геологические сведения о наиболее вероятной форме объектов.

Как и в гравиразведке, для количественной интерпретации данных магниторазведки применяются прямые и косвенные методы. Среди прямых методов, используемых для обработки отдельных простых магнитных аномалий (локальных или региональных), наибольшее применение находят аналитические (или методы характерных точек) и палеточные (или методы сравнения). К косвенным относится ряд методов обработки сложных аномалий, в которых путем последовательного решения прямых задач методом подбора формы и глубины возмущающих масс добиваются совпадения наблюдаемой аномалии с теоретически рассчитанными. Эти методы базируются на использовании ЭВМ.

Начинается количественная интерпретация с определения местоположения, протяженности аномалосоздающих тел, их формы, глубины залегания. Далее аномалосоздающие объекты аппроксимируются телами простой геометрической формы. Для этого используются форма, знак аномалий и вся априорная информация о форме ожидаемых намагниченных объектов изучаемого района.

Если на карте изодинам Z_n имеются изометрические аномалии, отличающиеся по поперечным размерам не более чем в 2 - 3 раза, то они могут создаваться либо телами столбообразной формы (при аномалиях одного, как правило, положительного знака), либо телами шарообразной формы (при наличии в центре аномалий одного знака, чаще положительного, а вокруг - кольцеобразных аномалий другого знака).

Примером столбообразных геологических объектов с глубоко залегающими нижними кромками могут быть столбообразные залежи железосодержащих руд, кимберлитовые трубки, штокообразные интрузии, куполовидные структуры и т.п.

Примером шарообразных геологических тел с неглубоко залегающими нижними кромками могут служить такие изометрические объекты, как брахиантиклинальные и брахисинклинальные структуры, ядра которых сложены породами с повышенными магнитными свойствами; некоторые интрузии и лакколиты; массивные или чечевицеобразные залежи таких полезных ископаемых, как железные руды, бокситы, марганцевые руды и др.

Если на карте изодинам Z_n имеются аномалии вытянутой формы с изолиниями в виде эллипсов, большая ось которых более чем в 3 - 4 раза превосходит малую, то они могут создаваться пластообразными (при аномалиях одного знака) или цилиндрическими телами (при наличии в центре аномалий одного знака, а вокруг - другого).

Аномалии одного знака создаются круто залегающими пластами, пластообразными интрузиями, зонами нарушений, пластами метаморфических и осадочных пород, пластообразными залежами полезных ископаемых и др.

Вытянутые аномалии одного знака, окруженные полем другого знака, образуются над такими цилиндрическими геологическими объектами "бесконечного" простираения, но ограниченными по глубине, как синклинальные и антиклинальные структуры, линзообразные и веретенообразные рудные тела и т.п.

На картах изодинам Z_n могут наблюдаться вытянутые аномалии с одной стороны одного, а с другой - другого знака (зоны резких градиентов). Они связаны с крутыми контактами двух толщ или сбросами (уступами).

Практика магниторазведки показывает, что все одиночные магнитные аномалии с той или иной степенью приближения могут быть отнесены к рассмотренным пяти видам. Методы количественной интерпретации получены в результате анализа решений прямых задач над разными моделями (см. 4.3). Рассмотрим некоторые из них.

2. *Метод характерных точек.* Сущность метода характерных точек при решении обратной задачи магниторазведки сводится к определению глубины залегания, оценке

намагниченности и размеров тел по характерным точкам на графиках Z_a и T_a , которые при больших углах наклона практически совпадают.

Методы характерных точек подробно рассмотрены на примере интерпретации гравитационных аномалий (см. 3.1). В магниторазведке их применение несколько проще, так как кроме формы аномалий на картах можно использовать и знак. Интерпретацию рассмотрим на примере Z_a , так как при обработке данных Z_a наиболее полно используется знак аномалий для подбора моделей.

Первый этап интерпретации методом характерных точек сводится к выделению на картах Z_a одиночных аномалий и сопоставлению создавших их тел с телами простой геометрической формы: вертикальный столб, шар, вертикальный пласт, горизонтальный цилиндр и другие, для которых решена прямая задача (см. 4.3.3 и 6.1.2.1).

Для количественной интерпретации через середины выделенных аномалий, вкrest простираения аномалий, строится интерпретационный график Z_a . Ниже приведены примеры количественной интерпретации таких графиков на основе приведенных в 4.3.3 способов решения обратных задач. Центр тела залегает под центром главного (большого) экстремума (как правило, максимума $Z_{a\max}$), и лишь уступ располагается между $Z_{a\max}$ и $Z_{a\min}$. Абсцисса эпицентра тела принимается за начало координат, и от нее влево и вправо находятся абсциссы следующих характерных точек: 1) $x_{1/2}$ для аномалий одного знака, в которых $Z_a = 1/2 Z_{a\max}$; 2) x_0 для аномалий двух знаков, в которой $Z_a = 0$ (можно взять и другие характерные точки графика, на которых Z_a равна какой-нибудь доле от $Z_{a\max}$).

Зная $x_{1/2}$ и x_0 , с помощью табл. 2.2 можно определить глубину залегания верхней кромки h для тел, глубоко уходящих вниз, или глубину залегания центра H тел ограниченного распространения по глубине. Зная интенсивность намагничения ($J \approx kT$), можно рассчитать размеры намагниченных объектов. Средняя относительная погрешность определения глубин методом характерных точек составляет 10 - 30%.

Т а б л и ц а 2.2

Интерпретационная таблица для расчета параметров вертикально намагниченных тел простой геометрической формы методом характерных точек (Z в нТл, kB в 10^{-6} ед. СИ, линейные размеры в метрах)

Форма и знак аномалий	Геометрическая модель	Формула расчета, Z_a	Глубина залегания, h или H	Размеры
Изометрические	од ин знак вертикальный столб	$\frac{Jsh}{\mu} (\{x\}^2 + \{h\}^2)^{3/2}$	$1,3x_{1/2}$	$s = \frac{Z_{a\max} h^2}{2J}$
	два знака шар	$\frac{JV(2H^2 - a^2)}{\mu(a^2 + H^2)^{3/2}}$	$0,7x_0$	$V = \frac{2Z_{a\max} H^3}{J}$
Вытянутые	од ин знак вертикальный тонкий пласт	$\frac{2Jh}{\mu(a^2 + h^2)}$	$x_{1/2}$	$h = \frac{Z_{a\max} h}{2J}$
	два знака горизонтальный цилиндр	$\frac{2JH(H^2 - a^2)}{\mu(a^2 + H^2)^{3/2}}$	x_0	$s = \frac{Z_{a\max} H}{2J}$

Из-за сложности выражений для Z_a над уступом простых аналитических зависимостей между глубинами его залегания и абсциссами характерных точек не существует.

Нижние кромки намагниченных тел $\{h_n\}$, ограниченных по глубине ($h_n < 10h$) и ширине ($l < 10h$), можно оценить по формуле для вертикальных пластов: $h_n = 2x_{мин} - 0,9l - 1,8h$, где $x_{мин}$ - абсциссы точек с минимальными Z_a ; l - ширина пласта; h - глубина залегания верхней кромки, H - глубина центра тел.

3. *Метод касательных и другие оценочные методы.* На основе аналитических методов решения прямых и обратных задач магниторазведки для тел простой геометрической формы разработан ряд графических и палеточных способов интерпретации.

Из графических способов обработки магнитных аномалий рассмотрим простой способ приближенной количественной интерпретации - метод касательных. Сущность метода

заключается в следующем. На графиках Z_a проводятся касательные, параллельные оси x , через максимум, минимум (если они есть), а также касательные вдоль боковых сторон аномалий через точки перегиба (рис. 2.8). Далее находятся точки пересечения всех касательных и определяются абсциссы точек пересечения x_1, x'_1, x_2, x'_2 . Если на кривой

минимумов нет (аномалии одного знака), то за точки x_1 и x'_1 берутся точки пересечения наклонных касательных с осью x . Приближенная глубина залегания верхней кромки тела,

создавшего данную аномалию, рассчитывается по формулам: $h = \frac{x_1 - x_2}{2}$ и $h' = \frac{x'_1 - x'_2}{2}$.

Среднее из полученных двух значений h и h' служит для оценки глубины залегания верхней кромки тела.

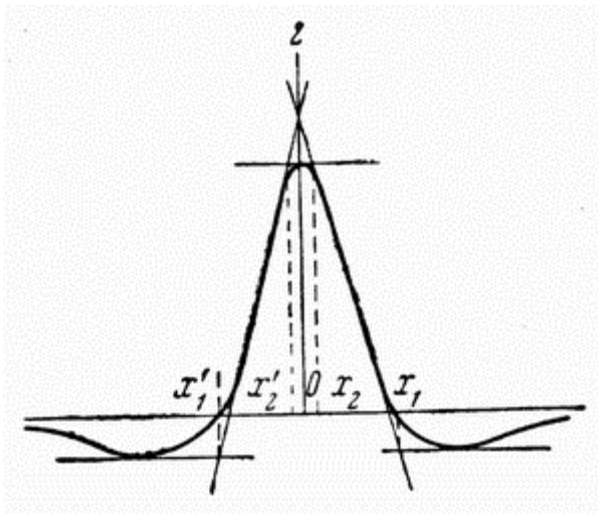


Рис. 2.8. Интерпретация аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля методом касательных

В зависимости от формы и отношения поперечных размеров к глубине истинная глубина залегания может меняться от $0,5h$, когда размеры тел больше глубины их залегания, до $1,5h$, если размеры тел меньше глубины их залегания.

В теории магниторазведки разработан ряд оценочных методов интерпретации. Так, максимальная глубина залегания верхней кромки вертикально намагниченных тел любой формы может быть оценена по формулам:

$$h < Z_{макс} / \left(\frac{dZ_a}{dx} \right)_{макс}, h < 26J / \left(\frac{dZ_a}{dx} \right)_{макс}.$$

4. *Методы интерпретации с использованием ЭВМ.* Существуют различные алгоритмы и программы обработки, интерпретации данных магниторазведки с помощью ЭВМ. Так, разработаны методики автоматического построения карт магнитных аномалий, построения интерпретационных графиков через центры аномалий, пересчетов наблюдаемых полей в верхнее и нижнее полупространство, специального анализа полей. Однако самым важным применением ЭВМ является косвенная интерпретация путем последовательного сравнения наблюдаемых аномалий с теоретическими для разных моделей с меняющимися геометрическими и магнитными параметрами. Однако при любых методах интерпретации без достаточного количества геологической и другой независимой информации добиться единственности решения обратной задачи практически невозможно.

6.1.3. Геологическое истолкование данных магниторазведки.

1. *Особенности геологического истолкования данных магниторазведки.* Геологическое истолкование результатов магниторазведки - один из ответственных этапов интерпретации. Оно сводится к решению тех или иных геологических задач с помощью качественной и количественной интерпретации результатов магнитной съемки с использованием всего имеющегося материала о геологическом строении изучаемой площади. При этом необходимо установить связи между магнитными аномалиями и литологией, тектоникой, полезными ископаемыми.

Сложность проблемы геологического истолкования данных магниторазведки объясняется неоднозначностью и приближенностью решений обратных задач, поскольку прямые задачи решены для намагниченных тел правильной формы (столб, шар, пласт, цилиндр и многие др.), в то время как реальные тела могут существенно отличаться от них. Вторым затруднением при интерпретации является необходимость определения интенсивности намагничения пород по образцам, что не всегда можно сделать даже приближенно. Наконец, неоднородность и разный угол намагничения пород, влияние остаточного намагничения древних эпох и ряд других причин также снижают точность интерпретации. Все это приводит к тому, что часто ограничиваются лишь качественной интерпретацией, а на полученные количественные параметры смотрят как на приближенные, дающие возможность лишь оценить глубину и размеры намагниченных тел.

Рациональный комплекс магниторазведки с гравиразведкой и другими геофизическими методами (в зависимости от геолого-геофизических особенностей района исследований) позволяет провести геологическое истолкование результатов более точно и достоверно.

2. *Благоприятные условия для проведения магниторазведки.* Благоприятными условиями для применения магниторазведки являются следующие.

1. Наличие горизонтальных магнитных неоднородностей, т.е. изменение намагниченности горных пород в горизонтальном направлении, происходящее на вертикальных или субвертикальных боковых границах геологических структур.

2. Достаточная теоретическая и экспериментальная обоснованность возможности решения поставленных геологических задач имеющейся аппаратурой и рациональной системой наблюдения.

3. Превышение в 3 - 5 раз амплитуды аномалий уровня аппаратурно-методических погрешностей.

4. Наличие дополнительной геолого-геофизической и петрофизической (магнитной) информации о структурах для проведения более однозначной интерпретации.

6.2. Общие магнитные съемки Земли и палеомагнитные исследования

6.2.1. Общие магнитные съемки Земли.

Общие магнитные съемки Земли, как и палеомагнитные исследования, имеют важное значение и в магнитометрии для решения глобальных проблем магнетизма Земли и

истории его изменения, и в магниторазведке, давая дополнительную информацию для исторической геологии, геотектоники и других дисциплин, например, археологии.

Поверхность суши и океанов покрывается общими, как правило, аэромагнитными и гидромагнитными съемками разных масштабов. По данным этих съемок строятся карты нормального и аномального магнитных полей крупных регионов и всей Земли.

Для выделения магнитных аномалий, связанных с неоднородностью строения кристаллической оболочки Земли, из измеренных значений аномалий T вычитается нормальное геомагнитное поле, которое представляет собой сумму поля однородного намагниченного шара и поля континентальных аномалий (см. 4.1).

Основное назначение общих магнитных съемок - проведение тектонического районирования, позволяющее определить контуры крупных структурных элементов земной коры: платформ, геосинклинальных областей, отдельных блоков, глубинных разломов, тектонически активных областей. Решение перечисленных задач проводится в комплексе с гравиразведкой и уточняется сейсморазведкой.

Таким образом, общие магнитные съемки позволяют решать задачи, связанные со строением земной коры, а также служат для решения таких общетеоретических задач, как происхождение и развитие Земли и ее структурных элементов, изучение характера магнитного поля на поверхности и ряда других задач.

6.2.2. Палеомагнитные исследования.

Палеомагнитные исследования предназначены для определения магнитного поля Земли в отдаленные геологические эпохи путем изучения остаточного намагничивания образцов горных пород (см. 4.2.3). Как отмечалось выше, породы, содержащие ферромагнитные минералы (магнетит, титаномагнетит, гематит, пирротин), обладают свойством, намагнитившись в магнитном поле Земли в момент своего образования, сохранять магнетизм долгое время, несмотря на изменение интенсивности и даже знака вектора напряженности геомагнитного поля в районе, где они залегают.

Изучая остаточную намагниченность образцов горной породы (J_r), можно оценить положение геомагнитного полюса во время ее образования, если удалось доказать, что не изменилась вследствие последующей перемагниченности или изменения положения породы в пространстве, например, вследствие тектонических нарушений.

При обработке достоверных данных о J_r предполагается, что вектор J_r пропорционален и параллелен полному вектору напряженности древнего (в момент образования породы) магнитного поля ($T_{др}$). Кроме того, полагается, что это поле совпадает с геоцентрическим осевым магнитным диполем. В результате палеомагнитных исследований получены следующие выводы.

1. Среднее положение геомагнитных полюсов для промежутков времени в сотни тысяч лет совпадает с географическим полюсом, а магнитный диполь, создающий геомагнитное поле, направлен вдоль оси вращения Земли. Иногда они расходятся, как это наблюдается в настоящее время. Этот факт подтверждается палеоклиматическими данными.

2. Магнитные полюса в течение геологической истории Земли перемещаются по ее поверхности, что можно объяснить изменением положения оси вращения Земли, что также подтверждается палеоклиматическими исследованиями. Например, северный магнитный полюс в докембрии был на Западном побережье Северной Америки, в кембрии и силуре - в районе Японских островов, в карбоне и перми - на восточном побережье Азии, начиная с неогена, полюс оставался недалеко от современного.

3. Направление остаточной намагниченности горных пород в зависимости от их возраста иногда отличается на 180° , что связано с периодическим изменением знака

магнетизма или инверсий полюса на 180° . Установлено, что примерно половина исследованных пород имеет намагниченность, противоположную современному магнитному полю. Длительность эпох магнетизма одного знака, эпох полярности менялась в истории Земли за последние 70 млн. лет с периодичностью от 10 тысяч до 1 млн. лет, а в более древние времена - до нескольких десятков млн. лет. Достаточных обоснований инверсии магнитных полей нет.

4. Местоположения полюсов Земли, определенные по образцам одного возраста, но взятых с разных континентов (Европа, Америка, Австралия) отличаются тем больше, чем больше возраст пород. Это объясняют дрейфом литосферных плит. Карты палеоконтинентов в разные геологические эпохи свидетельствуют о разных направлениях их перемещений, о расхождениях и столкновениях материков.

5. Гидромагнитные съемки океанов выявили линейные, знакопеременные, полосовые геомагнитные аномалии, симметричные относительно срединно-океанических хребтов (рифтов). Это, наряду с палеомагнитными исследованиями, является прямым доказательством раздвижения (спрединта) морского дна от этих хребтов.

В целом палеомагнитные исследования помогают решать проблему строения и развития Земли, корреляции одновозрастных пород (магнитостратиграфии), тектонического строения отдельных районов, анизотропии осадочных пород на основе их палеомагнитной слоистости, археологии и др.

6.3. Применение магниторазведки для картирования, поисков и разведки полезных ископаемых, изучения геологической среды

Магниторазведка применяется для решения задач региональной структурной геологии, геологического картирования разных масштабов, поисков и разведки железорудных месторождений, поисков месторождений рудных и нерудных ископаемых, оценки геолого-петрологических особенностей и трещиноватости пород, изучения геологической среды.

6.3.1. Решение задач региональной геологии.

В комплексе с другими геофизическими методами магниторазведку применяют для решения задач региональной геологии и структурно-тектонического районирования, т.е. выделения таких региональных структур, как краевые межгорные прогибы, антиклинории и синклинории, зоны разломов, контактов пород разного состава, своды и впадины кристаллического фундамента. Магниторазведка особенно эффективна для картирования

интрузивов и эффузивов, выделяющихся высокими значениями индуцированной ($J_i \approx kT$)

) и остаточной (J_r) намагниченностей. В пределах континентов аномальные магнитные поля в значительной степени определяются составом кристаллического фундамента

докембрийского возраста и зависят от J_i . В районах с мощным чехлом осадочных отложений, как правило, немагнитных, "прозрачных" для магниторазведки, этим методом картируются аномально намагниченные породы фундамента. Аномальные поля океанов

обязаны преимущественно J_r , создающей полосовые магнитные аномалии разного знака, параллельные рифтовым зонам.

Характерна тесная качественная связь магнитных и гравитационных аномалий: местоположение, простирание и общая форма этих аномалий чаще всего совпадают. Однако, в отличие от гравитационных, магнитные аномалии в большей степени зависят от магнитных свойств и состава пород, чем от глубины залегания и формы структур. По этой же причине гравитационные и магнитные аномалии одного района иногда не совпадают друг с другом.

6.3.2. Применение магниторазведки при геологическом картировании разных масштабов.

При мелкомасштабном геологическом картировании в настоящее время применяется аэромагниторазведка. Аэромагнитные съемки являются картировочно-поисковыми. С помощью наземных магнитных наблюдений ведутся как картировочно-поисковые, так и поисково-разведочные и разведочные съемки. Карты T_n и Z_n , указывают на форму и местоположение пород с повышенными магнитными свойствами, дают магнитные характеристики различных групп слабо магнитных пород. Особенно четко выявляются контакты осадочных и магматических пород (под наносами), глубинные разломы, с которыми часто связано внедрение магнитных пород, местоположения интрузий и эффузивных комплексов, железорудные месторождения. Материалы магнитных съемок используются в качестве основы для рациональной постановки геолого-съемочных и поисковых работ.

6.3.3. Применение магниторазведки для поисков полезных ископаемых.

Поиски и разведка железорудных месторождений - задача, лучше всего решаемая магниторазведкой. Исследования начинаются с проведения аэромагнитных съемок масштаба 1 : 100 000. Железорудные месторождения выделяются очень интенсивными ($Z(T)$ сотни и тысячи гамм) аномалиями. Детализация аномалий проводится наземной съемкой. При этом ведется не только качественная, но и количественная интерпретация, т.е. оценивается глубина залегания магнитных масс, простирания, падения, размеры железосодержащих пластов, а иногда по интенсивности намагничения даже качество руды.

Наиболее благоприятны для разведки магнетитовые руды, менее интенсивными аномалиями выделяются гематитовые месторождения.

6.3.4. Поиски месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.

Магниторазведка применяется при поисках таких полезных ископаемых, как полиметаллические, сульфидные, медно-никелевые, марганцевые руды, бокситы, россыпные месторождения золота, платины, вольфрама, молибдена и др. Это оказывается возможным благодаря тому, что в рудах в качестве примесей часто содержатся ферромагнитные минералы или же они сами обладают повышенной магнитной восприимчивостью. Кроме того, по данным магнитной съемки выявляются зоны, благоприятные рудообразованию (сбросы, контакты и т.п.). Отличные результаты получаются при разведке кимберлитовых трубок, к которым приурочены месторождения алмаза.

6.3.5. Изучение геолого-петрографических особенностей и трещиноватости пород.

Изучение геолого-петрографических особенностей и трещиноватости пород может выполняться микромагнитной съемкой с густой сетью (1 x 1, 3 x 3 и 5 x 5 м) наблюдений и высокой точностью (до 1 нТл). Этот метод применяется для геолого-петрографических исследований пород, залегающих на глубине до 10 - 20 м. В результате строятся карты Z_n , а изодинамы проводятся через 2, 3, 5 нТл. Далее проводится статистическая обработка карт изодинам. Каждую изолинию разбивают на отрезки длиной 5 - 10 мм. Далее определяется азимут каждого из них, затем по числу отрезков одинакового азимута (n) строят розы направления изодинам (по странам света откладываются отрезки длиной,

пропорциональной n , а концы отрезков соединяются). Максимумы на них выявляются зоны преобладающей трещиноватости.

6.3.6. Изучение геологической среды.

При изучении геологической среды для решения инженерно-геологических, гидрогеологических, мерзлотно-гляцио-логических и экологических задач магниторазведка используется прежде всего на этапах как общего, так и специализированных видов картирования. Высокая точность современных полевых магнитометров (ошибки в определении аномалий поля около 1 нТл) обеспечивает возможность разделения по литологии пород по степени их немагнитности. Детальные, в том числе микромагнитные, съемки можно использовать для изучения участков под ответственное строительство с целью литолого-петрографического расчленения пород и выявления их трещиноватости, разрушенности, закарстованности. Эти же методики можно применять для выявления трещинно-карстовых подземных вод в скальных породах. Периодически повторяемые детальные съемки оползней, в которые заглублены металлические стержни, обеспечивают возможность определения направления и скорости их движения. Имеются положительные примеры картирования залежей подземных льдов (крупных ледяных внутригрунтовых тел и повторно-жильных льдов). С успехом используются археомагнитные исследования для решения некоторых археологических задач. Детальная магнитная съемка и капаметрия (полевые определения магнитной восприимчивости) несут информацию о концентрации гумуса и солей в почвах, загрязненности грунтов тяжелыми металлами, отходами промышленных производств, нефтехимическими продуктами.

Глава 3. Электроразведка

Электроразведка (точнее электромагнитная разведка) объединяет физические методы исследования геосферы Земли, поисков и разведки полезных ископаемых, основанные на изучении электрических и электромагнитных полей, существующих в Земле либо в силу естественных космических, атмосферных, физико-химических процессов, либо созданных искусственно. Используемые поля могут быть: установившимися, т.е. существующими свыше секунды (постоянными и переменными, гармоническими или квазигармоническими с частотой от миллигерц ($1 \text{ мГц} = 10^{-3} \text{ Гц}$) до петагерц ($1 \text{ ПГц} = 10^{15} \text{ Гц}$)) и неустановившимися, импульсными с длительностью импульсов от микросекунд до секунд. С помощью разнообразной аппаратуры измеряют амплитудные и фазовые составляющие напряженности электрических (E) и магнитных (H) полей. Если напряженность и структура естественных полей определяется их природой, интенсивностью, а также электромагнитными свойствами горных пород, то для искусственных полей она зависит и от мощности источника, частоты или длительности, а также способов возбуждения поля.

Основными электромагнитными свойствами горных пород являются удельное электрическое сопротивление (ρ , или $\rho_{\text{ЭС}}$), электрохимическая активность (α), поляризуемость (β), диэлектрическая (ϵ) и магнитная (μ) проницаемости. Электромагнитные свойства геологических сред, вмещающей среды, пластов, объектов, а также геометрические параметры последних служат основой для построения геоэлектрических разрезов. Геоэлектрический разрез над однородным по тому или иному электромагнитному свойству полупространством принято называть нормальным, а над неоднородным - аномальным. На выделении аномалий и основана электроразведка.

Изменение глубинности электроразведки достигается изменением мощности источников, частоты и длительности возбуждения, а также зависит от способов создания поля. Последние могут быть гальваническими (ток вводится в Землю с помощью заземлений) или индукционными (ток пропускается в незаземленную петлю, рамку). Глубинностью можно управлять также геометрическим (дистан-ционным) и частотным приемами. Сущность дистанционного (геометрического) приема сводится к увеличению расстояния между источником поля и точками, где оно измеряется, что ведет к росту объема среды, вовлекаемого в исследование. Частотный принцип увеличения глубинности основан на скин-эффекте, т.е. прижимании поля к поверхности Земли, тем больше, чем выше частота гармонического поля (f) или меньше время (t) после создания

импульсного поля. Наоборот, чем меньше частота, больше $T = 1/f$ (период колебаний) или t (его называют временем диффузии, становления поля, или переходного процесса), тем больше глубинность разведки. В целом она может меняться от сотен и десятков километров на постоянном токе и инфранизких частотах до сантиметров и миллиметров на частотах свыше гигагерц ($\text{ГГц} = 10^9 \text{ Гц}$).

Вследствие многообразия используемых полей, их частотно-временных спектров, электромагнитных свойств горных пород электроразведка отличается от других геофизических методов большим количеством методов (свыше 50). По физической природе их можно сгруппировать в методы естественного переменного электромагнитного поля, поляризационные (геоэлектрохимические), сопротивлений, индукционные низкочастотные, высокочастотные, сверхвысокочастотные, биогеофизические.

По геометрии и строению изучаемых геологических разрезов методы электроразведки условно делятся на: 1) зондирования, которые служат для расчленения горизонтально (или полого) слоистых разрезов в вертикальном направлении; 2) профилирования, предназначенные для изучения крутослоистых разрезов или выявления объектов в

горизонтальном направлении; 3) подземно-скважинные (объемные), объединяющие методы выявления неоднородностей между скважинами, горными выработками и земной поверхностью.

Электроразведка с той или иной эффективностью применяется для решения практически всех задач, при которых используются геофизические методы. В частности, с помощью естественных переменных полей солнечно-космического происхождения разведываются земные недра на глубинах до 500 км и ведется изучение таких геосфер, как осадочная толща, кристаллические породы, земная кора, верхняя мантия. Электромагнитные зондирования используются при глубинных и структурных исследованиях, поисках нефти и газа. Электромагнитные профилирования применяются при картировочно-поисковых съемках, поисках рудных и нерудных полезных ископаемых. Объемные методы применяются при разведке месторождений. Малоглубинные электромагнитные зондирования и профилирования используются при инженерных и экологических исследованиях.

По технологии и месту проведения работ различают аэрокосмические, полевые (наземные), акваториальные (или аквальные, водные, морские, речные), подземные (шахтно-рудничные) и скважинные (межскважинные) методы электроразведки.

7. Основы теории электроразведки

Теория электроразведки базируется на теории электромагнитного поля. Поэтому в этом разделе даются, в основном, физико-геологические основы теории с иллюстрацией несколькими простыми физико-математическими задачами.

7.1. Электромагнитные поля, используемые в электроразведке

7.1.1. Естественные переменные электромагнитные поля.

К естественным переменным электромагнитным полям относятся квазигармонические низкочастотные поля космической (их называют магнитотеллурическими) и атмосферной (грозовой) природы ("теллурики" и "атмосферики").

1. Происхождение магнитотеллурических полей объясняется воздействием на ионосферу Земли потока заряженных частиц, посылаемых космосом (в основном, корпускулярным излучением Солнца). Вызываемые разной активностью Солнца и солнечным ветром периодические (11-летние), годовые, суточные вариации магнитного поля Земли и магнитные бури создают возмущения в магнитосфере и ионосфере. Вследствие индукции в Земле и возникают магнитотеллурические поля. В целом эти поля инфранизкой частоты (от 10^{-5} до 10 Гц). В теории показано, что на таких частотах скин-эффект проявляется слабо, поэтому магнитотеллурические поля проникают в Землю до глубин в десятки и первые сотни километров. Наиболее устойчивыми, постоянно и повсеместно существующими в утренние и дневные часы, особенно летом и в годы повышенной солнечной активности являются короткопериодические колебания (КПК) с периодом от единиц до ста секунд. Поля иных периодов наблюдаются реже.

Измеряемыми параметрами являются электрические (E_x, E_y) и магнитные (H_x, H_y, H_z) составляющие напряженности магнитотеллурического поля. Их амплитуды и фазы зависят, с одной стороны, от интенсивности вариации теллурического и геомагнитного полей, а с другой, от удельного электрического сопротивления пород, слагающих геоэлектрический разрез.

По измеренным взаимно перпендикулярным электрическим и магнитным составляющим можно рассчитать ρ однородного полупространства (нормальное поле) с помощью следующей формулы, полученной в теории электроразведки:

$$\rho = aT \cdot (E_x/H_y)^2,$$

где T - период колебания, a - коэффициент размерности. Он равен 0,2, если T измерено в с, E_0 в мВ/км, H_0 в нанотеслах (нТл), ρ в Ом*м. Над неоднородной средой полученное по этой формуле УЭС называется кажущимся (КС или ρ_{Σ}).

2. Происхождение естественных переменных полей атмосферной природы связано с грозовой активностью. При каждом ударе молнии в Землю (по всей поверхности Земли в среднем ежесекундно число молний равно примерно 100) возбуждается электромагнитный импульс, распространяющийся на большие расстояния. В целом под воздействием гроз в верхних частях Земли повсеместно и всегда существует слабое грозовое поле, которое называют шумовым. Оно состоит из периодически повторяемых импульсов (цугов), носящих квазисинусоидальный характер с преобладающими частотами от 10 Гц до 10 кГц и напряженностью по электрической составляющей в доли мВ/м.

Средний уровень поля "атмосфериков" подвержен заметным суточным и сезонным вариациям, т.е. вектора напряженности электрической (E) и магнитной (H) составляющих не остаются постоянными по амплитуде и направлению. Однако средний

уровень напряженности (E_{Σ}, H_{Σ}) за время в течение десятка секунд зависит от удельного электрического сопротивления слоев геоэлектрического разреза, над которым ведутся наблюдения. Таким образом, измеряемыми параметрами "атмосфериков" являются различные составляющие E_{Σ}, H_{Σ} и .

7.1.2. Естественные постоянные электрические поля.

К естественным постоянным электрическим полям (ЕП) относятся локальные поля электрохимической и электрокинетической природы.

1. Электрохимическими являются ЕП, которые обусловлены либо окислительно-восстановительными реакциями, протекающими на границах проводников: электронного (рудные минералы - например, сульфиды, окислы) и ионного (окружающие породы подземные воды), либо разностью окислительно-восстановительного потенциала подземных вод вдоль проводящего слоя (например, графита, антрацита). Интенсивность потенциалов ЕП определяется распределением кислорода по глубине и изменением

водородного показателя кислотности подземных вод (pH). В верхних частях залежей, где больше атмосферного кислорода, идут окислительные реакции, которые сопровождаются освобождением электронов. В нижних частях залежей, где преобладают застойные воды, идут восстановительные реакции с присоединением электронов. Во вмещающей среде и подземной воде наблюдается обратное распределение ионов, а в целом образуются гальванические элементы с катодом сверху и анодом внизу. Разность потенциалов на концах получающегося естественного электрического диполя достигает 1-1,2 В. Длительность существования подобных гальванических элементов, а значит, электрических полей (в том числе на земной поверхности) очень велика, вплоть до полного окисления рудной залежи. Интенсивность полей ЕП неустойчива и может меняться с изменением влажности, температуры и других природно-техногенных факторов.

2. Электрокинетические постоянные естественные поля (ЕП) обусловлены диффузионно-адсорбционными и фильтрационными процессами в горных породах, насыщенных подземными водами. Благодаря различной подвижности катионов и анионов происходит неравномерное распределение зарядов в подземных водах разной концентрации, что и ведет к созданию естественного электрического поля диффузионной природы. Величина и знак диффузионных потенциалов зависят от адсорбционных свойств минералов, т.е. способности мелкодисперсных и коллоидных частиц удерживать на своей поверхности ионы того или иного знака. Поэтому разности потенциалов, возникающие

при диффузии в породах подземных вод разной концентрации получили название диффузионно-адсорбционных.

Естественные потенциалы наблюдаются также при движении (фильтрации) подземных вод через пористые породы. Границы и поры в горной породе можно рассматривать как капилляры, стенки которых способны адсорбировать ионы одного знака (чаще всего отрицательные). В жидкой среде накапливаются заряды противоположного знака. Чем больше скорость движения подземных вод (или давление на концах капилляров), тем больше будет разность потенциалов ЕП. Знак ЕП зависит от направления течения подземных вод: положительный потенциал возрастает в направлении движения воды. Места оттоков подземных вод выделяются отрицательными потенциалами, а притоков - положительными. Суммарные электрокинетические потенциалы зависят от диффузионно-адсорбционных, фильтрационных процессов и в меньшей степени от сезона года, времени суток, влажности и температуры. Измеряемыми параметрами полей являются их потенциалы (U) и градиенты потенциала (ΔU).

7.1.3. Искусственные постоянные электрические поля.

Искусственные постоянные электрические поля создаются с помощью батарей, аккумуляторов или генераторов постоянного тока, подключаемых с помощью изолированных проводов к стержневым электродам - заземлителям.

В теории заземлений доказывается, что электрод стержневой формы можно рассматривать как точечный, если поле изучается от него на расстояниях, в пять и более раз превышающих длину заземленной части электрода. Поэтому приводимые ниже формулы расчета поля для точечного источника справедливы для практической электроразведки. Теория электроразведки включает решение прямых и обратных задач. Прямой задачей называется определение параметров электромагнитного поля над заданным геоэлектрическим разрезом. Простейшей прямой задачей электроразведки постоянными искусственными полями (их называют методами сопротивлений) является расчет разности потенциалов (ΔU) в двух точках (М и N) над однородным изотропным полупространством с постоянным УЭС (ρ), в которое через точечный источник (А) вводится ток силой J (см. рис. 3.1).

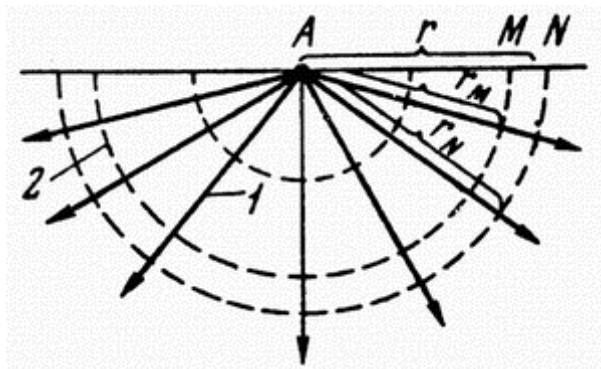


Рис. 3.1. Поле точечного источника постоянного тока (А) над однородным изотропным полупространством: 1 - токовые линии, 2 - эквипотенциальные линии

Вследствие шаровой симметрии решаемой задачи токовые линии радиально направлены от точечного источника (А), а эквипотенциальные поверхности имеют вид

полусфер. Используя закон Ома $\Delta U = RJ$, где $R = \rho l / s$ - сопротивление проводника между двумя полусферами со средним радиусом r и площадью $s = 2\pi r^2$, удаленными на

расстояние $l = MN$, можно записать $\Delta U \approx J\rho MN / 2\pi r^2$. Для градиент-установок, когда $MN \ll r$

, в последней формуле можно заменить $r^2 \approx AM \cdot AN$, поэтому выражение для

расчета УЭС однородного полупространства с помощью трехэлектродной установки AMN получит вид:

$$\rho = \frac{2\pi AM \cdot AN}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{J} = K \cdot \frac{\Delta U}{J}. \quad (3.1)$$

Под установкой в электроразведке понимают комбинацию питающих и приемных электродов. Коэффициент K , зависящий от расстояний между ними, называется коэффициентом установки. Над неоднородной средой рассчитанное по этой формуле УЭС

называется кажущимся (КС или $\rho_k = K \Delta U / J$). Каков же физический смысл ρ_k ?

Из теории поля известно, что напряженность электрического поля $E = j_{MN} \rho_{MN} = \Delta U / MN$, где j_{MN} - плотность тока, ρ_{MN} - удельное сопротивление

вблизи приемных электродов. Обозначив $j_a = J / 2\pi r^2$ и учитывая, что на постоянных разностях и при однородном верхнем слое $\rho_{MN} / j_a = const$, получим

$$\rho_k = \frac{2\pi r^2}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{J} = j_{MN} \cdot \frac{\rho_{MN}}{j_a} \sim j_{MN}. \quad (3.2)$$

Таким образом, кажущееся сопротивление над неоднородным полупространством пропорционально плотности тока у приемных электродов. Над однородным полупространством $j_{MN} = j_a$ и $\rho_k = \rho$. Физический смысл аномалий в методах

сопротивлений в том, что токовые линии изгибаются в среде с разными ρ (втягиваются в проводящие, огибают непроводящие включения). В результате на земной поверхности

меняется j_{MN} , а значит ρ_k . Поэтому ρ_k - это сложная функция геоэлектрического разреза и типа установки. Ее рассчитывают в теории электроразведки. Численно ρ_k равно истинному сопротивлению (ρ) такого полупространства, в котором для одинаковой установки ($K = const$) отношение $\Delta U / J$ остается одинаковым.

7.1.4. Искусственные переменные гармонические электромагнитные поля.

Искусственные переменные гармонические электромагнитные поля создаются с помощью разного рода генераторов синусоидального напряжения звуковой и радиоволновой частоты, подключаемых к гальваническим (заземленные линии) или индуктивным (незаземленные контуры) датчикам (источникам) поля. С помощью других заземленных (приемных) линий или незаземленных контуров измеряются соответственно электрические (E) или магнитные (H) составляющие напряженности поля. Они определяются прежде всего удельным электрическим сопротивлением вмещающей среды. Чем выше сопротивление, тем меньше скин-эффект и больше глубина проникновения поля. С другой стороны, чем ниже сопротивление, тем больше интенсивность вторичных вихревых электромагнитных полей, индуцированных в среде.

Вывод аналитических формул для связи между измеряемыми параметрами (E, H), силой тока в датчике поля (J), расстоянием между генераторными и измерительными линиями (r), их размерами и электромагнитными свойствами однородного полупространства очень сложен.

На низких частотах ($f < 10$ кГц) расчет сопротивления однородного полупространства ведется по формуле, похожей на полученную в 3.1, $\rho = K_\omega \Delta U(\omega) / J$, где K_ω - коэффициент установки, разный для различных способов создания и измерения поля,

расстояний между источником и приемником, круговых частот ($\omega = 2\pi f$); $\Delta U(\omega)$ - разность потенциалов, пропорциональная составляющим E или H . Над неоднородной средой по этой же формуле рассчитывается кажущееся сопротивление ($\rho_{\text{с}}$).

На высоких частотах ($f > 10$ кГц) формулы для параметров нормального поля более громоздки, так как они зависят от трех электромагнитных свойств среды: ρ, ϵ, μ .

7.1.5. Искусственные импульсные (неустановившиеся) электромагнитные поля.

Искусственные импульсные (неустановившиеся) электромагнитные поля создаются с помощью генераторов, дающих на выходе напряжение в виде прямоугольных импульсов разной длительности и подключаемых к заземленным или незаземленным линиям. С помощью других заземленных приемных линий или незаземленных контуров изучается процесс установления и спада разностей потенциалов $\Delta U_E(t)$ или $\Delta U_H(t)$ на разных временах (t) после окончания питающего импульса.

При зондировании геологической среды такими импульсами в ней происходят разнообразные физические процессы. В зависимости от способа создания и измерения поля и времени, на котором проводятся измерения, а также электромагнитных свойств горных пород различают неустановившиеся поля двоякой природы: вызванной поляризации и переходных процессов или становления поля.

1. *Поля вызванной поляризации.* Поля вызванной поляризации, или вызванные потенциалы (ВП), создаются путем гальванического возбуждения постоянного тока с помощью линии АВ и измерения разности потенциалов ВП на приемных электродах MN ($\Delta U_{\text{ВП}}$) через 0,5-1 с после отключения тока, т.е. измеряется спад напряженности электрического поля, обусловленный разной вызванной поляризуемостью горных пород (η).

$$\eta = \Delta U_{\text{ВП}} \cdot 100\% / \Delta U$$

Над однородным полупространством, где ΔU - разность потенциалов на тех же приемных электродах во время пропускания тока. Над неоднородным полупространством рассчитанная по этой формуле величина называется кажущейся поляризуемостью ($\eta_{\text{с}}$).

Интенсивные поля ВП создаются над средами, содержащими рудные (электропроводящие) минералы. При пропускании тока через такую среду в ней происходят электрохимические процессы, сходные с теми, которые наблюдаются при зарядке аккумулятора. Во время пропускания тока на поверхности рудных минералов, окруженных подземной водой, осуществляется ряд физических превращений и химических реакций, приводящих к вынужденной поляризации среды. После отключения тока в среде начинает устанавливаться равновесие, проявляющееся в медленном спаде электрического поля и наличии на приемных электродах потенциалов $\Delta U_{\text{ВП}}$ в течение нескольких секунд.

В средах, где породообразующие минералы не проводят электрический ток, (ионопроводящие) образование полей ВП связано с перераспределением зарядов на контакте жидкой и твердой фаз, диффузией ионов через пористые среды, адсорбцией их на глинистых частицах и другими процессами.

2. *Поля переходных процессов или становления поля.* При импульсном или ступенчатом изменении тока в питающей линии (АВ) или незаземленном контуре (петля, рамка) в момент включения или выключения тока в проводящей геологической среде индуцируются вихревые вторичные электромагнитные поля. Из теории спектров и импульсной техники известно, что при резком изменении тока в среде возникает сигнал,

который можно разложить в набор гармонических колебаний широкого спектра частот. Чем острее импульс или крутизна спада сигнала, тем более высокочастотные колебания содержатся в нем. С увеличением частоты растет скин-эффект (а значит, уменьшается глубина проникновения поля) и увеличиваются вторичные вихревые индукционные поля. Поэтому в зависимости от формы питающего импульса и сопротивления среды сигналы в ней по-разному искажаются. Изучая с помощью приемной линии (М N) или незаземленного контура (петли, рамки) разности потенциалов $\Delta U_E(t)$ и $\Delta U_H(t)$ на разных временах (t) после окончания питающего сигнала, можно получить форму искаженного средой сигнала, т.е. изучить переходные процессы или становление (установление) поля в среде.

Вывод аналитических формул для связи разностей потенциалов ($\Delta U_E(t), \Delta U_H(t)$) от силы тока в питающей цепи (J), сопротивления однородного полупространства (ρ), расстояния (r) между центрами питающего и приемного устройств и их размеров сложен. Лишь для дальней ($r > 5H$) или ближней ($r < H$) зон от источника, где H - проектируемые глубины разведки, формулы для расчета имеют несложный вид:

$$\rho = K_D \Delta U(t) / J \quad \rho = K_B [J / \Delta U(t)]^{2/3} \cdot t^{-3/2} \quad (3.3)$$

или

где K_D и K_B - коэффициенты установок, разные для дальней и ближней зон от источника, зависящие от типа питающей и приемной линий, их размеров и разноса (r). Для неоднородной среды сопротивления, рассчитанные по этим формулам, называются кажущимися ($\rho_{-Д}, \rho_{-Б}$).

7.1.6. Сверхвысокочастотные поля.

Сверхвысокочастотные электромагнитные поля с длиной волны от микрометров до метров используются для пассивной и активной радиолокации земной поверхности. Методы, основанные на их измерении, находятся на стыке электроразведки и терморазведки. При пассивной радиолокации изучаются естественно-техногенные радиотепловые (РТ) или инфракрасные (ИК) излучения земной поверхности. В разных диапазонах микрометровых длин электромагнитных волн существуют "окна прозрачности", позволяющие получать РТ или ИК - изображения земных ландшафтов при любой погоде и облачности. Интенсивность излучений зависит от солнечного и внутривоздушного нагрева верхних частей поверхности Земли, а также от искусственных источников тепла (города, промышленные предприятия и т.п.).

При активной радиолокации (аэрокосмической или полевой) земная поверхность облучается искусственными короткими радиолокационными импульсами, изучаются времена прихода и форма отраженных как от земной поверхности, так и от границ слоев с разными электромагнитными свойствами (в основном ϵ и ρ).

7.1.7. Биогеофизические поля.

К биогеофизическим полям относим поля, создающие так называемый биолокационный эффект (БЛЭ), т.е. вращение или отклонение рамок тех или иных конструкций в руках операторов над природными или техногенными объектами. Имеется ряд гипотез, свидетельствующих об электромагнитной природе информации о неоднородности вещественного и энергетического строения среды, поэтому мы отнесли их к электроразведке. Способность некоторых людей ("лозоходцев") выявлять те или иные объекты - например, такие геологические, как рудные скопления, тектонические нарушения, контакты пород, водонасыщенные или карстовые зоны, известны человечеству более 4000 лет. Основанный на БЛЭ биолокационный метод (БЛМ)

используется и сейчас для выявления перечисленных выше объектов, а также и геопатогенных зон (участков земной поверхности или помещений, где у людей наблюдаются повышенная заболеваемость или функциональные расстройства), и искусственных объектов (трубопроводы, кабели, подземные выработки, археологические захоронения и др.). Если наличие БЛЭ и способность некоторых людей практически использовать БЛМ не вызывает сомнений, то теоретического объяснения этого феномена нет. БЛЭ является малопонятным энергоинформационным взаимодействием живой и неживой природы. Подсознательное восприятие оператором сигналов, раздражителей, приносимых информацией о нарушениях однородности среды, проявляется моторномышечной реакцией организма, которая и приводит к отклонению или вращению рамки-индикатора.

Способности быть такими операторами у людей редки. Однако их можно воспитать, т.е. можно обучиться "лозоходству".

7.2. Электромагнитные свойства горных пород

Как отмечалось выше, к основным электромагнитным свойствам горных пород относятся: удельное электрическое сопротивление (ρ), электрохимическая активность (α), поляризуемость (η), диэлектрическая (ϵ) и магнитная (μ) проницаемости. Параметрами ρ, ϵ, μ , а также частотой поля определяется коэффициент поглощения поля средой.

7.2.1. Удельное электрическое сопротивление

горных пород. } Удельное электрическое сопротивление (УЭС), измеряемое в омметрах (Омм), характеризует способность пород оказывать электрическое сопротивление прохождению тока и является наиболее универсальным электромагнитным свойством. Оно меняется в горных породах и рудах в очень широких пределах: от 10^{-3} до 10^{15} Ом.

Величина обратная $\gamma = 1/\rho$ называется электропроводностью и измеряется в сименсах на метр (См / м). Для наиболее распространенных осадочных, изверженных и метаморфических горных пород УЭС зависит от минерального состава, физико-механических и водных свойств горных пород, концентрации солей в подземных водах и в меньшей мере от их химического состава, а также от некоторых других факторов (температуры, глубины залегания, степени метаморфизма и др.).

1. Удельное электрическое сопротивление минералов зависит от их внутрикристаллических связей. Для минералов-диэлектриков (кварц, слюды, полевые шпаты и др.) с преимущественно ковалентными связями характерны очень высокие сопротивления (10^{12} - 10^{15} Ом). Минералы-полупроводники (карбонаты, сульфаты, галоиды и др.) имеют ионные связи и отличаются высокими сопротивлениями (10^4 - 10^8 Ом). Глинистые минералы (гидрослюды, монтмориллонит, каолинит и др.) обладают ионно-ковалентными связями и выделяются достаточно низкими сопротивлениями ($\rho < 10^4$

Омм). Рудные минералы (самородные, некоторые окислы) отличаются электронной проводимостью и очень хорошо проводят ток ($\rho < 1$ Ом). Первые две группы минералов составляют "жесткий" скелет большинства горных пород. Глинистые минералы создают "пластичный" скелет, способный адсорбировать связанную воду, а породы с "жесткими" минералами могут насыщаться лишь растворами и свободной водой, т.е. той, которая может быть выкачана из породы.

2. Удельное электрическое сопротивление свободных подземных вод (грави-тационных и капиллярных) меняется от долей Ом при высокой общей минерализации ($M > 10$ г / л) до 1000 Ом при низкой минерализации ($M < 0,01$ г / л) и может быть оценено по

$$\rho_E \approx 8,4/\text{м}$$

формуле . Химический состав растворенных в воде солей не играет существенной роли, поэтому по данным электроразведки можно судить лишь об общей минерализации подземных вод. Удельное электрическое сопротивление связанных вод, адсорбированных твердыми частицами породы, низкое и мало меняется (от 1 до 100 Ом). Это объясняется достаточно постоянной их минерализацией (3-1 г / л). Средняя минерализация вод мирового океана равна 36 г / л.

3. Так как поровая вода (свободная и связанная) отличается значительно более низким удельным электрическим сопротивлением, чем минеральный скелет большинства минералов, то сопротивление горных пород практически не зависит от его минерального состава, а определяется такими параметрами пород, как пористость, трещиноватость, водонасыщенность. С их увеличением сопротивление пород уменьшается за счет увеличения ионов в подземной воде. Поэтому электропроводность большинства пород является ионной (электролитической).

4. С ростом температуры на 40° сопротивление уменьшается примерно в 2 раза, что объясняется увеличением подвижности ионов. При замерзании сопротивление горных пород возрастает скачком, так как свободная вода становится практически изолятором, а электропроводность определяется лишь связанной водой, которая замерзает при очень низких температурах (ниже -50° С). Возрастание сопротивлений при замерзании разных пород различно: в несколько раз оно увеличивается у глин, до 10 раз - у скальных пород, до 100 раз - у суглинков и супесей и до 1000 и более раз - у песков и грубообломочных пород.

5. Глубина залегания, степень метаморфизма, структура и текстура породы также влияют на ее сопротивление, изменяя коэффициент микроанизотропии, за который

$$\lambda = \sqrt{\rho_{\infty}/\rho_1}$$

принято брать , где ρ_{∞} и ρ_1 - сопротивления породы вкрест и вдоль слоистости. Чаще всего λ меняется от 1 до 1,5, достигая 2-3 у сильно рассланцованных пород. Величина λ может достигать нескольких единиц для мерзлых пород разной криогенной структуры и льдовыведения.

6. Несмотря на зависимость ρ от множества факторов и широкий диапазон изменения у разных пород, основные закономерности УЭС установлены достаточно четко. Изверженные и метаморфические породы характеризуются высокими сопротивлениями (от 500 до 10000 Ом). Среди осадочных пород высокие сопротивления (100 - 1000 Ом) у каменной соли, гипсов, известняков, песчаников и некоторых других. Обломочные осадочные породы, как правило, имеют тем большее сопротивление, чем больше размер зерен, составляющих породу, т.е. зависят прежде всего от глинистости. При переходе от глин к суглинкам, супесям и пескам удельное сопротивление изменяется от долей и первых единиц омметров к первым десяткам и сотням омметров.

7.2.2. Электрохимическая активность и поляризуемость горных пород.

1. Под электрохимической активностью понимается свойство пород создавать естественные постоянные электрические поля (см. 7.1.2.). За электрохимическую активность (α) условно принимается коэффициент пропорциональности между потенциалом (U) или напряженностью естественного электрического поля ($E = \Delta U/MN$)

, где ΔU - разность потенциалов в двух точках измерения М и N) и основными потенциал-образующими факторами, которыми они обусловлены. Такими факторами являются (см. 7.1.2): концентрация кислорода, водородный показатель кислотности подземных вод, отношение концентрации подземных вод, давление и др. Коэффициент α измеряется в милливольтх и меняется от -(10-15) мВ у чистых песков, близко к нулю у скальных пород, возрастает до +(20-40 мВ) у глин и до сотен милливольт для руд с электропроводящими минералами (сульфиды, графит, антрацит). В целом α

зависит от многих природных факторов (минерального состава, глинистости, пористости, проницаемости, влажности, минерализации подземных вод и др.).

2. Способность пород поляризоваться, т.е. накапливать заряд при пропускании тока, а затем разряжаться после отключения этого тока оценивается коэффициентом поляризуемости η ("эта"). Величина η вычисляется в процентах как отношение напряжения, которое остается в измерительной линии MN по истечении определенного времени (обычно 0,5-1 с) после размыкания токовой цепи ($\Delta U_{вп}$) к напряжению в той же линии при пропускании тока (ΔU), т.е.

$$\eta = \Delta U_{вп} \cdot 100\% / \Delta U. \quad (3.4)$$

Поляризация - это сложный электрохимический процесс, протекающий при пропускании через породу постоянного или низкочастотного переменного (до 10 Гц) тока.

Наибольшей поляризуемостью ($\eta = 10 - 40\%$) отличаются руды с электронной проводимостью (сульфиды, сульфосоли, некоторые самородные металлы, отдельные окислы, графит, антрацит). Природа этих потенциалов ВП связана с так называемой концентрационной и электродной поляризацией рудных минералов. Коэффициенты поляризуемости до 2-6% наблюдаются над обводненными рыхлыми осадочными породами, в которых имеются глинистые частицы. Поляризуемость их обусловлена деформациями внешних обкладок двойных электрических слоев, возникающих на контакте твердой и жидкой фазы. Большинство изверженных, метаморфических и осадочных пород, насыщенных минеральной водой, слабо поляризуются ($\eta < 2\%$).

7.2.3. Диэлектрическая и магнитная проницаемости.

Диэлектрическая (ϵ) и магнитная (μ) проницаемости играют значительную роль лишь при электроразведке на высоких частотах. Относительная диэлектрическая проницаемость $\epsilon = \epsilon_{п} / \epsilon_0$ (где $\epsilon_{п}$ и ϵ_0 - диэлектрические проницаемости породы и воздуха) показывает, во сколько раз увеличивается емкость конденсатора, если вместо воздуха в него поместить данную породу. Величина ϵ меняется от нескольких единиц (у сухих осадочных пород) до 80 (у воды) и зависит, в основном, от процентного содержания воды и от минералогического состава породы. У изверженных пород ϵ меняется от 5 до 12 единиц, у осадочных - от 2-3 (у сухой) до 16-40 (у полностью насыщенной водой породы).

Как отмечалось выше, магнитная проницаемость громадного большинства пород равна магнитной проницаемости воздуха. Лишь у ферромагнетиков относительная магнитная проницаемость может возрасть до 10 единиц (см. 4.2).

7.3. Принципы решения прямых и обратных задач электроразведки

7.3.1. Общие подходы к решению прямых задач электроразведки.

В основе теории электроразведки лежат уравнения Максвелла, являющиеся постулатами макроскопической электродинамики. Они включают в себя все основные законы электромагнетизма (законы Ома, Ампера, Кирхгофа и др.) и описывают поля в разных средах. Из уравнений Максвелла получается дифференциальное уравнение, названное телеграфным. Решая его, можно получить электрическую (E) компоненту поля в средах вдали от источника с электромагнитными параметрами ρ, ϵ, μ :

$$\Delta E = \frac{\rho}{\epsilon} + \epsilon \mu \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \quad \Delta B = \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} + \frac{\partial^2 E}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 E}{\partial x^2}. \quad (3.5)$$

, где

Дифференцирование ведется по декартовым координатам (x, y, z) и времени (t). Уравнение для магнитной (H) компоненты поля аналогично.

Если геоэлектрический разрез известен, то с помощью уравнения (3.5) и физических условий задачи, называемых условиями сопряжения, решаются прямые задачи электроразведки, т.е. получаются аналитические или численные значения E и H , которые соответствуют заданному геоэлектрическому разрезу. В теории электроразведки прямые задачи решаются для разных физико-геологических моделей (ФГМ) сред. Под ФГМ понимаются абстрактные геоэлектрические разрезы простой геометрической формы, которыми аппроксимируются реальные геолого-геофизические разрезы. Сложность решения прямых задач заключается в выборе моделей, близких к реальным, но таких, чтобы для избранного типа первичного поля удалось получить хотя бы приближенное решение для E или H . Для этого применяется математическое моделирование с использованием современных ЭВМ. В недалеком прошлом основным способом решения прямых задач для сложных ФГМ и разных по структуре типов полей являлось физическое моделирование на объемных или плоскостных моделях сред.

Наиболее простыми моделями сред являются:

- однородное изотропное пространство или полупространство с одинаковыми электромагнитными свойствами (решения над ними называются соответственно первичным или нормальным полем источника);
- анизотропное пространство или полупространство с электромагнитными свойствами, отличающимися в направлении и вкrest слоистости пород;
- одномерные неоднородные среды, в которых свойства меняются в одном направлении. Такими ФГМ могут быть, например, вертикальные контакты двух сред, ряд вертикальных пластов или горизонтально слоистая среда с разными ρ ;
- двумерные неоднородные среды, в которых электромагнитные свойства меняются в двух направлениях. Примером могут быть наклонные пласты или цилиндры, простирающиеся вдоль одного направления и отличающиеся по ρ от вмещающих горных пород;
- трехмерные неоднородные среды, в которых свойства меняются по трем направлениям. Самой простой из подобных моделей является шар с разными ρ, σ или η в однородном полупространстве.

В порядке увеличения сложности структуры первичных полей, а значит возрастания сложности решения прямых задач, используемые для электроразведки поля можно расположить в следующей последовательности: точечных и дипольных источников постоянного тока, плоских гармонических электромагнитных волн, сферических волн дипольных гармонических или импульсных источников, цилиндрических волн длинного кабеля и т.п.

Существуют различные подходы к решению прямых задач с помощью уравнения (3.5). Любое правильное решение, удовлетворяющее всем физическим требованиям, единственно и корректно. Под корректностью понимается такое решение, в котором малым изменениям исходных данных соответствуют малые приращения расчетных параметров.

7.3.2. О нормальных полях в электроразведке.

Как отмечалось выше, под нормальным полем понимается электромагнитное поле того или иного источника над однородным изотропным полупространством с неизменными электромагнитными свойствами.

Из простейшей прямой задачи о поле точечного источника постоянного тока на земной поверхности (см. 7.1.3) можно получить нормальные поля постоянных электрических токов для разных установок или разных комбинаций питающих (АВ) и приемных (MN) электродов (см. рис. 3.2).

В практике электроразведки часто применяются четырехэлектродные установки AMNB (см. рис. 3.2).

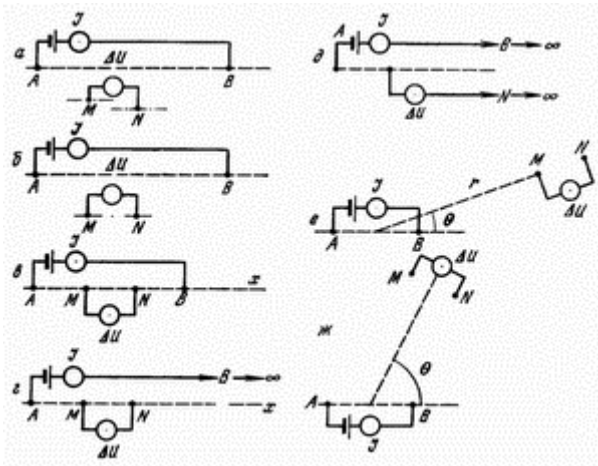


Рис. 3.2. План расположения питающих (А и В) и приемных (М и N) электродов в разных установках метода сопротивлений: а - четырехэлектродной, б - срединного градиента, в - симметричной четырехэлектродной, г - трехэлектродной, д - двухэлектродной, е - дипольной радиальной, ж - дипольной азимутальной

К одному питающему электроду (например, А) подключается положительный полюс источника тока, к другому (В) - отрицательный. Разность потенциалов на приемных электродах (MN) от электрода А, определенная по полученной выше формуле (3.1), равна:

$$\Delta U_A = \frac{J\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} \right).$$

Аналогичным образом можно получить разность потенциалов от отрицательного полюса В, но величину тока следует принять равной $(-J)$.

Разность потенциалов от обоих электродов АВ равна суперпозиции ΔU_A и ΔU_B :

$$\Delta U = \frac{J\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right). \quad (3.6)$$

Если MN установить в центре АВ так, чтобы $AM = BN$, $AN = BM$, то получим формулу для расчета ρ симметричной четырехэлектродной установки (см. рис. 3.2):

$$\rho = \pi \frac{AM \cdot AN}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{J}. \quad (3.7)$$

Потенциал двухэлектродной установки AM (А и N удалены в бесконечность) можно получить из (3.6), приняв $AN = BM = BN = \infty$, т.е.

$$U = Jr/2\pi AM$$

В методах сопротивлений применяется и ряд других установок. Так, например, для глубоких исследований используются различные дипольные установки (рис. 3.2). Если приемный диполь (MN) перпендикулярен радиусу (r) между его центром и центром питающего диполя (AB), а угол между радиусом и питающей линией АВ (θ) находится в

$$70^\circ < \theta < 110^\circ$$

пределах, то такая установка называется азимутальной. Частным случаем азимутальной является экваториальная установка ($\theta = 90^\circ$). Если приемный диполь (MN)

$$-30^\circ < \theta < +30^\circ$$

направлен вдоль r, а, то такая установка называется радиальной. Частным случаем радиальной установки является осевая ($\theta = 0^\circ$).

Для каждой установки можно получить формулы, по которым рассчитывается

$$K = 2\pi r^3 / AB \cdot MN \cdot q$$

коэффициент установки. Так, для азимутальной установки, для

$$K = \pi r^3 / AB \cdot MN \cdot p$$

радиальной, где p и q - коэффициенты, мало отличающиеся от единицы и определяемые по специальным номограммам.

Таким образом, при работах любой установкой ρ рассчитывается по формуле для нормального поля

$$\rho = K \frac{\Delta U}{J}, \quad (3.8)$$

где ΔU - разность потенциалов на MN, J - ток в АВ, а K - коэффициент установки, зависящий лишь от расстояний между электродами.

Как отмечалось выше, по этим же формулам можно рассчитать некоторое ρ над реальным, неизвестным и практически всегда неоднородным полупространством. Тогда оно называется кажущимся (КС или $\rho_{\text{к}}$).

Расчет нормальных полей для других источников (гармонических, импульсных) очень сложен, но в любом случае принято получать КС (см. 7.1.3 - 7.1.5).

7.3.3. Электрическое поле точечного источника постоянного тока над двухслойной средой.

Простейшей, но очень важной для практики электроразведки методом сопротивлений, одномерной прямой задачей является задача об электрическом поле и кажущемся сопротивлении на поверхности полупространства, верхнее из которых воздух, а нижнее - двухслойная горизонтально слоистая среда с мощностью верхнего слоя h_1 , нижнего $h_2 = \infty$, УЭС слоев ρ_1, ρ_2 и $\rho_3 = \infty$ (воздух) (см. рис. 3.3).

Поставленная задача могла бы быть решена с помощью уравнения (3.2), которое при $f = 0$ превращается в уравнение Лапласа $\Delta U = 0$, где U - потенциал в любой точке М с напряженностью электрического поля $E = \text{grad} U$.

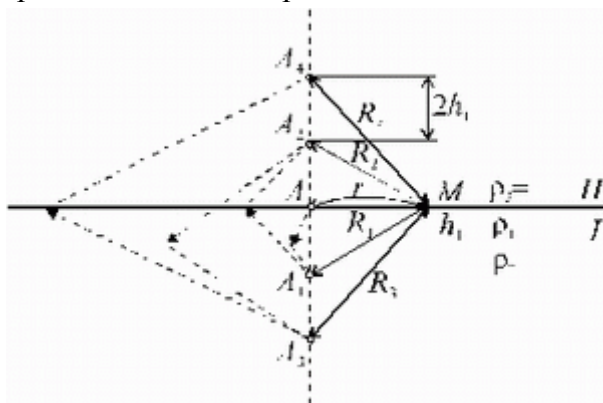


Рис.. 3.3. Решение прямой задачи о поле точечного источника постоянного тока над двухслойной средой методом зеркальных отражений

Однако ее можно быстро решить методом зеркальных отражений. Согласно правилам метода зеркальных отражений, уравнение Лапласа и физические требования, в том числе граничные условия, выполняются, если потенциал в одномерной среде, где расположен точечный источник, принять равным сумме потенциалов этого источника (A) и всех его многократных отражений от границ раздела (A_1, A_2, A_3, \dots) с коэффициентами отражений, равными на границе I $K_{12} = (\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1)$, а на границе II $K_{13} = (\rho_3 - \rho_1) / (\rho_3 + \rho_1) = 1$ (т.к. $\rho_3 = \infty$).

На рис. 3.3 показано, как эти источники расположены. При этом обозначено

$$AM = r, R_1 = R_2 = \sqrt{r^2 + (2h_1)^2}, R_3 = R_4 = \sqrt{r^2 + (4h_1)^2}, \dots, R_n = R_{n+1} = \sqrt{r^2 + (2nh_1)^2},$$

$$n = 1, 2, 3, \dots, \infty$$

где

Таким образом, искомое выражение для потенциала получает вид:

$$U = \frac{j\rho_1}{2\pi} \left[\frac{1}{r} + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{K_{12}^n}{\sqrt{r^2 + (2nh_1)^2}} \right]. \quad (3.9)$$

Выражение для КС (3.1) можно записать в виде: $\rho_K = \frac{2\pi r^2}{j} \cdot \frac{\Delta U}{\Delta MN} = E$, где $\Delta U/MN = E$

напряженность электрического поля. Но $E = x \partial U / \partial r$, поэтому $\rho_K = \frac{2\pi r^2}{j} \cdot \left(\frac{\partial U}{\partial r} \right)$

Подставив в эту формулу производную из (3.9), получим

$$\rho_K = \frac{2\pi r^2}{j} \left(\frac{j\rho_1}{2\pi} \right) \cdot \left\{ \frac{1}{r^2} + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{K_{12}^n r}{[r^2 + (2nh_1)^2]^{3/2}} \right\}.$$

Откуда

$$\rho_K = \rho_1 \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{K_{12}^n r^2}{[r^2 + (2nh_1)^2]^{3/2}} \right\}. \quad (3.10)$$

Анализируя эту формулу, можно найти асимптотические выражения ρ_K , равные ρ_1 и ρ_2 . В самом деле, при $r \rightarrow 0$ $\rho_K = \rho_1$, при $r \rightarrow \infty$

$$\rho_K = \rho_1 \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} K_{12}^n \right\} = \rho_1 \left\{ 1 + 2 \frac{K_{12}}{1 - K_{12}} \right\} = \rho_2$$

(т.к. $K_{12} = (\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1)$, а $\sum K_{12}^n$ равна $K_{12} / (1 - K_{12})$ как сумма членов геометрической прогрессии).

С помощью формулы (3.10), справедливой для трехэлектродной и симметричной четырехэлектродной градиент-установок, принято строить теоретические двухслойные

кривые - графики зависимости $\lg(\rho_K/\rho_1)$ от $\lg(r/h_1)$. Они называются двухслойными теоретическими кривыми ВЭЗ (вертикальное электрическое зондирование) (см. 8.2), или двухслойной палеткой ВЭЗ (см. рис. 3.4).

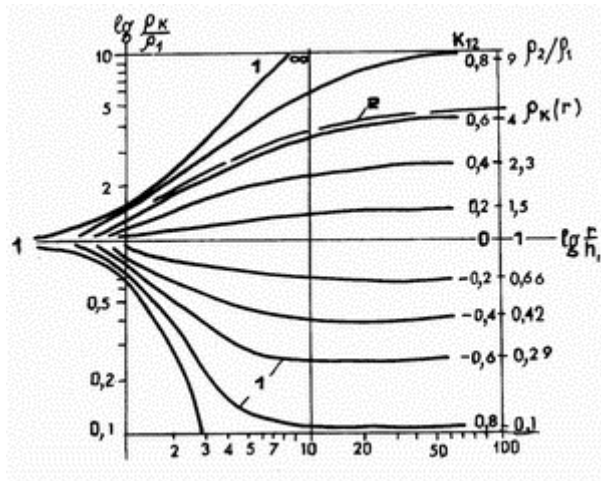


Рис. 3.4. Двухслойная палетка ВЭЗ: 1 и 2 - теоретические и полевая кривые

Более громоздкое решение получается в задаче о поле точечного источника над многослойной горизонтально слоистой средой, а еще сложнее решение для такой же среды, но при возбуждении поля дипольными гармоническими или импульсными источниками.

Одномерные прямые задачи электроразведки для многослойных горизонтально слоистых сред для любых первичных полей все-таки сводятся к аналитическим формулам для расчета КС. В результате принято строить кривые КС, аналогичные приведенным на рис. 3.4.

Двухмерные и трехмерные прямые задачи электроразведки сводятся к аналитическим формулам лишь для тел простой формы (шар, пласт, цилиндр) в однородной среде. В более общих случаях получаются лишь приближенные численные решения, получаемые с помощью ЭВМ.

7.3.4. Принципы решения обратных задач электроразведки.

Накопленный материал по физическому и математическому моделированию прямых задач электроразведки привел к созданию методов решения обратных задач, т.е. определению тех или иных параметров геоэлектрического разреза по наблюдаемым графикам E , N или, например, кривым КС. Решение обратных задач неоднозначно в силу его некорректности, как и всех обратных задач математической физики. Некорректность проявляется в том, что малым изменениям наблюдаемых параметров поля могут соответствовать большие изменения параметров разреза. Этот физический факт получил название принципа эквивалентности. Принципом эквивалентности объясняется, например, невозможность точного определения мощностей (h_k) и удельных электрических сопротивлений (ρ_k) тонких слоев, горизонтально слоистого разреза, хотя такие параметры, как продольные проводимости ($S_k = h_k/\rho_k$) либо поперечные сопротивления ($T_k = h_k \cdot \rho_k$), в определенных разрезах рассчитываются однозначно (см. 9.1).

Методы решения обратных задач электроразведки являются основой количественной интерпретации данных электроразведки (см. 9). Сущность их сводится к подбору и сравнению полевых графиков и кривых с теоретическими, полученными в результате решения прямых задач. Для этого созданы альбомы типичных теоретических кривых (палетки) или программы для их теоретического расчета с помощью ЭВМ (см. 9.1).

8. Аппаратура, методика и сущность разных методов электроразведки

8.1. Принципы устройства и назначение аппаратуры для электроразведки

Из-за наличия множества методов электроразведки используются или создаются специально разнообразные комплекты аппаратуры и оборудования. Создаваемые и выпускаемые малосерийные приборы быстро устаревают и непрерывно совершенствуются в направлении увеличения числа одновременно регистрирующих каналов, компьютеризации измерений и обработки информации. Поэтому остановимся лишь на принципах устройства и назначения основных групп приборов. Для изучения небольших глубин (до 500 м) используются переносные приборы и оборудование. Разведка больших глубин (свыше 0,5 км) осуществляется с помощью электроразведочных станций (ЭРС). Ускоренное геологическое картирование и поиск полезных ископаемых на глубинах до 200 м выполняется с помощью аэроэлектроразведочных станций.

8.1.1. Общая характеристика и назначение аппаратуры и оборудования для электроразведки

В комплект аппаратуры и оборудования обычно входят следующие блоки.

1. Машинные генераторы, батареи, аккумуляторы постоянного тока, которые предназначены либо для непосредственного питания заземлений, либо являются источником энергии для получения напряжений разной частоты и формы, питающие заземления или незаземленные контуры. Машинные генераторы работают от двигателя автомобиля или бензоэлектрических агрегатов. Для работ могут использоваться наборы анодных батарей напряжением до 100 В или аккумуляторов.

2. Измерители или регистраторы тока в питающих линиях, сила которого (I) может меняться от 0,01 до 100 А.

3. Измерители или регистраторы разностей потенциалов (ΔU), предназначенные для определения амплитуд, а на переменном токе и фаз сигналов в приемных линиях. Это могут быть микро- или милливольтметры, осциллографы или магнитные регистраторы. Они бывают аналоговыми, когда сигналы получаются в видимой форме на стрелочных приборах, фото- или рулонной бумаге. Сейчас чаще применяются цифровые приборы, в которых сигналы кодируются в двоичном цифровом коде, а затем их цифровые значения высвечиваются на шкале прибора или записываются на магнитофон. Измерительные и регистрирующие приборы для электроразведки должны отличаться следующими техническими характеристиками: определенным частотным или временным диапазоном; широким динамическим диапазоном: пределы измерений разностей потенциалов меняются от 0,01 до 1000 мВ; пороговой чувствительностью порядка 10 мкВ и точностью $\pm 1 - \pm 5\%$

в пределах ; входным сопротивлением свыше 1 Мом; высокой помехозащищенностью, особенно от помех промышленной частоты 50 Гц; иногда возможностью ручной или автоматической установки нуля прибора для компенсации электродных разностей потенциалов; отсутствием или наличием микропроцессоров, обеспечивающих измерение, контроль и обработку информации; способами и источниками питания электронных схем; способностью работать в сложных полевых условиях и т.п.

4. Электроды-заземлители для гальванического создания поля в Земле и измерения разностей потенциалов, пропорциональных напряженности электрического поля. В качестве электродов для питающих линий АВ используются стальные, а для приемных линий MN - медные или латунные электроды длиной 0,3 - 1 м и диаметром 1 - 3 см. В поляризационных методах применяются неполяризующиеся электроды, которые состоят из заземляемого пористого (керамического или брезентового) сосуда с раствором медного купороса и медного стержня в нем.

5. Незаземленные контуры: петли диаметром до 4 км и рамки диаметром до 1 м, предназначенные для индуктивного возбуждения поля или измерения напряженности магнитного поля.

6. Вспомогательное оборудование, включающее провода невысокого сопротивления, большой механической прочности и с хорошей изоляцией, катушки, кувалды и др.

7.

8.1.2. Переносная аппаратура.

Для электроразведки небольших глубин с поверхности Земли и в горных выработках используются различного рода переносная аппаратура и оборудование, состоящие из ряда блоков, общей массой 20 - 100 кг.

Переносная генераторно-измерительная аппаратура обычно приспособлена для работ одним-двумя методами. Она чаще всего имеет один-два канала измерения разностей потенциалов.

Для работ на постоянном токе и низкой частоте (до 20 Гц) применяются комплекты, состоящие из генератора с аккумуляторным или батарейным питанием и

микровольтметра. Примером могут служить отечественные измерители кажущихся сопротивлений (ИКС), автокомпенсатор электроразведочный (АЭ), аппаратура низкой частоты (АНЧ) и др.

Для низкочастотной (10 Гц - 10 кГц) индукционной разведки в разные годы изготавливались:

- микровольметры электроразведочные (МКВЭ) для измерения амплитуд магнитных составляющих гармонического поля;
- аппаратура для измерения осей эллипса поляризации (ЭПП), предназначенная для создания гармонического поля, а также для определения большой, связанной с первичным полем, и малой, обусловленной вторичным (аномальным) полем, осей эллипса поляризации, которыми определяется суммарный вектор напряженности магнитного поля;
- амплитудно-фазовые измерители (АФИ) для создания гармонического поля и измерения отношения амплитуд и разностей фаз магнитных составляющих поля в двух точках;
- аппаратура метода переходных процессов (МПП), которая служит для коммутации постоянного тока батарей в прямоугольные импульсы длительностью 20 - 50 мс, подачи их в незаземленный контур и измерения в том же или другом контуре разностей потенциалов на временах от 1 до 50 мс после окончания импульса.

В высокочастотной электроразведке (10 кГц - 10 мГц) могут применяться:

- радиоприемники-компараторы для проведения радиокомпарационного профилирования, т.е. изучения полей существующих сверхдлинноволновых специальных или длинноволновых широкоэмиттерных радиостанций;
- генераторы и измерители высокочастотных полей для дипольного электромагнитного профилирования (ДЭМП);
- передатчики и приемники со специальными антеннами для радиоволновых просвечиваний между скважинами и горными выработками, радиолокации и т.д.

8.1.3. Электроразведочные станции.

При электромагнитных зондированиях больших глубин (до 10 км), когда необходимы мощные источники тока, а также при магнитотеллурических исследованиях применяются различные электроразведочные станции (ЭРС). Они смонтированы на одной или двух грузовых или легковых автомашинах. На одной автомашине, называемой генераторной группой, расположены один или два генератора постоянного тока напряжением до 1000 В при токе до 25 А, работающие от двигателя автомобиля. С помощью тиристорного коммутатора в питающую линию могут передаваться напряжения разных частот от 10^{-3} до 10^3 Гц. В генераторной группе установлены приборы для контроля, регулировки, измерения силы тока в питающих линиях. На второй автомашине, называемой измерительной или полевой лабораторией, расположена аппаратура, предназначенная для автоматической регистрации разностей потенциалов в аналоговой или цифровой форме (иногда она переносная). Обычно станции имеют 5 каналов, но иногда больше. В цифровых измерительных станциях имеются приборы для кодирования сигналов в цифровую форму, что обеспечивает возможность обработки информации с помощью персональных компьютеров. В комплект станции входят радиоприемники, радиопередатчики и другое оборудование.

Аналогичным образом устроена электроразведочная станция для морских электромагнитных зондирований.

8.1.4. Аэроэлектроразведочные станции.

Аэроэлектроразведочные станции - это сложные электронные установки, предназначенные для трех видов аэроэлектроразведки.

1. С наземной генераторной группой, питающей длинный кабель (до 30 км) током силой в несколько ампер, в интервале частот от 0,1 до 1 кГц, и расположенной на

самолете или вертолете измерительной лаборатории, которая регистрирует напряженность магнитного поля этого кабеля. Аппаратура предназначена для работ методом длинного кабеля (ДК-А).

2. Односамолетный вариант с генераторной и измерительной установками, смонтированными на одном самолете или вертолете. С помощью петлевой генераторной антенны создается переменное поле, которое измеряется специальным магнитометром, установленным либо на том же летательном аппарате, либо в выносной гондоле. Аппаратура предназначена для работ методами дипольного профилирования (ДИП-А) или переходных процессов (МПП-А).

3. Двухсамолетный вариант, когда на одном самолете располагается генераторная группа с петлевой антенной, а на другом - измерительная лаборатория тоже с петлевой антенной. Такая станция предназначена для работ методами ДИП-А и МПП-А.

8.2. Электромагнитные зондирования

8.2.1. Общая характеристика электромагнитных зондирований.

К электромагнитным зондированиям (ЭМЗ) относится наиболее информативная и трудоемкая группа методов электроразведки. В ЭМЗ используемые поля, аппаратура, методика, включающая способы проведения работ, выбор установок и систем наблюдений, направленных на то, чтобы получить информацию об изменении электромагнитных свойств (чаще это УЭС) с глубиной. С этой целью на каждой точке ЭМЗ, точнее, на изучаемом участке за счет геометрии установок или скин-эффекта добиваются постепенного увеличения глубинности разведки (см. 7.1). В дистанционных (геометрических) зондированиях, проводимых на постоянном или на переменном токе фиксированной частоты или постоянном времени становления поля, постепенно увеличивается расстояние между питающими и приемными линиями (разнос - r). Скин-эффект используется в методах с фиксированным разносом, а увеличение глубинности достигается возрастанием периода гармонических колебаний (T) или времени изучения становления поля (переходного процесса) в среде (t). Используются и оба способа изменения глубинности. Для зондирований применяются одноканальные и многоканальные приборы или электроразведочные станции (см. 8.1). Определяемые в результате зондирований амплитуды и фазы электрических (E) или магнитных (H) компонент поля или кажущиеся сопротивления (KC) для разных параметров глубинности (ПГ) характеризуют изменение геоэлектрического разреза с глубиной. За параметры

$$r, \sqrt{T}, \sqrt{2\pi t}$$

глубинности принимаются $r, \sqrt{T}, \sqrt{2\pi t}$. В результате ЭМЗ строятся кривые зондирований, т.е. графики зависимостей кажущихся сопротивлений от параметров глубинности.

Теория и практика электромагнитных зондирований хорошо разработаны для одномерных горизонтально слоистых моделей сред (см. 7.3). Поэтому зондирования чаще всего проводятся при изучении горизонтально и полого залегающих (углы падения меньше 10° - 15°) разрезов. В результате количественной интерпретации кривых ЭМЗ получают послонные или обобщенные геометрические и электрические свойства слоев или толщ. По совокупности профильных или площадных зондирований строятся геоэлектрические разрезы (по вертикали откладываются мощности слоев или пачек слоев, а в их центрах проставляются электрические свойства слоев) или карты тех или иных параметров этих разрезов.

Электромагнитные зондирования используются для решения широкого круга задач, связанных с расчленением по электромагнитным свойствам пологослоистых геологических разрезов. Они применяются для глубинных, структурных исследований, поисков и разведки полезных ископаемых, детальных инженерно-геологических, мерзлотно-гляциологических, гидрогеологических, почвенно-мелиоративных и экологических исследований.

8.2.2. Электрическое зондирование.

Электрическое зондирование - это такая модификация метода сопротивлений на постоянном или низкочастотном (до 20 Гц) токе, при котором в процессе работы расстояние между питающими электродами или между питающими и приемными линиями (разнос) постепенно увеличивается. В результате строятся графики зависимости кажущегося сопротивления (ρ_k) от разноса (r), или кривая зондирования, которая характеризует изменение удельных электрических сопротивлений (УЭС) с глубиной.

Различают две модификации зондирования: вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ), применяемые для разведки небольших глубин (до 500 м), и дипольные электрические зондирования (ДЭЗ), применяемые для разведки глубин 0,5 - 10 км.

1. *Методика вертикальных электрических зондирований.* Вертикальное электрическое зондирование выполняется симметричной четырехэлектродной или трехэлектродной градиент-установками (см. 7.1). Работы симметричной установкой проводятся в такой последовательности (см. рис. 3.5).

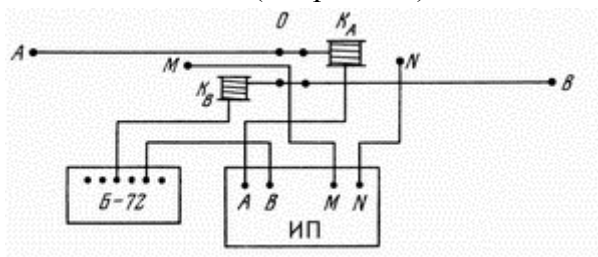


Рис. 3.5. Схема установки ВЭЗ: K_A, K_B - катушки с изолированными проводами, Б - батарея, ИП - измерительный прибор

В выбранной точке зондирования (центр зондирования, называемый точкой записи) устанавливаются батарея с измерительным прибором, две катушки с проводом для разноса питающих электродов. На небольшом расстоянии (обычно 1 м) заземляются приемные электроды М и N, а на расстоянии 3 м - питающие А и В. Производится

измерение ΔU и J и рассчитывается $\rho_k = K \Delta U / J$, где коэффициент установки $K = \pi AM \cdot AN / MN$

(см. 7.3). Далее питающие электроды постепенно разносятся в

разные стороны, а $r = AB/2$ могут выбираться, например, такими: 1,5; 2,2; 3; 5; 10; 15; 22; 30; 50; 100; ... м. При больших АВ приходится переходить на увеличенную длину MN,

чтобы ΔU превышали уровень помех. На каждом разносе определяется ρ_k . Для удобства работ провода предварительно промеряются и на них краской или изолентой ставятся метки, например, одна, две, три, вновь одна, две, три и т.д. При работах с аналоговыми приборами в ходе зондирования на бланке с логарифмическим масштабом по осям

координат (бланк ВЭЗ) с модулем 6,25 см при точности измерений $\rho_k \pm 5\%$ или 10 см при

точности $\pm 3\%$ строится кривая ВЭЗ: по вертикали откладывается ρ_k , а по горизонтали -

величина полуразноса ($r = AB/2$). При работах с цифровой аппаратурой данные вносятся в компьютер, и кривая ВЭЗ строится автоматически на экране дисплея.

После окончания зондирования и построения кривой ВЭЗ аппаратуру и оборудование переносят на новую точку. Обычно точки зондирования располагаются вдоль профилей. Расстояния между соседними точками ВЭЗ (шаг съемки) меняются от первых десятков до нескольких сот метров. Они должны быть сравнимыми с проектируемыми глубинами разведки. Максимальный разнос $AB/2$ выбирается в 3 - 10 раз большим этих глубин.

Разносы должны быть направлены, по возможности, вдоль дорог, просек, а при так называемых круговых ВЭЗ - по двум или четырем азимутам. Изучаемая площадь

покрывается сетью профилей на расстояниях, сравнимых или в 2 - 5 раз больших шага съемки. Для уменьшения искажающего влияния рельефа разности направляют вдоль его простирания. Изучение почв и грунтов проводится ВЭЗ с малыми разносами (от долей до первого десятка метров). Их называют микрозондированиями (МКВЭЗ).

При выполнении трехэлектродных ВЭЗ один питающий электрод (А) постепенно удаляется от центра (О) зондирования, а второй (В) относится в "бесконечность", т.е. в 3 - 5 раз дальше максимального АО по перпендикуляру к линии разноса и остается постоянно заземленным (установка AMN, В в ∞).

2. *Методика дипольных электрических зондирований.* Если надо изучить большие глубины (свыше 1 км), то при выполнении ВЭЗ разности АВ приходится увеличивать до 10 км, что делать сложно и неудобно. В этом случае используются дипольные установки (азимутальные, радиальные и др.) (см. 7.3.4). При дипольных электрических зондированиях (ДЗ) измеряется кажущееся сопротивление при разных расстояниях или разносах r между центрами питающего и приемного диполей (рис. 3.6).

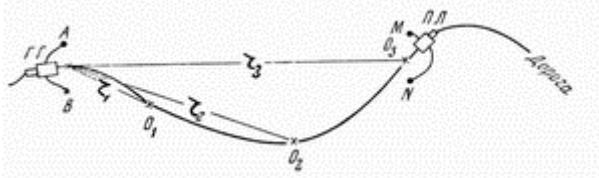


Рис. 3.6. Схема проведения дипольного азимутального зондирования: ГГ - генераторная группа, ПЛ - полевая лаборатория

Разнос осуществляется либо в одну сторону от неподвижного питающего диполя (одностороннее ДЗ), либо вначале в одну, а затем в противоположную сторону (двухстороннее ДЗ).

Дипольное зондирование выполняется с помощью электроразведочных станций. Сначала проводится топографическая подготовка работ. ДЗ могут выполняться по криволинейным маршрутам, приуроченным к дорогам, рекам и участкам, к которым может быть доставлена полевая лаборатория. Величина разноса должна увеличиваться примерно в геометрической прогрессии, например, $r = 0,5; 1; 1,5; 2,5; 4; 6; 10; 15; 20; 30$ км.

Измерив силу тока в АВ (J_1) и разность потенциалов на первой $M_1 N_1$ (ΔU_1) точке O_1 , можно получить $\rho_k = K_1 \Delta U_1 / J_1$, где K_1 - коэффициент дипольной установки (см. 7.3.2).

После этого полевая лаборатория переезжает на новую точку O_2 (см. рис. 3.6). По радио устанавливается связь между станциями, снова проводятся замеры $\Delta U, J$

и рассчитывается ρ_k и т.д. В результате на бланках с двойным логарифмическим масштабом строится кривая ДЗ: по горизонтали откладывается r (в азимутальном (ДАЗ) и экваториальном (ДЭЗ) зондировании) или $r/2$ (в радиальном (ДРЗ) или осевом (ДОЗ) зондировании), а по вертикали - ρ_k . Из теории известно, что кривые ДАЗ и ДЭЗ точно совпадают с кривыми ВЭЗ, а ДРЗ и ДОЗ несколько отличаются.

3. *Методика морских электрических зондирований.* При морских электрических зондированиях используются дипольные осевые установки, т.е. радиальные установки, у которых питающая (АВ) и приемная (MN) линии располагаются вдоль одной прямой, а сами зондирования проводятся непрерывно (НДОЗ). В процессе выполнения НДОЗ приемная линия и регистрирующая аппаратура, установленные на приемном судне, остаются неподвижными. Питающая линия непрерывно перемещается на генераторном судне сначала в одну, а затем в другую сторону от приемной линии. После обработки автоматических записей токов и разностей потенциалов рассчитываются кажущиеся сопротивления для разных расстояний между центрами питающей и приемной линий и строятся кривые НДОЗ.

Морские зондирования служат для изучения строения донных осадков и структур, благоприятных для нефтегазонакопления.

При выполнении любых электрических зондирований до 5 % точек являются контрольными. По ним рассчитываются средние относительные погрешности в расчетах КС, которые не должны превышать **15%**.

Электрические зондирования широко используются для расчленения геологических разрезов, особенно осадочных, поисков пластовых полезных ископаемых, изучения с разными целями геологической среды.

8.2.3. Зондирование методом вызванной поляризации.

Вертикальное электрическое зондирование методом вызванной поляризации (ВЭЗ-ВП) по методике работ мало чем отличается от рассмотренных выше ВЭЗ и предназначено для расчленения разрезов по глубине не только по изменению УЭС, но и поляризуемости (η) слоев (см. 7.2). С помощью одноканальной или многоканальной аппаратуры измеряются ΔU и J , что делается и в методе ВЭЗ, а также и $U_{\text{вп}}$ на MN через 0,5 с после отключения

тока в АВ. В результате наряду с $\rho_k = K \Delta U / J$ рассчитывается кажущаяся поляризуемость $\eta_k = \Delta U_{\text{вп}} \cdot 100\% / \Delta U$.

Далее на бланках с логарифмическим масштабом по осям координат (бланках ВЭЗ) наряду с кривыми ВЭЗ строятся кривые ВЭЗ-ВП: по горизонтали откладываются АВ / 2, по вертикали - η_k .

Пример кривых ВЭЗ и ВЭЗ-ВП, поставленных для выделения водоносного пласта (II), приведен на рис. 3.7.

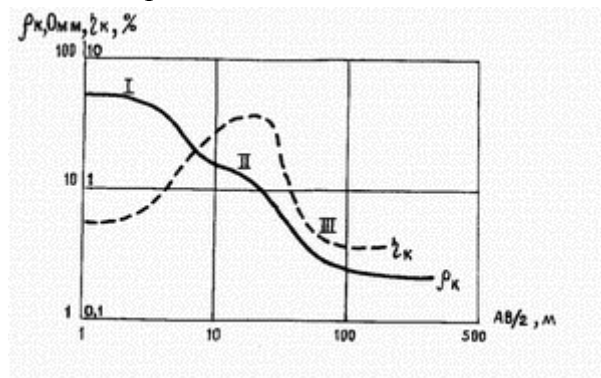


Рис. 3.7. Кривые ВЭЗ и ВЭЗ-ВП с ветвями, обусловленными сухими (I) и водонасыщенными (II) супесями, подстилаемыми глинами (III)

Существуют варианты ВЭЗ-ВП на переменном токе, когда измеряются КС на пониженной (≤ 5 Гц) и повышенной (≥ 20 Гц) частотах. По их разности можно судить о поляризуемости среды.

Обладая глубиной до 500 м, метод ВЭЗ-ВП используется для детальной разведки рудных месторождений, поисков подземных вод, расчленения осадочных пород.

8.2.4. Магнитотеллурические методы.

К магнитотеллурическим методам относится ряд методов электроразведки, основанных на изучении естественных (магнито-теллурических) полей космического происхождения (см.7.1). Основным из них является магнитотеллурическое зондирование (МТЗ). По решаемым задачам к нему близки магнитовариационное зондирование (МВЗ) и профилирование (МВП), метод теллурических токов (МТТ), магнитотеллурическое профилирование (МТП) и др.

1. *Магнитотеллурическое зондирование.* Магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) и его глубинный вариант (ГМТЗ) основаны на изучении магнитотеллурических полей с меняющимися на два и более порядка периодами колебаний. Как отмечалось в 7.3, вследствие скин-эффекта глубина проникновения электромагнитного поля в землю тем больше, чем меньше частота (f) или больше период колебаний ($T = 1/f$). Поэтому методика МТЗ сводится к длительным (иногда сутки) регистрациям с помощью измерительной лаборатории ЭРС взаимно перпендикулярных компонент поля (E_x, E_y, H_x, H_y) различных периодов. При обработке получаемых магнитотеллурических кривых выделяются сигналы с периодами, отличающимися менее, чем в два раза, чаще всего в интервале от 1 до 100 с. Далее рассчитываются амплитуды сигналов, а по ним - кажущиеся сопротивления (см. 7.3):

$$\rho_{Txy} = 0.2T|E_x/Y_y|^2, \rho_{Tyx} = 0.2T|E_y/H_x|^2. \quad (3.11)$$

В результате на бланке с логарифмическим масштабом по осям координат (модуль $10\sqrt{T}$ см) строятся амплитудные кривые МТЗ. По горизонтальной оси откладывается величина, пропорциональная глубинности исследований, а по вертикальной оси - кажущиеся сопротивления ρ_{Txy}, ρ_{Tyx} и среднее из них $\rho_T = \sqrt{\rho_{Txy} \cdot \rho_{Tyx}}$ (рис. 3.8).

Над горизонтально слоистой средой $\rho_{Txy} = \rho_{Tyx}$, а над неоднородной по УЭС в горизонтальном направлении они могут резко отличаться. Поэтому для интерпретации используется средняя кривая ρ_T , дающая усредненную характеристику изменения УЭС с глубиной. Кроме амплитудных кривых можно строить фазовые кривые, т.е. изменение

разностей фаз между составляющими E_x, H_y, E_y, H_x и \sqrt{T} , от

При наземных и морских работах точки МТЗ располагаются либо по системам профилей, либо равномерно по площади. Расстояния между ними меняются от 1 до 10 км.

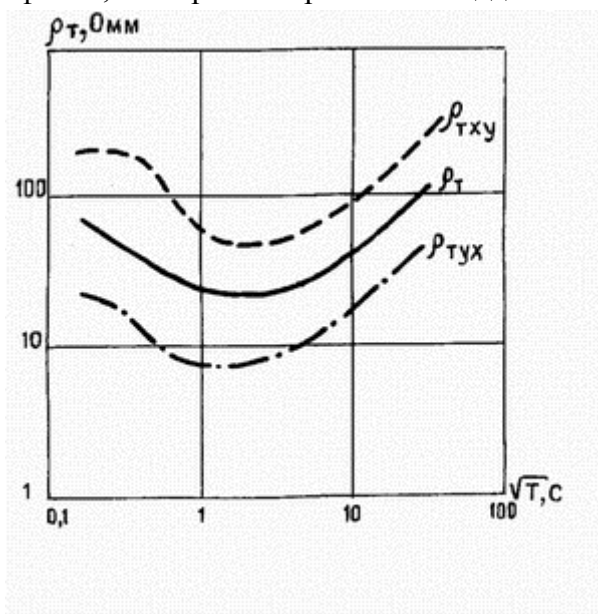


Рис. 3.8. Кривые МТЗ над неоднородной средой

Менее информативны по сравнению с МТЗ магнитовариационные зондирования (МВЗ), в которых измеряются разнопериодные вариации лишь магнитных составляющих геомагнитного поля Земли в широком диапазоне периодов.

2. *Методы теллурических токов, магнитотеллурического и магнито-вариационного профилирования.* В методе теллурических токов (МТТ) одновременно регистрируются синхронные вариации электрических составляющих поля (E_x и E_y) на одном базисном

(опорном) и на всех рядовых пунктах изучаемой площади. Для синхронизации работ двух или нескольких станций, расположенных на расстояниях до 50 - 100 км от базисного пункта, используются радиостанции.

В результате обработки записей поля теллурических токов рассчитываются разные теллурупараметры. Чаще всего определяется теллурупараметр $\mu = \delta(E_x) / \delta(E_B)$, где $\delta(E_x)$ и $\delta(E_B)$ - синхронные вариации поля на любой рядовой и базисной точках. Он характеризует относительные значения плотностей естественных токов и кажущихся сопротивлений в этих точках. В отличие от МТТ в магнитовариационном профилировании (МВП) на полевых и базисных пунктах регистрируются вариации магнитного поля.

При магнитотеллурическом профилировании (МТП) на полевых пунктах одновременно регистрируются и электрические (E_x, E_y), и магнитные (H_x, H_y, H_z) составляющие поля. Если при обработке магнитотеллурических программ выделять на всех пунктах вариации примерно одного небольшого интервала периодов колебаний, то получаемые или расчетные параметры поля будут характеризовать разрез примерно на одной глубине.

Система наблюдений при работах МТТ, МТП, МВЗ сводится к площадным съемкам с расстояниями между точками порядка 1 км.

Глубинность и задачи, решаемые магнитотеллурическими методами, различны. При периодах естественных полей, меньших 1 с, расчленяются осадочные породы, меньших 100 с - определяются глубина залегания фундамента и УЭС земной коры, а при $T \approx 1000$ с - изучается глубинная электропроводность земной коры и мантии.

8.2.5. Зондирование методом становления поля.

Зондирование методом становления поля (ЗСП или ЗС) основано на изучении становления (установления) электрической (ЗСЕ) и магнитной (ЗСМ) составляющих электромагнитного поля в массиве горных пород при подаче прямоугольных импульсов постоянного тока в заземленную линию или незаземленную петлю. Длительность и характер становления поля связаны с распределением удельного сопротивления пород на разных глубинах. Изменение глубинности разведки в методе ЗС объясняется скин-эффектом (см. 7.1). При включении импульса тока в питающую линию или петлю электромагнитное поле распространяется сначала в приповерхностных частях разреза, а в дальнейшем проникает все глубже и глубже. В среде происходят сложные переходные процессы и импульс приходит к приемной установке в искаженном виде. Малым временам становления поля (t) соответствует малая глубина разведки, большим временам - большая.

Зондирование становлением поля выполняется с помощью электроразведочных станций. Используются различные дипольные установки при постоянном расстоянии (r) между питающими и измерительными диполями (см. 8.2.2). Регистрируются разности потенциалов, пропорциональные электрической составляющей, измеряемой на МН ($\Delta U_E(t)$), и магнитной, измеряемой в петле ($\Delta U_H(t)$), а также сила тока (I) в питающем диполе.

Различают два варианта зондирования становлением поля: зондирование в дальней зоне от питающего диполя (ЗСД) и зондирование в ближней зоне (ЗСБ), называемое также точечным (ЗСТ). В ЗСД r выбирается постоянным, в 3 - 6 раз большим планируемых глубин разведки. В ЗСБ разнос (r) также постоянен, но меньше проектируемых глубин разведки. В результате обработки записей ЗС по измеренным параметрам и рассчитанным коэффициентам получают кажущиеся сопротивления (см. 7.1.5), и строятся кривые ЗС ($\rho_s(\sqrt{2\pi t})$).

Зондирования становлением поля выполняются по отдельным профилям или равномерно по площади. Расстояния между точками меняются от 0,5 до 2 км.

Глубинность ЗС не превышает 5 - 10 км. ЗС используются при геоструктурных исследованиях, поисках нефти и газа.

8.2.6. Частотное электромагнитное зондирование.

Метод частотного электромагнитного зондирования (ЧЗ) основан на изучении электрической или магнитной составляющих электромагнитного поля, созданного в Земле электрическим диполем АВ или петлей, питаемыми переменным током с постепенно меняющейся частотой. Метод ЧЗ напоминает, с одной стороны, методы ДЗ и ЗС, а с другой, - МТЗ и предназначен для решения тех же задач: изучения горизонтально или полого слоистых сред.

Работы выполняются с помощью электроразведочных станций дипольными установками. Расстояние r между центрами питающих и приемных диполей может оставаться постоянным, в 5 - 10 раз большим проектируемых глубин исследования, т.е. работы ведутся в дальней зоне источника. Принцип ЧЗ (как и МТЗ) основан на скин-эффекте (см. 7.1.4). Методика ЧЗ сводится к измерению силы тока (I) в питающем и

разностей потенциала ($E_z(\omega)$ и $H_z(\omega)$) на приемном диполе и петле. Здесь $\omega = 2\pi/T$ - круговая частота. Далее рассчитываются кажущиеся сопротивления по двум составляющим поля и на логарифмических бланках строятся кривые ЧЗ. По вертикали откладывается кажущееся сопротивление ($R_{\text{с}}$), а по горизонтали - параметр,

пропорциональный глубинности - \sqrt{T} . Кроме амплитудных значений напряженности можно изучать разности фаз E_z, H_z и опорной фазы тока (φ_E и φ_H). Измерение двух компонент поля и двух сдвигов фаз делает интерпретацию кривых ЧЗ более точной, чем при ДЗ.

Частотные зондирования выполняются по отдельным профилям или равномерно по площади. Расстояния между точками сравнимы с проектируемыми глубинами разведки. В зависимости от спектра используемых частот глубинность ЧЗ меняется от нескольких десятков метров до первых километров. Они используются для расчленения осадочных пород, геоструктурных исследований, поисков нефти и газа.

8.2.7. Высокочастотные зондирования.

Особенностью высокочастотных методов зондирований является применение радиоволн частотой свыше 10 кГц. Для таких частот характерно большое затухание (поглощение) радиоволн и высокий скин-эффект. Поэтому эти методы можно применять лишь в условиях высокоомных перекрывающих пород (ρ свыше 1000 Ом), когда глубины разведки превышают несколько десятков метров.

Сущность основных высокочастотных методов зондирований сводится к следующему.

1. Метод вертикального индукционного зондирования (ВИЗ) основан на геометрическом принципе изменения глубинности с использованием одной из частот диапазона 10 - 100 кГц. Разнос между передатчиком и приемником меняется от единиц до нескольких десятков метров. Кривые ВИЗ, которые строятся так же, как кривые ВЭЗ и похожи на них, позволяют изучать горизонтально слоистые разрезы на глубине до 20 - 50 м. Метод применяется при геологическом, инженерно-геологическом и мерзлотном картировании.

2. В методе радиоволнового зондирования (РВЗ) радиополе частотой от 0,5 до 20 МГц создается передатчиком и линейной антенной, располагаемой на поверхности Земли. С помощью приемника с рамочной антенной измеряется напряженность магнитного поля. Прямая волна, распространяясь в верхнем слое, доходит до кровли второго слоя,

отличающегося по электромагнитным свойствам, и отражается от него. В результате наблюдается интерференция (сложение) волн. Меняя частоту поля, можно получить в приемнике минимумы сигнала, когда прямая и отраженная волны приходят в противофазе, и максимумы, когда волны приходят в фазе. Если в результате наблюдений построить интерференционную кривую (график зависимости напряженности поля от частоты), то, анализируя минимумы и максимумы на ней, с помощью специальных формул можно определить глубины залегания отражающих контактов, если они залегают не глубже 10 - 50 м. Метод применялся при поисках подземных вод в пустынях.

В других вариантах РВЗ измерения проводятся на разных расстояниях и частотах, что обеспечивает расчленение разреза на разных глубинах.

Метод можно применять для решения инженерно-геологических и экологических задач.

3. Радиолокационный метод (РЛМ), называемый также радиолокационным зондированием (РЛЗ), импульсным методом радиолокации (ИМР), подповерхностным зондированием (ППЗ) или георадаром, основан на излучении коротких импульсов (<10 мкс), заполненных высокой частотой (радиоимпульс) или без нее (видеоимпульс). В результате РЛМ определяется время прихода сигналов, отраженных от слоев с разными ρ и ϵ .

Работы в РЛМ могут проводиться с помощью как передвижных вручную, так и устанавливаемых на машине или самолете радиолокационных установок. Из-за сильного затухания импульсов в перекрывающем слое метод может применяться в условиях очень высоких сопротивлений верхних слоев (мерзлота или лед), где глубинность может составлять десятки метров или первые километры.

Практическое применение метод нашел при мерзлотно-гляциологических (с глубинностью в десятки метров), а также при инженерно-геологических и экологических исследованиях с глубинностью до 10 м.

8.3. Электромагнитные профилирования

8.3.1. Общая характеристика электромагнитных профилирований.

К электромагнитным профилированиям (ЭМП) относится большая группа ускоренных методов электроразведки, в которых методика и техника наблюдений направлены на то, чтобы в каждой точке профиля получить информацию об электромагнитных свойствах среды примерно на одинаковой глубине. Для этого выбираются постоянные или мало меняющиеся разносы между питающими или приемными линиями (r), а также изучаемые частоты (f) или времена (t) переходного процесса. Выбор глубинности, точнее интервала глубин изучения геологического разреза, а значит r, f, t , зависит от решаемых задач и геоэлектрических условий. Он обычно производится опытным путем по данным ЭМЗ или ЭМП с разными глубинностями и должен обеспечить получение максимальных аномалий наблюдаемых или расчетных (например, кажущихся сопротивлений) параметров вдоль профилей или на площадях исследований. Если зондирования предназначены для изучения горизонтально или полого залегающих слоев в вертикальном направлении, то профилирования служат для выявления неоднородностей в горизонтальном направлении. В результате ЭМП строятся: графики (по горизонтали откладываются пикеты (или точки наблюдения), по вертикали - наблюдаемые или расчетные параметры); карты графиков (на карте выносятся профили, перпендикулярно которым выстраиваются графики); карты (на карте проставляются точки наблюдений, около них записываются значения параметров и проводятся изолинии).

Теория электромагнитных профилирований построена на математическом и физическом моделировании горизонтально-неоднородных физико-геологических моделей

(двухмерных и трехмерных). В результате интерпретации материалов ЭМП выявляются аномальные по электромагнитным свойствам участки.

Электромагнитные профилирования применяются для решения разнообразных геологических задач, связанных с картированием крутозалегающих (углы падения больше 10° - 20°) осадочных, изверженных, метаморфических толщ, поисками и разведкой полезных ископаемых на глубинах до 500 м. Они используются при рекогносцировочных инженерно-геологических, мерзлотно-гляциологических, гидрогеологических, почвенно-мелиоративных и экологических исследованиях. Множество вариантов ЭМП определяется разнообразием используемых полей, методов (см. 7.1) и различием электромагнитных свойств горных пород и руд (см. 7.2).

8.3.2. Метод естественного электрического поля.

Метод естественного электрического поля (ЕП, МЕР) или метод собственных потенциалов (СП, ПС) основан на изучении локальных электрических постоянных полей, возникающих в горных породах в силу различных физико-химических процессов (см. 7.1.2). Небольшие собственные потенциалы диффузионно-адсорбционной и фильтрационной природы существуют практически повсеместно. Интенсивные же поля окислительно-восстановительной природы наблюдаются, как правило, только над сульфидными и графитными залежами. Естественные электрические поля могут возникнуть также при коррозии трубопроводов и других подземных металлических конструкций, при ухудшении их гидроизоляции и на участках с низкими УЭС пород. Для измерения ЕП применяются милливольтметры постоянного тока и неполяризующиеся электроды (см. 8.1.2).

Съемка естественных электрических потенциалов выполняется либо по отдельным линиям (профильная съемка), либо по системам обычно параллельных профилей, равномерно покрывающих изучаемый участок (площадная съемка). Направления профилей выбираются вкрест предполагаемого простирания прослеживаемых объектов, а расстояния между ними могут меняться от 10 до 100 м и должны быть в несколько раз меньше ожидаемой длины рудных тел или иных разведываемых геологических объектов.

На каждом профиле равномерно размечаются пункты измерения потенциалов. Расстояния между точками наблюдений (шаг съемки) меняются от 5 до 50 м в зависимости от масштаба съемки, характера и интенсивности электрического поля. Расстояние между профилями при площадной съемке может быть равно или в 2 - 3 раза превышать шаг наблюдений.

Съемка естественных потенциалов может выполняться двумя способами: способом потенциала (U), при котором производятся измерения разности потенциалов между одной неподвижной точкой и всеми пунктами наблюдений изучаемого профиля или площади, и способом градиента-потенциала (ΔU), при котором измеряется разность потенциалов между двумя электродами, расположенными на постоянном расстоянии друг от друга и перемещаемыми одновременно по профилям. Съемка бывает полевой, акваториальной, подземной и скважинной. Для работ используются неполяризующиеся электроды разных конструкций, например, медный электрод, помещенный в пористый сосуд с раствором медного купороса.

По результатам съемки ЕП строятся графики, карты графиков и карты U или ΔU .

Метод естественного поля применяется для поисков и разведки сульфидных, графитных и угольных месторождений, при литологическом и гидрогеологическом картировании, выявлении участков коррозии трубопроводов и решении других задач. Глубинность метода ЕП не превышает 500 м, а при решении ряда задач составляет десятки метров.

8.3.3. Электропрофилирование методом сопротивлений.

Электрическое профилирование или электропрофилерование (ЭП) - это такая модификация метода сопротивлений, при которой вдоль заданных профилей измеряется кажущееся сопротивление с помощью установок постоянного размера, а значит и постоянной глубинности. Она может меняться в разных геоэлектрических условиях от 1/3 до 1/10 величины АВ.

При электропрофилероании используются переносная электроразведочная аппаратура (см. 8.1.2) и различные установки (см. рис. 3.2). Простейшей установкой для ЭП является симметричная (АМNB), когда все электроды АМNB с соединяющими их проводами последовательно перемещаются вдоль линии наблюдений с постоянным шагом съемки. Как и в ВЭЗ, измеряются ΔU и J , по которым рассчитывается КС. Взаимные расстояния между электродами во всех пунктах измерения остаются постоянными. Применяются и другие установки электропрофилерования:

- трехэлектродные с двумя встречными установками АМN, С в оси МNB, С в ∞ , где С - общий питающий электрод, удаленный в бесконечность, т.е. на расстояния в 5 - 10 раз больше АВ (такое ЭП называется комбинированным);
- срединного градиента, когда приемная линия перемещается в средней трети АВ;
- дипольные и др. (см. 7.3.2).

Иногда ЭП выполняется на двух-трех разносах АВ, отличающихся примерно в 3 раза по длине.

При электропрофилероании любой установкой профили прокладываются вкрест предполагаемого простираия структур или искоемых объектов. Шаг установки берется обычно равным MN и несколько меньшим ожидаемой ширины разведываемых геологических объектов.

В результате электропрофилерования строятся графики, карты графиков, а также карты КС для каждого разноса питающих электродов. Глубинность ЭП не превышают 500 м. Метод ЭП широко применяется при геологическом, инженерно-геологическом, мерзлотно-гляциологическом, экологическом картировании, поисках твердых полезных ископаемых.

8.3.4. Электропрофилирование методом вызванной поляризации.

При электропрофилероании методом вызванной поляризации (ВП или ЭП-ВП) вдоль профилей наблюдений установками с постоянными разносами наряду с ρ_{κ} рассчитывается $\eta_{\kappa} = \Delta U_{\text{ин}} \cdot 100\% / \Delta U$, где $\Delta U_{\text{ин}}$ и ΔU - разности потенциалов на приемных электродах через 0,5 с после отключения и во время пропускания тока в питающую линию (см. 7.1.5. и 8.2.3). Работы методом ВП проводятся теми же установками, что и в ЭП.

В результате ВП строятся графики, карты графиков и карты η_{κ} , на которых выявляются объекты с аномальной поляризуемостью на глубинах до 500 м. Метод ВП применяется для поисков и разведки вкрапленных сульфидных руд, графита, графитизированных сланцев, антрацита.

8.3.5. Метод переменного естественного электромагнитного поля.

К электропрофилероанию, основанному на использовании естественных переменных электромагнитных полей атмосферного происхождения (см. 7.1.1), относятся методы переменного естественного электрического (ПЕЭП) и магнитного (ПЕМП) поля.

В методе ПЕЭП с помощью милливольтметров, например, АНЧ, ИКС (см. 8.1.2), и двух заземленных на расстоянии 10 - 50 м друг от друга приемных электродов (MN) за период $E_{\text{эф}} = \Delta U_{\text{MN}} / MN$ 20 - 30 с измеряется средняя напряженность электрического поля . Она

пропорциональна кажущемуся сопротивлению среды на глубине, соответствующей применяемой частоте. Так, для наиболее используемого диапазона частот 10 - 20 Гц глубинность подобного профилирования составляет несколько сот метров. Если провести съемки ПЕЭП по профилям с шагом 10 - 20 м или равномерно по площади (направления MN должны во всех точках быть одинаковыми), то по графикам и картам $E_{ср}$ можно выявить горизонтальные неоднородности по УЭС. Сходным образом с помощью рамочных антенн можно измерять различные составляющие магнитного поля (ПЭМП).

В результате ПЕЭП или ПЭМП строятся графики и карты графиков $E_{ср}$. Метод используется при геологическом картировании.

К методу профилирования естественными переменными полями можно отнести и магнитотеллурическое профилирование (МТП), и метод теллурических токов (МТТ), но они по решаемым задачам ближе к зондированиям и рассмотрены выше (8.2.4).

8.3.6. Низкочастотное гармоническое профилирование.

К низкочастотным гармоническим методам (НЧМ) относится большая группа методов электромагнитного (индукционного) профилирования, в которых поле на одной из частот интервала 10 Гц - 10 кГц создается с помощью либо заземленного на концах длинного (до 30 км) кабеля (ДК), либо большой (диаметром до 3 км) незаземленной петли (НП), либо рамочной антенной (диаметром до 1 м) (такой метод называется дипольным индукционным профилированием (ДИП)).

В геологической среде первичное поле, с одной стороны, искажается неоднородностями, а с другой в проводящих породах, рудах создается вторичное индукционное вихревое поле. Суммарное электромагнитное поле, несущее в себе информацию о геоэлектрических неоднородностях, может изучаться различными приемами. Так, можно измерять амплитудные значения электрических и магнитных компонент с помощью разного рода микровольтметров (МКВЭ), определять элементы эллипса поляризации поля (ЭПП), изучать отношения амплитуд и разности фаз посредством афиметров (АФИ) и т.п. (см. 8.1.2).

Сокращенные названия методов индукционного профилирования складываются из сокращенных названий способов возбуждения и измерения поля. Например, существуют методы: ДК-АФИ, ДК-ЭПП, НП-АФИ, НП-ЭПП, ДИП-АФИ, ДИП-ЭПП и др.

Съемка в НЧМ проводится по системам профилей, отстоящих друг от друга на расстояниях 50 - 500 м и направленных перпендикулярно простиранию геологических структур и кабелю или стороне петли (внутри и вне петли). Точки наблюдения на профилях, длина которых обычно меньше длины кабеля и стороны петли, начинаются не ближе 50 м от токонесущих проводов и располагаются через 20 - 200 м друг от друга.

В результате НЧМ строятся графики, карты графиков и карты наблюдаемых параметров поля. Глубинность НЧМ тем больше, чем ниже частота используемого поля, выше сопротивление вмещающих пород, больше размеры ДК или НП и расстояния между питающими и приемными рамками в ДИП. В среднем она не превышает первых десятков метров в ДИП и первых сот метров в ДК и НП.

НЧМ методы применяются для геологического картирования и поисков рудных полезных ископаемых.

8.3.7. Методы переходных процессов.

Методы переходных процессов (МПП) по физической природе являются индукционными. От НЧМ они отличаются применением не гармонических, а импульсных полей. В качестве генераторных линий используются незаземленные петли (НП-МПП) или рамочные антенны (ДИП-МПП), в которые пускаются кратковременные (длительностью до 50 мс) импульсы постоянного тока. В той же петле или другой петле

(или рамке) измеряются переходные процессы, т.е. величины электродвижущей силы $E(t)$ на временах t в пределах от 1 до 50 мс после конца каждого импульса.

Методика НП-МПП и ДИП-МПП такая же, как в НП и ДИП в рассмотренных выше методах НЧМ. В результате работ МПП строятся графики и карты $E(t)/I$, где I - амплитуда тока в петле на постоянном t . Это обеспечивает постоянство глубинности во всех точках.

Аномалиями МПП выявляются хорошо проводящие породы и руды, расположенные на глубинах до 500 м. Метод МПП применяется для поисков и разведки массивных рудных полезных ископаемых.

8.3.8. Аэроэлектроразведка.

Разновидностью индукционных методов электроразведки является воздушная электроразведка. Все варианты аэроэлектроразведки основаны на измерении магнитных компонент поля (см. 8.1.4).

1. Одним из самых глубинных (несколько сот метров) методов электроразведки является метод длинного кабеля (ДК-А), в котором первичное поле создается переменным током частотой до 1000 Гц, протекающим по заземленному на концах длинному кабелю. Он укладывается вдоль предполагаемого простирания пород. Измерительная станция помещается на самолете или вертолете, которые летают на небольшой высоте (50 - 500 м) по профилям длиной до 25 км, перпендикулярным кабелю и расположенным на расстоянии 150 - 500 м друг от друга. Измерение горизонтальных (перпендикулярных кабелю) амплитудных и фазовых компонент магнитного поля производится автоматически. Обработка материалов проводится с помощью ЭВМ и сводится к построению карт графиков наблюдаемых компонент или рассчитанных по ним кажущихся (эффективных) сопротивлений.

2. В аэроварианте дипольного индукционного профилирования (ДИП-А) генераторная рамочная антенна располагается на самолете или вертолете, а измерительные рамки находятся либо на втором самолете или вертолете, летящем на расстоянии 100 - 500 м, либо в выносной гондole на тросс-кабеле длиной до 150 м. Высота полетов 50 - 250 м, расстояния между профилями 100 - 500 м, рабочие частоты от 0,2 до 3 кГц.

В результате автоматической записи и обработки получаются графики и карты графиков наблюдаемых параметров. Глубинность метода - около 100 м.

3. В аэроварианте метода переходных процессов (АМПП) генераторная рамка располагается на вертолете, а в выносной гондole на тросс-кабеле длиной до 50 м располагаются приемная рамка для измерения $E(t)$. Высота полетов - 50 - 100 м, расстояния между профилями - около 100 м.

В результате строятся графики и карты графиков $E(t)$. Глубинность разведки - около 100 м.

В целом аэроэлектроразведка обладает меньшей глубинностью, чем аналогичные полевые методы, хотя работы выполняются значительно быстрее. Она применяется для решения тех же задач.

8.3.9. Радиоволновое профилирование.

К радиоволновому профилированию (РВП) относят радиокомпарационную съемку на сверхдлинных волнах (СДВР) и радиоэлектромагнитное профилирование (РЭМП).

При радиокомпарационной съемке на каждой точке измеряются вертикальная H_z и максимальная горизонтальная H_r составляющие радиополя и угол наклона полного

вектора к горизонту (α). Профили задаются вкрест предполагаемого простираения слоев. Расстояние между точками измерений меняется от 5 до 50 м. Съемку можно вести и с движущегося транспорта (машина, самолет). В результате строятся графики H_s и H_p , на которых аномалиями выделяются контакты пород разной литологии, зоны тектонических нарушений, положения рудных зон, т.е. объекты с разными ρ, ϵ, μ . Вследствие использования высоких частот глубинность разведки этим методом не превышает 10 - 20 м.

К высокочастотным относят и метод радиоэлектромагнитного профилирования (РЭМП) с измерением и электрических, и магнитных составляющих полей, создаваемых переносными передатчиками.

8.3.10. Сверхвысокочастотные методы профилирования.

Сверхвысокочастотные методы электроразведки включают радиотепловую (РТС), инфракрасную (ИКС) и радарную (радиолокационную) (РЛС) съемки (длины изучаемых радиоволн меняются от 1 мкм до 1 м). В них изучается либо естественное излучение земной поверхности (пассивная радиолокация (РТС, ИКС), либо отраженные искусственные поля (активная радиолокация, радиолокационная (РЛС) или георадарная съемка). Работы ведутся, в основном, с летательных аппаратов (спутники, самолеты, вертолеты) с помощью специальной автоматической (телеметрической и регистрирующей) аппаратуры. Полученные данные могут преобразовываться в видеоизображения, сходные с обычными фотоснимками.

В методах РТС интенсивность измеренных полей сложным образом зависит от тепловых и электромагнитных свойств геологической среды, а также длины изучаемых радиоволн и состояния атмосферы. Наибольшее применение РТС находит для всепогодного картирования земных ландшафтов. Их результаты можно использовать для решения геотектонических, геологических, гидрогеологических и экологических задач.

8.4. Подземно-скважинные методы электроразведки

8.4.1. Общая характеристика подземно-скважинных или объемных методов электроразведки.

Подземно-скважинные методы электроразведки предназначены для изучения пространств между горными выработками, скважинами и земной поверхностью, т.е. для решения геологоразведочных задач в трехмерном объемном пространстве. В них применяются большинство электромагнитных зондирований и профилирований (см. 8.2.2, 8.2.3 - 8.3.2, 8.3.3). Однако особенности измерений в горных выработках и скважинах требуют применения специальной аппаратуры, методики, теории и приемов интерпретации. Кроме того, благодаря возбуждению поля вблизи обнаруженных полезных ископаемых увеличиваются аномалии, которые ими обусловлены. Это позволяет выполнять просвечивание массивов горных пород. Подобные объемные исследования повышают глубинность и эффективность электроразведки на этапах детализационных исследований шахт и рудников для добычи твердых полезных ископаемых. Наибольшее применение они находят при разведке рудных месторождений - как при подготовке, так и в ходе их промышленной эксплуатации.

8.4.2. Поляризационные объемные методы.

1. Изучение пород и руд, расположенных в окрестностях скважин и горных выработок, удобно проводить с помощью методов естественной (ЕП) и вызванной (ВП) поляризации (см. 7.1.2). Система наблюдений определяется существующей сетью горных выработок, скважин, возможностью работать на земной поверхности. При работах ЕП один приемный электрод остается неподвижным, а с помощью второго изучаются потенциалы

естественного электрического поля как по равномерной сети на поверхности, так и во всех имеющихся скважинах и горных выработках с шагом порядка 10 м. При работах ВП поле может создаваться на земной поверхности или в скважинах, а разности потенциалов ВП измеряются как на земной поверхности, так и в горных выработках. Изучив объемное распределение ЕП или ВП и зная, что объем аномального поля примерно в десять раз больше объема создавших их рудных тел, можно получить информацию об их пространственном положении. Это важно для постановки дальнейшей разведки месторождения, например, бурения.

2. На стыке между скважинными методами ЕП и ВП возникли такие геоэлектрoхимические методы, как контактный и бесконтактный способы поляризационных кривых (КСПК и БСПК), частичного извлечения металлов (ЧИМ) и др.

Сущность КСПК или БСПК сводится к пропусканию постоянного тока через скважину, вскрывшую рудную залежь или расположенную рядом с ней. Для этого в скважине заземляется электрод А (электрод В относится в "бесконечность", т.е. на расстояние, в 10 раз большее глубины погружения А). Постепенно увеличивая силу пропускаемого тока, регистрируется контактная разность потенциалов между приемным электродом в скважине (М) и стандартным электродом сравнения (N), удаленным от нее. Получаемые в результате работ поляризационные кривые (графики зависимости контактной разности потенциалов от силы пропускаемого тока) характеризуют усредненное количество и качество руд.

В методе ЧИМ постоянный ток пропускается через заземленный в залежь электрод А, а второй электрод В, называемый элементoприемником, перемещается по равномерной сети (с шагом до 20 x 20 - 50 x 50 м) на земной поверхности. Пропускание в течение нескольких часов (t) тока приводит к накоплению около электрода В химических элементов вследствие их электролитического привноса из рудного тела. Измеряя с помощью методов химического анализа массу (m) того или иного химического элемента (ξ), например, свинца, цинка, меди и др., накопленных у элементoприемников, и зная t , можно построить геоэлектрoхимический годограф (график зависимости m от t). Получив подобные годографы на всех точках наблюдения и построив карты m (для $t = \text{const}$), можно по максимумам на них выявить эпицентры рудных залежей того или иного состава, а по $\frac{\Delta m}{\Delta t}$ оценить их объемы.

8.4.3. Метод заряженного тела.

Метод заряженного тела (МЗТ) или заряда (МЗ) служит для оценки либо формы и положения рудных тел (рудный вариант МЗТ), либо направления и скорости движения подземных вод (гидрогеологический вариант МЗТ).

1. Рудный вариант МЗТ сводится к "заряду" с помощью электрода А рудной залежи через скважину или горную выработку постоянным или низкочастотным переменным током (второй электрод В отнесен "бесконечно далеко", в 5 - 10 раз дальше, чем глубина электрода А). По земной поверхности с помощью приемной линии MN и милливольтметров изучается распределение потенциалов или градиентов потенциалов. В результате строятся эквипотенциальные линии. Так как заряженная рудная залежь является практически эквипотенциальным проводником, с которого ток стекает равномерно, то вокруг нее образуются поверхности равного потенциала, повторяющие форму залежи. Поэтому по форме эквипотенциальных линий на земной поверхности можно судить о местоположении эпицентра рудной залежи, т.е. его проекции на земную поверхность.

Детализационным вариантом МЗТ является метод электрической корреляции (МЭК), в котором потенциалы точечного заряда в рудной залежи изучаются не только на земной поверхности, но и в соседних скважинах. В результате происходит "просвечивание" целиков пород между скважинами. По корреляции аномалий на кривых потенциала в

соседних скважинах можно судить о местоположении в межскважинном пространстве рудных тел.

2. В гидрогеологическом варианте МЗТ определяются направление и скорость движения подземного потока. Для этого пресный водный поток периодически подсаливается поваренной солью. В нем образуется "проводящее" тело из зоны минерализованных вод, которое движется вместе с потоком. Периодически изучая на земной поверхности изолинии потенциала, можно определить, как оно смещается. Направление потока подземных вод определяется по направлению максимального смещения изолиний потенциала, а его скорость равна $\frac{\Delta R}{\Delta t}$, где ΔR - максимальное смещение изолиний за время Δt . Гидрогеологический вариант МЗТ интересен тем, что динамику подземных вод можно получать по одной скважине, в то время как гидрогеологам для тех же целей нужны 3 - 4 скважины.

8.4.4. Индукционное просвечивание.

Для обследования околоскважинных пространств в целях обнаружения проводящих рудных тел применяются различные скважинные электромагнитные (индукционные) методы, которые по физической сущности, применяемой аппаратуре и принципам интерпретации похожи на рассматриваемые выше НЧМ и МПП (см. 8.3.6 - 8.3.7). Наиболее известными скважинными индукционными методами, основанными на применении низкочастотных гармонических и неустановившихся полей, являются методы незаземленной петли со скважинными измерениями параметров поля (НПС-АФИ, НПС-МПП) и методы скважинного дипольного электромагнитного профилирования (ДЭМПС-НЧМ, ДЭМПС-МПП).

С помощью скважинных индуктивных методов выявляются рудные тела на расстояниях до 40 - 100 м от скважины, оценивается их электропроводность, а также пространственное положение.

8.4.5. Метод радиоволнового просвечивания.

Для изучения целиков пород между выработками и скважинами и выявления рудных залежей используется также метод радиоволнового просвечивания (РВП). В этом методе в одной выработке или скважине устанавливается радиопередатчик, излучающий электромагнитные волны частотой 0,1 - 10 мГц, а в других соседних выработках или скважинах с помощью радиоприемника измеряется напряженность поля (см. 8.1.1). Меняя местоположения генератора и приемника, можно "просветить" породы между горными выработками и скважинами. В результате можно определить так называемый коэффициент поглощения пород вдоль лучей передатчик-приемник, который связан с электромагнитными свойствами среды (μ, ϵ).

Наличие хорошо проводящих рудных тел приведет к увеличению затухания энергии и появлению радиотеней, по которым можно оконтурить рудные тела и правильно направить дальнейшие разведочные работы. Дальность просвечиваний не превышает нескольких сотен метров.

9. Интерпретация и области применения электроразведки

9.1. Интерпретация электромагнитных зондирований и особенности их геологического применения

Как и в других методах геофизики, существуют качественные и количественные приемы интерпретации электромагнитных зондирований (ЭМЗ). При качественной интерпретации ведется визуальный анализ материалов, позволяющий оценить изменения электромагнитных свойств в разрезе и выбрать априорные физико-геологические модели (ФГМ) для последующей количественной интерпретации. Количественная интерпретация

состоит из расчетной или физико-математической части, т.е. решения обратной задачи, и геолого-геофизического истолкования результатов. Методология, или теория рациональной интерпретации, для всех методов ЭМЗ одинакова, а геолого-геофизическое истолкование, как и области применения, различается.

9.1.1. Качественная интерпретация электромагнитных зондирований.

Как известно (см. 7.3, 8.2), в результате электромагнитных зондирований получаются кривые зависимостей кажущихся сопротивлений КС ($\rho_K(r), \rho_T(\sqrt{T}), \rho_w(\sqrt{T}), \rho_T(\sqrt{2\pi t})$)

или поляризуемостей $\eta_K(r)$ от параметров глубинности ПГ ($AB/2 - r, \sqrt{T}, \sqrt{2\pi t}$). При качественной интерпретации в результате визуального анализа кривых определяется прежде всего число слоев в разрезе. Кривые КС классифицируются по числу слоев и соотношению их УЭС. На рис. 3.4 приведена, например, двухслойная палетка, на которой имеются кривые с $\rho_1 < \rho_2$ и $\rho_1 > \rho_2$.

Трехслойные кривые ВЭЗ по соотношению УЭС (сверху вниз) делятся на следующие типы (см. рис. 3.9): 1) **Н** - с минимумом в середине ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$); 2) **К** - с максимумом в середине ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$); 3) **А** - с возрастающими УЭС ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$) и 4) **Q** - с убывающими УЭС ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$). На том же рис. 3.9 приведены возможные геолого-гидрогеологические разрезы, которым могут соответствовать эти кривые.

Выявленные в рассматриваемом примере электрические горизонты (I, II, III) совпадают либо с литологическими границами (кривая **А**), либо с гидрогеологическими (уровнем подземных вод) (кривые **Н** и **Q**), либо с изменением физико-механического состояния пород, например, увеличением трещиноватости, которая сопровождается понижением УЭС (кривая **К**).

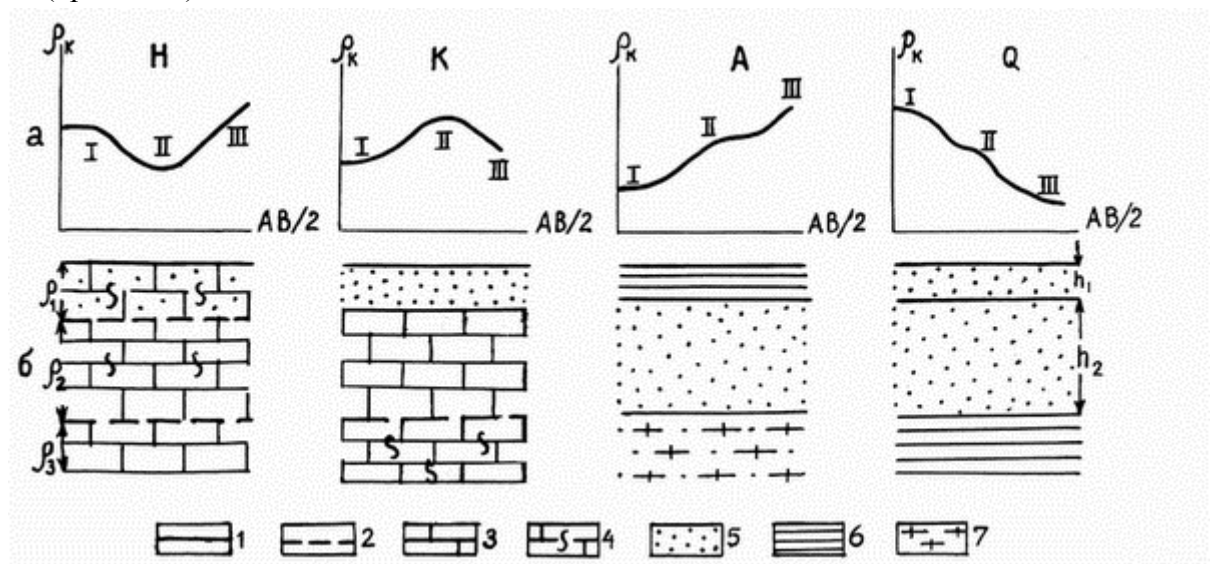


Рис. 3.9. Типичные трехслойные кривые ВЭЗ: а - графики КС, б - геоэлектрические разрезы; 1 и 2 - литологические и гидрогеологические границы; 3 и 4 - известняки массивные и трещиноватые; 5 - пески; 6 - глины; 7 - граниты

Практически получаются многослойные кривые. Им можно придать буквенные обозначения тех трехслойных кривых, из которых состоит данная многослойная. Пример пятислойной кривой ВЭЗ-ДЭЗ приведен на рис. 3.10.

1. *Графоаналитические методы.* В результате анализа решений прямых задач ЭМЗ получены аналитические способы расчета обобщенных параметров разреза по асимптотическим или экстремальным значениям КС на кривых ЭМЗ, получившие название графоаналитических.

Наибольшее применение находит метод S . Если кривая ЭМЗ получена над разрезом с очень высоким сопротивлением в основании (например, кристаллическим фундаментом), то проведя под углом 45° (для ВЭЗ-ДЗ) или 63° (для МТЗ, ЧЗ, ЗС) к правой ветви кривой асимптоту, можно определить суммарную продольную проводимость (S) толщи над ним.

Величина S сравняется r_s/ρ_s (для ВЭЗ, ДЗ), $356\sqrt{T_s/\rho_s}$ (для МТЗ), $503\sqrt{T_s/\rho_s}$ (для ЧЗ в дальней волновой зоне), $503\sqrt{2\pi t_s/\rho_s}$ (для ЗСД), $189\sqrt{2\pi t_s/\rho_s}$ (для ЗСБ), где $r_s = \sqrt{T_s}$, $\sqrt{2\pi t_s}$ - абсциссы, а $\rho_{k1}, \rho_{T1}, \rho_{k2}, \rho_{T2}$ - ординаты любой точки асимптоты.

На рис. 3.10 по правой асимптоте $S = 330$ (1/Ом). Зная S и определив среднее продольное сопротивление этой толщи (ρ^l), например, по параметрическим ЭМЗ у скважин, путем анализа связей перед асимптотой с ρ^l (обычно $\rho_{k2/k1} \approx \rho^l$) и другими способами, можно рассчитать глубину залегания высокоомного горизонта $H = S\rho^l$. В рассматриваемом нами примере (см. рис. 3.10) $H \approx 3500$ м.

Существует ряд и других графоаналитических приемов определения различных параметров разреза.

2. *Палеточные методы.* 1). Палеточные методы интерпретации, применяющиеся в электроразведке долгие годы, основаны на использовании альбомов трехслойных кривых (палеток), различных для разных ЭМЗ и рассчитанные для горизонтально-слоистых моделей сред (см. 9.1.1). Сущность палеточных способов сводится к последовательному совмещению выстроенной на кальке полевой кривой с теоретическими кривыми. Они должны быть построены в одинаковом логарифмическом масштабе. Добившись наилучшего совмещения по индексам совпавшей теоретической кривой и палетки, определяют мощность (h_1) и удельное электрическое сопротивление (ρ_1) первого

(верхнего) слоя, относительные значения мощности $\nu_2 = h_2/h_1$ и сопротивления $\mu_{II} = \rho_2/\rho_1$ второго слоя, а также $\mu_3^1 = \rho_3/\rho_1$ интерпретируемой кривой. Отсюда можно

найти приближенные значения изучаемого разреза: $h_{2np} = \nu_2 h_1, \rho_{2np} = \mu_2 \rho_1, \rho_{3np} = \mu_3^1 \rho_1$.

При интерпретации многослойных кривых они с помощью так называемых вспомогательных палеток последовательно (сверху-вниз) разбиваются на трехслойные. Для этого сначала два верхних слоя заменяются одним эквивалентным, т.е. таким фиктивным слоем мощностью h_{21} и сопротивлением ρ_{21} , чтобы электромагнитное поле на земной поверхности оставалось тем же. Далее три верхних слоя заменяются новым эквивалентным с мощностью h_{22} и сопротивлением ρ_{22} и так далее. Используя трехслойные теоретические палетки, полученные эквивалентные трехслойные кривые интерпретируют как обычные трехслойные.

В результате интерпретации кривых ЭМЗ с помощью альбомов палеток получается набор физико-геометрических параметров: $h_1, \rho_1, h_{21}, \rho_{21}, h_{22}, \rho_{22}, \dots, \nu_2, \nu_3, \dots, \mu_2, \mu_3, \dots$, по которым можно определить приближенные послонные значения мощностей и сопротивлений:

$$\left. \begin{aligned} h_{2np} &= \nu_2 h_1, & h_{3np} &= \nu_3 h_1, & h_{4np} &= \nu_4 h_2, & \dots \\ \rho_{2np} &= \mu_2 \rho_1, & \rho_{3np} &= \mu_3 \rho_1, & \rho_{4np} &= \mu_4 \rho_2, & \dots \end{aligned} \right\} \quad (3.12)$$

Они близки к истинным лишь при $\nu > 3 - 5$, а с уменьшением погрешности в определении послойных параметров разреза резко возрастают. Это объясняется некорректностью решения обратной задачи электроразведки, как и любой задачи математической физики, и существованием принципа эквивалентности, т.е. неоднозначности интерпретации и возможности соответствия одной кривой ЭМЗ множеству геоэлектрических разрезов. Пути его учета рассмотрены ниже (см. 9.1.3).

2). Ускоренная интерпретация кривых ЭМЗ может проводиться с помощью номограмм-палеток, подготовленных В.К.Хмелевским для каждого метода ЭМЗ. Они позволяют заменять при интерпретации громоздкие альбомы палеток (в разных методах ЭМЗ наборы типичных трехслойных кривых меняются от нескольких десятков до сот листов) одной-двумя номограммами-палетками. На рис. 3.11 приведена номограмма-палетка для интерпретации кривых вертикальных (ВЭЗ) и дипольных, азимутальных и экваториальных (ДАЗ и ДЭЗ) зондирований на постоянном токе. Она состоит из вспомогательной (слева) и двухслойной (справа) палеток, объединенных общим началом координат (крест палетки). На вспомогательной палетке приведены шкалы следующих параметров и соответствующие им кривые: а) слева шкала μ , оцифровывающая кривые равных значений μ для всех типов трехслойных кривых H, A, K, Q ; б) сверху приведены шкалы ν_Q, ν_H , а внизу - ν_K, ν_A для сплошных и пунктирных вертикальных или почти вертикальных кривых μ на номограмме. На двухслойной палетке по оси x отложены разности, нормированные мощностью верхнего слоя ($AB/2h_1, r_{eq}(\omega)/h_1$), а по оси y значения $\mu = \rho_2/\rho_1$, шкала которых расположена крайней справа. Здесь же прочерчены теоретические (палеточные) двухслойные кривые, сплошные (для ВЭЗ, ДАЗ, ДЭЗ).

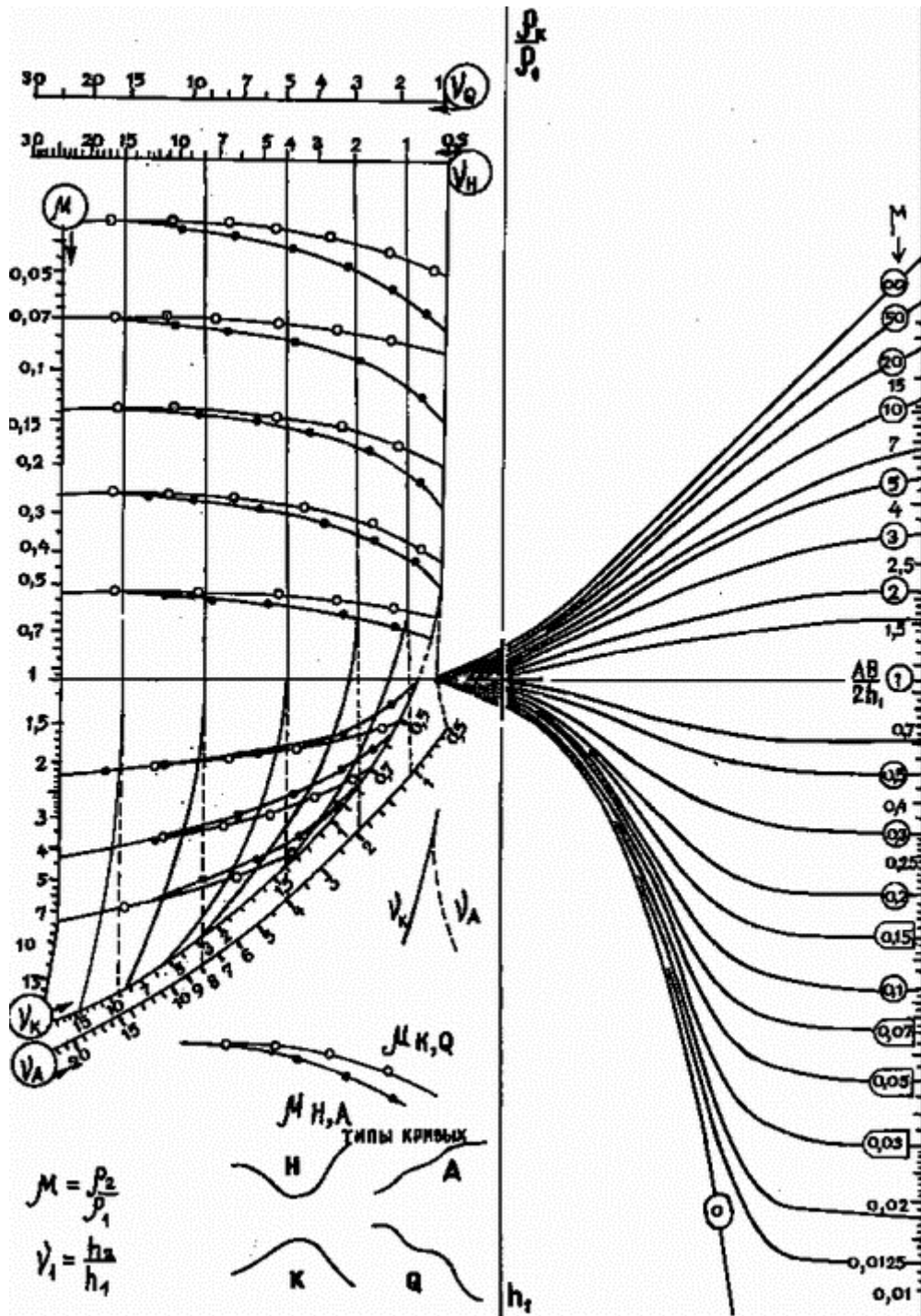


Рис. 3.11. Номограмма-палетка для интерпретации кривых ВЭЗ, ДЭЗ, ДАЗ

Последовательность интерпретации с помощью номограммы-палетки рассмотрим на примере пятислойной кривой ВЭЗ-ДЭЗ типа КQH, приведенной на рис. 3.10. Для этого она должна быть вычерчена на кальке с логарифмическим масштабом по осям координат с таким же модулем M , как и номограмма-палетка.

1. Полевая многослойная кривая разбивается на двухслойные, и самая левая из них (I - II) накладывается на двухслойную палетку. Соблюдая параллельность осей координат палетки и бланка с полевой кривой, добиваются наилучшего ее совмещения с одной из теоретических. На бланк переносится крест палетки - т. O_1 , координаты которой на осях ординат и абсцисс равны h_1 и ρ_1 . По правой шкале палетки оценивается M_2 .

2. С двухслойной палеткой совмещается вторая ветвь полевой кривой (II - III), и на бланк вновь переносится крест палетки O_2 с координатами h_{s2}, ρ_{s2} . Положение точки O_1 на номограмме дает уточненные параметры V_2, μ_2 , значения которых снимаются с соответствующих шкал (в рассматриваемом примере для первой кривой типа К эти параметры определяются по шкалам: V_2 по V_k и μ_2 по левой шкале).

3. С двухслойной кривой совмещается третья ветвь (III - IV), и на бланк переносится крест палетки O_3 (h_{s3}, ρ_{s3}), а по положению точки O_2 на номограмме определяются V_3, μ_3 (в рассматриваемом примере для второй кривой типа Q эти параметры определяются по шкалам: V_3 по V_Q, μ_3 по μ).

4. С двухслойной кривой совмещается четвертая ветвь (IV - V), и на бланк переносится крест палетки O_4 (h_{s4}, ρ_{s4}), а по положению точки O_3 на номограмме определяются параметры V_4, μ_4 (в рассматриваемом примере для третьей кривой типа H эти параметры определяются по следующим шкалам: V_4 по V_H, μ_4 по μ).

В результате интерпретации с помощью номограммы-палетки получают те же параметры, что и при палеточной (см. 3.12).

Параметры $\rho_{2np}, \rho_{3np}, \rho_{4np}$ определяются по формулам (3.12) и являются приближенными. Для точного их определения необходима дополнительная информация, например, значения ρ_2, ρ_3 и т.п. по данным геофизических исследований скважин. В приведенном примере (рис. 3.10) результаты интерпретации следующие (h в метрах, ρ в Ом·м):
 $h_1 = 6, h_{2np} = 50, h_{3np} = 220, h_{4np} = 3060, H = h_1 + h_2 + h_3 + h_4 = 3330$ м (с помощью примененного выше метода S
 $H = 3500$ м), $\rho_1 = 46, \rho_{2np} = 280, \rho_{3np} = 60, \rho_{4np} = 11, \rho_{5np} = 100$

3. *Машинные методы интерпретации.* Интерпретация ЭМЗ с помощью ЭВМ производится с большей точностью, объективностью и скоростью. Существует множество алгоритмов решения обратной задачи ЭМЗ. Наибольшее распространение получили алгоритмы разных вариантов подбора. Принципы их основаны на следующем.

1. В ходе предварительной интерпретации (качественной, а лучше с помощью номограмм-палеток) получается априорная информация о геоэлектрическом разрезе: число слоев, примерные значения мощностей и сопротивлений.

2. Выбираются те или иные методы и программы решения прямых задач ЭМЗ, которые отличаются точностью и временем счета, этапами ввода дополнительной информации, возможностью использовать различные персональные компьютеры и др. Для получения априорных параметров модели решается прямая задача и теоретическая кривая сравнивается с полевой.

3. Добиваются наилучшего совпадения полевой кривой с теоретическими, у которых постепенно меняются параметры. Методом последовательных приближений получают минимум среднеквадратического отклонения или логарифмической невязки кажущихся сопротивлений на всех параметрах глубинности.

4. В минимизируемый функционал невязки вводится стабилизатор решения с учетом всех дополнительных геолого-геофизических сведений о районе исследований: минимальные и максимальные мощности, электромагнитные свойства слоев и т.д.

5. Выдаются наиболее вероятные значения параметров геоэлектрического разреза (см. 3.12), но более точные, чем рассчитанные по формулам (3.12) и (3.13), благодаря использованию дополнительных данных.

9.1.3. Геолого-геофизическая количественная интерпретация электромагнитных зондирований.

Как отмечалось выше, неоднозначность решения обратных задач ЭМЗ приводит к существованию множества эквивалентных решений. Для маломощных слоев, когда их мощность сравнима или меньше мощности перекрывающей толщи, ошибки в определении h_i и ρ_i могут достигать величин в десятки и сотни процентов независимо от метода интерпретации - палеточного или машинного. Поэтому с помощью специальных номограмм, стрелок на номограммах-палетках или алгоритмов машинной интерпретации можно оценить пределы действия принципа эквивалентности, т.е. найти чисто физические погрешности не только в определении h_i и ρ_i , но и продольных проводимостей $S = h_i/\rho_i$ и поперечных сопротивлений $T_i = h_i\rho_i$ слоев. При низких точностях в расчетах h_i и ρ_i для кривых ВЭЗ-ДЗ, например, получаются высокие (до 10 - 20 %) точности либо для в низкоомных слоях, подстилаемых высокоомными (ветви кривых $A(\rho_{i-1} < \rho_i < \rho_{i+1})$ и T_i), либо для в высокоомных слоях, подстилаемых низкоомными (ветви кривых $K(\rho_{i-1} < \rho_i > \rho_{i+1})$ и $Q(\rho_{i-1} > \rho_i > \rho_{i+1})$), где ρ_{i-1} и ρ_{i+1} - сопротивления слоев, покрывающего и подстилающего изучаемый слой с ρ_i . Таким образом, всегда имеются наиболее достоверные параметры для разных слоев изучаемого разреза (например, для рассматриваемой на рис. 3.10 кривой это $h_1, \rho_1, T_2, T_3, S_4$), которые и являются главным результатом формальной физико-математической интерпретации ЭМЗ. Их можно использовать для получения геолого-гидрогеологических характеристик слоев горных пород: трещиноватости, обводненности, скорости движения или фильтрации подземных вод, степени загрязненности, засоленности почв, грунтов и грунтовых вод и др.

Для получения остальных параметров (особенно h_i) нужны дополнительные сведения об электромагнитных свойствах промежуточных горизонтов (чаще всего о ρ_i). Такие сведения получают путем постановки параметрических ЭМЗ на скважинах или на участках, где изучаемые слои имеют $n_i > 5 - 10$, проведения электрических исследований в скважинах, использования данных сейсморазведки, тщательного анализа всей геолого-геофизической информации по району, взаимной корреляции данных групповой интерпретации соседних ЭМЗ и др. Например, имея достоверные сведения о S_i и ρ_i , можно рассчитать $h_i = S_i\rho_i$.

В результате интерпретации строятся геоэлектрические разрезы так же, как по скважинам строятся геологические. Для этого по горизонтали в масштабе съемки проставляются точки ЭМЗ (точки записи), а по вертикали вниз в том же или более крупном масштабе откладываются глубины и мощности слоев. В центре слоя проставляется ρ_i (или иные параметры слоев).

Слои с примерно одинаковыми сопротивлениями объединяются в отдельные горизонты, в том числе опорные, т.е. такие, у которых большие мощности и контрастные сопротивления, мало меняющиеся по профилю или площади. На них выносятся разрезы скважин и вся информация о геологии района. Пример кривых ВЭЗ и построенного по данным их интерпретации геоэлектрического разреза приведен на рис. 3.12.

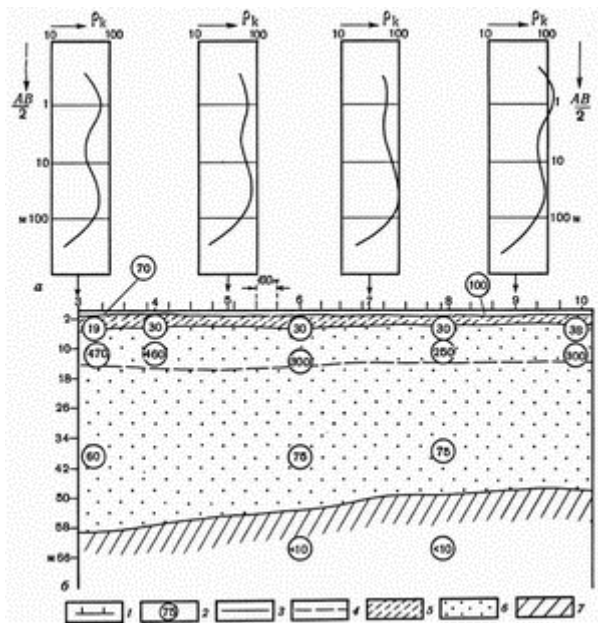


Рис. 3.12. Кривые ВЭЗ (а) и геоэлектрический разрез (б), полученные в одном из районов Поволжья: 1 - точки ВЭЗ, 2 - удельное электрическое сопротивление слоя, 3 - литологические границы, 4 - уровень грунтовых вод, 5 - суглинки, 6 - пески, 7 - глины

Кроме того, по данным зондирований строят структурные карты по кровле опорных горизонтов и карты мощностей тех или иных слоев. Сопоставив их с геологическими данными, можно говорить о соответствующих структурных геологических картах.

9.1.4. Особенности геологического применения электромагнитных зондирований.

Несмотря на то, что все методы электромагнитных зондирований предназначены для расчленения горизонтально и полого слоистых сред, их геологические возможности разные и зависят прежде всего от проектируемой глубинности и решаемых задач.

Так, для малоглубинных (до 100 м) исследований целесообразно применять ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, в условиях повышенных сопротивлений (больше 100 Ом) и при плохих условиях заземления - ВИЗ, в условиях высокоомных (больше 1000 Ом) разрезов, например, при изучении льдов, мерзлоты, поисках подземных вод в пустынях - РВЗ, РЛМ.

При разведке глубин до 500 м можно применять ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, а также ЗСБ и ЧЗ (особенно при наличии в разрезе высокоомных карбонатных или галогенных экранов). С помощью этих методов решаются следующие задачи:

1. определение мощности и состава покровных и коренных осадочных отложений, глубины залегания фундамента, что очень важно для структурно-геологического объемного картирования;
2. оценка геометрических параметров и физических свойств массивов горных пород, представляющих большой интерес для инженерно-геологического, мерзлотно-гляциологического, гидрогеологического картирования;
3. поиски пластовых, как правило, нерудных полезных ископаемых.

При структурных исследованиях на суше и морях до глубин 5 - 10 км используются ДЗ, ЗСД и ЗСБ, а чаще магнитотеллурические методы и прежде всего МТЗ. Изучение глубинной неоднородности Земли можно проводить с помощью ГМТЗ.

Ведущим методом разведки покровных и горных ледников является радиолокационное зондирование (РЛЗ), или георадарный метод. Установлено, что скорость распространения радиоволн в чистых льдах достаточно постоянна и равна 168 м/мкс. Поэтому мощность льда легко определить, зная время t возвращения отраженных радиолокационных сигналов от ложа ледников, $h = 84t$, где t - в микросекундах, а h - в метрах. Максимально изученные РЛЗ мощности льда, например в Антарктиде, равны 3 - 4 км. Любая

геологическая задача может решаться несколькими методами. Несмотря на внешнее сходство методов зондирований вследствие неоднозначной интерпретации и их разной физической природы целесообразно применять, по крайней мере, два метода, например, в таких сочетаниях: ВЭЗ и ВЭЗ-ВП, ВЭЗ и ЧЗ, ВЭЗ и ЗС, ВЭЗ и РЛЗ, МТЗ и ЗС. Для более точной интерпретации нужно иметь хотя бы одну скважину на 10 - 20 точек ЭМЗ и комплексировать их с другими методами геофизики.

9.2. Интерпретация и области применения электромагнитных профилирований и объемных методов электроразведки

Данные различных методов электромагнитного профилирования (ЭП, ВП, ЕП, ПЕЭП, ПЭМП, НЧМ, МПП, аэроэлектроразведка, РВП, РТС, РЛС), представленные в виде графиков, карт графиков (их называют иногда корреляционными планами) и карт тех или иных наблюдаемых или расчетных параметров, несут в себе информацию о геоэлектрических неоднородностях вдоль профилей или по площади в определенном интервале глубин (см. 8.3).

Объемные или подземно-скважинные методы служат для оценки геоэлектрических неоднородностей в объеме пород между горными выработками, скважинами и земной поверхностью (см. 8.4).

Интерпретация данных этих методов в основном качественная, реже количественная.

9.2.1. Интерпретация данных электромагнитных профилирований.

1. *Качественная интерпретация.* Сущность качественной интерпретации электромагнитного профилирования сводится прежде всего к визуальному (или с помощью вероятностно-статистических методов) выявлению аномалии на профилях и картах, т.е. отклонений наблюдаемых параметров поля или кажущихся сопротивлений, поляризуемостей от первичного (нормального) или среднего (фоновое) поля. Аномалия считается достоверной, если она удовлетворяет правилу "трех сигм и трех точек", т.е. амплитуда аномалий превышает 3σ , где σ - среднеквадратическая или близкая к ней относительная среднеарифметическая ошибки съемки, и прослеживается не менее, чем на 3-х точках профиля. С помощью вероятностно-статистических методов и ЭВМ выявляются аномалии с амплитудой, близкой к σ , а визуально - в 3 раза больших σ .

Форма и простирание аномалий электромагнитного профилирования обычно соответствуют плановому положению создавших их объектов. Ширина (l) аномалии над тонким ($l < h$) объектом зависит от глубины залегания его верхней кромки (h), а над толстым ($l > h$) - от его ширины (L). Форма и интенсивность аномалий, а значит и эффективность профилирования зависят от следующих природных и технических факторов:

- отношения глубины залегания (h) к поперечным размерам (d) геологических объектов (обычно выделяются объекты с h/d меньше 2 - 5);
- контрастности электромагнитных свойств объектов и вмещающей среды, а в индуктивных методах - от абсолютных электропроводностей объектов;
- уровня технических помех и наличия помехозащищенной аппаратуры;
- оптимального выбора метода, глубинности разведки (а значит r, T, t), системы наблюдений, интенсивности первичного (питающего) поля и его поляризации, т.е. направления вектора E_0 по отношению к простиранию объектов. Например, когда вектор E_0 совпадает с простиранием объектов, в проводящих телах индуцируются максимальные вторичные магнитные поля, а когда перпендикулярен простиранию - наблюдаются максимальные кондуктивные аномалии вторичных электрических полей.

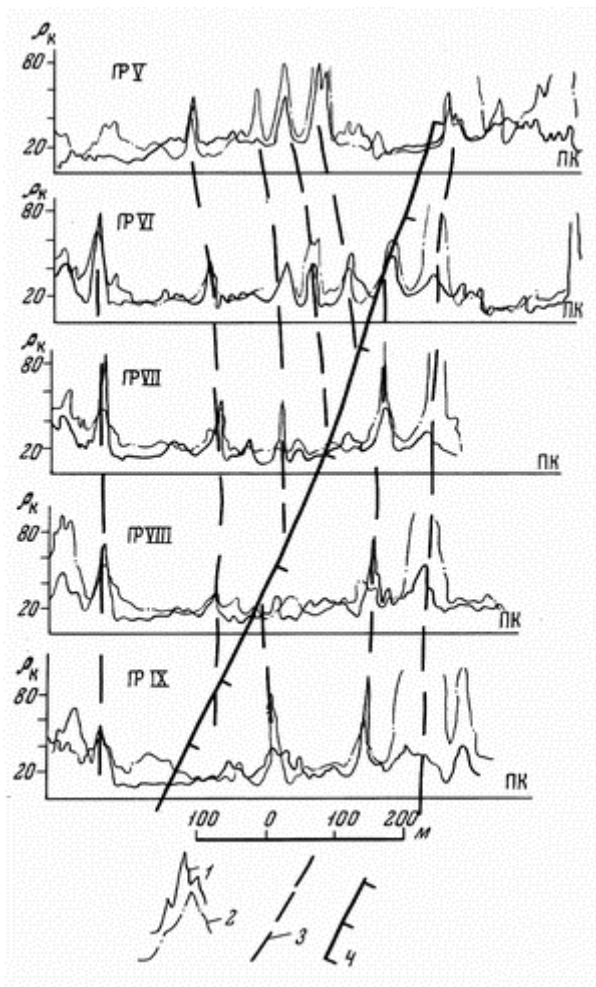


Рис. 3.13. Карта графиков двухразносного электропрофилерования: 1, 2 - графики ρ_k на разных АВ, 3 - геологические границы, 4 - тектоническое нарушение

Заключительным этапом качественной интерпретации является прослеживание по профилям, картам профилей и картам визуально или расчетно выявленных аномалий, их межпрофильной корреляции и сопоставлению с конкретными геологическими данными.

На рис. 3.13 приведены карта графиков двухразносного электропрофилерования и схема корреляции аномалий, позволяющая выделять геологические границы и тектоническое нарушение.

2. *Количественная интерпретация.* Количественная интерпретация данных электромагнитного профилирования сводится к определению (чаще оценке) формы, глубины, а иногда размеров, физической и геологической природы аномалий. Она начинается с выбора физико-геологических моделей, которыми можно аппроксимировать

разведываемые объекты: контакты сред, мощные ($L > h$) и тонкие ($L < h$) пласты, изометрические (шарообразные), вытянутые (линзообразные, цилиндрические) объекты и др. Решение прямых и особенно обратных задач методами математического и физического моделирования для перечисленных моделей сложнее, чем для зондирований. Тем не менее в каждом методе существуют аналитические и графические приемы количественной интерпретации. Например, простейшим способом оценки глубины залегания верхней кромки (h) является способ касательных, используемый в магниторазведке. С его помощью интерпретируются четкие локальные аномалии, называемые аномалиями кондуктивного типа (ЭП, ВП, ПЕЭП), а также ЕП и некоторых других (см. 8.2). Для этого проводятся касательные к максимуму, минимуму и боковым граням аномалии (см. рис. 3.14).

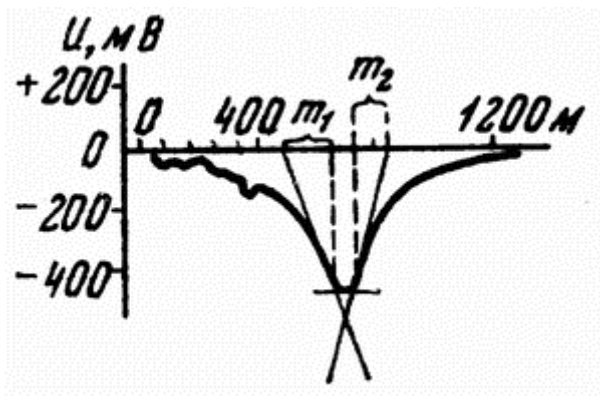


Рис. 3.14. Кривая ЕП над сульфидной залежью и ее интерпретация способом касательных

По разностям абсцисс точек пересечения касательных (m_1 и m_2) можно определить h по формуле:

$$h = a(m_1 + m_2),$$

где параметр a в разных методах профилирования меняется: для пластообразных объектов - от 0,2 до 0,5, а для изометрических тел - от 0,4 до 1.

По данным многочастотных и многовременных наблюдений в индуктивных методах можно оценить электропроводность проводящих объектов, создающих магнитные аномалии. В целом количественная интерпретация электромагнитных профилирований - процесс сложный и неточный, поэтому имеет смысл говорить лишь о полуколичественной интерпретации, главное в которой - определение эпицентра разведываемого объекта, т.е. площади, под которой он расположен, а также оценка формы и глубины его залегания.

Эффективность электромагнитных профилирований определяется не только наличием благоприятных геоэлектрических условий и удачным выбором метода, но и достаточным количеством дополнительной геолого-геофизической информации. В частности, в зависимости от физических свойств пород их целесообразно выполнять совместно с магниторазведкой, терморазведкой или радиометрией. Для истолкования результатов электромагнитного профилирования нужны разного рода геологические разрезы и карты, которые в свою очередь уточняются после постановки электромагнитного профилирования.

9.2.2. Интерпретация данных объемной электроразведки.

Как отмечалось в 8.4, объемные или скважинно-подземные методы электроразведки отличаются узко прикладными областями применения, а интерпретация результатов направлена на решение конкретных задач: изучение объемного строения пространств между горными выработками, а также между ними и земной поверхностью. Теория объемной подземной электроразведки сложнее, чем профилирований и зондирований. Все это приводит к тому, что общих подходов к интерпретации здесь нет. Каждый метод отличается своими, как правило, качественными приемами интерпретации. Объемные методы относятся к разведочным, сопровождая бурение и проходку горных выработок, поэтому они теснее других методов опираются на разного рода геологическую информацию.

При качественной интерпретации скважинно-подземных методов выделяются аномалии, т.е. отклонения наблюдаемых параметров поля от нормальных. Для расчета нормальных полей с помощью ЭВМ решаются прямые задачи для погруженных в однородное полупространство источников поля. Аномалии коррелируются по соседним скважинам и горным выработкам, оценивается положение электрических аномальных осей, проводящих экранов. Далее они сопоставляются с подсечениями скважинами

отдельных пластов горных пород, рудных тел и т.п. В результате в межскважинном и околовыработочном пространстве выявляются и оконтуриваются рудные объекты.

Полуколичественную оценку результатов подземной электроразведки осуществляют путем сравнения наблюдаемых кривых с теоретическими, рассчитанными над простейшими моделями аномальных тел (шар, пласт и др.) с погруженными источниками поля.

Интерпретация скважинно-подземных геоэлектрхимических методов (ЕП, ВП, КСПК, БСПК, ЧИМ и др.) осуществляется с учетом химической природы аномалий и проводится вместе с геохимиками.

9.2.3. Особенности геологического применения электромагнитных профилирований и объемных методов.

Геологические задачи, решаемые многочисленными методами электромагнитного профилирования, разнообразны. В зависимости от глубинности, решаемых задач и особенностей геоэлектрического разреза в сочетании с зондированиями, дающими опорную информацию, применяются один-два метода профилирования (см. 8.3).

Для изучения верхней части (до 10 - 20 м) геологической среды используются методы аэроэлектроразведки (ИКС, РЛС, ДИП-А, СДВР-А), полевые съемки методами СДВР, ДИП, ДЭМП, реже ЭП, ВП.

При малоглубинных (до 100 м) исследованиях в помощь геологическому, инженерно-геологическому, геоэкологическому и мерзлотному картированию, поискам нерудных полезных ископаемых чаще всего применяются различные варианты ЭП. Контакты разных пород, массивные пласты или изометрические объекты лучше выделяются симметричными или градиентными установками, а тонкие пласты и линзы, особенно проводящие, целесообразно разведывать трехэлектродными или дипольными установками.

При более глубинном картировании (до 500 м) используются методы ПЭЭП, ЭП, ЕП.

Поиски и разведка рудных полезных ископаемых на глубинах до 100 м проводятся НЧМ (ДК, ДИП, НП), МПП (ДИП-МПП), ЭП, ЕП, а на глубинах до 500 м НЧМ (НП), МПП (НП-МПП), ВП, ЕП. Основными методами рудной разведки являются методы ЕП, ВП и МПП. Наилучшие результаты метод ЕП дает при поисках и разведке сплошных сульфидных рудных залежей, угля и графита, а метод ВП - как этих же полезных ископаемых, так и вкрапленных руд. МПП применяется для поисков и разведки массивных залежей руд. На стадии доразведки и эксплуатации рудных месторождений большая роль принадлежит скважинно-подземным и геоэлектрхимическим (КСПК, БСПК, ЧИМ) методам.

Для детальных гидрогеологических и геоэкологических исследований используются методы ЭП, ЕП, ВП, МЗТ.

Глава 4. Сейсморазведка

Сейсмическая разведка (сейсморазведка) - это геофизический метод исследования строения Земли и геологической среды, поисков и разведки нефти и газа, а также других полезных ископаемых, основанный на изучении распространения упругих волн, возбужденных искусственно с помощью тех или иных источников: взрывов, ударов и др. Горные породы отличаются по упругим свойствам и поэтому обладают различными скоростями распространения упругих волн. Это приводит к тому, что на границах слоев, где скорости меняются, могут образоваться отраженные, преломленные, рефрагированные, дифрагированные и другие волны, регистрируя которые на земной поверхности, можно получить информацию о скоростном разрезе, а по нему судить о геологическом строении.

Методика сейсморазведки основана на изучении кинематики волн или времени пробега различных волн от пункта их возбуждения до сейсмоприемников, улавливающих скорости смещения почвы, и их динамики или интенсивности волн. В специальных достаточно сложных установках (сейсмостанциях) электрические колебания, созданные в сейсмоприемниках очень слабыми колебаниями почвы, усиливаются и автоматически регистрируются на сейсмограммах и магнитограммах. В результате их интерпретации можно определить глубины залегания сейсмогеологических границ, их падение, простирание, скорости волн, а используя геологические данные, установить геологическую природу выявленных границ.

В сейсморазведке различают два основных метода: метод отраженных волн (МОВ) и метод преломленных волн (МПВ). Меньшее применение находят методы, использующие другие волны. Решение сложнейших задач, связанных с высокоточным определением геометрии геологического разреза (ошибки менее 1 %), стало возможным благодаря применению трудоемких систем возбуждения и наблюдения, обеспечивающих одновременный, иногда многократный съем информации с больших площадей и ее цифровую обработку на ЭВМ. Это обеспечивает выделение полезных, чаще однократно отраженных или преломленных волн среди множества волн-помех.

По решаемым задачам различают глубинную, структурную, нефтегазовую, рудную, инженерную сейсморазведку. По месту проведения сейсморазведка подразделяется на наземную (полевую), акваториальную (морскую), скважинную и подземную, а по частотам колебаний используемых упругих волн можно выделить высокочастотную (частоты свыше 100 гц), среднечастотную (частоты в несколько десятков герц) и низкочастотную (частоты менее 10 гц) сейсморазведку. Чем выше частота упругих волн, тем больше их затухание и меньше глубинность разведки.

Сейсморазведка - очень важный и во многих случаях самый точный (хотя и самый дорогой и трудоемкий) метод геофизической разведки, применяющийся для решения различных геологических задач с глубиной от нескольких метров (изучение физико-механических свойств пород) до нескольких десятков и даже сотен километров (изучение земной коры и верхней мантии). Однако главное назначение сейсморазведки - поиск и разведка нефти и газа.

Возникла сейсморазведка в 20-х годах этого столетия как раздел сейсмологии - науки о землетрясениях. С 1923 - 1925 гг. сейсморазведка начинает применяться в России для решения различных геологических задач, особенно в нефтяной геологии. В настоящее время свыше трех четвертей геофизических исследований составляют сейсмические.

10. Физико-геологические основы сейсморазведки

10.1. Основы теории распространения упругих волн в геологических средах

10.1.1. Основы теории упругости.

Теория распространения упругих (сейсмических) волн базируется на теории упругости, так как геологические среды в первом приближении можно считать упругими. Поэтому напомним основные определения и законы теории упругости применительно к однородным изотропным средам. Абсолютно упругим телом называется такое, которое после прекращения действия приложенных к нему сил восстанавливает свою первоначальную форму и объем. Тела и среды, в которых развиваются необратимые деформации, называются пластичными, неупругими. Изменение формы, объема и размеров под действием напряжения называется деформацией. Напряжения (силы, действующие на единицу площади), как и деформации, могут быть растягивающими или сдвигающими, сдвиговыми или всесторонне сжимающими. Коэффициенты связи между напряжениями и деформациями среды называются модулями упругости.

По закону Гука деформация растяжения (сжатия) (Δl) в идеально упругих средах прямо пропорциональна напряжению:

$$\frac{\Delta l}{l} = \frac{1}{E} \cdot \frac{F}{S} = \frac{1}{E} \cdot \frac{F}{\pi r^2}, \quad (4.1)$$

где E - модуль Юнга (модуль продольного растяжения); l - длина, диаметр и поперечное сечение цилиндрического тела, F - приложенная сила, δ - коэффициент Пуассона (модуль поперечного сжатия). Третьим упругим модулем является модуль сдвига (μ_c), связанный с модулем Юнга и коэффициентом Пуассона соотношением $\mu_c = E/2(\delta + 1)$

Наконец, четвертым является модуль всестороннего сжатия $K_c = E/3(1 - 2\delta)$

10.1.2. Упругие волны.

После возбуждения упругой волны в среде возникает смещение, возмущение упругих частиц, создается волновой процесс. Возникая вблизи источника, он постепенно переходит в другие части среды путем передачи деформаций и напряжений за счет упругих связей между частицами. В результате в среде возникают объемные и поверхностные упругие волны, не зависящие от источника. Традиционно в сейсморазведке наибольшее применение нашли объемные волны: продольные (P -волны) и поперечные (S -волны). Скорости V_P всегда больше, чем V_S . Известны также поверхностные волны, называемые волнами Рэлея (R) и Лява (L).

В продольных волнах частицы среды колеблются вдоль направления распространения волны и происходят деформации объема. В поперечных волнах частицы колеблются в плоскости, перпендикулярной распространению, что вызывает деформации формы. В поверхностных волнах частицы колеблются в поверхностном слое горизонтально и перпендикулярно направлению распространения волны. В поверхностных R -волнах частицы движутся перпендикулярно направлению их распространения по эллиптическим траекториям вблизи свободных границ раздела сред с разными скоростями, например, земной поверхности. В поверхностных L -волнах частицы среды движутся параллельно земной поверхности.

Скорости продольных и поперечных волн выражаются через коэффициенты упругости следующими формулами:

$$V_P = \sqrt{\frac{E(1-\delta)}{2(1+\delta)(1-2\delta)}}, \quad V_S = \sqrt{\frac{E}{2(1+\delta)}}, \quad (4.2)$$

где σ - плотность пород. В среднем для большинства пород $V_p/V_s = 1,73, V_R = 0,9V_s, V_L < V_s$

Амплитуды (A_0, A_1, A_2, \dots) смещений среды в упругой волне вдоль луча убывают с расстояниями (R_1, R_2, \dots) по закону $A_i = A_0 e^{-bR_i}$, где b - коэффициент поглощения, возрастающий с ростом частот волны. В целом за счет поглощения, геометрического расхождения и потерь энергии на отражение и преломление происходит более резкое затухание упругих волн.

10.1.3. Основы геометрической сейсмологии.

Кинематические законы распространения упругих волн базируются на принципах геометрической сейсмологии или геометрической оптики.

Если в некоторой точке пространства произвести взрыв (удар), то возникает упругая волна, скорость распространения которой зависит от упругих свойств среды. При прохождении волны частицы породы начинают колебаться. Поверхность, отделяющая область, где частицы колеблются под воздействием упругой волны, и невозмущенную область, куда волна еще не пришла, называется фронтом волны. Линии, перпендикулярные фронту, называются сейсмическими лучами. Вдоль лучей переносится энергия упругой волны. Вблизи источника фронт упругих волн сферический, а вдалеке - практически плоский.

Каждую монохроматическую волну одной частоты можно охарактеризовать через длину волны (λ), период (T) или частоту колебания ($f = 1/T$), которые связаны с фазовой скоростью (V) соотношением $\lambda = TV = V/f$. В сейсморазведке используются упругие волны частотой 2 - 120 Гц, что при скоростях в породах от 1 до 7 км/с дает длины волн 3500 - 9 м соответственно.

В упругом импульсе наблюдается суперпозиция (сложение) монохроматических волн, каждая из которых обладает фазовой скоростью (V_n), амплитудой (A_n), круговой частотой ($\omega_n = 2\pi f_n$), т.е. $A_n \sin(\omega_n t + \varphi_n)$, где t - время. При постоянстве фазовых скоростей в импульсе его скорость, называемая групповой (U), совпадает с фазовой. При наличии дисперсии (изменений фазовых скоростей с частотой) форма импульса меняется в ходе его распространения. При этом $U > V$, если V возрастает с ростом f , и $U < V$, если V уменьшается с ростом f .

Законы распространения упругих волн в горных породах могут быть получены из основных принципов геометрической оптики - принципов Гюйгенса - Ферма. Согласно принципу Гюйгенса, каждую точку фронта волны можно рассматривать как самостоятельный элементарный источник колебаний. Это значит, что по положению фронта волны в некоторый момент можно определить положение его в любой другой момент, если построить огибающую элементарных сферических фронтов с центрами, расположенными на заданном. Принцип Ферма формулируется следующим образом: волна распространяется между двумя точками по такому пути, который требует наименьшего времени для ее распространения. Следствием этого принципа является прямолинейность распространения волн в изотропной среде, когда скорость постоянна во всех направлениях.

Важный принцип геометрической сейсмологии - принцип суперпозиции, согласно которому при наложении (интерференции) нескольких упругих волн их распространение можно изучать по отдельности для каждой волны, пренебрегая влиянием волн друг на друга.

Основным законом геометрической сейсмологии является закон преломления - отражения, который включает следующие положения (см. рис. 4.1): 1) падающие, отраженные и преломленные лучи лежат в одной плоскости, совпадающей с плоскостью, нормальной к границе раздела сред с разными скоростями упругих волн; 2) угол падения волны α_1 , отсчитываемый от перпендикуляра к границе, и ее скорость в среде V_1 связаны с углом преломления β_2 и скоростью V_2 соотношением $\sin \alpha_1 / \sin \beta_2 = V_1 / V_2$; 3) этим же соотношением связаны углы падения (α_1) и отражения (γ_1): $\sin \alpha_1 / \sin \gamma_1 = V_2 / V_1$. Для волн одного типа, например продольных, $V_2 = V_1$, что приводит к закону равенства углов падения и отражения.

Рис. 4.1. Основные типы продольных волн: а - 1 - прямая, 2 - отраженная, 3 - преломленная проходящая, 4 - преломленная скользкая, 5 - преломленная головная; б и в - рефрагированные волны, образующиеся во втором слое и в среде с возрастающими с глубиной скоростями упругих волн

В сейсморазведке к законам геометрической оптики добавляются законы отражения и преломления обменных волн: любая падающая волна - продольная (P) или поперечная (S) - порождает на границе две отраженные (P_1 и S_1) и две преломленные (P_2 и S_2) волны, связанные законом Снеллиуса:

$$\frac{\sin \alpha_{P1}}{V_{P1}} = \frac{\sin \beta_{P2}}{V_{P2}} = \frac{\sin \gamma_{P1}}{V_{P1}} = \frac{\sin \beta_{S2}}{V_{S2}} = \frac{\sin \beta_{S1}}{V_{S1}}. \quad (4.3)$$

В теории сейсморазведки показано, что при падении P-волны на границу по нормали ($\alpha = 0$) не образуются S-волны, а вся энергия переходит в отраженную и преломленную P-волны. Поэтому в сейсморазведке чаще используются волны P, распространяющиеся по лучам, близким к нормальным.

10.1.4. Типы сейсмических волн.

От пункта возбуждения во все стороны распространяются упругие волны. Вдоль земной поверхности идут *поверхностные волны*, а в глубь слоя распространяются *прямые* или *падающие* (продольная и поперечная) волны. На границах раздела сред с разными скоростями упругих волн за счет энергии падающей волны возникают отраженные и преломленные волны. При этом могут образоваться отраженные и преломленные волны как того же типа, что и падающая (*монотипные, однотипные* волны), так и другого типа (*обменные волны*).

Поскольку продольные волны обладают большими скоростями, чем поперечные (и поэтому к пунктам регистрации приходят первыми), а при возбуждении упругих волн взрывами и многими невзрывными источниками возникают в основном продольные волны, то в сейсморазведке они используются чаще. В дальнейшем речь будет идти в основном о *продольных* волнах, хотя все рассмотренные закономерности могут быть справедливы и для поперечных волн.

Отражение монотипных продольных сейсмических волн происходит на границах слоев с разными волновыми сопротивлениями (акустическими жесткостями σV), т.е. $\sigma_1 V_1 \neq \sigma_2 V_2$, где $V_1, V_2, \sigma_1, \sigma_2$ - скорости распространения волн и плотности пород в первом и втором слоях, а угол падения равен углу отражения (рис. 4.1).

Из преломленных волн для сейсморазведки особый интерес представляют волны, падающие под углом $\alpha = i$, называемым критическим или *углом полного внутреннего отражения*, когда угол преломления становится равным 90° . В этом случае вдоль

границы раздела пойдет *скользящая преломленная волна*. Именно она, согласно принципу Гюйгенса, создает новые волны, называемые *головными*, которые изучаются в сейсмическом методе преломленных волн. Природа головных волн рассмотрена в (10.3).

При $\beta = 90^\circ, \sin \beta = 1$ и формула для определения критического угла падения получит вид $\sin i = V_1/V_2$. Так как $\sin i < 1$, то условием образования *скользящей*, а значит, и головной *преломленной* волны является $V_2 > V_1$.

Если скорость распространения упругой волны в среде возрастает с глубиной, то лучи проходящих волн искривляются и возвращаются на поверхность. Такие волны называются *рефрагированными*. На рис. 4.1, б показана рефрагированная волна, образующаяся в слоистой толще, перекрытой однородным слоем. Подобную форму лучей рефрагированных волн можно объяснить следующим образом (рис. 4.1, в). Если среду с непрерывно возрастающей с глубиной скоростью разбить на отдельные прослои с $V_1 < V_2 < V_3 < \dots < V_n$,

то на границах между ними должны образоваться преломленные волны. Углы преломления в данном разрезе согласно закону отражения - преломления будут возрастать по мере углубления ($\beta_{1,2} < \beta_{2,3} < \dots < \beta_{n-1,n}$) до тех пор, пока $\beta_{n-1,n} = 90^\circ$ в точке максимального проникновения или поворота луча. Далее волна выйдет на поверхность наблюдений. Рассмотренными особенностями объясняется тот факт, что волны, входящие в подобную среду под меньшим углом падения, проникают глубже.

При распространении сейсмических волн в средах сложного строения (дайки, уступы, сбросы и т.п.) в зоне тени для проходящих волн могут возникать *дифрагированные* волны.

На границе воздух - земная поверхность образуются поверхностные волны Рэлея и Лява, которые быстро затухают с глубиной.

Кроме перечисленных полезных для глубинных исследований волн на записях наблюдаются различные волны-помехи (полно- и неполнократные отраженно-преломленные, звуковые, микросейсмические и т.п.).

Каждая из рассмотренных полезных волн может быть зарегистрирована самостоятельно, и поэтому их называют индивидуальными, однократными. Однако очень часто наблюдается их сложение. Обилие сейсмических волн (сотни), необходимость выделения и распознавания природы одной или десятка полезных волн среди сотен других, играющих роль волн-помех, представляют очень сложную техническую, методическую и интерпретационную проблему в сейсморазведке.

10.1.5. Сейсмические среды и границы.

Реальные геологические среды очень сложны с точки зрения скоростного разреза и особенностей распространения в них монотипных упругих волн. Упрощенными физико-геологическими моделями (ФГМ) *сейсмических сред* являются следующие.

В *однородной изотропной среде* скорость распространения упругой волны в каждой точке неизменна по величине и направлению. В *однородной анизотропной среде* скорость распространения упругих волн по разным направлениям различна. В *однороднослоистых средах* скорость остается постоянной лишь в каждом слое и скачком меняется на их границах. В *градиентных средах* скорость распространения волн является непрерывной функцией координат. Чаще всего наблюдается увеличение скорости с глубиной (среды с вертикальным градиентом скорости). В *двухмерне неоднородных средах* скорость меняется и в вертикальном, и в горизонтальном направлениях, а в *трехмерных* - по трем направлениям.

Таким образом, в сейсморазведке чаще всего используются модели слоистых сред, состоящих из слоев, в каждом из которых скорость или постоянна, или меняется непрерывно, а на границах слоев - меняется скачком.

Для образования тех или иных волн большую роль играют форма и качество сейсмических границ между слоями. На *резких границах* скорости и акустические жесткости меняются более, чем на 25 %, на *нерезких* отличия меньше. С геометрической точки зрения сейсмические границы бывают *гладкими*, на которых неровности по размерам значительно меньше длины упругой волны, и *шероховатыми* - с неровностями, сравнимыми с длиной волны.

10.2. Упругие и пьезоэлектрические свойства горных пород и сред

Основными упругими параметрами горных пород принято считать скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн и их поглощения (b_p, b_s), которые определяются упругими модулями (E, ν, μ, K, K_c) и плотностью (σ) (см. 4.1, 4.2).

10.2.1. Скорости распространения упругих волн в различных горных породах.

Скорости распространения упругих волн являются определенным диагностическим признаком горной породы. Методы их определения делятся на лабораторные (измерения на образцах), скважинные (сейсмические и акустические наблюдения в скважинах), полевые (расчет скорости в результате интерпретации данных сейсморазведки).

Скорости распространения волн определяются составом, строением и состоянием горных пород, которые, в свою очередь, зависят от гранулометрического и минерального состава твердых частиц, глубины залегания, возраста пород, степени метаморфизма, плотности, пористости, трещиноватости, разрушенности, выветренности, водонасыщенности, нефтегазонасыщенности и других факторов.

Наименьшими скоростями (V_p) обладают рыхлые сухие пески (0,5 - 1 км/с), нефть (~1,2 км/с), вода (~1,5 км/с), глины (1,3 - 3 км/с), уголь (1,8 - 3,5 км/с). Большие скорости (3 - 6 км/с) у скальных осадочных пород (известняки, мрамор, доломит, соль и др.). Самые большие (4 - 7 км/с) - у изверженных и метаморфических пород.

Все остальные факторы, которые делают породу более массивной, сцементированной, консолидированной - например, водонасыщенность, замерзание, степень метаморфизма -

делают V_p больше. С увеличением раздробленности, трещиноватости, рыхлости,

пористости (при заполнении пор воздухом или газом) V_p уменьшается. Нефтенасыщенные

породы по V_p мало отличаются от водонасыщенных. Для сильно рассланцованных пород характерно различие скоростей в разных направлениях (анизотропия): у них скорость на 10 - 20 % больше вдоль, чем вкrest напластования. Чем больше абсолютный возраст пород (T) и глубина залегания (h), тем больше скорость. Для осадочных пород известна

$$V = k(T/h)^{2/3}$$

следующая эмпирическая формула зависимости скорости от этих факторов, где k - коэффициент пропорциональности.

Т а б л и ц а 4.1

Наименование породы или среды	V_p (км/с)	
	от	до
Воздух	0,3	0,36
Почвенный слой	0,2	0,8

Гравий, щебень, песок	0,1	1,0
Вода	1,43	1,59
Глина	1,2	2,5
Песчаник	1,5 (рыхлые)	4,0 (очень плотные)
Сланцы	2,0	5,0 (метаморфические)
Известняки, доломиты	3,0	6,0
Лед	3,0	4,0
Гранит	4,5	6,5
Базальт	5,0	7,0

В таблице 4.1 приведены примеры величин скоростей продольных волн в некоторых породах и средах, которые свидетельствуют о большом интервале их изменения для каждой породы и возможности одинаковой скорости у разных пород.

Скорости распространения поперечных волн (V_s) меньше, чем продольных (V_p).
 Отношение V_p/V_s меняется для разных пород: от 1,3 - 1,6 (для высокопористых газонасыщенных), к 1,5 - 2 (для цементированных скальных или водонефтенасыщенных) до 2 - 3 (для рыхлых плохо цементированных типа лессов, песков, глин). Этим отношением определяется коэффициент Пуассона (δ).

10.2.2. Поглощение упругих волн в горных породах.

Кроме скоростей распространения упругих волн, которыми определяется кинематика волн, важным сейсмическим свойством горных пород является *степень поглощения* или сейсмической энергии, что определяет динамические характеристики волн, и прежде всего их интенсивность и дальность распространения. Поглощение вызывается потерями упругой энергии за счет необратимых процессов в среде вследствие ее неидеальной упругости. По этой причине амплитуда, например, плоской гармонической волны A экспоненциально убывает с расстоянием x , т.е. $A = A_0 e^{-bx}$, где A_0 - амплитудный параметр; b - коэффициент поглощения.

Коэффициент поглощения, разный для разных пород, возрастает с ростом пористости, трещиноватости пород, с уменьшением глубины их залегания и водонасыщенности. В среднем у изверженных, метаморфических и цементированных осадочных пород $b = 10^{-5} - 10^{-3}$ (1/м), у рыхлых осадочных $b = 10^{-3} - 0,5$ (1/м).

10.2.3. Типы скоростей в слоистых средах.

В связи с разным строением слоистых сейсмических сред и границ в сейсморазведке используются следующие скорости (или типы скоростей) распространения упругих волн (V_p и V_s).

1. *Истинная скорость* $V_{ист}$ - это скорость волны в малом объеме породы. Она определяется путем ультразвуковых измерений на образцах.

2. *Пластовая скорость* $V_{пл}$ - это средняя скорость распространения упругих волн в каждом пласте изучаемого геологического разреза.

3. *Интервальная скорость* $V_{инт}$ является частным случаем средней скорости для заданного интервала глубин.

4. Средняя скорость V_{cp} в пачке пластов - это скорость, определяемая по формуле

$$V_{cp} = \frac{h_1 + h_2 + h_3 + \dots}{t_1 + t_2 + t_3 + \dots}$$

5. где h_1, h_2, h_3, \dots - мощности отдельных пластов данной слоистой среды;
 t_1, t_2, t_3, \dots - времена пробега в каждом пласте, измеренные вдоль луча, перпендикулярного слоистости.

6. Пластовая, средняя и интервальная скорости определяются по сейсмическим наблюдениям в скважинах.

7. Эффективная скорость $V_{эф}$ - это некоторая средняя скорость, определяемая в результате интерпретации данных сейсморазведки методом отраженных волн в предположении, что скорость в толще, покрывающей отраженную границу, постоянна.

8. Граничная скорость V_g - это скорость распространения скользкой преломленной волны вдоль преломляющей границы. Она рассчитывается при интерпретации данных сейсморазведки методом преломленных волн.

9. Кажущаяся скорость V_k - это скорость распространения фронта любой волны вдоль профиля наблюдений. В любой точке профиля наблюдений она равна отношению приращения пути Δx ко времени его прохождения волной Δt , т.е.

$$V_k = \Delta x / \Delta t$$

10.2.4. Сейсмoeлектрические свойства горных пород.

На изменении сейсмoeлектрических свойств горных пород основан сейсмoeлектрический метод, находящийся на стыке сейсморазведки и электроразведки. К сейсмoeлектрическим свойствам относят различные пьезoeлектрические модули. В минералах с асимметричным строением кристаллов (кварц, турмалин, сфалерит, нефелин и др.) под действием упругой деформации (F) на гранях возникают электрические заряды (q). Они связаны соотношением $q = dF$, где d - пьезoeлектрические модули.

Пьезoeлектрические модули d_{ij} в зависимости от вида, направления деформации и направления поляризации для каждого минерала-пьезoeлектрика меняются во много раз.

Действующая сила может иметь 9 составляющих F_{ij} , где $i, j = x, y, z$, т.е. существует 9 компонент тензора механических напряжений, или деформаций. Объясняется это тем, что на каждую из трех граней кристалла, совпадающих с координатными плоскостями, может действовать сила, имеющая три составляющие, направленные вдоль осей координат. В связи с этим пьезoeлектрический модуль кристалла может определяться как этими девятью механическими тензорами, так и тремя составляющими вектора поляризации, совпадающими с осями координат. Таким образом, каждый кристалл может описываться

27 пьезoeлектрическими модулями (d_{ijk} , где $i, j, k = x, y, z$). Кроме модуля d , имеются другие пьезoeлектрические модули, связанные с d через модуль Юнга, диэлектрическую проницаемость и иные константы. Максимальные пьезoeлектрические модули, измеряемые в кулонах на ньютон (кл/н), равны: у кварца от $0,6 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-3}$, у турмалина от $0,3 \cdot 10^{-3}$ до $3 \cdot 10^{-3}$, у нефелина от $0,5 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-3}$. У большинства минералов d не превышает 10^{-5} кл/н.

Пьезoeлектрические модули горных пород характеризуются не только наличием и процентным содержанием в породе минералов-пьезoeлектриков, но и их определенной упорядоченностью. Если кристаллы в породе ориентированы по направлению одного из элементов симметрии, то порода отличается повышенными значениями d и может быть отнесена к так называемым *пьезoeлектрическим текстурам*.

Кварцосодержащие породы, особенно если в них имеется горный хрусталь, отличаются наибольшими пьезоэлектрическими модулями, хотя они в десятки и сотни раз меньше, чем модули монокристалла кварца. По мере убывания d от 10^{-3} до 10^{-6} кл/н эти породы можно расположить в следующем порядке: жильный кварц, кварцевые ядра пегматитовых жил, кварциты, граниты, гнейсы, песчаники. Объясняется это тем, что в изверженных породах в процессе их образования минералы более закономерно ориентируются относительно кристаллографических осей, в то время как в осадочных породах зерна кварца занимают беспорядочное положение.

Нефелиносодержащие породы обладают значениями d от 10^{-6} до 10^{-4} кл/н. В породах, содержащих другие минералы-пьезоэлектрики, d меньше 10^{-5} кл/н. Пьезоэлектрические модули горных пород с пьезоэлектрическими минералами определяются не только содержанием этих минералов и их пространственным положением, но и генезисом пород, их диэлектрической проницаемостью и упругими свойствами.

Сейсмоэлектрический эффект обусловлен электрокинетическими процессами влагосодержащих пород. Он определяется их минеральным составом, структурой и текстурой, а в основном пористостью, влажностью, составом и концентрацией растворенных в воде солей. С увеличением пористости и связанной влаги d растет, а с увеличением свободной влаги d либо мало меняется, либо уменьшается. Кроме перечисленных геолого-гидрогеологических факторов они зависят от электрических и упругих свойств этих пород. В целом пьезоэлектрические модули влагосодержащих пород меняются от 10^{-6} до 10^{-4} кл/н.

10.3. Принципы решения прямых и обратных задач сейсморазведки

10.3.1. Принципы решения прямых задач сейсморазведки.

Прямой задачей сейсморазведки называется расчет времен прихода (t) и амплитуд (A) для той или иной волны для известного сейсмогеологического разреза, т.е. когда известны: мощности, глубины залегания, размеры тех или иных геологических объектов (чаще слоев) и скорости распределения упругих волн, а также место и форма источника. Строгое решение прямых динамических задач сейсмике неоднородных сред производится путем решения волнового уравнения вида:

$$\frac{1}{V^2} \cdot \frac{\partial^2 A}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial z^2} \quad (4.4)$$

где V - скорость той или иной волны (V_p или V_s), $A(t, x, y, z)$ - амплитуда или иное возмущение сигнала, распространяющееся в среде (x, y, z) на разных временах t после его возбуждения. Решение этого уравнения с использованием граничных условий очень сложно и его удается выполнить лишь для простых моделей сред. Значительно проще решать кинематические задачи, т.е. определять время прихода той или иной волны (прямой, отраженной, преломленной и др.) для известной модели, зная лишь положение источника и момент возбуждения упругой волны. Традиционно простейшим результатом решения прямой задачи является получение уравнения годографа, или аналитического

выражения для $t(x)$ с дальнейшим построением годографа - графика зависимости времени прихода той или иной волны (t) от расстояния от пункта возбуждения до пункта приема (x).

Самой простой прямой задачей сейсморазведки является получение годографа прямой волны, т.е. задачи, которую в других геофизических методах называют задачей о нормальном поле (см. рис. 4.2). Очевидно, что время прихода прямой волны после

создания упругого импульса в пункте возбуждения или взрыва (ПВ) равно $t = x/V$.

Поэтому линейный годограф имеет вид прямой линии. По наклону прямой линии можно

определить скорость $V = \Delta x / \Delta t$.

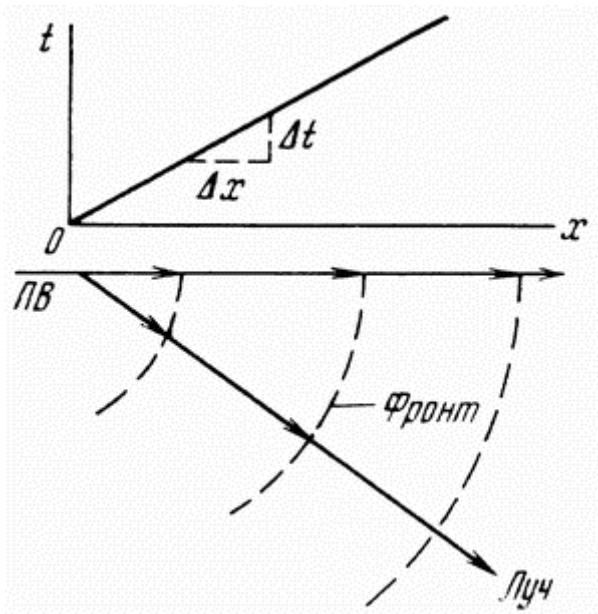


Рис. 4.2. К выводу уравнения прямой волны

10.3.2. Прямая и обратная задача отраженной волны для двухслойной среды с наклонной границей раздела.

1. *Прямая задача.* Прямая задача сейсморазведки методом отраженных волн (МОВ) сводится к получению уравнения годографа над разрезом с известными мощностями слоев и скоростями распространения волн. Простейшим является двухслойный разрез с однородным изотропным верхним слоем и скачком акустической жесткости на наклонной границе с подстилающим полупространством.

Пусть под однородной покрывающей средой со скоростью распространения упругих волн V_1 расположена вторая среда со скоростью V_2 , а угол разделяющей их плоской границы равен φ (рис. 4.3). Если на границе раздела сред выполняется условие $\sigma_1 V_1 \neq \sigma_2 V_2$, то образуется однократная отраженная волна с углом отражения γ , равным углу падения α . Требуется найти уравнение годографа, т.е. установить теоретическую зависимость времени прихода волны от расстояния x , скорости распространения волны в покрывающем слое V_1 , эхо-глубины (глубины по нормали к отражающей границе) залегания отражающего контакта H и его угла наклона φ .

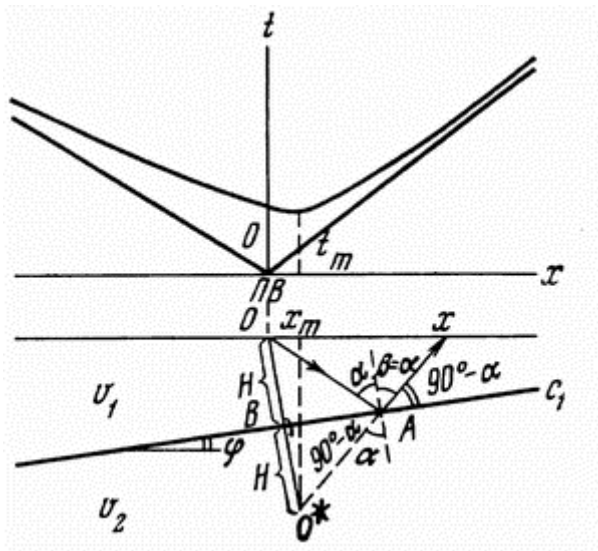


Рис. 4.3. К выводу уравнения годографа отраженной волны над двухслойным разрезом
 Время прихода отраженной волны в точку профиля наблюдения равно $t = (OA + Ax)/V_1$

. Пусть O^* - мнимый пункт взрыва, или точка, расположенная на перпендикуляре к границе так, что $OB = BO^*$. Так как треугольники OAB и O^*AB равны, $\alpha = \beta$, $\angle BAO^* = \angle xAC_1$, а и , то отрезки O^*A и Ax лежат на одной линии и

$$OA + Ax = \sqrt{(x_m O^*)^2 + (x - x_m)^2}.$$

Из прямоугольного треугольника OO^*x_m имеем
 $Ox_m = x_m = 2H \sin \varphi, O^*x_m = 2H \cos \varphi.$

Итак,

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{(x - x_m)^2 + (x_m O^*)^2} = \frac{1}{V_1} \sqrt{(x - 2H \sin \varphi)^2 + (2H \cos \varphi)^2} = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4H^2 - 4Hx \sin \varphi}.$$

Это и есть уравнение линейного годографа однократно отраженной волны.

Можно показать, что полученное уравнение является уравнением гиперболы. В самом деле, из уравнения годографа можно получить

$$\frac{t^2}{4H^2 \sin^2 \varphi} - \frac{(x - 2H \sin \varphi)^2}{4H^2 \cos^2 \varphi} = 1.$$

Это гипербола, действительная ось которой параллельна оси t и смещена на $\frac{2H \sin \varphi}{\cos \varphi}$ по оси x .

Из уравнения годографа можно найти его характерные точки:

$$x_0 = 0, t_0 = \frac{2H}{V_1}; t_{\text{min}} = \frac{2H \cos \varphi}{V_1}; x_{\text{min}} = 2H \sin \varphi.$$

Легко показать, что при $x > 4H$ годограф отраженной волны асимптотически приближается к годографу прямой волны.

Если в уравнении годографа для точек профиля, расположенных от пункта возбуждения по восстанию пласта, при выражении $4Hx \sin \varphi$ стоит знак "минус", то, как легко показать, для точек по падению пласта должен стоять знак "плюс".

Таким образом, решение прямой задачи метода отраженных волн для двухслойного однородного разреза приводит к следующему уравнению годографа:

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 - 4H^2 \pm 4Hx \sin \varphi}. \quad (4.6)$$

2. *Обратная задача.* Обратная задача метода отраженных волн (МОВ) для модели наклонного контакта двух сред сводится к определению скорости в перекрывающем слое V_1 (в методе МОВ эту скорость для слоистой среды называют эффективной $V_{\text{эф}}$) и геометрических параметров разреза (H, φ). Обратная задача решается различными способами на основе анализа уравнения годографа (4.6).

Рассмотрим простейшие из них.

А. Определение эффективных скоростей в перекрывающей толще по годографам отраженных волн способами постоянной разности и встречных годографов. Способ постоянной разности при обработке одиночных годографов. Взяв две точки годографа, удаленные на расстояние m , запишем, используя (4.6), для них уравнения:

$$V_1^2 t_1^2 = x^2 + 4H^2 - 4Hx \sin \varphi, V_1^2 t_2^2 = (x+m)^2 + 4H^2 - 4H(x+m) \sin \varphi.$$

$$U = t_2^2 - t_1^2$$

Вычтя из второго уравнения первое и обозначив $U = t_2^2 - t_1^2$, получим:

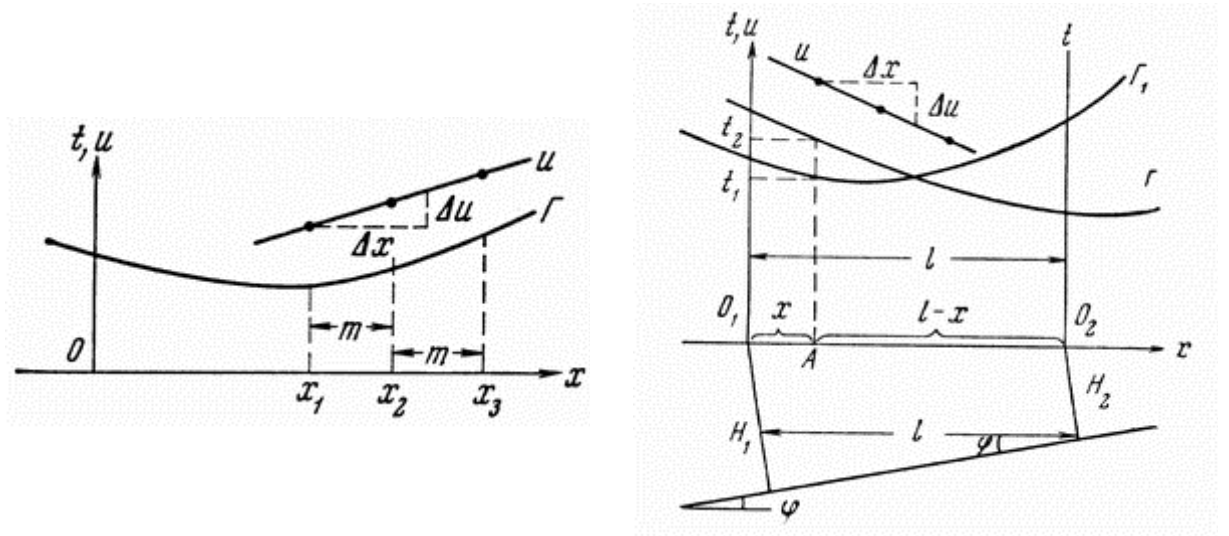
$$V_1^2 U = 2xm + m^2 - 4Hm \sin \varphi$$

Отсюда, положив $V_1 = V_{эф}$, можно найти $V_{эф}$ как угловой коэффициент прямой в новой системе координат x и U . В самом деле, продифференцировав это уравнение, получим $dU = 2m dx / V_{эф}^2$. Учтя, что для прямой линии $dU/dx = \Delta U / \Delta x$, легко получить формулу для расчета:

$$V_{эф} = \sqrt{2m \frac{\Delta x}{\Delta U}}. \quad (4.7)$$

При практическом применении полученной формулы поступают следующим образом. На годографе выбирается несколько пар точек (t_1 и t_2 , t_1' и t_2' , t_1'' и t_2''), расположенных на постоянном расстоянии m друг от друга. Для каждой пары времен находится функция $U = t_2^2 - t_1^2$, соответствующая значению x_1 , и строится график функции U от x (рис. 4.4).

Взяв приращение ΔU для какого-то Δx , легко рассчитать $V_{эф}$ по формуле (4.7).



а

б

Рис. 4.4. Определение эффективной скорости по данным МОВ способом постоянной разности (а) и встречных годографов (б)

Способ двух встречных годографов. Если есть два встречных годографа (рис. 4.4, б), то уравнения годографов для одной точки профиля имеют вид

$$cV_{эф}^2 t_1^2 = x^2 + 4H_1^2 - 4xH_1 \sin \varphi,$$

$$cV_{эф}^2 t_2^2 = (l-x)^2 + 4H_2^2 + 4(l-x)H_2 \sin \varphi$$

$$H_2 = H_1 x \sin \varphi$$

Вычтя из второго уравнения первое и учтя, что $H_2 = H_1 x \sin \varphi$, получим

$$cV_{эф}^2 (t_2^2 - t_1^2) = l^2 - 2lx + 4H_2^2 - 4H_1^2 - 4(l-x)(H_1 - l \sin \varphi) \sin \varphi + 4xH_1 \sin \varphi.$$

$$t_2^2 - t_1^2 = U$$

Введя обозначения $U = t_2^2 - t_1^2$ и заменив все члены правой части, не содержащие x , на B , можно записать:

$$V_{\text{эф}}^2 U = -2lx \cos 2\varphi + B.$$

Последнее уравнение является уравнением прямой в системе координат U, x .
Отсюда:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\Delta U}{\Delta x} &= -\frac{2l \cos 2\varphi}{V_{\text{эф}}^2} \text{ и } V_{\text{эф}} = \sqrt{2l \cos 2\varphi \left| \frac{\Delta x}{\Delta U} \right|} \\ \text{при } \varphi < 10^\circ, \cos 2\varphi &\approx 1 \text{ и } V_{\text{эф}} = \sqrt{2l \frac{\Delta x}{\Delta U}} \end{aligned} \right\} \quad (4.8)$$

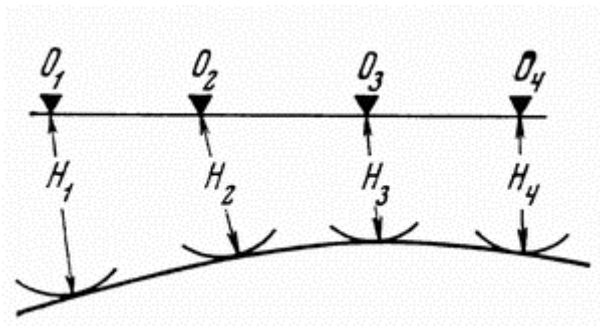
Практическое применение этой формулы сводится к построению прямой линии в координатах (U, x) и определению $V_{\text{эф}}$ по угловому коэффициенту этой линии $\Delta U / \Delta x$.

Б. Способы построения отражающих границ. Получив $V_{\text{эф}} = V_1$, можно определить глубину залегания отражающей границы и ее наклон, т.е. построить отражающую границу.

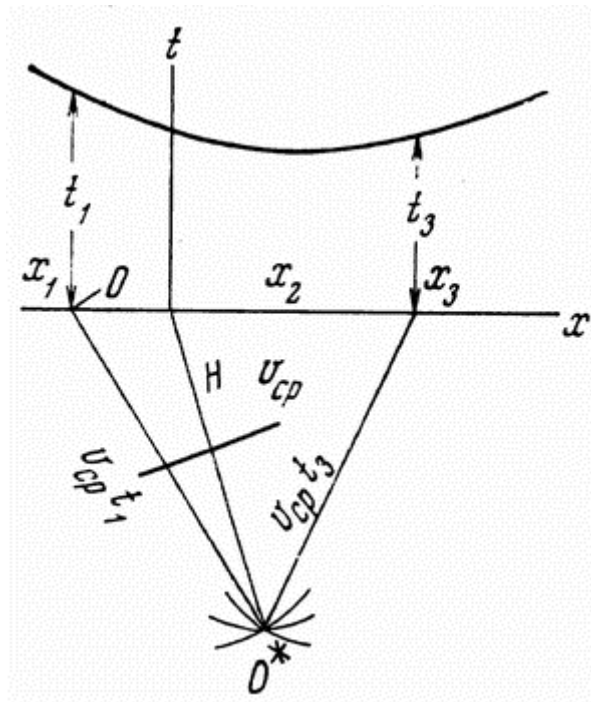
Наиболее простыми способами построения отражающих границ являются различные графические варианты: способ t_0 , способ засечек, способ эллипсов и др.

Способ t_0 . Поскольку $t_0 = 2H/V_1$, где t_0 - время на пункте взрыва, которое можно определить по годографу (оно равно времени при $x = 0$), то глубина залегания равна $H = t_0 V_1 / 2$.

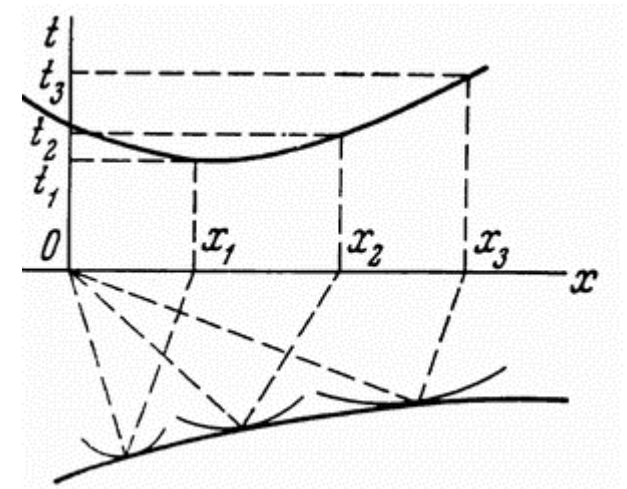
Имея несколько ПВ (несколько годографов), можно построить отражающую границу как касательную к окружностям с радиусами H , проведенными из соответствующих ПВ (рис. 4.5, а).



а



б



в

Рис. 4.5. Построение отражающей границы способами: а - t_0 ; б - засечек; в - эллипсов

Способ засечек. На профиле наблюдений выбирают 3 - 5 точек и из них проводят засечки радиусами $R = V_1 t$. Засечки, пересекаясь примерно в одной точке, дают местоположение мнимого пункта взрыва O^* , а отражающая граница располагается в середине и перпендикулярно OO^* (рис. 4.5, б).

Способ эллипсов. В случае неплоских границ раздела для построения отражающей границы применяется способ эллипсов. Известно, что эллипс - это кривая, каждая точка которой расположена на постоянной сумме расстояний до двух его фокусов. Приняв O_i и x_1 за фокусы эллипса с постоянным расстоянием $S_1 = V_1 t_1$, легко видеть, что отражающая площадка лежит на эллипсе (рис. 4.5, в). Построить указанный эллипс можно следующим образом. Берется нить длиной S_1 (величина S_1 выбирается в том же масштабе, в котором строится разрез). Ее концы закрепляются кнопкой в точках O_i и x_1 . Натягивая нить карандашом, легко прочертить эллипс. Построив аналогичные эллипсы для ряда годографов, можно построить отражающую границу, которой является огибающая всех эллипсов.

Приведенный пример решения прямой и обратной задачи МОВ над двухслойным разрезом можно перенести и на многослойный разрез, если заменить слой с V_1 на многослойную толщу с некоторой средней или эффективной скоростью и той же мощностью H_1 . Для этого в формулах 4.5 - 4.7 следует заменить V_1 на $V_{эф} \approx V_{эф}$ (см. 12.2).

10.3.3. Прямая и обратная задача головной преломленной волны для двухслойной среды с плоской наклонной границей раздела.

1. **Образование головной преломленной волны.** Как отмечалось выше (см. 10.1.4), при критическом угле падения $\alpha = i_c$, когда угол преломления β равен 90° , вдоль границы начнет скользить преломленная волна, которая возникает при $V_2 > V_1$, так как $\sin i_c = V_1/V_2 < 1$.

При падении прямой сферической волны под критическим углом в точке R (рис. 4.6) образуются две волны: одна отраженная, движущаяся по лучу RS со скоростью V_1 , и вторая, скользящая вдоль границы раздела со скоростью V_2 (как правило, равно V_2). Чтобы показать, как эта скользящая преломленная волна выходит на линию наблюдений (ось x), воспользуемся принципом Гюйгенса.

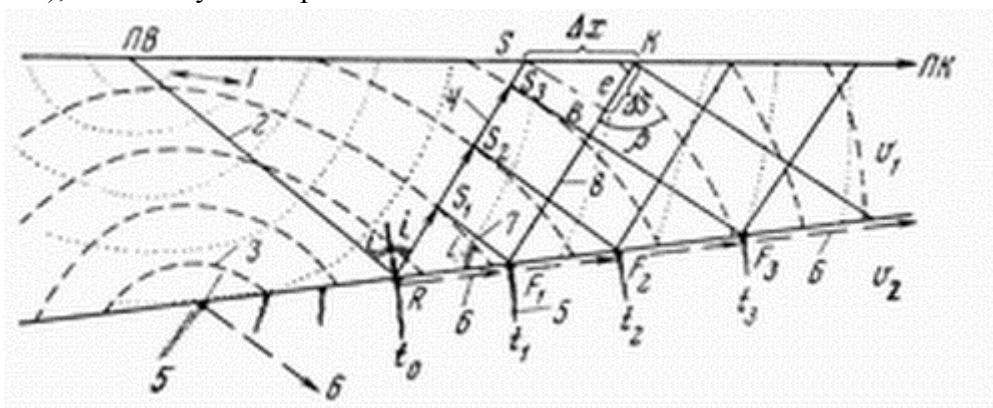


Рис. 4.6. Природа образования сейсмических волн: 1, 2 - фронт и луч прямой волны; 3, 4 - фронт и луч отраженной волны; 5, 6 - фронт и луч преломленной проходящей волны; 7, 8 - фронт и луч головной преломленной волны

Согласно принципу Гюйгенса, любая точка фронта волны является источником колебаний. В частности, из точки R начнет распространяться фронт отраженной волны со скоростью V_1 , который через время t_1 после начала отражения достигнет точки S_1 . За это же время в среде V_2 фронт проходящей преломленной волны, перпендикулярный границе раздела, достигнет точки F_1 . Соответственно за время t_2 фронты этих волн достигнут точек S_2, P_2 , за время $t_3 = S_3, P_3$ и так далее. Поскольку $V_2 > V_1$, преломленная волна распространяется быстрее отраженной.

Фронт проходящей преломленной волны, скользя вдоль границы раздела, возбуждает в верхнем слое колебания, которые и вызывают появление так называемой головной преломленной волны. В самом деле, за время t_1 , область возмущений в верхней среде будет заключена в треугольнике $S_1 F_1 R$; за время t_2 область возмущений будет заключена в треугольнике $S_2 P_2 R$ и так далее. Фронт некоторой новой волны, называемой головной, отделяющей область пространства, возмущенную упругими колебаниями, от невозмущенной, в момент t_1 будет проходить вдоль прямой линии $S_1 P_1$, в момент t_2 - вдоль линии $S_2 P_2$ и так далее. Одной стороной фронт головной волны касается фронта отраженной из критической точки волны, другой примыкает к фронту скользящей преломленной волны. В точке S , где возникает головная волна, фронты отраженной и головной волн выйдут на поверхность одновременно, а далее отраженная волна, поскольку она имеет меньшую скорость, начнет отставать от головной.

Из рис. 4.6 видно, что фронты головной преломленной волны будут плоскостями, наклоненными под углом ϵ к границе раздела, а лучи, перпендикулярные фронту, будут наклонены под постоянным углом ϵ к поверхности наблюдений. Фронт головной волны будет скользить вдоль линии наблюдений с кажущейся скоростью $V_k = \Delta x / \Delta t$. Из треугольника SBK легко получить выражение для кажущейся скорости (закон кажущихся скоростей, закон Бенндорфа). В самом деле, $\Delta S = V_2 \Delta t = \Delta x \cos \epsilon$, отсюда $V_k = V_1 / \cos \epsilon$, $V_k = \text{const}$, т.е. для данной среды.

Установим связь между углом выхода сейсмической радиации ϵ и углами φ и i . Угол SOK на рис. 4.7 равен углу $AO'S$, а последний равен $i - \varphi$ (как углы со взаимноперпендикулярными сторонами). Поэтому $\epsilon_B = 90^\circ - (i - \varphi)$, отсюда $V_{\text{из}} = V_1 / \sin(i - \varphi)$.

Индекс "В" взят для значений ϵ и V_k по восстанию пласта. Если индексом "П" обозначить соответствующие значения по падению пласта, то нетрудно доказать, что $\epsilon_{\text{п}} = 90^\circ - (i + \varphi)$, $V_{\text{из}} = V_1 / \sin(i + \varphi)$. Точки $S_{\text{в}}$ и $S_{\text{п}}$ являются начальными точками преломленной волны. Между ними преломленные волны наблюдаться не могут, т.е. они выходят на земную поверхность на некотором расстоянии от пункта взрыва, сравнимом с глубиной залегания преломляющей границы.

2. Вывод уравнения линейного годографа головной преломленной волны, образовавшейся над наклонной границей двух сред (прямая задача). Пусть под однородной покрывающей средой со скоростью распространения упругих волн V_1 расположена плоская граница второго слоя с $V_2 > V_1$. Требуется получить уравнение годографа

головной преломленной волны, т.е. установить теоретическую зависимость времени прихода волны (t) от расстояния (x), скорости распространения упругих волн (V_1 и V_2), глубины залегания (H) и угла наклона (φ) преломляющей границы (рис. 4.7).

Как показано выше, первой точкой профиля наблюдений, в которой начинает регистрироваться преломленная волна, является точка $S(x_H, t_H)$, называемая начальной точкой головной волны. Так как все лучи головной преломленной волны параллельны, то

$$V_k = \Delta x / \Delta t$$

углы ϵ постоянны, а это значит, что линейный годограф преломленной волны имеет постоянный наклон к оси x . Наклон к оси x остается постоянным лишь у прямой линии. Таким образом, годограф головной преломленной волны над плоской границей является прямой линией, начинающейся в точке S' с координатами x_H и t_H и

$$\text{tg } \alpha = \Delta t / \Delta x = 1/V_k$$

наклоненной к оси x под углом

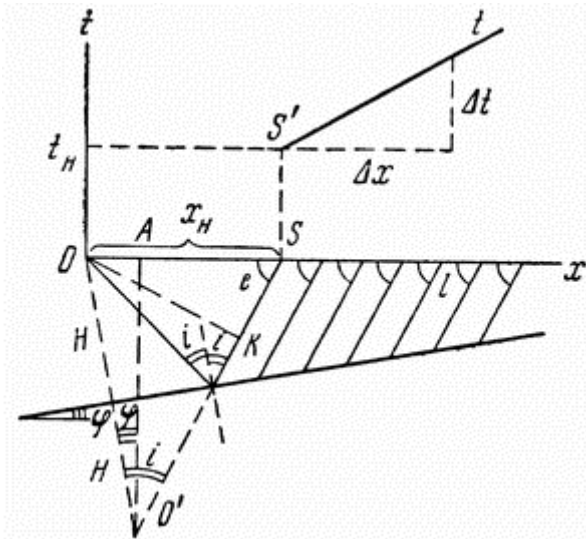


Рис. 4.7. К выводу уравнения годографа головной преломленной волны

Отсюда можно получить уравнение годографа преломленной волны. По восстанию пласта $\Delta t / \Delta x = (t - t_H) / (x - x_H) = 1/V_{kn}$, где t и x - координаты любой точки годографа.

Очевидно, для получения уравнения необходимо определить t_H и x_H .

Возьмем мнимый пункт взрыва O' и опустим перпендикуляры на $O'A$ и ось x . Из треугольника OKS $x_{Hn} = OK / \sin \epsilon$, из треугольника $OO'K$ $OK = 2H \sin i$. Учитывая, что $\epsilon_n = 90^\circ - (ix\varphi)$,

$$x_{Hn} = \frac{2H \sin i}{\cos(i - \varphi)}, \quad t_{Hn} = \frac{O'A - BS}{V_1} = \frac{O'S}{V_1}.$$

$$O'S = O'A / \cos(i - \varphi)$$

Из треугольника $O'AS$ и $OO'A$ можно получить $O'A = 2H \cos \varphi$ и $t_{Hn} = 2H \cos \varphi / V_1 \cos(i - \varphi)$. Откуда . Нетрудно показать, что для точек

по падению границы

$$x_{Hn} = \frac{2H \sin i}{\cos(i - \varphi)}, \quad t_{Hn} = \frac{2H \cos \varphi}{V_1 \cos(i - \varphi)}.$$

$$V_{kn} = V_1 / \sin(ix\varphi)$$

Учитывая, что , получаем уравнение годографа преломленной волны:

$$t = t_{\text{min}} + \frac{x - x_{\text{min}}}{v_1} = \frac{1}{v_1} \left[x \sin(i - \varphi) + \frac{2H[\cos i - \sin i \sin(i - \varphi)]}{\cos(i - \varphi)} \right].$$

Проведя преобразования во втором слагаемом, можно получить окончательное уравнение годографа преломленной волны:

$$t = \frac{1}{v_1} [x \sin(i \mp \varphi) + 2H \cos i]. \quad (4.9)$$

Причем знак "-" берется для годографа по восстанию границы (здесь волна приходит быстрее), знак "+" берется для годографа по падению границы от пункта взрыва. Из уравнений годографов видно, что при $x = 0, t_0 = 2H \cos i / v_1$, где t_0 - время на пункте взрыва.

Для горизонтальной преломляющей границы ($\varphi = 0$)

$$t = \frac{1}{v_1} (x \sin i + 2H \cos i). \quad (4.10)$$

Выражение для годографа преломленной волны можно записать в таком виде:

$$t = t_0 + \frac{x \sin i}{v_1} = t_0 + \frac{x}{v_2}.$$

При $\varphi > i, v_{\text{min}} < 0$, что означает приход волны сначала к удаленным, а затем к близким к пункту взрыва точкам наблюдения. При $i + \varphi > 90^\circ, v_{\text{min}} < 0$ и $t_{\text{min}} < 0$, что соответствует случаю, когда головная преломленная волна не сможет выйти на поверхность и работы методом МПВ невозможны. Поэтому этот метод может применяться для изучения не очень крутых структур, т.е. при углах падения, меньших 45° .

Преломленная волна на удалении $x > x_{\text{min}}$ от пункта взрыва всегда приходит раньше отраженной и прямой волн и ее удобно регистрировать в области первых вступлений. Применяется также корреляционный метод преломленных волн (КМПВ), когда выделение преломленных волн производится и в последующих вступлениях.

Как показано выше, годограф волны, преломленной на плоской границе двух сред, прямолинеен. Однако, если преломляющая граница криволинейна, то и годограф приобретает криволинейную форму. Это объясняется тем, что угол выхода сейсмической радиации $e = 90^\circ - (i + \varphi)$ и кажущаяся скорость $v_2 = v_1 / \sin(i + \varphi)$ меняется при изменении угла наклона границы (i) по профилю наблюдений, что приводит к изменению угла наклона годографа.

Как отмечалось в 10.1.4, если в среде скорость упругих волн возрастает с глубиной, что может наблюдаться, например, при смене литологии или из-за увеличения давления, то возникают рефрагированные волны. Механизмы образования рефрагированных и скользящих преломленных волн имеют определенное сходство. С увеличением скорости с глубиной критический угол падения увеличивается и рефрагированные волны будут проходить во втором слое по дугообразным лучам (4.1, в). Выходя на поверхность земли, рефрагированные волны регистрируются подобно головным преломленным. Годографы преломленных и рефрагированных волн сходны между собой, и их распознавание имеет большое значение, так как позволяет избавиться от ошибок при интерпретации результатов сейсморазведки.

3. Обратная задача метода преломленных волн. Обратная задача метода преломленных волн (МПВ) над наклонной границей двух сред сводится к определению скоростей в верхнем (v_1) и нижнем ($v_2 = v_2$) слоях и геометрических параметров разреза (H, φ). Ее решают различными способами, основанными на анализе уравнения годографа (4.8) - (4.10). Как показывает практика интерпретации МПВ, наиболее надежно решить

обратную задачу можно, имея встречные годографы (Γ_1 и Γ_2), которые получаются из двух точек взрыва O_1 и O_2 , находящихся на концах изучаемого профиля (рис. 4.8).

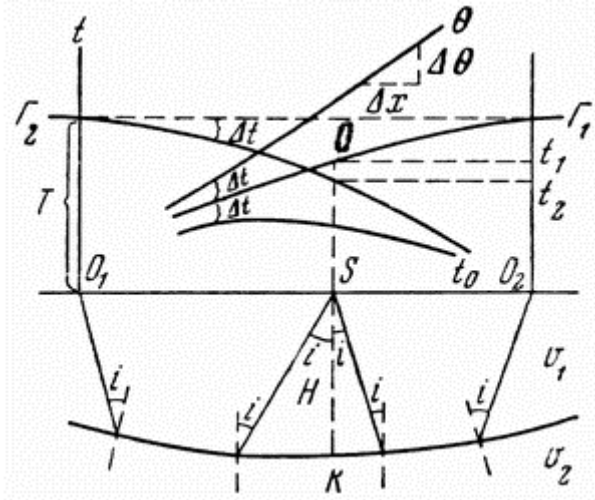


Рис. 4.8. Определение граничной скорости с помощью разностного годографа и построение преломляющей границы способом t_0

А. Определение граничной скорости по разностному годографу. Имея два встречных годографа, можно построить разностный годограф:

где $t_1(x)$ и $t_2(x)$ - время прихода головной преломленной волны в точку x по первому и второму (встречному) годографу, T - время во взаимных точках, т.е. время прихода волны из O_1 в O_2 или из O_2 в O_1 (см. рис. 4.8). Легко видеть, что путь головной волны из пункта взрыва O_1 в точку O_2 и, наоборот, из пункта взрыва O_2 в точку O_1 одинаков, а значит, время во взаимных точках по встречным годографам одинаково и постоянно для данного интервала O_1O_2 (рис. 4.8).

Взяв производную от уравнения разностного годографа, получим $d\theta/dx = dt_1/dx - dt_2/dx = \Delta\theta/\Delta x$, где $\Delta\theta/\Delta x$ - угловой коэффициент разностного годографа, равный обратной скорости, т.е.

$$\frac{d\theta}{dx} = \frac{\Delta t_1}{\Delta x} = \frac{1}{v_{кв}} \text{ и } \frac{d\theta}{dx} = \frac{\Delta t_2}{\Delta x} = -\frac{1}{v_{кв}}.$$

Отсюда

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta x} = \frac{1}{v_{кв}} + \frac{1}{v_{кв}} = \frac{\sin(i_1 - i_2) + \sin(i_1 + i_2)}{v_1} = \frac{2 \cos \varphi}{v_r}$$

Таким образом, граничная скорость может быть определена по наклону разностного годографа $v_r = 2 \cos \varphi \cdot \Delta x / \Delta \theta$. При углах наклона, меньших $10 - 15^\circ$, $v_r \approx 2 \Delta x / \Delta \theta$.

Б. Определение скорости в перекрывающем слое. Скорость упругих волн в перекрывающем слое (толще) $v_1(v_{фр})$ может быть оценена по точкам пересечения годографов прямой и головных преломленных волн: $v_1 \approx v_{фр} \approx x_{пп} / t_{пп}$, где $x_{пп}$ и $t_{пп}$ - координаты точек пересечения.

Однако более точно $v_{фр} \approx v_{фр}$ получается по данным метода отраженных волн (10.3.2).

В. Построение преломляющей границы способом нулевого времени. Одним из простых и точных способов определения H, φ и построения преломляющей границы является способ нулевого времени (t_0).

Для любой точки S , где имеются два встречных годографа (см. рис. 4.8), можно найти некоторую функцию $t_0 = t_1 + t_2 - T$, которая равна времени на пункте взрыва $t_0 = 2H \cos i / V_1$

в самом деле, $t_1 = t_{O_1AC} + t_{CS}$, $t_2 = t_{O_2BD} + t_{DS}$, $T = t_{O_1AC} + t_{O_2BD} + t_{CD}$. Отсюда, считая границу на участке CD плоской и опустив из S перпендикуляр на CD , получим

$$t_1 + t_2 - T = t_{CS} + t_{DS} - t_{CD} = 2t_{CS} - 2t_{CK} = \frac{2CS}{V_1} - \frac{2CK}{V_2}.$$

Из треугольника CSK : $CS = H / \cos i$, $CK = H \tan i$. Учитывая, что $\sin i = V_1 / V_2$, получим:

$$t_0 = t_1 + t_2 - T = \frac{2H}{\cos i V_1} - \frac{2H \tan i}{V_2} = \frac{2H}{V_1} \left(\frac{1}{\cos i} - \frac{\sin^2 i}{\cos i} \right) = \frac{2H \cos i}{V_1}. \quad (4.1)$$

Следовательно, для любой точки профиля, где имеются встречные годографы, можно найти фиктивное время $t_0 = t_1 + t_2 - T$, а затем и рассчитать

$$H = \frac{t_0 V_1}{2 \cos i} = \frac{t_0}{2 \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}}}. \quad (4.13)$$

Практически применение способа t_0 сводится к следующему. Для любой точки x определяется величина $\Delta t = T - t_2$. От значения t_1 по первому годографу измерителем откладывается Δt вверх (получаем точку разностного годографа $\theta = t_1 + \Delta t = t_1 - t_2 + T$) и вниз (получаем $t_0 = t_1 - \Delta t = t_1 + t_2 - T$). Сделав подобные построения в нескольких (3 - 5) точках оси x и соединив точки θ_i и t_{0i} , получаем разностный годограф $\theta(x)$ и линию $t_0(x)$. По наклону разностного годографа находится граничная скорость $V_r \approx 2\Delta x / \Delta \theta$ (при $\varphi < 15^\circ$) и $V_r = 2 \cos \varphi \Delta x / \Delta \theta$ (при $\varphi > 15^\circ$). Если угол φ , то ее можно определить по формуле, приведенной выше (4.13). Зная t_0 в каждой точке, по формуле (4.13) можно рассчитать эхо-глубину H .

Проведя из нескольких точек x дуги радиусами H и соединив их плавной касательной, получим искомую преломляющую криволинейную границу раздела. Для криволинейной границы не имеет смысла говорить об угле наклона φ , поскольку он разный в разных точках преломляющей границы.

Приведенные прямые и обратные задачи МОВ и МПВ для двухслойного разреза являются основными задачами сейсморазведки, поскольку, заменив верхний слой (V_1, H, φ) толщей (V_φ, H, φ), получаем практически одни и те же годографы. Решение кинематических прямых и обратных задач для отраженных, преломленных, рефрагированных, дифрагированных волн слоистых толщ (одномерные задачи - 1Д), сред с вытянутыми контактами (двухмерные задачи - 2Д) и для включений объектов (трехмерные задачи - 3Д) в аналитическом виде связано с большими математическими сложностями.

10.3.4. Принципы решения обратной задачи метода рефрагированных волн.

Решение обратной задачи метода рефрагированных волн (МРВ) сложнее, чем преломленных. Они сводятся к построению скоростных разрезов или полей скоростей, на

которых для каждой точки разреза известна скорость. Для разных законов изменения скоростей с глубиной разработаны различные приемы построения скоростных разрезов по годографам рефрагированных волн. Рассмотрим один из простых для среды с вертикальным градиентом скорости. Она принимается за слоисто-однородную, состоящую из бесконечно тонких горизонтальных слоев, в каждом из которых скорости постоянны, а на границах возрастают скачком, но таким образом, что чем глубже слой, тем выше скорость в нем (см. рис. 4.1). Для таких разрезов можно воспользоваться решением обратной задачи МПВ над многослойной средой. На годографе рефрагированной волны выбирается несколько (до 5) точек (t_1, t_2, \dots) и в каждой из них проводится касательная (рис. 4.9). По пересечению касательных с осью времен определяются t_{01}, t_{02}, \dots , а по их наклону - кажущиеся скорости $V_{K1} = \Delta x_1 / \Delta t_1, V_{K2} = \Delta x_2 / \Delta t_2, \dots$

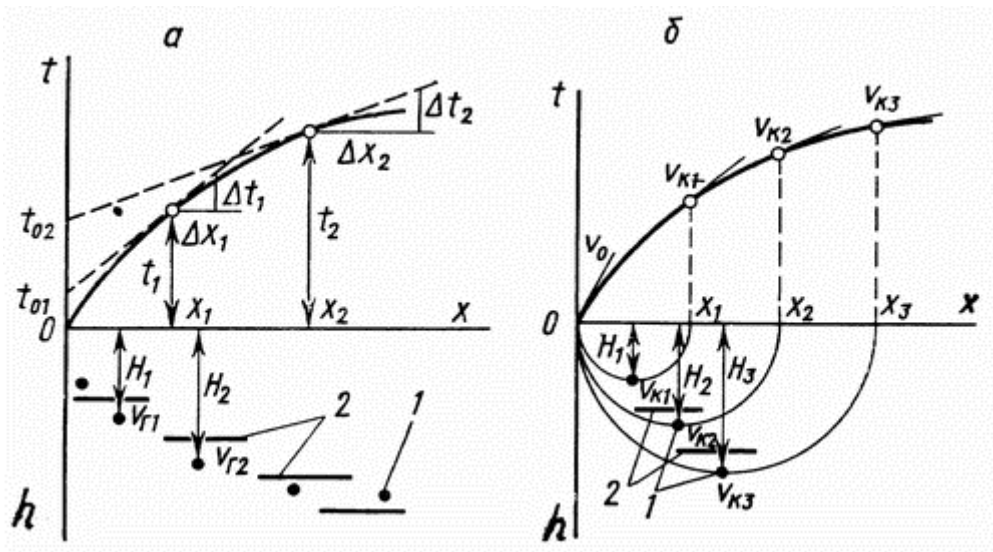


Рис. 4.9. Годографы рефрагированных волн (а) и (б), а также построенные с их помощью скоростные разрезы: 1 - точки разреза, для которых определена скорость; 2 - изолинии скоростей

В 10.3.3 получено выражение для кажущейся скорости головной преломленной волны, которая в случае горизонтальной преломляющей границы ($\varphi = 0$) равна $V_K = V_{\text{оп}} / \sin i = V_r$ (здесь применена формула $\sin i = V_{\text{оп}} / V_r$). Поэтому можно записать $V_{K1} = V_{r1}, V_{K2} = V_{r2}, \dots$

За среднюю скорость $V_{\text{оп1}}, V_{\text{оп2}}, \dots$ в покрывающей среде над соответствующими преломляющими площадками с V_{r1}, V_{r2}, \dots принимается полученное эмпирическим путем выражение $V_{\text{оп}} = 0,5 [x_i/t_i + \sqrt{(x_i/t_i) \cdot v_{\text{оп}}}]$, где x_i/t_i - скорость в покрывающей толще, если считать ее неградиентной; $i = 1, 2, \dots$. По известным t_{0i}, V_{r_i} и $V_{\text{оп}}$ можно определить глубину залегания преломляющих площадок:

$$H = t_{0i} / 2 \sqrt{1/v_{\text{оп}}^2 - 1/v_r^2}.$$

Для практического построения скоростного разреза данным методом от точек профиля, расположенных в середине между пунктом возбуждения и расчетными точками x_1, x_2, \dots , вниз откладываются глубины H_1, H_2, \dots и у них записываются граничные скорости

V_{r1}, V_{r2}, \dots

Если провести изолинии, то получим скоростной разрез. Построение скоростных разрезов описанными выше способами обычно выполняется на компьютерах.

10.4. Основы теории сейсмоэлектрического метода

Сущность сейсмоэлектрического метода сводится к возбуждению упругих волн с помощью взрывов или невзрывных источников и изучению как *упругих волн*, так и *электромагнитных импульсов*.

Сейсмоэлектрические явления, на которых этот метод основан, объясняются, по крайней мере, двумя факторами: пьезоэлектрическим эффектом (ПЭЭФ) кристаллических горных пород и сейсмоэлектрическим эффектом (СЭЭФ) осадочных пород.

10.4.1. Пьезоэлектрический эффект.

Пьезоэлектрический эффект представляет собой электрическую поляризацию, т.е. определенную ориентировку полярных молекул при механическом воздействии на вещество. Пьезоэлектрическая поляризация наблюдается как в монокристаллах некоторых диэлектриков (реже - полупроводников), так и в поликристаллических средах, какими являются горные породы.

10.4.2. Сейсмоэлектрический эффект.

Сейсмоэлектрический эффект изучен значительно хуже, чем пьезоэлектрический, и наблюдается при прохождении сейсмических волн через осадочные влагосодержащие породы. Под действием упругой волны происходит смещение подвижной части двойных электрических слоев, существующих на твердых частицах этих пород. В результате создаются электрические потенциалы, природа которых примерно такая же, как и у потенциалов фильтрации (см. 7.2). Объясняется это тем, что интенсивность фильтрационного и сейсмоэлектрического полей пропорциональна разности давлений на концах капилляра. В первом случае оно постоянно и пропорционально скорости движения подземных вод через капилляры, а во втором - переменное и синхронно изменяется с прохождением упругой волны, меняющей давление на концах капилляров. Количественно сейсмоэлектрический эффект принято характеризовать пьезоэлектрическим модулем (см. 10.2.4).

11. Аппаратура и методика сейсморазведки

11.1. Особенности устройства сейсморазведочной аппаратуры

11.1.1. Общая характеристика аппаратуры для сейсморазведки.

Для проведения сейсморазведки используются сложные комплекты аппаратуры, включающие:

1. источники возбуждения упругих волн (взрывные и невзрывные);
2. устройства, воспринимающие упругие колебания и преобразующие их в электрические сигналы (сейсмоприемники или геофоны при наземных работах, пьезоприемники и гидрофоны при работах на акваториях);
3. сеймостанции, включающие многоканальные усилители и регистраторы (аналоговые или цифровые);
4. компьютеры для обработки информации;
5. вспомогательное оборудование (буровые станки, автомобили для транспортировки приемных установок, провода и прочее).

О технической сложности проблем, стоящих перед сейсморазведочной аппаратурой, свидетельствуют такие факторы, как необходимость:

1. изучать глубины от нескольких метров до сотен километров, что требует применения разных источников возбуждения упругих волн - от удара молотком до мощных взрывов;

2. регистрировать смещения почвы амплитудой от 10^{-6} до долей миллиметра, что создает перепад в интенсивности сигналов в миллионы раз и требует применения электронных усилителей с коэффициентами усиления и динамическим диапазоном, составляющими $10^6 - 10^7$;

3. одновременной фиксации множества волн либо в нескольких точках вокруг источника, либо в сотнях пунктов от него, для чего нужны многоканальные идентичные приемные установки;

4. обрабатывать очень большое количество информации, что оказалось возможным лишь благодаря компьютерам, встроенным в современные станции, с последующей переинтерпретацией материалов на больших ЭВМ.

11.1.2. Источники упругих волн.

Для возбуждения упругих волн на земной поверхности, в неглубоких (до 50 м) скважинах или в водоемах используются различные источники. Простейшими являются удары молотком, кувалдой или падающим грузом по земной поверхности. Долгое время основным способом создания упругих волн являлся подрыв взрывчатых веществ (ВВ) типа тротил, аммонит, порох весом от 100 г до сотен килограмм в скважинах, водоемах. Подрыв ВВ осуществляется с помощью электродетонаторов и специальной взрывной машинки, подающей в них высоковольтный электрический импульс.

Ввиду сложности организации и проведения взрывных работ, а также их экологического вреда в последнее время используются разного рода невзрывные источники с импульсным ($10^{-3} - 10^{-1}$ с) или квазинепрерывным (2 - 20 с) возбуждением. К импульсным относится установка газовой детонации, в которой используется газвзрывная смесь (например, пропан и кислород), находящаяся в цилиндре с подвижным поршнем. Цилиндр монтируется под грузовиком. При сгорании смеси поршень ударяет вниз, а удар вверх сдерживается массой грузовика. В вибраторах, предназначенных для возбуждения квазинепрерывных упругих колебаний, в аналогичный цилиндр, как в гидравлический домкрат, нагнетается масло. При резком изменении объема масла платформа и грузовик своей массой ударяют по земной поверхности.

В электроискровых источниках упругое поле создается электрическим разрядом в воде от электрической энергии, накопленной от какого-нибудь источника в конденсаторах. Под воздействием электровзрыва окружающая его жидкость образует перегретый пар или парогазовую полость давления, которая в окружающей жидкости создает упругую волну.

В пневматической пушке в воду под высоким давлением выбрасывается воздух, накапливаемый в специальной камере. Существуют и другие источники.

11.1.3. Каналы записи и воспроизведения.

1. *Назначение сейсморазведочной аппаратуры.* Основное назначение сейсморазведочной аппаратуры - измерить время прихода упругих волн определенного типа, для чего необходимо знать момент возбуждения колебаний, воспринять смещения почвы под воздействием упругих волн, выделить полезные волны на фоне волн-помех, автоматически зарегистрировать их и оценить амплитуды.

Незначительные смещения почвы, обязанные приходу упругой волны, воспринимаются *сейсмоприемником* или *пьезоприемником*, предназначенным для преобразования механических колебаний в электрические сигналы. Эти очень слабые сигналы подаются по проводам или радиоканалу в электронный *усилитель*, откуда поступают в *регистрирующее устройство*. Совокупность сейсмоприемника (пьезоприемника), усилителя и регистрирующего устройства носит название *сейсмического канала*, или канала записи. В разных сейсмостанциях бывают от 1 до 1000 каналов. В комплекте

аппаратуры с магнитной регистрацией, кроме канала записи, имеется *канал воспроизведения*, который служит для преобразования записи в видимую форму. Канал воспроизведения включает *воспроизводящее* (считывающее) *устройство*, *усилитель* воспроизведения, *регистрирующее устройство*.

2. *Сейсмоприемники и пьезоприемники*. Для восприятия упругих колебаний почвы и преобразования их в регистрируемые электрические сигналы используются электродинамические сейсмоприемники (геофоны). Они состоят из магнита, в зазорах которого на пружинах подвешена алюминиевая катушка с проводом. При смещении магнита под воздействием упругой волны катушка по инерции остается на месте, но относительно магнита перемещается. В результате в ней индуцируются электрические сигналы, пропорциональные скорости смещения почвы.

Для морских работ используются пьезоприемники (гидрофоны). Их работа основана на пьезоэлектрическом эффекте, т.е. возникновении э.д.с. на гранях некоторых кристаллов (например, титаната бария) при приложении к ним давления. Упругая волна, распространяясь в воде, изменяет давление, приложенное к сейсмоприемнику, и на его выходе появляются электрические потенциалы. Сейсмо- и пьезоприемники подключаются к сейсмическим косам - жгуту проводов (по два на приемник), а те к блоку усилителей.

3. *Усилитель*. Для усиления электрических сигналов, полученных в сейсмоприемнике или воспроизводящем устройстве, применяются электронные усилители, увеличивающие сигналы в 10^6 - 10^7 раз. Кроме усиления, важная функция усилителя - производить *частотную фильтрацию* (усиливать колебания определенных частот, а колебания других частот подавлять). Для этого имеется набор нескольких фильтров. Характер фильтрации определяется частотными характеристиками усилителей. Третья операция, которая может осуществляться с помощью усилителя, - это программная (ПРУ) или автоматическая (АРУ) *регулировка усиления*. Такая регулировка необходима для расширения *динамического диапазона* сейсмического канала. Она служит для большего усиления малых сигналов и малого усиления больших сигналов с тем, чтобы в целом запись на сейсмограммах характеризовалась одинаковым уровнем амплитуд. В сейсмостанции монтируются блоки одинаковых усилителей по числу каналов.

4. *Регистрирующие устройства*. Для выделения полезных сейсмических волн необходимо видеть форму принятых сейсмических сигналов. Поэтому главное назначение сейсмических станций - записать изменение величины сигнала во времени. Это осуществляется с помощью регистраторов с *разверткой*, непрерывно фиксирующих величину сигнала во времени. При *прямой* регистрации носителем записи служит фотографическая, обычная или электротермическая бумага. Более применима *воспроизводимая* запись, которая осуществляется на магнитной пленке. Скорость регистрации 30 - 50 см/с. С помощью специального маркирующего устройства через 0,01 с подаются марки времени. В результате прямой регистрации в каналах записи или воспроизведения получаются *сейсмограммы*. На них записываются колебания, поступившие с усилителей, а также марки времени и отметка момента возбуждения упругих волн, чтобы определить время их прихода от пункта возбуждения до сейсмоприемников.

Воспроизводимая запись на магнитной пленке осуществляется с помощью магнитного регистратора, представляющего собой многоканальный магнитофон. Регистрирующими устройствами в нем являются *магнитные головки*. Такие же магнитные головки используются в качестве считывающих устройств каналов воспроизведения.

В магнитном регистраторе, кроме блока магнитных головок по числу каналов в станции, имеется лентопротяжной механизм и маркирующее устройство. В результате записи получаются *магнитограммы*. Преимущества магнитной записи перед прямой в том, что ее можно многократно воспроизводить, вводя в запись дополнительную фильтрацию, суммирование сигналов и другие преобразования. Это позволяет получить из полевых материалов больше полезной информации.

Прямая и воспроизводимая запись являются аналоговым способом представления данных, когда развертка сигналов во времени дается в видимой форме. В современных сейсмостанциях применяется в основном цифровая регистрация. В этом случае сигнал с определенным шагом дискретизации измеряется и кодируется в виде цифры в двоичном коде, а затем записывается на магнитную ленту. Преимущества цифровой магнитной записи перед аналоговой в том, что в запись практически не вносятся искажения и ее можно обрабатывать с помощью ЭВМ. Это позволяет автоматизировать процесс обработки и интерпретации сейсмической информации.

Применяя регистраторы (графопостроители, плоттеры), цифровой сигнал можно воспроизвести и записать в видимой форме способом отклонения (график зависимости величины напряжения от времени, как это изображено на рис. 4.10) или способом переменной плотности (когда напряжение управляет плотностью потемнения записывающей ленты, т.е. чем больше напряжение на каком-то интервале времени, тем темнее на нем пятно).

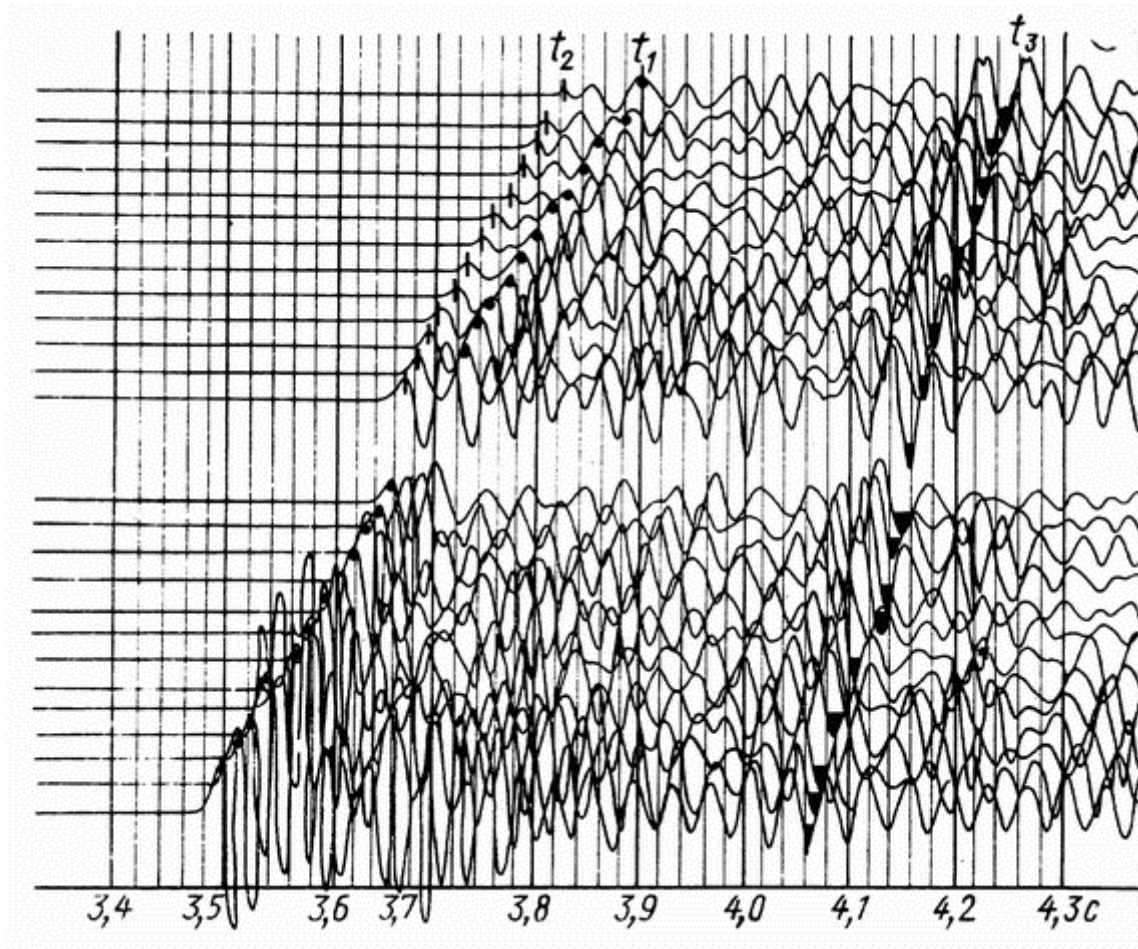


Рис. 4.10. Общий вид сейсмограммы: t_1, t_2, t_3 - оси синфазности ряда волн

11.1.4. Принципы устройства сейморазведочных станций и установок.

В зависимости от решаемых геологических задач применяются разные виды сейсмических станций. Число каналов в станции, т.е. количество сеймоприемников, усилителей, гальванометров или магнитных головок в регистраторе и т.п., бывает различным.

1. *Сейсмические установки.* Для разведки небольших глубин используются *одноканальные сейсмические установки (ОСУ)*. В ОСУ роль регистратора выполняет осциллограф с электронно-лучевой трубкой. В момент возбуждения упругих колебаний

электронный луч начинает двигаться по экрану слева направо со строго постоянной скоростью. На пластины вертикального отклонения луча подается сигнал с усилителя. Наблюдая (или фотографируя) на экране трубки сигнал, можно определить время прихода волны. Сходное устройство имеют установки для измерения упругих свойств образцов породы, определения их в массиве пород, т.е. в обнажениях, одиночных выработках, шпурах или скважинах, а также при прозвучивании между ними. Для этого используются разные импульсные ультразвуковые приборы и установки.

2. *Сейсмические станции.* Цифровые и аналоговые многоканальные сейсмические станции - это сложные электронные установки, смонтированные на автомашинах, на кораблях или переносные. Питание сейсмостанции осуществляется с помощью батарей аккумуляторов.

Современные цифровые сейсмостанции - это фактически специализированные компьютеры с большим числом идентичных каналов (от 24 до 1000). Они содержат блоки: воспринимающий, включающий набор сейсмоприемников, и регистрирующий, который содержит:

1. набор усилителей с фильтрами по числу каналов станции,
2. коммутатор каналов (мультиплексор), предназначенный для квантования сигналов, т.е. определения их амплитуд через определенные интервалы времени,
3. преобразователь аналог-код для преобразования сигналов в цифровую форму в двоичной системе счисления,
4. цифровой магнитный регистратор, регистрирующий цифровые сигналы на магнитную ленту,
5. преобразователь код-аналог для визуализации сигнала на шлейфовом осциллографе, дающем изображение сигналов на диаграммной бумаге,
6. блоки питания,
7. контрольно-измерительные устройства.

11.2. Методика и система наблюдений в полевой сейсморазведке

11.2.1. Общая характеристика методики полевой сейсморазведки.

Под методикой полевой (наземной) сейсморазведки понимается выбор вида, метода, типа источников возбуждения, аппаратуры, системы наблюдений (расположения источников возбуждения и приемников), способов организации и проведения полевых работ, обеспечивающих наилучшее решение поставленных задач.

11.2.2. Виды сейсморазведки.

В зависимости от этапов геологической разведки изучаемого региона, детальности и задач исследований различают три вида сейсморазведочных работ: региональные, поисковые и детальные. Эти виды сейсморазведки отличаются масштабом съемки, густотой сети наблюдений, а также системами наблюдений на профилях. При всех видах сейсморазведки для рационального решения поставленных геологических задач следует учитывать следующие методические рекомендации:

1. работы проводить по отдельным профилям, по системам профилей или равномерно на изучаемой площади;
2. направление профилей выбирать преимущественно вкост предполагаемого простирания структур;
3. участки работ должны быть доступны для доставки сейсморазведочной аппаратуры на автомашине или вручную (переносные станции);
4. отражающие и преломляющие границы должны прослеживаться по возможности непрерывно;
5. на изучаемой площади необходимо иметь опорные скважины для увязки сейсмических границ с геологическими.

1. Региональные сейсморазведочные работы являются мелкомасштабными, рекогносцировочными. Они выполняются, как правило, по отдельным профилям, маршрутам, геотраверсам, вкрест простирания предполагаемых тектонических структур. Чаще всего проводятся сейсмозондирования, когда границы прослеживаются на отдельных удобных для работ интервалах профиля.

Работы проводятся как методом МОВ, так и методом МПВ. В результате региональных сейсмических исследований вдоль разведанных профилей строятся сейсмические разрезы и выявляются перспективные участки для дальнейшей разведки.

2. Поисковые сейсморазведочные работы являются рекогносцировочными и бывают маршрутными и площадными. Они служат для структурных исследований, поисков месторождений тех или иных ископаемых.

Работы проводятся по профилям, удаленным друг от друга на 3 - 10 км. Расстояния между профилями должны быть в 2 - 3 раза меньшими предполагаемой протяженности структуры. Профили надо задавать вкрест структур, но после выявления направления структур некоторые профили ставят по простиранию для выявления элементов залегания.

Применяется МОВ, реже МПВ по методике сейсмопрофилеирования, когда границы прослеживаются непрерывно по всему профилю, и сейсмозондирования, когда границы прослеживаются на отдельных участках профиля. В результате поисковой съемки составляются разрезы и структурные схемы, что наряду с другими геофизическими материалами является исходным материалом для детальной разведки.

3. Детальная площадная сейсморазведка применяется для подробного изучения и разведки небольших участков с целью подготовки площадей для добычи нефти и газа. Профили задаются как вкрест простирания структур, так и вдоль структур. На вытянутых структурах расстояние между профилями должно быть в несколько раз меньшим предполагаемой длины структуры. Изометрические структуры разведываются площадной съемкой по квадратной системе профилей.

Сейсморазведка выполняется, в основном, площадной съемкой методом отраженных волн, редко - методом преломленных волн, причем система наблюдений должна быть выбрана такой, чтобы обеспечить непрерывное многократное прослеживание отражающих и преломляющих границ. В результате детальной сейсморазведки строятся сейсмические разрезы и структурные карты по одному или нескольким сейсмическим горизонтам.

11.2.3. Сравнительная характеристика МОВ и МПВ.

В сейсморазведке основным является метод отраженных волн (МОВ), меньшее применение имеет метод преломленных волн (МПВ) (раньше его называли корреляционным - КМПВ), близкий к нему метод рефрагированных волн (МРВ), а также методы проходящих волн. Сравнительная характеристика методов МОВ и МПВ дана в табл. 4.2. МОВ применяется в основном для изучения структур и расчленения разрезов осадочных толщ. Это основной метод поисков и разведки нефтегазоносных структур. МПВ чаще применяется при глубинных сейсмических исследованиях, определении глубины и рельефа кристаллического фундамента, изучении месторождений рудных ископаемых. При инженерно-гидрогеологических исследованиях чаще применяется МПВ, реже МОВ.

Т а б л и ц а 4.2

Наименование признаков	МОВ	МПВ
Условия образования волны	$\sigma_n V_n \neq \sigma_{n+1} V_{n+1}$	$V_{n+1} > V_n$
Уравнение годографа для	$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4H^2} \pm 4H \sin \varphi$	$t = \frac{1}{V_1} [x \sin(i \mp \varphi) + 2H \cos i]$

двухслойной среды (знак "+" по падению, "-" по восстанию пласта)		
Вид графика линейного годографа	гипербола	прямая линия
Система наблюдений	сейсмические профилирования и зондирования	сейсмические профилирования и зондирования
Область прослеживания волн	вблизи пункта взрыва	вдалеке от пункта взрыва
Частотный спектр	повышенные частоты	пониженные частоты
Результаты интерпретации	$H, \varphi, V_{\text{от}}$	H, φ, V_r (менее точно $V_{\text{от}}$)
Методы определения скоростей распространения упругих волн	определение $V_{\text{от}}$ в покрывающей толще способом постоянной разности и др.	определение V_r в подстилающем слое по разностному годографу и др.
Методы построения разведываемой границы	построение отражающей границы способами t_0 , засечек, эллипсов и др.	построение преломляющей границы способом t_0 и др.

Отраженные волны возникают практически на всех литологических границах, на которых скачок акустических жесткостей (σV) превышает 10% (при возрастании или убывании скоростей с глубиной). Для образования головных преломленных волн необходимо возрастание скорости с глубиной. Отраженные волны интенсивны вблизи пункта возбуждения. Головные преломленные волны наблюдаются вдалеке от пункта возбуждения и распространяются вдоль преломляющей границы. Это предопределяет систему наблюдений: в МОВ сейсмоприемники располагают вблизи пункта возбуждения, а в МПВ - вдалеке от него (на расстояниях, превышающих проектируемые глубины разведки). Рефрагированные волны по природе близки к головным. Однако нагоняющие годографы над слоистой средой, полученные из разных пунктов возбуждения, для рефрагированных волн сходятся, а для головных - параллельны. Прямые волны используются при скважинных сейсмических, акустических, ультразвуковых исследованиях, когда источники возбуждения волн и приемники располагаются либо в одной скважине, либо разнесены по соседним скважинам или горным выработкам, либо наблюдается комбинация скважинного возбуждения (измерения) с околоскважинным, поверхностным измерением (возбуждением) упругих волн.

11.2.4. Системы наблюдений в МОВ.

Система наблюдений, т.е. размещение пунктов возбуждения и регистрации упругих волн, в методе отраженных волн должны быть такими, чтобы прослеживать отражающие границы непрерывно по изучаемому профилю (сейсмическое профилирование) или кусочно-непрерывно (сейсмическое зондирование).

1. *Простые системы наблюдений.* Системы непрерывного профилирования в МОВ бывают следующими: простое профилирование, профилирование через интервал, двойное профилирование и ряд других. При простом профилировании (рис. 4.11) сейсмоприемники устанавливаются в пределах взрывного интервала (расстояние между

соседними пунктами на профиле наблюдений) в обе стороны от пункта взрыва (возбуждения) (ПВ). Например, при взрыве в точке O_3 наблюдения проводятся на участках O_2O_3 и O_3O_4 . Иногда используется профилирование через интервал, когда из-за поверхностных волн вблизи ПВ отраженные волны выявить трудно. В этом случае, например, при взрыве в точке O_3 наблюдения проводятся на участке O_1O_2 и O_4O_5 (рис. 4.11).

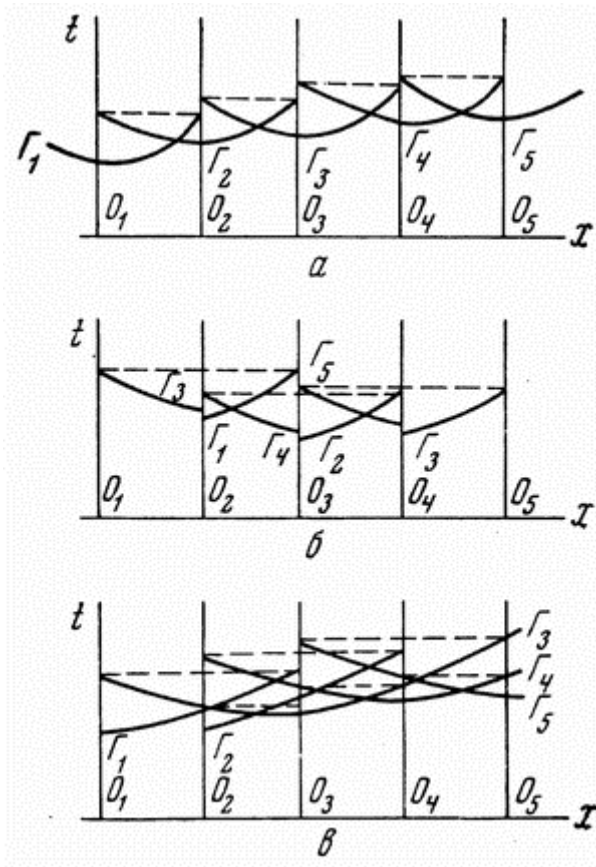


Рис. 4.11. Система наблюдений в методе отраженных волн: а - простое профилирование, б - профилирование через интервал, в - двойное непрерывное профилирование, Γ_1, Γ_2 - годографы отраженных волн

Двойное непрерывное профилирование применяется в сложных геологических условиях. При этом с каждого пункта взрыва наблюдения выполняются в пределах двух взрывных интервалов в обе стороны от ПВ (например, при взрыве в точке O_3 наблюдения проводятся на участках O_1O_3 и O_3O_5). При сейсмических профилированиях работы, как правило, выполняются по системам параллельных профилей, направленных вкост предпологаемого простирания структур и вдоль них. При сейсмозондированиях наблюдения проводятся при 2 - 6 ПВ, расположенных либо по одному профилю, либо по двум перпендикулярным (крестовое зондирование), что позволяет оценить пространственное положение отражающего слоя. Как при сейсмических профилированиях, при сейсмических зондированиях работы проводятся по системам продольных (пункт взрыва и сейсмоприемники расположены по одной линии) или непродольных профилей (пункт взрыва находится в стороне от сейсмоприемников).

Взрывные интервалы в МОВ выбирают сравнимыми с глубинами до изучаемых отражающих границ и постоянными по длине для данного района исследований. Вдалеке от пункта взрыва отраженные волны выявить трудно, так как они приходят в области последующих вступлений вслед за преломленными волнами. Вблизи же пункта взрыва преломленные волны отсутствуют, и отраженные волны легче выделить на фоне других волн.

Расстояния между сейсмоприемниками должны быть такими, чтобы распознать отраженные волны и построить годографы. Обычно они меняются от 1 до 10 м при изучении верхней части разреза и 10 - 100 м при разведке глубин в несколько километров.

2. Система наблюдений в методе общей глубинной точки. Разновидностью МОВ является метод общей глубинной точки (МОГТ или ОГТ), в котором осуществляется накопление отраженных от одной границы сигналов. Отраженные волны изучаются либо в точках профиля при симметричном разносе пунктов возбуждения и приема (центральная расстановка), либо пункты возбуждения располагаются на концах профиля с приемниками (фланговая расстановка). Число таких разносов называется кратностью перекрытий и достигает 10 и больше. В результате по годографу ОГТ (гипербола) удается выделить отражения от границы на фоне регулярных волн-помех (см. 12.1.2).

3. Интерференционные системы наблюдений. В сложных сейсмогеологических условиях (наличие зон выклинивания, нерезкие границы раздела, множество волн, особенности таких волн-помех, как кратные, обменные, поверхностные и др.) выделение полезных однократных отраженных волн представляет трудную методическую и техническую задачу. Наиболее трудно отделить однократные отраженные волны от *многократных*, образующихся на "сильных" отражающих границах, на которых может отражаться свыше четверти энергии. На рис. 4.12, а, б показаны многократные (полнократные и неполнократные) отраженные волны.

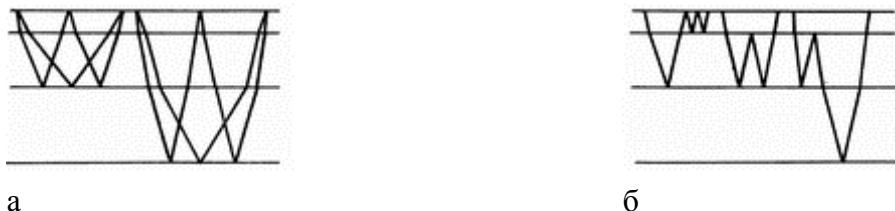


Рис. 4.12. Схема образования полнократных (а) и неполнократных (б) отраженных волн

В определенных сейсмогеологических условиях на некоторых границах образуются *обменные* отраженные и преломленные волны. Хотя обменные и поперечные волны несут дополнительную информацию о среде (что позволяет выделить самостоятельные методы *обменных* и *поперечных* волн), они затрудняют выделение однократных отраженных продольных волн, наиболее часто используемых в МОВ.

Для выделения однократных отраженных продольных волн из множества других используются различные *интерференционные системы*. Они включают аппаратные, методические и интерпретационные приемы, которые обеспечивают направленный прием волн, идущих в каком-то направлении. С помощью интерференционных систем осуществляется сложение упругих колебаний либо в одном, либо в нескольких сейсмических каналах. Иногда в записи вводятся дополнительные сдвиги сигналов во времени. В результате такого сложения (интерференции) на выходе получается запись колебаний, на которой подчеркиваются или выделяются нужные отраженные волны. Это оказывается возможным благодаря тому, что упругие волны приходят с разных направлений (разные углы выхода сейсмической радиации), с разными кажущимися скоростями, частотами и амплитудами колебаний.

Существуют различные интерференционные системы. Наиболее простой интерференционной системой является группирование сейсмоприемников или источников возбуждения. При *группировании сейсмоприемников* ряд сейсмоприемников устанавливается вдоль, вкост профиля или равномерно по площади, подключается к одному усилителю, и в результате регистрируется один суммарный сигнал. Выбор количества сейсмоприемников в каждом канале, системы их расстановки, расстояний между ними (в пределах 20 - 100 м) производятся опытным путем в целях наилучшего выделения определенной волны. При группировании подчеркиваются волны, подошедшие одновременно ко всем сейсмоприемникам группы снизу, а волны, пришедшие с других направлений, ослабляются.

При *группировании взрывов* возбуждение производится одновременно (или с определенным запаздыванием) в нескольких точках. Это обеспечивает создание плоского фронта у падающей волны, что упрощает запись отраженных волн. Одной из интерференционных систем является *регулируемый направленный прием*, разработка и внедрение которого привели к созданию одного из вариантов МОВ - метода регулируемого направленного приема (МРНП или РНП).

Сущность МРНП сводится к направленному приему упругих колебаний благодаря введению в записи искусственных временных сдвигов (или *разновременного суммирования колебаний*). При суммировании сигналов соседних трасс сейсмограммы со сдвигами во времени удается расчленивать сложную интерференционную картину, наблюдаемую на обычной сейсмограмме, на более простую. Меняя время сдвига, можно среди многих волн выделить *отраженную* (или *дифрагированную*) волну, пришедшую под определенным углом к поверхности наблюдений.

Детальная сейсморазведка выявленных месторождений нефти и газа проводится с помощью площадной интерференционной системы наблюдений для последующей трехмерной (3Д) интерпретации. Она сводится к расстановке по квадратной сетке до 1000 сейсмоприемников. Из разных ПВ на этой площади проводится возбуждение сигналов, т.е. ведется как бы "подсветка" подземных структур с разных сторон. В результате получается голографическая объемная съемка недр.

11.2.5. Системы наблюдений в МПВ.

Так как вблизи пункта возбуждения головные преломленные волны отсутствуют, то система наблюдений МПВ должна строиться так, чтобы ближайший к пункту взрыва сейсмоприемник был установлен на некотором расстоянии, сравнимом с предполагаемой глубиной залегания преломляющей границы. Уверенная интерпретация данных МПВ возможна лишь тогда, когда по линии профиля можно построить по крайней мере два годографа, полученных из разных пунктов возбуждения (ПВ). Поэтому система наблюдения строится так, чтобы можно было построить встречные, когда годографы получаются в интервале между двумя ПВ, или нагоняющие годографы, когда они строятся из последовательно расположенных ПВ. Нагоняющие годографы от одной и той же плоской границы параллельны, поэтому по ним можно строить сводные годографы путем параллельных смещений частных годографов.

Обычно применяются полные корреляционные системы наблюдений, обеспечивающие непрерывное прослеживание преломленных волн вдоль профиля наблюдений. В методе МПВ используются системы непрерывного профилирования: через один, два или три интервала (см. 11.2.4.).

В простых геологических условиях выбираются неполные системы наблюдений, когда волны от одной границы выделяются не путем непрерывной корреляции, а путем выявления преломляющих границ на отдельных участках изучаемых профилей. Неполные системы применяются при постановке сейсмических зондирований.

Расстояние между приемниками в МПВ меняется от 10 до 100 м, а при детальных инженерно-геологических исследованиях - от 1 - 2 до 5 - 10 м. Преломленные волны отличаются пониженным спектром частот, так как из-за большого удаления от ПВ волны высоких частот поглощаются. Поэтому, работая на низкочастотных фильтрациях, можно избавиться от отраженных, прямых и других волн.

11.2.6. Организация наземных сейсморазведочных работ.

Выбрав место, систему наблюдений, способы возбуждения, приступают к организации полевых работ.

Перед началом сейсморазведки регулируют и настраивают аппаратуру. Очень важным требованием к многоканальной сейсморегистрирующей аппаратуре является

идентичность каналов, т.е. запись одинакового сигнала должна быть одинаковой на всех каналах. Этого и добиваются при настройке аппаратуры.

Перед началом наземных работ намечают систему профилей. По каждому профилю располагают пункты возбуждения упругих волн и сейсмоприемники. При *вертикальном* расположении сейсмоприемника он реагирует в основном на продольные волны, при *горизонтальном* - улавливает главным образом *поперечные* волны. Вдоль профиля разматывается *сейсмическая коса*, которая подключается к сейсмоприемникам и блоку усилителей. Иногда сигналы передаются по радиоканалу. Для этого каждый сейсмоприемник подключается к миниатюрному радиопередатчику, а в сеймостанции устанавливается многоканальный радиоприемник. Далее проверяется работа и исправность всех узлов станции и устанавливается телефонная или радиосвязь с пунктом возбуждения волн. Для точного отсчета времени прихода упругих волн надо знать момент возбуждения. При взрывном возбуждении вокруг заряда обматывается провод, который через батарею и сопротивление подключается к одному из каналов сеймостанции. В момент взрыва линия разрывается и возникает импульс, который записывается на сейсмограмме или магнитограмме в виде отметки момента взрыва. При невзрывных способах возбуждения в момент удара на один из каналов также подается электрический импульс.

Подготовив аппаратуру и установку, оператор сеймостанций дает команду провести взрыв (возбуждение) и включает аппаратуру. Запись пришедших упругих волн производится автоматически в течение нескольких единиц, иногда десятков секунд. В результате получаются сейсмограммы и магнитограммы.

11.3. Методика морских и других видов сейсморазведки

11.3.1. Неполевые виды сейсморазведки.

Кроме полевых существуют неполевые сейсмические работы: акваториальные (съемки в океанах, морях, озерах, реках) (их называют морскими), а также скважинные и окоლოსкважинные и подземные. Они выполняются с помощью специальных морских или полевых сеймостанций.

11.3.2. Сейсморазведка на акваториях.

При сейсморазведке на *акваториях* применение взрывов запрещено в целях сохранения фауны. Поэтому возбуждение упругих волн производится электроискровыми источниками, газовзрывными установками или пневматическими излучателями. В отличие от взрывов при таком возбуждении волн амплитуда и давление на фронте ударной волны меньше, что оказывается неопасным для фауны. Съемки ведутся как по отдельным профилям (галсам), так и в виде площадных работ на морских полигонах.

Сейсморазведка на акваториях может осуществляться автоматически при движении корабля с установленной на нем сейсморазведочной станцией. Она может быть одно- и двухканальной, используемой при непрерывном сейсмическом профилировании (НСП), или многоканальной, применяемой в МОВ и МПВ. Возбуждение упругих колебаний производится периодически через несколько секунд. С помощью плавающей сейсмической косы упругие колебания улавливаются и автоматически регистрируются на магнитной пленке.

Морские сейсмические станции, особенно цифровые, интересны тем, что наряду с автоматическим проведением работ обеспечивают автоматическую обработку материалов с помощью ЭВМ.

11.3.3. Скважинные и подземные сейсмические исследования.

Основными вариантами скважинных сейсмических методов являются вертикальное сейсмическое профилирование, сейсмоакустический каротаж и сейсмоакустическое просвечивание, основанные на изучении проходящих волн.

Вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) - это такой метод сейсморазведки, при котором возбуждение упругих волн производится на земной поверхности, а в скважине с помощью сейсмоприемников, расположенных на разных глубинах, улавливаются проходящие волны. Этот метод служит для определения природы разных волн и определения скоростей их распространения в горных породах. Он является одним из ведущих методов повышения точности полевой сейсморазведки, так как дает скорости упругих волн с наименьшими погрешностями и обеспечивает привязку сейсмических горизонтов к геологическим.

В методе *обращенного годографа* (МОГ) возбуждение упругих волн производится последовательно в ряде пунктов, удаленных на 50 - 200 м друг от друга и расположенных по одной линии со скважиной, в которой на разных глубинах помещают на кабеле сейсмоприемники. В результате регистрации сигналов в скважине получают сейсмограммы. Суммируя сейсмограммы при разных пунктах возбуждения, легко выявить отраженные волны, определить времена их прихода и построить годограф.

Сейсмоакустический каротаж объединяет методы определения скоростей распространения упругих волн в породах вокруг ствола скважин. Он основан на использовании упругих волн либо такой же частоты, как в сейсморазведке, либо акустических и ультразвуковых волн.

В методе *сейсмоакустического просвечивания* упругие волны от источника импульсных или непрерывных колебаний создаются в одной скважине или выработке, а в соседних скважинах или выработках, удаленных на расстояние до 100 м, изучаются прошедшие через массив волны. По скорости и затуханию волн можно выделить объекты, создающие акустические тени (например, зоны разломов, закарстованности), или отличающиеся по акустической жесткости (например, массивные рудные включения).

Топопривязка пунктов возбуждения и приема в полевой сейсморазведке проводится топогеодезическими и спутниковыми способами. Привязка на карту морских профилей (галсов) осуществляется штурманом корабля с помощью различных радионавигационных, в том числе спутниковых систем определений координат.

11.3.4. Методика сейсмoeлектрических методов.

1. *Наземный вариант.* Существует два основных варианта сейсмoeлектрического метода (СЭМ): пьезoeлектрический метод (ПЭМ) и метод сейсмoeлектрических потенциалов (МСЭП).

Методика и техника наземных работ в пьезoeлектрическом методе сходны с таковыми наземной сейсморазведки. Возбуждение упругих волн осуществляется с помощью небольших взрывов (подрыв электроденаторов, детонирующего шнура и т.п.) или ударов. При прохождении упругих волн в породах с повышенным пьезoeлектрическим эффектом генерируются электромагнитные колебания. Наряду с упругими колебаниями, улавливаемыми сейсмоприемниками, в методе ПЭМ изучаются электрические (**E**) составляющие поля с помощью заземленных линий (*MN*), реже магнитные (**H**) - посредством рамочных антенн. Для работ используются 6- и 8-канальные станции, мало отличающиеся от обычных сейсмических станций (см. 11.1.4). Сейсмоприемники и датчики **E** и **H** располагаются рядом. Расстояние между соседними пунктами возбуждения и измерения меняются от 2 до 20 м.

В наземном варианте ПЭМ используется продольное, непродольное и круговое профилирование. Для детализации аномалий наблюдения проводят по профилям, проходящим вкрест и вдоль аномалий. Расстояние между профилями должно быть в 2 - 4 раза меньше предполагаемой длины разведываемого объекта.

При *обработке сейсмoeлектрограмм* (или *пьезоелектросейсмограмм*), т.е. записей упругих и электромагнитных волн в ПЭМ, определяются времена первых вступлений и максимальные амплитуды упругих и электромагнитных импульсов. Далее строятся годографы волн, графики амплитуд и графики отношений амплитуд электромагнитной и

упругой волн. По максимумам на этих графиках определяются эпицентры геологических тел с повышенным пьезоэлектрическим эффектом. Зная скорость распространения упругой волны в окружающей среде V и время прихода пьезоэлектрической (электромагнитной) волны Δt , можно оценить расстояние от пункта возбуждения до возмущающего объекта ($R = V\Delta t$). Получив такие расстояния из разных пунктов возбуждения при площадной съемке, можно выявить контуры объекта.

Наземный вариант пьезоэлектрического метода применяется для выявления и оконтуривания пьезоэлектрически активных геологических объектов (хрустале-носных, кварцевых, пегматитовых жил, нефелиносодержащих пород), к которым могут быть приурочены месторождения золота, горного хрусталя и оптического кварца, слюды, нефелина. Глубинность разведки 10 - 30 м.

2. *Подземный вариант ПЭМ.* В подземном варианте ПЭМ может проводиться как *профилирование* вдоль скважин и горных выработок, так и *просвечивание* между разными выработками и поверхностью земли. Методика и система наблюдений определяются строением пространственным положением выработок и особенностями геологического разреза.

В результате работ выявляются слепые пьезоэлектрически активные объекты в пространстве между выработками, оконтуриваются зоны и участки расположения кварцевых, пегматитовых и других жил, проводится сравнительная оценка выявленных аномальных зон по величине пьезоэлектрического эффекта. Дальность разведки составляет первые десятки метров.

3. *Метод сейсмoeлектрических потенциалов.* Методика и техника работ при изучении сейсмoeлектрических потенциалов такая же, как и в пьезоэлектрическом методе. Отличие лишь в природе возбуждаемых электромагнитных полей. Метод сейсмoeлектрических потенциалов находит применение в комплексе инженерно-гидрогеологических и сейсмологических исследований. В частности, с помощью этого метода можно получить информацию о влажности, пористости, мерзлотных свойствах пород. Он может использоваться при сейсмологическом картировании для оценки сейсмической опасности.

12. Обработка, интерпретация и области применения сейсморазведки

12.1. Обработка данных сейсморазведки

12.1.1. Сущность и конечные результаты обработки данных сейсморазведки.

В отличие от других методов геофизики, интерпретации данных сейсморазведки предшествует очень трудоемкий этап обработки сейсмограмм и магнитограмм, направленный на выделение из сотен зарегистрированных волн нескольких полезных. С помощью как рациональной системы наблюдений, так и сложной цифровой обработки материалов надо подавить множество регулярных и нерегулярных волн-помех и выявить кинематические (время прихода) и динамические (амплитуда сигналов) характеристики волн. Далее их надо идентифицировать однократными отраженными или преломленными (рефрагированными) волнами.

Таким образом, в результате обработки сейсмических данных получаются времена (t) прихода тех или иных волн на разных расстояниях от ПВ (x). По ним вручную или автоматически с помощью ЭВМ строятся:

- годографы волн (по горизонтали откладываются x , по вертикали вверх - t)(см. рис. 4.2 - 4.7);
- профилограммы (по горизонтали x , по вертикали вниз записи всех полезных волн);
- временные разрезы (обычно в МОВ и МОГТ): по горизонтали x , по вертикали вниз t , истинное или преобразованное (см. 12.1.2).

Обработка заканчивается качественной интерпретацией выявленных однократных волн, т.е. дается характеристика изменения сейсмического разреза по горизонтали и

вертикали. Особенно наглядны временные разрезы, на которых видны все структурные (геометрические) особенности разреза (см. рис. 4.13).

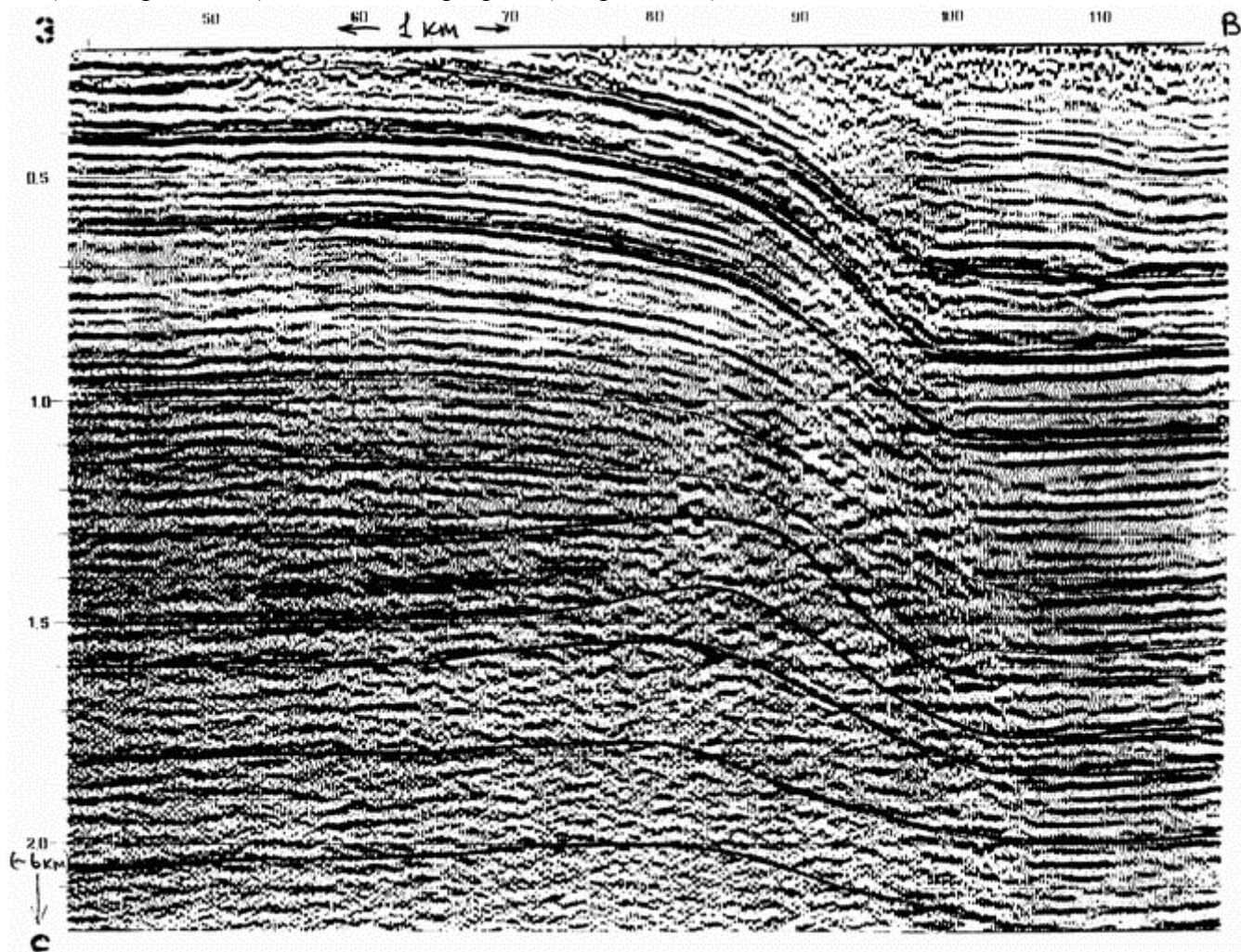


Рис. 4.13. Временной разрез МОВ

12.1.2. Обработка сейсмограмм и магнитограмм.

1. *Ручная обработка сейсмограмм.* Для ручной обработки данных сейсморазведки используются сейсмограммы, на которых непрерывная аналоговая запись представлена в видимой форме (рис. 4.10). С этой целью в случае магнитной регистрации магнитограммы переписываются на фото- или рулонную бумагу.

На первом этапе обработки сейсмограмм ставят марки времени от момента взрыва. Далее ведут *корреляцию*, или выделение вступлений или фаз одной и той же волны по разным каналам сейсмограммы. Вступления волны (первое резкое отклонение записи сигнала от положения равновесия) легко определить для волн, пришедших первыми (первые вступления). Как правило, это прямые или преломленные волны. На рис. 4.10 t_1 - прямая, t_2 - преломленная, t_3 - отраженная волны. Определить вступление других полезных волн, особенно пришедших от глубинных границ и в условиях интерференции волн, трудно, поэтому ведется *фазовая корреляция*. Для этого на сейсмограммах прослеживаются оси синфазности, или фазы колебаний, т.е. максимумы и минимумы на записи, наблюдаемые вслед за вступлением волны и характеризующиеся одинаковой устойчивой формой и амплитудой на соседних трассах.

Для улучшения записи и облегчения выделения тех или иных полезных волн в процессе перезаписи полевых материалов меняют фильтрацию, усиление, производят

суммирование сигналов с тем, чтобы сделать запись визуально более четкой и лучшей для ручной обработки. Выделив оси синфазности, по маркам времени легко найти *время прихода* фазы той или иной волны к каждому сейсмоприемнику. В полученное время прихода волн вводятся так называемые *статические поправки*: за зону малых скоростей мощностью в несколько первых десятков метров, где скорости всегда ниже, чем в коренных породах, за рельеф, за глубину взрыва и другие, а также поправка за фазу, благодаря которой определяется точное время вступления волны.

2. *Цифровая обработка сейсмических данных*. Решение сложнейших проблем сейсморазведки - выделение полезных однократных отраженных и преломленных (рефрагированных) волн от ряда границ раздела на фоне сотен волн-помех было бы невозможным без цифровой обработки сейсмических данных на ЭВМ. "Цифровая революция" в геофизике прошла в 60 - 70-е годы, а уровень компьютеризации в сейсморазведке - один из самых высоких среди всех научно-прикладных дисциплин.

Основу цифровой обработки сейсмических данных составляют три вида математических операций: преобразования Фурье, свертка (конволюция) сигналов и корреляция.

Преобразования Фурье преобразуют функции во временной области (например, короткий импульс при возбуждении упругой волны) в функции в частотной области (например, длительная гармоническая запись сигнала, снимаемого с сейсмоприемника) и обратно. Важно, что информация в ходе таких преобразований принципиально не теряется, но ее обработка более удобна и наглядна иногда в частотной, иногда во временной областях.

Свертка сигналов - это математическое решение задачи фильтрации, т.е. операция замещения каждого элемента входного сигнала некоторым выходным с определенной весовой функцией. Один из этих сигналов берется перевернутым, т.е. в противофазе.

Корреляция выявляет меру сходства двух последовательностей (выборка каких-то данных). Она аналогична свертке, только без переверота одной из функций. Например, с помощью метода взаимной корреляции определяется сходство сигналов двух трасс записей сейсмоприемников. Для улучшения сходства в один из каналов можно ввести временной сдвиг.

Целью разных методов цифровой обработки является увеличение отношения сигнал/помеха, чтобы надежно отфильтровать кратные и другие волны-помехи, прокоррелировать оси синфазности полезных однократно отраженных или преломленных волн, определить время их прихода по всем трассам и изменение амплитуд сигналов по ним.

3. *Построение временных разрезов*. При обработке данных МОВ строятся временные разрезы (рис. 4.13). *Временной разрез* представляет собой определенным образом подобранные и преобразованные сейсмограммы, на которых записи отнесены к нулевому времени (t_0), т.е. времени пробега волны при нулевом удалении от приемника до источника. Для этого в наблюдаемые сейсмограммы вводятся так называемые кинематические поправки.

Такие разрезы автоматически получаются при работах *методом* t_0 , или *центрального луча*, когда сейсмоприемник располагается вблизи пункта возбуждения, а запись производится одним сейсморегистрирующим каналом, например, в методе непрерывного сейсмического профилирования на акваториях. Если сделать монтаж из трасс таких записей (для чего направить ось времен каждой трассы вниз, а рядом на определенных расстояниях, соответствующих положению пунктов возбуждения, расположить все соседние трассы), то это и будет временной разрез.

При многоканальной автоматической записи строятся временные разрезы с помощью ЭВМ. Выделяя на временных разрезах оси синфазности, соответствующие временам

прихода однократных отраженных волн, получаем линии t_0 , каждая из которых отвечает одной из отражающих границ геологического разреза.

Временные разрезы хотя и не несут информации о глубинах залегания отражающих границ, но дают представление об основных чертах геологического строения и являются важным результатом качественной интерпретации данных МОВ. Если средняя скорость не меняется вдоль профиля, то линия t_0 может быть непосредственно сопоставлена с отражающей границей. Зная среднюю скорость в толще над отражающей границей и закон ее изменения со временем, например, по имеющемуся для данного района графику $V_{cp}(t_0)$, легко перестроить временной разрез в глубинный. В случае, когда $V_{cp}(t_0)$ остается

постоянной вдоль профиля, такое преобразование сводится к замене шкалы времени t_0 на шкалу глубин $H = V_{cp}(t_0) \cdot t_0 / 2$ (см. рис. 4.13). В случае непостоянства V_{cp} трансформация временных разрезов в глубинные затруднена и осуществляется с помощью ЭВМ.

4. *Обработка данных МОГТ.* Как отмечалось в 11.2.4, в методе общей глубинной точки (МОГТ) для каждой точки профиля (x_i) получается несколько (N) сейсмотрасс, т.е. запись с разных пунктов возбуждения (ПВ) и сейсмоприемников (СП), расположенных симметрично от x_i (точки записи) (см. рис. 4.14). При такой системе наблюдений во всех точках профиля последовательно могут располагаться ПВ и СП, а число таких перестановок равно кратности перекрытий (N).

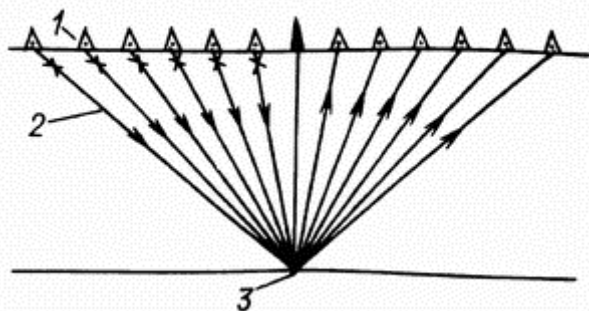


Рис. 4.14. К обработке данных МОГТ

Поскольку, кроме однократных волн (рис. 4.14), на сейсмограммах регистрируется множество многократно отраженных волн от всех границ раздела (рис. 4.12), то они маскируют полезные однократные волны. Целью обработки данных МОГТ и является хотя бы частичное подавление многократно отраженных волн. Для этого используются сложные многоступенчатые приемы суммирования всех N сейсмотрасс с введением в них кинематических поправок и получением так называемых суммотрасс. Обработка требует больших расчетов и выполняется в автоматическом режиме на ЭВМ.

12.2. Количественная интерпретация данных сейсморазведки

12.2.1. Сущность и конечные результаты количественной интерпретации.

Количественная интерпретация годографов и временных разрезов начинается с изучения скоростного разреза и определения средних скоростей (V_{cp}) толщ пород над каждой из выявленных отражающих и преломляющих границ. Далее временные разрезы преобразуются в глубинные, т.е. определяется геометрия разреза (глубины залегания, углы наклона (φ)) и распределение пластовых, средних, граничных скоростей по профилю и глубине. Заключительным этапом является геологическое истолкование результатов, для чего используется вся геологическая информация, данные бурения и геофизических

исследований в скважинах (ГИС). Оно заканчивается построением сейсмогеологических разрезов, называемых так потому, что это фактически структурно-геологические разрезы, но построенные по данным сейсморазведки и ГИС. Кроме того, строятся структурные карты.

12.2.2. Определение скоростей упругих волн в многослойных толщах над выявленными отражающими и преломляющими границами.

Для решения обратных задач МОВ и МПВ прежде всего необходимо определить средние скорости в покрывающей выявленные границы толще.

1. *Определение средних скоростей по сейсмическому каротажу скважин.* Самым точным методом определения средних скоростей в покрывающей толще являются сейсмические исследования в скважинах (сейсмокаротаж) скважин. При *сейсмокаротаже* на поверхности вблизи скважины с помощью ударов или взрывов возбуждают упругие колебания, а с помощью сейсмоприемников, помещаемых на разной глубине в скважине, определяют первые вступления прямой (или проходящей) волны. Далее строят *вертикальный годограф* (по вертикальной оси откладывается глубина, по горизонтальной - время вступления волны) и *график пластовых или интервальных скоростей* (рис. 4.15).

$$(V_{\text{инт}}) = \Delta H / \Delta t$$

По годографу определяют пластовые скорости , а по усредненному годографу для всей покрывающей толщи - средние:

$$V_{\text{ср}} = \sum V_{\text{инт}} \Delta t_i / \sum \Delta t_i \approx H / t_s$$

где i - номер пласта. Суммирование ведется по всем пластам в пределах всей толщи мощностью H .

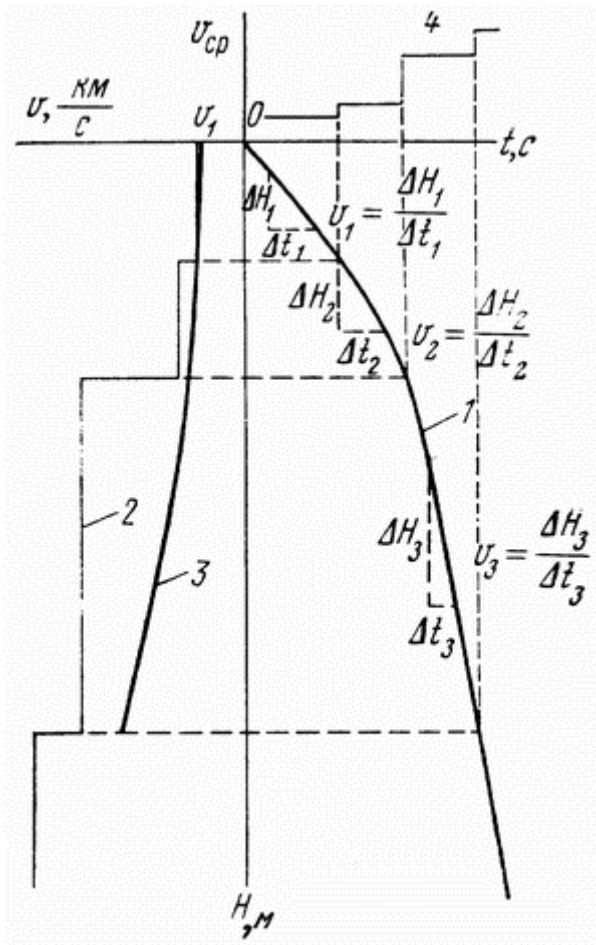


Рис. 4.15. Сводные результаты сейсмических исследований в скважине: 1 - вертикальный годограф; 2 - график пластовых скоростей; 3 и 4 - графики зависимостей

средней скорости от глубины и времени

2. *Определение эффективных скоростей в методе отраженных волн.* Как отмечалось в 10.3.2, по годографам МОВ можно определить $V_{\text{эф}}$ в покрывающей толще разными способами, в том числе способом постоянной разности (рис. 4.4). Расчеты и практика сейсморазведки показывают, что $V_{\text{эф}}$ по данным МОВ и $V_{\text{эф}}$ по данным ГИС отличаются ($V_{\text{эф}} \geq V_{\text{эф}}$). Расхождения эти зависят от различий скоростей в пластах, слагающих толщу.

Если пластовые скорости в толще различаются не более, чем в два раза, то $V_{\text{эф}}$ превышает $V_{\text{эф}}$ не более, чем на 3 %, а если отличия трехкратные, то $V_{\text{эф}}$ превышает $V_{\text{эф}}$ на 6 %.

Эффективные скорости, определенные по данным интерпретации годографов МОГТ ($V_{\text{эф}}$), ближе к $V_{\text{эф}}$. В ходе цифровой обработки МОВ - МОГТ с помощью специальных процедур скоростного анализа выявляются достаточно достоверные значения $V_{\text{эф}}$, а главное, устанавливаются закономерности их изменения по глубине и латерали.

Сейсморазведка является самым точным геофизическим методом, и все погрешности дальнейшей интерпретации зависят от точности определения $V_{\text{эф}}$. Самые достоверные данные дают сейсмические исследования в скважинах. Сочетая их с анализом результатов цифровой обработки МОГТ, можно ошибки в определении скоростей, а значит, и других параметров (H, φ) сделать равными порядка 1 %.

3. *Определение скоростей в методах преломленных и рефрагированных волн.* Как показывает практика сейсморазведки, определение скоростей упругих волн в перекрывающей толще в методах преломленных (МПВ) и рефрагированных волн (МРВ) менее точно, чем в МОВ. Поэтому для их интерпретации используются $V_{\text{эф}}$ (по ГИС) или $V_{\text{эф}}$ (по МОВ). Однако приближенно с точностью порядка 5 % эту скорость можно рассчитать и по данным МРВ (см. 10.3.2). Существуют разные способы их определения как в МРВ, так и МРВ. Выше (см. 10.3.3) показано, как по годографу рефрагированных волн строится скоростной разрез.

В МРВ различными приемами определяется граничная скорость (V_r) распространения головной преломленной волны в подстилающей высокоскоростной толще ($V_2 \approx V_r$). Один из них (способ разностного годографа) рассмотрен в 10.3.3 (см. рис. 4.8).

12.2.3. Определение геометрии разреза.

Для определения геометрии разреза - глубин залегания отражающих и преломляющих границ (H) и углов их наклона (φ) - используются приемы решения обратных задач на основе анализа выражений $t(x)$, полученных в ходе решения прямых задач (см. 10.3). Наиболее типичные ручные приемы интерпретации годографов МОВ и МРВ способом средних скоростей приведены выше (10.3.2 и 10.3.3). При интерпретации годографов и временных разрезов с помощью ЭВМ в основном применяется метод нулевого времени (t_0). Для горизонтально слоистых толщ ($\varphi < 3^\circ$) в кинематическом плане границы считаются плоскими и особых проблем при построении отражающих или преломляющих границ нет. Поэтому, определив H и φ всех выявленных горизонтов, можно построить сейсмический разрез (рис. 4.16). Для этого на разрезе строятся отражающие площадки, а по ним проводятся условные и опорные горизонты. Опорными называются такие, которые

хорошо прослеживаются по профилю всеми годографами и на всем временном разрезе, а также привязаны к геологическим горизонтам.

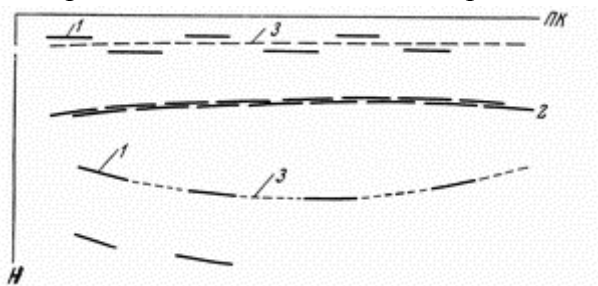


Рис. 4.16. Сейсмический разрез по данным МОВ: 1 - отражающие площадки; 2, 3 - опорный и условный горизонты

При углах φ , больших $3 - 5^\circ$, нужны дополнительные расчеты углов наклона слоев. На временных разрезах отражающие площадки оказываются смещенными от своего истинного положения тем дальше, чем больше φ . Это явление называется сейсмическим сносом.

Разработаны различные приемы учета и исправления ошибок за счет сейсмического сноса. Одним из них является миграционное преобразование, которое сводится к перемещению отражающих площадок в их истинное положение на разрезе. Для выполнения процедуры миграции необходимо иметь сведения о распределении V_p . Далее строятся эхо-глубины, касательные к которым и аппроксимируются искомыми границами. Простейшим миграционным приемом ручной интерпретации МОВ является построение отражающей границы способом эллипсов (рис. 4.5, в). В настоящее время миграционные процедуры включены в приемы цифровой обработки информации и учитываются при построении временных разрезов и разрезов МОГТ.

Рассмотренные выше простые физико-геологические модели (ФГМ) сейсмических сред относятся к классу изотропных одномерных (их обозначают $1D$), примером которых является горизонтально слоистая среда, и двумерных ($2D$), например, наклонно слоистые среды. В сейсморазведке приходится иметь дело с трехмерными моделями ($3D$), например, соляные купола, рифовые массивы, рудные залежи. Интерпретация подобных, как и анизотропных моделей сред значительно сложнее и выполняется с помощью ЭВМ.

12.2.4. Геологическое истолкование данных сейсморазведки.

Ответственным этапом интерпретации сейсмических (временных и глубинных) разрезов, полученных в результате количественной интерпретации годографов и временных разрезов, является их геологическое истолкование. Оно должно основываться на логической увязке всех сейсмических и геолого-геофизических данных и направлено прежде всего на построение сейсмогеологических разрезов по всем профилям наблюдений, взаимоувязанных и непротиворечивых.

Конечные результаты сейсморазведки всегда вероятностные, ибо обратная задача геофизики неоднозначна. Однако в сейсморазведке неоднозначность значительно меньше, а результаты точнее по сравнению с другими геофизическими методами. Вместе с тем для получения высоких точностей необходим исследовательский, творческий подход для каждого района работ. В зависимости от задач, поставленных перед сейсморазведкой, подходы к геологическому истолкованию отличаются. Поскольку сейсморазведка и ее основной метод структурной геофизики - МОВ (МОГТ) направлены на поиски и разведку нефти и газа на глубинах 1,5 - 6 км, то основной целью этих исследований является построение структурных карт по опорным горизонтам. Качество их построений желательно проверить математическим моделированием, т.е. решением прямых задач для самых ответственных аномальных участков с построением так называемых синтетических сейсмограмм. Сравнение их с наблюдаемыми сейсмограммами поможет оценить

достоверность выделения аномальных зон (ловушек). К последним относятся структурные (поднятия и антиклинали, прогибы и синклинали), тектонические (сбросы, надвиги), литологические (смены пород, выклинивания) особенности. К аномальным зонам могут быть приурочены залежи нефти, газа и других полезных ископаемых. Изучение природы волн и идентификация сейсмических границ оказывается наиболее достоверной, если границы слоев, пластовые и интервальные скорости по данным полевых наблюдений увязаны с данными вертикального сейсмического профилирования (ВСП), предназначенного для детального изучения сейсмических границ вблизи скважины, а также сейсмических и акустических исследований в самих скважинах. Имеются специальные алгоритмы совместной цифровой обработки околоскважинных и скважинных сейсмических методов.

Совместный анализ сейсмических и геологических данных геофизиками и литологами позволяет проводить сейсмостратиграфическое изучение разреза. Суть его заключается в том, что на основе объективного материала о геометрии и скоростном строении геологического разреза получают сведения об условиях осадконакопления, сочлененности и литологии контактирующих пород.

12.3. Области применения сейсморазведки

Сейсморазведка - ведущий метод геофизики - применяется для решения различных геологических задач при глубинных и структурных исследованиях, поисках и разведке нефти, газа, других полезных ископаемых, изучении геологической среды, изысканиях при строительстве, разведке подземных вод и других.

12.3.1. Глубинная сейсморазведка.

Глубинная сейсморазведка предназначена для изучения глубин от 5 - 10 км до нескольких десятков километров. Она проводится методами *глубинных сейсмических зондирований* (ГСЗ) или профилирований (ГСП), отличающихся кусочно-непрерывным или непрерывным прослеживанием глубинных - в основном, преломленных, реже отраженных, которые быстрее затухают с глубиной - волн вдоль региональных профилей (геотраверсов). Возбуждение упругих колебаний осуществляется большими взрывами. Регистрация сверхнизкочастотных упругих колебаний (1 - 20 Гц) ведется на расстояниях 50 - 300 км от пунктов взрыва.

Глубинная сейсморазведка применяется для решения следующих задач:

1. расчленения Земли на оболочки;
2. картирования подошвы земной коры - поверхности Мохоровичича;
3. выявления границ в земной коре, глубинных разломов, разных типов земной коры;
4. изучения поверхности кристаллического фундамента.

По данным сейсмологии и глубинной сейсморазведки получена модель расчленения Земли на оболочки по скоростям продольных (**P**) и поперечных (**S**) волн (рис. 4.17).

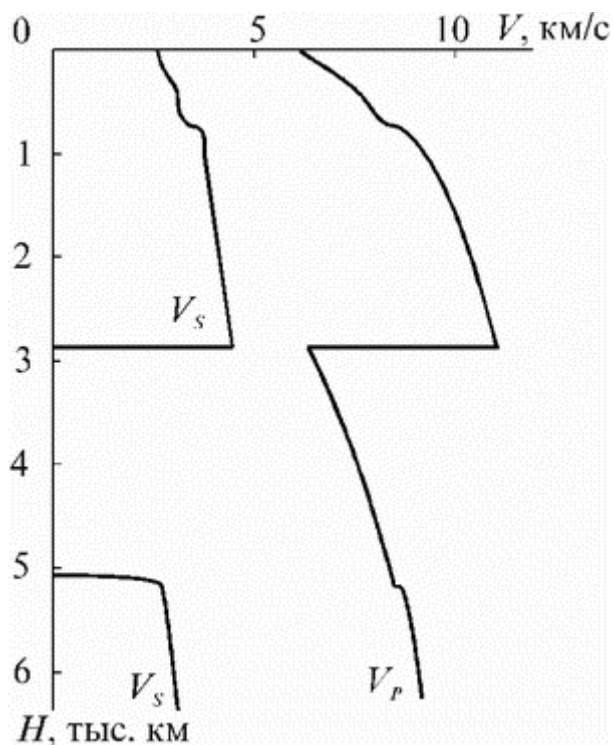


Рис. 4.17. Модель распределения скоростей продольных (P) и поперечных (S) волн внутри Земли

По распределению скоростей упругих волн и их градиентов Землю делят на следующие оболочки.

Сверху залегают осадочные породы мощностью от 0 до 15 км и подстилающий их кристаллический фундамент. Вместе с нижележащими породами они образуют земную кору, мощность которой меняется от 5 км на океанах до 70 км в некоторых горных областях. Подошва земной коры называется поверхностью Мохоровичича (М-

поверхностью или Мохо). Она характеризуется резким скачком V_p (от 7 до 7,9 - 8,2 км/с) и отделяет земную кору от верхней мантии. Последнюю разделяют на литосферу (каменную оболочку) мощностью 60 - 100 км и астеносферу (полупластичную оболочку с небольшим понижением скоростей, простирающуюся до глубин 300 - 400 км. На глубине 900 км по изменениям градиентов скоростей выделяют нижнюю мантию. С глубин 2900 км по скачку V_p и V_s выделяют верхнее ядро, которое считается "жидким", так как через него не проходят поперечные волны. С глубин 5100 км залегает нижнее ядро.

Строение континентальной и океанической земной коры, изучаемое сейсморазведкой, гравиразведкой и магнитотеллурическими исследованиями, позволило выделить в них структуры разного порядка и глубинные разломы.

Глубинные разломы и тектонические нарушения по данным МОВ выделяются нарушением прослеживаемости горизонтов, а по данным МПВ - скачками в глубинах залегания преломляющих границ.

Поверхность фундамента под осадочными породами является опорной преломляющей и отражающей границей и с успехом картируется МПВ и МОВ.

12.3.2. Структурная сейсморазведка.

Структурная сейсморазведка - одно из основных направлений сейсморазведки. Структурная сейсмическая разведка, кроме решения задач структурной геологии, имеет четкую практическую направленность на поиск нефти и газа. Она проводится на суше, на морях, океанах, вдоль рек и имеет дело с глубинами исследования до 10 км. Структурные задачи решаются методом отраженных волн. Метод преломленных волн играет

подчиненное значение и служит для картирования поверхности фундамента и выделения высокоскоростных слоев в осадочном чехле.

В результате рекогносцировочного и частично поискового сейсмогеологического районирования, выполненного на территории России, выделяются следующие четыре типа разрезов с различной эффективностью применения сейсморазведки.

I. Древние платформы (Русская, Восточно-Сибирская) характеризуются двух-трехэтажным сейсмогеологическим строением, пологими структурами, выдержанностью отражающих и преломляющих границ. Под сейсмогеологическим этажом понимается толща, для изучения которой требуется применение специфической методики наблюдений и интерпретации - иными словами, это сравнительно однородная толща горных пород, иногда четко не расчленяемая по сейсмическим данным. Для поисков нефтегазоносных структур в этих регионах необходима детальная высокоточная сейсморазведка с точностью определения глубин около 25 м.

II. Молодые платформы (Западно-Сибирская, Среднеазиатская, Предкавказская) отличаются одно- и двухэтажным строением, большой амплитудой структур, выдержанностью отражающих границ в этажах и преломляющих на границах этажей и по кровле фундамента. Поиски нефтегазовых структур в этих районах проводятся довольно успешно, так как сейсморазведка обеспечивает сечение сейсмогеологических карт и разрезов до 50 м.

III. Зоны кайнозойской складчатости (Кавказ, Карпаты, Средняя Азия, Сахалин и т.п.) характеризуются крупными, сложными структурами с большими углами наклона. Как правило, здесь отражающие границы прослеживаются в виде отдельных отражающих площадок. Основную роль играет МПВ. Для определения скоростей нужны скважины. Сейсморазведка дает результаты пониженной точности (сечение карт свыше 100 м).

IV. Глубинные впадины на платформах (Прикаспийская, Днепровско-Донецкая, Вилуйская и др.) характеризуются сложным многоэтажным строением с явлениями диапиризма, наличием соляных куполов. В подобных условиях применяются МПВ, МОВ. Точность сейсморазведки такая же, как и для III типа сейсмогеологического разреза.

Для решения задач структурной геологии широко применяется морская и речная сейсморазведка. Морская сейсморазведка - один из наиболее быстрых методов сейсморазведки. Работы ведутся в модификации НСП, МОВ, МПВ специальной автоматической аппаратурой без остановки судна.

12.3.3. Нефтегазовая сейсморазведка.

В результате структурных геолого-геофизических исследований практически все перспективные на нефть и газ районы на суше и морском шельфе выявлены. В этих районах, начиная с более перспективных, ведутся площадные поисково-разведочные сейсмические работы методом МОВ - МОГТ.

По условиям формирования и залегания нефтяные месторождения располагаются на глубинах 1,5 - 4 км, а газовые - на глубинах 3 - 6 км. Главное назначение сейсморазведки - поиск структур, благоприятных для нефтегазоаккумуляции. Их называют ловушками. Это такие зоны осадочных (реже изверженных) пород, в которых имеются пористые породы (коллекторы), например, пески, трещиноватые скальные породы, перекрытые непроницаемыми породами (экранами), например, глинами. Основными типами ловушек являются: антиклинальные или куполовидные поднятия, приуроченные к сбросам толщи коллекторов, рифогенные (известковые) выступы, соляные купола, зоны выклинивания, стратиграфические несогласия, древние долины и другие.

Все они при высоком качестве проведения полевых работ и цифровой обработке информации визуально прослеживаются на разрезах: временных по данным МОВ (лучше МОГТ) и глубинных (МОВ - МОГТ), на структурных картах по кровле опорных горизонтов, на картах мощностей коллекторов или экранов. Точность в определении глубин должна быть не менее 100 м.

Разведка структур проводится сложными интерференционными системами МОГТ в сочетании с сейсмоакустическими исследованиями поисковых скважин. Точность в определении изменений мощностей пород в ловушках должна достигать 25 м.

В результате детальной сейсморазведки выявляются местоположение структур и их глубины, где возможно скопление нефти или газа (таких в среднем одна треть).

Прямые поиски нефти и газа в выявленных ловушках - задача очень сложная. Она требует детального анализа кинематики (скоростей) и динамики (затуханий)

сейсмических волн (например, отношение V_p/V_s является индикатором флюидонасыщенности). Прямые поиски более эффективны, если сейсморазведка комплексирована с высокоточной гравиразведкой, электромагнитными зондированиями, термическими и ядерными исследованиями в неглубоких скважинах. Разумеется, необходимо вести бурение самых перспективных структур. При благоприятном исходе такие скважины становятся промышленными для добычи нефти и газа.

12.3.4. Рудная сейсморазведка.

При поисках и разведке различных рудных месторождений сейсморазведка применяется значительно реже, чем нефти и газа. Это объясняется сложным сейсмогеологическим строением рудных районов.

Рудная сейсморазведка применяется для:

1. определения мощности наносов, картирования поверхности коренных пород и мощности зоны выветривания;
2. выявления структур, благоприятных рудонакоплению, и изучения внутренней структуры рудных полей;
3. картирования под наносами крутозалегающих пластов, метаморфических и изверженных пород;
4. трассирования тектонических нарушений, зон дроблений, трещиноватости.

Непосредственные (прямые) поиски и разведка рудных месторождений с помощью сейсморазведки практически не проводятся. Основным методом рудной сейсморазведки длительное время являлся лишь метод преломленных волн. Особенно широко МПВ применяется для изучения поверхности коренных пород. Скользящая преломленная волна, распространяясь вдоль поверхности коренных пород, позволяет определить глубину их залегания, граничную скорость, выявлять зоны их нарушений, трещиноватости. В последние годы в рудной сейсморазведке применяются и другие классы волн: обменные, отраженные, рефрагированные.

Работы проводятся с помощью сейсморазведочных станций в высокочастотной модификации (частоты колебаний 100 - 400 гц), что обеспечивает большую разрешающую способность сейсмических наблюдений.

12.3.5. Инженерно-гидрогеологическая сейсморазведка.

При изучении геологической среды с целью инженерно-геологических и гидрогеологических изысканий (гидростроительство, дорожное, промышленное и гражданское строительство, в том числе в районах вечной мерзлоты, поиски подземных вод, решение различных геоэкологических, мерзлотно-гляциологических и других задач) сейсморазведка находит все большее применение. Она используется для изучения глубины залегания коренных пород, расчленения осадочных толщ, определения мощности коры выветривания, мощности льда, картирования вечной мерзлоты, прослеживания разрывных нарушений, трещиноватых закарстованных зон, изучения оползней, определения уровня подземных вод.

Инженерно-гидрогеологическая сейсморазведка имеет дело с небольшими глубинами, поэтому возбуждение упругих волн проводится с помощью малых взрывов или ударов. Для разведки небольших глубин (до 30 - 40 м) применяется микросейсморазведка. Работы

выполняются с помощью легких одноканальных сейсмических установок ОСУ (вес всего оборудования до 30 кг) или малоканальных (2 - 4). Возбуждение упругих волн производится ударом кувалды. Работы выполняются в модификации МПВ, реже МОВ.

При инженерно-геологических изысканиях акваторий морей, озер, рек могут применяться сейсмоакустические методы с электроискровыми или газоразрядными датчиками. При этом регистрируются эхо-сигналы (отражения) от границ слоев с разными акустическими жесткостями.

Сейсморазведка в горных выработках (подземная сейсморазведка) применяется для изучения сплошности массива, выявления пустот, обводненных зон, изучения геологического строения и оценки физико-механических и прочностных свойств горных пород вокруг выработок, а также горного давления. Работы в горных выработках проводятся либо с одноканальными установками, либо с помощью переносных сейсмостанций. Для изучения целиков пород между горными выработками используются сейсмические и акустические просвечивания.

Важной задачей инженерной сейсморазведки является изучение физико-механических и прочностных свойств пород. Измеряя скорость распространения продольных и поперечных волн в горных выработках, обнажениях, а также на образцах, можно рассчитать упругие константы и оценить физико-механические и прочностные свойства горных пород. Полученные данные используются для оценки горного давления, необходимого для расчета обделки и крепления горных выработок, а также для определения устойчивости, крепости, разрабатываемости грунтов. Измерения скоростей упругих волн проводятся как с помощью одноканальных сейсмических установок, так и с помощью сейсмоскопов, работающих на ультразвуковых частотах.

Динамические параметры модуля упругости, т.е. параметры, полученные по данным сейсморазведки, могут быть рассчитаны по известным скоростям распространения

упругих продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн (см. (4.2)):

$$E = \frac{V_p^2 \sigma (1 + \delta)(1 - 2\delta)}{1 - \delta}; \quad \rho; \quad E = V_p^2 \sigma (2 + \delta), \quad (4.14)$$

где σ - плотность, δ - коэффициент Пуассона, E - модуль Юнга. Зная V_p и V_s , можно определить δ . Для большинства скальных пород $\delta \approx 0,22$.

Тогда

$$E \approx 1,4(V_p 10^{-3} + 11)V_s^2 10^{-3} \left[\frac{\text{кг}}{\text{см}^3} \right],$$

где V_p измеряется в м/сек.

Однако полученные динамические параметры необходимо сопоставить со статическими параметрами прочности, определяемыми путем испытаний образцов и монолитов на сжатие. Установив для каждого литологического комплекса района исследований корреляционную зависимость между динамическими модулями и статическими коэффициентами крепости (прочности) пород, можно отказаться от части трудоемких испытаний образцов, заменив их микросейсморазведкой или ультразвуковыми измерениями.

Глава 5. Терморазведка

Геотермическая разведка (терморазведка) объединяет физические методы исследования естественного теплового поля Земли с целью изучения ландшафтов, термического режима земной коры и верхней мантии, выявления геотермических ресурсов, решения поисково-разведочных и инженерно-гидрологических задач. Меньшее применение находят методы искусственных тепловых полей. Тепловое поле определяется внутренними и внешними источниками тепла и тепловыми свойствами горных пород. При терморазведке регистрируют радиотепловое и инфракрасное излучение земной поверхности, измеряют температуру, ее вертикальный градиент или тепловой поток. Распределение этих параметров в плане и по глубине несет информацию о термических условиях и геологическом строении изучаемого района.

Основными методами терморазведки являются: радиотепловые (РТС) и инфракрасные (ИКС) съемки; региональные термические исследования на суше и акваториях; локальные поисково-разведочные термические исследования, направленные на выявление и изучение месторождений полезных ископаемых; инженерно-гидрогеологические термические исследования, предназначенные для изучения мерзлотных условий и движения подземных вод; термический каротаж, который служит для документации разрезов скважин по теплопроводности вскрытых горных пород; методы искусственных тепловых полей при работах на акваториях и в скважинах.

13. Физико-геологические основы теории терморазведки

13.1. Тепловое поле Земли и его параметры

Теория терморазведки построена на основе математического и физического моделирования, натурных наблюдений и установления связей с другими полями Земли. Благодаря этому удается получить гипотетическое изменение температур недр Земли.

13.1.1. Общая характеристика теплового поля Земли.

Источниками теплового поля Земли являются процессы, протекающие в ее недрах, и тепловая энергия Солнца. К внутренним источникам тепла относят радиогенное тепло, которое создается благодаря распаду рассеянных в горных породах изотопов урана, тория, калия и иных радиоактивных элементов, и тепло, обусловленное различными процессами, протекающими в Земле (гравитационной дифференциацией, плавлением, химическими реакциями с выделением или поглощением тепла, деформацией за счет приливов под действием Луны и Солнца и некоторыми другими). Тепловая энергия перечисленных источников, высвобождающаяся на земной поверхности в единицу времени, значительно выше энергии тектонических, сейсмических, гидротермальных процессов.

Внутреннее тепловое поле отличается высоким постоянством. Оно не оказывает влияния на температуру вблизи земной поверхности или климат, так как энергия, поступающая на земную поверхность от Солнца, в 1000 больше, чем из недр. Вместе с тем среднее тепловое воздействие Солнца не определяет теплового состояния Земли и способно поддерживать постоянную температуру на поверхности Земли около 0° С. Фактически же благодаря изменению солнечной активности температура приповерхностного слоя воздуха, а с некоторым запаздыванием и температура горных пород изменяются.

Суточные, сезонные, многолетние и многовековые вариации солнечной активности приводят к соответствующим циклическим изменениям температур воздуха. Чем больше период цикличности, тем больше глубина их теплового воздействия. Например, суточные колебания температуры воздуха проявляются в почвенном слое глубиной 1 - 1,5 м. Это связано с переносом солнечного теплового потока за счет молекулярной теплопроводности пород и конвекции воздуха, паров воды, инфильтрирующихся осадков

и подземных вод. Сезонные (годовые) колебания вызывают изменения температур на глубинах до 20 - 40 м. На таких глубинах теплопередача осуществляется в основном за счет молекулярной теплопроводности, а также движения подземных вод. На глубинах 20 - 40 м располагается нейтральный слой (или зона постоянных годовых температур). В нем температура остается практически постоянной и в каждом районе в среднем на 3,7° С выше среднегодовой температуры воздуха. Многовековые климатические изменения сказываются на вариациях температур сравнительно больших глубин. Например, похолодания и потепления в четвертичном периоде влияли на тепловой режим Земли до глубин 3 - 4 км.

Таким образом, если не учитывать многовековых климатических изменений, то можно считать, что ниже зоны постоянных температур (на глубинах свыше 40 м) влиянием цикличности солнечной активности можно пренебречь, а температурный режим пород определяется глубинным потоком тепла и особенностями термических свойств пород.

13.1.2. Региональный тепловой поток в земной коре.

Ниже нейтрального слоя температура пород повышается в среднем на 3° С при погружении на каждые 100 м. Это объясняется наличием регионального теплового потока от источников внутреннего тепла Земли, поднимающегося к поверхности. Его величину принято характеризовать плотностью теплового потока (или просто тепловым потоком) q . Среднее значение теплового потока как на суше, так и в океанах одинаково и составляет 0,06 Вт/м², отклоняясь от него не более чем в 5 - 7 раз. Постоянство средних тепловых потоков суши и океанов при резком изменении мощностей и строения земной коры свидетельствует о различии в тепловом строении верхней мантии. Поэтому аномалии тепловых потоков, т.е. отклонения от установленных средних потоков, несут информацию о строении и земной коры, и верхней мантии.

Установлено, что основной источник тепла на континентах - энергия радиоактивного распада. Это объясняется большей концентрацией радиоактивных элементов в земной коре, чем в мантии. В океанах, где мощность земной коры мала, основным источником тепла являются процессы в мантии на глубинах до 700 - 1000 км. Радиогенное тепло является основным среди других видов тепловой энергии недр. За время существования Земли оно более чем в 2 раза превысило потери за счет теплопроводности.

Тепловой поток определяется не только природой и мощностью источников тепла, но и его переносом через горные породы. Тепло передается посредством молекулярной теплопроводности горных пород, конвекции и излучения. На больших глубинах (свыше 10 км) передача тепла осуществляется в основном за счет излучения нагретого вещества недр и конвекции, обусловленной движением блоков земной коры, расплавленных лав, гидротерм. На меньших глубинах перенос тепла связан с молекулярной теплопроводностью и конвекцией подземными водами.

13.1.3. Локальный тепловой поток.

Источники локальных тепловых потоков, вызывающих аномалии температур, разнообразны: наличие многолетнемерзлотных пород, т.е. мощных (до сотен метров) толщ с отрицательными температурами; присутствие пород и руд с повышенной радиоактивностью; влияние экзотермических (с поглощением тепла) и эндотермических (с выделением тепла) процессов, происходящих в нефтегазоносных горизонтах, залежах угля, сульфидных и других рудах; проявление современного вулканизма и тектонических движений; циркуляция подземных, в том числе термальных, вод и др. Роль каждого из этих факторов определяется геологогидрогеологическим строением. Локальные тепловые потоки, как и региональные, зависят не только от наличия источников, но и от условий переноса тепла за счет теплопроводности горных пород и конвекции почвенного воздуха и подземных вод.

13.2. Принципы теории терморазведки

Теория терморазведки основывается на решении уравнения теплопроводности

$$a \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) = \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (5.1)$$

характеризующего изменение температуры T по осям координат (x, y, z) во времени t с учетом температуропроводности a .

В теории терморазведки получена следующая формула для расчета вертикального теплового потока:

$$q_z = -\lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} + \sigma C V_z T, \quad \frac{\partial T}{\partial z} \approx \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1} = \Gamma, \quad (5.2)$$

Здесь Γ - температурный градиент или изменение температур T_2 и T_1 на глубинах z_2 и z_1 (ось z направлена вниз по нормали к поверхности); λ_T - коэффициент теплопроводности; σ - плотность; C - теплоемкость; V_z - вертикальная скорость конвекции (или скорость фильтрации подземных вод, если считать, что конвекция осуществляется в основном за счет подземных вод); T - температура на глубине $z = (z_1 + z_2)/2$, $a = \lambda_T / C\sigma$. Если конвекция вод идет вверх, что наблюдается в слабопроницаемых слоях на глубинах свыше 100 м, то теплопроводный и конвективный тепловые потоки складываются ($-V_z$), при фильтрации вниз - вычитаются (V_z).

В скальных породах, а также в условиях стационарного теплообмена конвекцией можно пренебречь (V_z), и тепловой поток равен $q_z = -\lambda_T \Gamma$, т.е. он определяется только теплопроводностью пород и температурным градиентом.

Таким образом, региональный тепловой поток Земли может быть рассчитан через измеренные на разных глубинах температуры и тепловые свойства среды, в основном теплопроводность.

Решая уравнение (5.1) с учетом выражения (5.2), можно получить формулу для расчета суммарного теплового потока из недр Земли:

$$q_{\text{сум}} = \lambda_T \left[\frac{V_z}{a} T_1 - \Gamma e^{V_z(z_1 - z_2)/a} \right], \quad (5.3)$$

где T_1 - температура на глубине z_1 ; Γ - геотермический градиент на двух глубинах z_1 и z_2 , V_z - вертикальная скорость конвекции.

При решении прямых задач терморазведки часто Землю принимают за однородное полупространство с постоянным тепловым потоком $q_{\text{сум}}$.

Решая уравнение (5.1) с учетом выражения (5.3) и граничных условий для тел простой геометрической формы (шар, столб, цилиндр и т.п.) или горизонтально-слоистой среды с разными тепловыми свойствами, можно получить аналитические выражения для аномальных тепловых потоков или температур. При сравнении теоретически рассчитанных кривых с наблюдаемыми выявляются геотермические аномалии, количественная интерпретация которых позволяет оценить положение, глубины залегания аномалообразующих локальных объектов.

13.3. Тепловые и оптические свойства горных пород

Кроме перечисленных выше ($\lambda_T, C, \sigma, \alpha$), к тепловым свойствам относят тепловую инерцию $Q = \sqrt{\lambda_T C \sigma}$, а к оптическим - альbedo A , коэффициент яркости r_λ , степень черноты ϵ_λ и др.

Основным параметром в терморазведке является теплопроводность, характеризующая способность сред и горных пород передавать тепло. В теории терморазведки доказано, что при температурах до 1000°С теплопроводность обратно пропорциональна температуре. В связи с этим средняя теплопроводность до глубин около 100 км, где ожидаются такие температуры, понижается примерно в 3 раза по сравнению со средней теплопроводностью поверхностных отложений. На глубинах свыше 100 км теплопроводность постепенно повышается, что объясняется ростом с глубиной давления и лучистого теплообмена. Эта зона пониженной теплопроводности в мантии служит препятствием для оттока тепла к поверхности и способствует возрастанию температур с глубиной.

В целом теплопроводность горных пород зависит от минерального состава, структуры, текстуры, плотности, пористости, влажности, температуры. Минеральный состав магматических, метаморфических и осадочных пород не очень влияет на их теплопроводность. Плотность, пористость и давление, под которым находятся горные породы, связаны между собой. При повышении плотности и давления, а значит понижении пористости теплопроводность пород повышается. С увеличением влажности горных пород их теплопроводность резко увеличивается. Например, изменение влажности с 10 до 50% может увеличить теплопроводность в 2 - 4 раза. Повышение температуры снижает теплопроводность кристаллических и сухих осадочных пород и увеличивает у водонасыщенных. В целом влияние различных, иногда взаимно противоположных природных факторов, на теплопроводность горных пород весьма сложно и недостаточно изучено. Магматические и метаморфические породы обладают коэффициентом теплопроводности 0,2 - 0,4 (в среднем 0,3) Вт/(м*град), осадочные - 0,03 - 0,5 (в среднем 0,125) Вт/(м*град), нефтегазонасыщенные - меньше 0,05 Вт/(м*град).

Теплоемкостью горных пород объясняется их способность поглощать тепловую энергию. Она отличается сравнительным постоянством и возрастает с увеличением водонасыщенности. У магматических и метаморфических пород при обычных температурах теплоемкость изменяется в пределах $(0,6 - 0,9) \cdot 10^3$ Дж/(кг*град), у осадочных - $(0,7 - 1) \cdot 10^3$ Дж/(кг*град), у металлических руд - $(0,9 - 1,4) \cdot 10^3$ Дж/(кг*град). С ростом температуры она увеличивается.

Температуропроводность характеризует скорость изменения температур при поглощении или отдаче тепла. У различных горных пород она изменяется в пределах $(4 - 10) \cdot 10^{-7}$ м²/с.

Тепловая инерция пород [Дж/(м²*с^{1/2}*К), где К - градусы Кельвина] является одной из обобщенных тепловых характеристик земной поверхности. Она используется при тепловых аэрокосмических съемках и характеризует суточный ход температур над разными ландшафтами и акваториями. Породы со слабой тепловой инерцией (сухие почвы и пески) характеризуются низкими ее значениями $Q < 500$ Дж/м²*с^{1/2}*К и большим колебанием суточных температур (до 60°С). Породы и среды с высокой тепловой инерцией (обводненные породы, заболоченные участки) характеризуются значениями $Q > 3000$ Дж/м²*с^{1/2}*К и суточным изменением температур до 30°С. Над акваториями крупных рек, морей и океанов $Q > 10000$ Дж/м²*с^{1/2}*К, а суточный ход температур составляет несколько градусов.

Перечисленные тепловые свойства горных пород определяют лабораторными методами. Для этого образцы горных пород помещают в плоские, цилиндрические или сферические датчики, через которые пропускают стационарный или импульсный тепловой поток от источника тепла. Измеряя прошедший поток, градиент температур за время опыта и зная геометрические размеры датчика, можно определить тепловые свойства пород.

Знание тепловых свойств горных пород необходимо для интерпретации результатов термометрии скважин и донных осадков; при глубинных геотермических исследованиях; выявлении тех или иных полезных ископаемых; при проведении тепловых расчетов с целью установления зависимостей тепловых свойств от физических, геологических, водно-коллекторских параметров.

К оптическим свойствам горных пород относятся: альbedo, характеризующее отражательные свойства поверхности (%); коэффициент яркости, т.е. отношение яркости поверхности в рассматриваемом направлении к яркости белой идеально рассеивающей поверхности; степень черноты, показывающая, во сколько раз плотность излучения данного объекта при длине волны λ меньше плотности излучения абсолютно черного тела при той же температуре, и др. Эти свойства играют основную роль при инфракрасной съемке.

14. Методы терморазведки

14.1. Аппаратура для геотермических исследований

Для геотермических исследований используют разного рода тепловизоры, термометры, термоградиентометры и тепломеры.

14.1.1. Тепловизоры.

Для аэрокосмических и полевых радиотепловых и инфракрасных съемок изготавливают тепловизоры, работающие в тех или иных участках спектра длин электромагнитных волн от микрометрового до миллиметрового диапазона. Фоточувствительным элементом (фотодетектором) тепловизора являются особые кристаллы, чувствительные к электромагнитному излучению определенных длин волн. Для достижения высокой чувствительности (доли градуса) и безынерционности кристаллы должны находиться при очень низких температурах ($< -203^{\circ}\text{C}$). С этой целью их помещают в охлаждающее устройство на жидком азоте или гелии. Измеренные излучения преобразуются в электрические сигналы, которые усиливаются и трансформируются в такую форму, чтобы их можно было передать на экран телевизора или на фотопленку, как при обычных фототелевизионных съемках.

В портативных переносных тепловизорах температуры фиксируются на цифровых индикаторах. Существуют также приборы с записью на магнитную ленту. Тепловизоры-спектрометры содержат устройства для спектрального разделения принятых излучений и последующей их обработки с помощью ЭВМ. В тепловизорах для аэрокосмической съемки имеется сканирующее электронно-механическое устройство для развертки фотодетектора перпендикулярно к направлению полета, чтобы осуществить развертку изображения по строкам и кадрам, т.е. провести обзорную съемку.

14.1.2. Термометры.

При терморазведке температуру пород или воды измеряют с помощью скважинных (шпуровых) или донных термометров. Чувствительным элементом таких термометров являются термочувствительные сопротивления или термисторы, включаемые в мостиковую схему, которая работает на постоянном токе. Изменение температуры окружающей среды приводит к разбалансу "моста", появлению в нем пропорционального изменения тока. В термоградиентометрах имеется несколько чувствительных элементов,

расположенных на расстояниях 1 - 2 м друг от друга. С помощью электрических схем измеряют разности температур между ними. Тепломеры, построенные на базе термометров, служат для оценки тепловых потоков. Сигналы, полученные со скважинного или донного термометров, усиливаются и по кабелю передаются на автоматические регистраторы, как и в серийных каротажных станциях для геофизических исследований в скважинах (см. 17.2).

14.2. Радиотепловые и инфракрасные съемки

Методика радиотепловых (РТС) и инфракрасных (ИКС) аэрокосмических съемок практически такая же, как и при фототелевизионных съемках. Ценным их преимуществом является возможность вести съемки в темноте, а при соответствующем выборе длин волн - и практически при любой погоде. Например, в инфракрасном диапазоне выявлен ряд "окон прозрачности" в диапазоне волн: 0,95 - 1,05; 1,2 - 1,3; 1,5 - 1,8; 2,1 - 2,4; 3,3 - 4,2; 4,5 - 5,1; 8 - 13 мкм и др., на которых можно вести съемки в тех или иных погодных условиях.

Аномалии на полученных снимках формируются за счет тепловых потоков из недр и отражения солнечной энергии. Они зависят от оптических, тепловых и в меньшей степени электромагнитных свойств горных пород верхней части геологической среды. Радиотепловые и инфракрасные съемки осложнены термическими помехами, связанными с неравномерным тепловым обменом земной поверхности с атмосферой, изменяющимися климатическими и метеорологическими условиями, состоянием атмосферы и другими факторами. Обработка и истолкование радиотепловых и инфракрасных снимков в общем такие же, как и при дешифрировании снимков видимого диапазона (аэрокосмоснимков).

Аэрокосмические дистанционные радиотепловые и инфракрасные съемки используют для исследования природных ресурсов Земли и, в частности, для изучения районов активного вулканизма и гидротермальной деятельности, геологического картирования и поисков некоторых полезных ископаемых, инженерно-геологических и гидрогеологических съемок, решения задач почвоведения и мелиорации, изучения снежного, ледяного покрова и динамики ландшафтов, охраны природной среды и решения других задач.

14.3. Региональные термические исследования

Сущность региональных термических исследований сводится к высокоточному (погрешность не более 0,01° С) неоднократному измерению температур или их приращений в глубоких скважинах, горных выработках и донных осадках озер, морей и океанов. Чтобы исключить влияние сезонных колебаний температур, замеры на суше ведут на глубинах свыше 50 - 100 м, а на акваториях - на глубине свыше 300 м.

При бурении скважин нарушается температурное равновесие, которое зависит от времени и способа бурения, условий циркуляции промывочной жидкости или продуваемого воздуха во время бурения. В среднем время восстановления температуры до первоначальных значений превышает 10-кратное время бурения скважины. Поэтому термические измерения проводят после установления температур, т.е. через несколько месяцев после бурения глубоких скважин и через несколько дней или часов после бурения скважин или шпуров в горных выработках.

Графики и карты температур (или градиентов температур) используют для расчетов геотермических градиентов, тепловых потоков. Тепловой поток рассчитывают по известному геотермическому градиенту Γ и теплопроводности λ горных пород, определяемой на образцах горных пород и донных осадков или с помощью специальных термометров (см. 14.1).

В результате многолетних тепловых съемок Земли накоплены некоторые сведения об особенностях теплового поля Земли. Геотермическая ступень (величина, обратная геотермическому градиенту) составляет на кристаллических щитах около 100 м/град, на

платформах - около 30 м/град, в складчатых областях - 10 - 20 м/град, в областях новейшего вулканизма - 5 - 20 м/град. Минимальные тепловые потоки (0,02 - 0,04 Вт/м²) наблюдаются на платформах и особенно на докембрийских щитах, в глубоководных впадинах, максимальные - на срединно-океанических хребтах, в рифтовых зонах и участках современного вулканизма (0,2 - 0,4 Вт/м²). Тепловой поток увеличивается в направлении от древних к молодым областям складчатости, а в каждой из них наблюдается возрастание потоков от предгорных прогибов к участкам активного орогенеза. В тектонически активных областях наблюдается резкая дифференциация тепловых потоков, например, возрастание втрое от краевых прогибов к областям кайнозойской складчатости. Несмотря на существующее примерное равенство тепловых потоков в океанических и континентальных областях, а также в регионах разновозрастной складчатости, их различия связывают с существованием не только вертикальных, но и горизонтальных градиентов температур.

Изменения температур в структурных и разведочных (на нефть и газ) скважинах позволяют рассчитать геотермические градиенты и их изменения с глубиной и по площади. На рис. 5.1 приведен пример распределения температур по некоторым скважинам (по данным Е.А.Любимовой). В породах Украинского щита геотермический градиент очень мал: 0,010 - 0,015^о С/м, а в Ставропольском крае высок - 0,032 - 0,067^о С/м. По нефтяным скважинам Краснодарского края геотермический градиент имеет промежуточные значения - 0,020 - 0,046^о С/м.

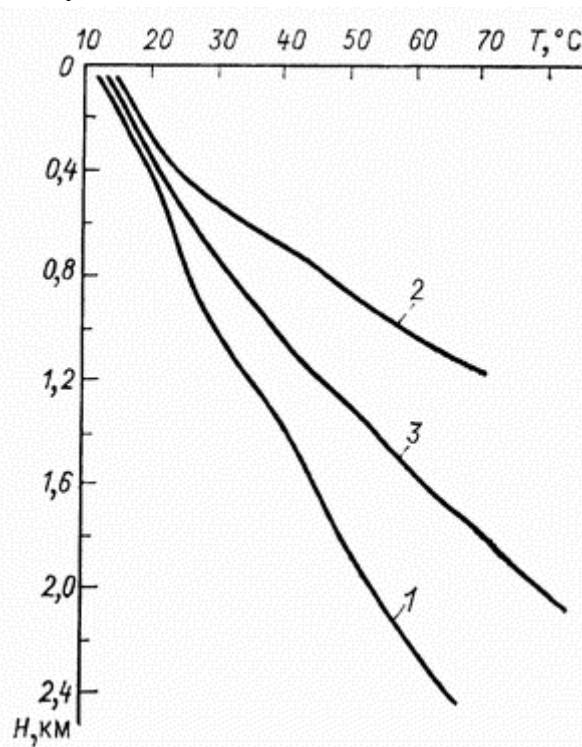


Рис. 5.1. Графики распределения температур по скважинам в ряде районов Украины и Северного Кавказа: 1 - Украинский щит; 2 - Ставропольский край; 3 - Краснодарский край

Региональные термические исследования служат для выявления термического режима и состояния недр Земли, что является важным источником информации для геофизики и теоретической геологии. Практически эти исследования направлены на изучение геотермических ресурсов и выявление участков, перспективных для использования глубинного тепла в качестве источника энергии. Эти участки располагаются в районах с повышенным и тепловым потоком (свыше 0,1 Вт/м²), и геотермическим градиентом (5 - 20^о С на 100 м). В таких районах на глубинах свыше 1 - 3 км могут находиться скопления либо парогидротерм, либо термальных вод, либо прогретых пород. В настоящее время используют не только парогидротермы и термальные воды, но и подземные тепловые

котлы, т.е. зоны разрушенных перегретых пород, куда можно закачивать воду и после ее нагрева использовать для получения электроэнергии, теплофикации и других целей.

14.4. Локальные методы терморазведки

К локальным относятся те методы терморазведки, в которых температуры измеряются в шпурах глубиной до 1 м или неглубоких скважинах (до 10 - 20 м). Они имеют прикладное применение при изучении месторождений полезных ископаемых и геологической среды.

14.4.1. Поисково-разведочные термические исследования.

В комплексе с другими наземными и подземными геофизическими методами на рудных, угольных, нефтяных и газовых месторождениях используется и терморазведка. Температуры пород измеряют в скважинах наземного и подземного бурения. Систему наблюдений приспособляют к имеющейся сети скважин, поскольку специальное бурение скважин для терморазведки экономически невыгодно и проводится лишь изредка. Температуры измеряют в разных интервалах глубин скважины.

Большие трудности при терморазведке связаны с необходимостью получения установившихся температур, чтобы охарактеризовать естественное температурное поле горных пород. Оно оказывается нарушенным в результате искажающего влияния таких факторов, как разогрев пород при бурении, влияние промывочной жидкости, вентиляция горных выработок, усиленное окисление руд и углей, вскрытых горных выработок и др. По измеренным естественным температурам строят графики их изменения с глубиной, а для постоянных глубин - со временем. Из наблюдаемых температур желательно исключить вариации теплового поля. При достаточной густоте точек площадных наблюдений строят карты изотерм (постоянных температур) для одинаковых глубин, карты средних геотермических градиентов и др.

Интерпретация геотермических профилей и карт обычно качественная и сводится к выделению локальных аномалий термического поля и сопоставлению их с аномалиями других геофизических методов, а также с геологическими материалами.

14.4.2. Применение терморазведки для изучения геологической среды.

Термические исследования геологической среды могут использоваться при решении различных инженерно-геологических, гидрогеологических, мерзлотно-гляциологических и геоэкологических задач. Измерения температур проводятся в шпурах глубиной до 1 м и скважинах глубиной до 10 - 30 м. В различных природных условиях получаемые геотермические профили и карты служат для оконтуривания многолетнемерзлых и талых горных пород с разными тепловыми свойствами; изучения динамики подземных вод (приток глубинных вод создает положительные аномалии температур, поверхностных - отрицательные); прогноза приближения забоя выработок к обводненным зонам и решения других задач.

Особый интерес представляет определение скорости фильтрации подземных вод. Как отмечалось выше, тепловой поток в условиях заметной конвекции тепла за счет подземных вод зависит от геотермического градиента, коэффициента температуропроводности и скорости фильтрации подземных вод. Приведенные формулы (5.1) и (5.3) положены в основу практического использования терморазведки для определения скорости, а затем и коэффициента фильтрации подземных вод. Для выявления мест фильтрации вод из водохранилищ, каналов, рек и стволов скважин, а также интервалов, где утечки отсутствуют, можно использовать измерение естественных тепловых полей. Участки сосредоточенной фильтрации выделяют по температурным аномалиям, знак которых зависит от температурного режима акваторий. Более четкие результаты получают при искусственном электрическом подогреве воды, например, в

скважине. По скорости восстановления температур можно не только качественно выявить места утечек, но и оценить скорости фильтрации.

В геоэкологических исследованиях шпуровую терморазведку можно использовать для изучения теплового загрязнения, выявления отходов промышленных и сельскохозяйственных предприятий.

Глава 6. Ядерная геофизика

Ядерная геофизика объединяет физические методы поисков и разведки радиоактивных руд по их естественной радиоактивности (радиометрия) и поэлементного анализа горных пород путем изучения вызванной радиоактивности (ядерно-геофизические методы). Находясь на стыке между геофизикой и геохимией, она по своей сущности, методике и технике наблюдений относится к геофизическим методам, хотя решает некоторые геохимические задачи. Ядерная геофизика отличается "близкодействием", т.е. малой глубиной исследований (десятки см по породе) вследствие быстрого поглощения ядерных излучений окружающими породами и воздухом. Однако продукты радиоактивного распада способны мигрировать, образуя вокруг пород и руд газовые, водные и механические ореолы рассеяния, по которым можно судить о радиоактивности коренных пород.

Основными методами радиометрии являются гамма-съемка (ГС), предназначенная для изучения интенсивности гамма-излучения, и эманационная съемка (ЭС), при которой по естественному альфа-излучению почвенного воздуха определяют концентрацию в нем радиоактивного газа - радона. Гамма-методы (ГМ) служат для поисков и разведки не только радиоактивных руд урана, радия, тория и других элементов, но и парагенетически или пространственно связанных с ними нерадиоактивных полезных ископаемых (редкоземельных, металлических, фосфатных и др.). С их помощью можно определять абсолютный возраст горных пород. Гамма- и эманационную съемки используют также для литологического и тектонического картирования и решения других задач.

К ядерной геофизике относится так называемый геокосмический метод, основанный на подземной регистрации космических мюонов (мю-мезонов).

Искусственная радиоактивность возникает при облучении горных пород и сред гамма-квантами или нейтронами. Измеряя те или иные характеристики наведенного поля, можно судить о гамма- и нейтронных свойствах горных пород, которые определяются химическим составом элементов и физическими свойствами пород. Существует множество искусственных ядерно-физических методов определения химического состава и физических свойств горных пород, основанных на использовании либо нейтронов (нейтрон-нейтронные, нейтрон-гамма и др.), либо гамма-излучений (гамма-гамма, гамма-нейтронный, рентгенорадиометрический и др.).

Методы ядерной геофизики подразделяют на воздушные, полевые, подземные, лабораторные, но наибольшее применение находят скважинные ядерные методы.

15. Физико-химические и геологические основы ядерной геофизики

15.1. Общие сведения о радиоактивности

15.1.1. Естественная радиоактивность.

Самопроизвольный распад неустойчивых атомных ядер, спонтанно превращающихся в ядра других элементов и сопровождающийся испусканием альфа-, бета-частиц, гамма-квантов и другими процессами, называется естественной радиоактивностью. Известно более 230 радиоактивных изотопов различных элементов, называемых радиоактивными нуклидами (радионуклидами). Радиоактивность тяжелых металлов с порядковым номером в таблице Менделеева, большим 82, сводится к последовательным превращениям одних элементов в другие и заканчивается образованием устойчивых нерадиоактивных изотопов. Основными радиоактивными рядами или семействами тяжелых элементов являются ряды урана-238, урана-235, тория-232. Перечисленные элементы (их называют материнскими радионуклидами) являются родоначальниками семейств и относятся к долгоживущим: у них период полураспада ($T_{1/2}$), т.е. время, необходимое для того, чтобы число атомов уменьшилось вдвое, составляет $4,5 \cdot 10^9$; $7,13 \cdot 10^8$; $1,39 \cdot 10^{10}$ лет соответственно. В состав семейств урана входят такие дочерние радионуклиды, как радий

($T_{1/2} = 1620$ лет) и самый долгоживущий радиоактивный газ - радон ($T_{1/2} = 3,82$ сут). Конечным продуктом превращений урана является нерадиоактивный радиогенный свинец.

Кроме радиоактивных семейств, имеются одиночные радионуклиды, в которых радиоактивный распад ограничивается одним актом превращений. Среди них наиболее распространен калий-40 ($T_{1/2} = 1,4 \cdot 10^9$ лет). В целом в земной коре повышены концентрации следующих трех радиоактивных элементов: урана ($2,5 \cdot 10^{-4}$ %), тория ($1,3 \cdot 10^{-3}$ %) и калия-40 (2,5 %). Поэтому в радиометрии изучают только эти элементы. Они находятся в горных породах в рассеянном состоянии в виде изоморфных примесей и самостоятельных минералов.

15.1.2. Параметры радиоактивности.

Радиоактивный распад как процесс превращения одних изотопов в другие обусловлен внутренним состоянием атомных ядер, не зависимым от внешних условий. Это процесс случайный, т.е. событие вылета частицы из ядра, преодолев ядерное притяжение, носит вероятностный характер. Радиоактивный распад характеризуют следующие параметры.

1. *Период полураспада.* Период полураспада ($T_{1/2}$), который у различных элементов изменяется в очень широких пределах - от 10^{-6} до 10^{10} лет. Для каждого элемента он является определенной и постоянной величиной и может служить его диагностическим признаком. В ядерной физике известна следующая формула:

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t} = N_0 \cdot e^{-0,693 t / T_{1/2}}, \quad (6.1)$$

устанавливающая связь между начальным числом атомов N_0 какого-либо радиоактивного элемента в момент его образования и числом атомов N этого же элемента спустя время t , например, в настоящее время. Между долгоживущим материнским нуклидом с числом атомов N_M и периодом полураспада $T_{1/2M}$ и дочерним элементом с N_d и $T_{1/2d}$ существует радиоактивное равновесие, выражаемое уравнением:

$$N_M T_{1/2d} = N_d T_{1/2M}, \quad (6.2)$$

полученным из соотношений (6.1) и позволяющим определить какой-нибудь один параметр, если известны три других. Из (6.1) можно получить скорость распада N ядер

$$V = -dN/dt = N_0 \lambda = N \lambda,$$

где $\lambda = T_{1/2} / 0,693$ - постоянная распада, т.е. скорость распада ($V = \lambda N_0$), пропорциональна числу ядер в начале распада и постоянной распада.

2. *Состав естественных излучений.* Естественная радиоактивность состоит из альфа-, бета-, гамма-, нейтронных и других излучений.

Альфа-излучение представляет собой поток положительно заряженных частиц (ядер атомов гелия), энергия которых на длине пути около 10 см в воздухе и долей миллиметров в породе тратится на ионизацию и нагревание окружающей среды, поэтому проникающая способность у них очень мала.

Бета-излучение представляет собой поток электронов и позитронов, энергия которых тратится на ионизацию и возбуждение атомов окружающей среды. В результате они рассеиваются (это приводит к ослаблению их интенсивности) и поглощаются (теряют свою энергию) на длине пути, в 100 раз большей, чем альфа-излучение.

Гамма-кванты представляют собой поток электромагнитного излучения очень высокой частоты ($f > 10^{18}$ Гц). Хотя они также рассеиваются и поглощаются окружающей средой,

но благодаря своей электрической нейтральности отличаются еще более высокой проникающей способностью (сотни метров в воздухе и до метра в горных породах).

Кроме перечисленных излучений, радиоактивный распад может сопровождаться захватом некоторыми ядрами электронов из собственных оболочек атомов (*K* и *L*-захват) с возникновением мягкого и рентгеновского гамма-излучений, спонтанными излучениями ядер нейтронов и другими процессами.

К излучениям, широко используемым в ядерной геофизике, относится нейтронное излучение. Оно возникает при ядерных реакциях (например, в смеси полония и бериллия) или создается с помощью управляемых генераторов нейтронов, циклотронов и др. Из всех видов излучений нейтронное обладает наибольшей проникающей способностью. Однако нейтроны замедляются в процессе рассеяния, а затем поглощаются средой, т.е. захватываются ядрами атомов за время от микросекунд до миллисекунд. В свою очередь, захват сопровождается мгновенным испусканием гамма-квантов и других частиц.

3. *Количество, концентрация, доза и мощность дозы гамма-излучения.* Количество и концентрация долгоживущих элементов урана, тория, калия (U, Th, K-40) в горной породе определяются их процентным содержанием. Абсолютной единицей радиоактивности в системе СИ является беккерель (1 Бк = 1 расп./с). Иногда используют внесистемную единицу Г-экв Ra (количество вещества, гамма-излучение которого эквивалентно излучению 1 г радия). Единицей удельной радиоактивности в СИ служит беккерель на единицу массы или объема. За единицу экспозиционной дозы облучения в СИ принят кулон на килограмм (Кл/кг) и внесистемная единица - рентген ($1\text{Р} = 2,58 \cdot 10^{-4}$ Кл/кг). Мощность дозы, т.е. облучение за единицу времени, в радиометрии выражают в амперах на килограмм (А/кг) и микрорентгенах в час (мкР/ч).

4. *Энергия излучений.* Важной характеристикой излучений является энергия, которая представляет собой начальную кинетическую энергию частиц и измеряется в электрон-вольтах (эВ). Максимальные значения для альфа-, бета-, гамма-излучений равны миллионам электрон-вольт (10; 4; 3 МэВ соответственно). Нейтроны по энергии разделяют на холодные (0,001 эВ), тепловые (0,025 эВ), надтепловые ($> 0,05$ эВ), резонансные (0,5 - 100 эВ), медленные (< 1 кэВ), промежуточные (1 кэВ - 0,5 МэВ), быстрые ($> 0,5$ МэВ).

15.1.3. Взаимодействие ионизирующих излучений с окружающей средой.

При облучении среды потоками ионизирующих излучений, созданными радиоактивными источниками, происходят различные сложные физико-химические ядерные явления и процессы.

Альфа- и бета-частицы вызывают в основном ионизацию окружающей среды, т.е. образование положительных ионов и свободных электронов вследствие вырывания электронов из внешних оболочек атомов.

При прохождении гамма-квантов через вещество разного химического состава наблюдаются следующие ядерные процессы.

1. Фотоэлектрическое поглощение (фотоэффект), происходящее при взаимодействии гамма-квантов малых энергий (мягкое гамма-излучение с энергией меньше 0,5 МэВ) с атомами плотного вещества. В результате из атомов выбиваются электроны, а среда ионизируется. Атом, потерявший электрон, оказывается в возбужденном состоянии и способен заполнять освободившийся уровень одним из электронов внешней оболочки. Это сопровождается испусканием кванта характеристического (рентгеновского) излучения. В целом поглощение гамма-квантов на единице длины пути пробега можно выразить через коэффициент поглощения (μ), называемый также макроскопическим сечением фотоэффекта.

2. Комптоновское взаимодействие (рассеяние) гамма-квантов повышенных энергий ($> 0,5$ МэВ) наблюдается с атомами легкого вещества. В результате гамма-квант передает

часть энергии электрону, отклоняется от своей прямолинейной траектории распространения и происходит так называемое неупругое рассеяние, сопровождающееся поглощением. Его можно охарактеризовать коэффициентом поглощения $\mu_{\text{к}}$, или макроскопическим сечением комптоновского взаимодействия.

3. Образование электронно-позитронных пар происходит при взаимодействии гамма-квантов высоких энергий (> 1 МэВ) с полем ядра атомов. При этом гамма-квант отдает энергию и поглощается. Коэффициент такого поглощения ($\mu_{\text{эп}}$) называется макроскопическим сечением образования пар.

Существуют и другие взаимодействия гамма-квантов (фотонейтронный эффект, релеевское рассеяние на связанных электронах атомов и др.). В целом за счет основных эффектов взаимодействия полный линейный коэффициент поглощения гамма-квантов в породе, содержащей и легкие, и тяжелые элементы, можно описать формулой

$$\mu_{\gamma} = \mu_{\text{ф}} + \mu_{\text{к}} + \mu_{\text{эп}} \quad (6.3)$$

Таким образом, μ_{γ} является обобщенным параметром горных пород, характеризующим их способность поглощать узкий пучок гамма-излучения. Он называется также полным макроскопическим сечением взаимодействия гамма-лучей с веществом.

Нейтронное излучение характеризуется следующими основными реакциями с ядрами элементов окружающей среды.

1. Неупругим рассеянием быстрых нейтронов на ядрах тяжелых элементов, приводящим к их возбуждению. При переходе ядра в основное первоначальное состояние оно излучает гамма-квант.

2. Упругим рассеянием быстрых нейтронов на ядрах легких элементов, приводящим к передаче энергии нейтронов ядрам, а в результате к их замедлению, уменьшению скорости тем большому, чем меньше массовые числа среды. Замедленные до тепловой энергии нейтроны поглощаются ядрами, т.е. происходит их радиационный захват с испусканием гамма-квантов. В результате наблюдается наведенная вторичная радиоактивность.

Таким образом, быстрые нейтроны вследствие разнообразных взаимодействий с ядрами элементов окружающей среды рассеиваются, замедляются до тепловых энергий средой. Количественно происходящие при этом процессы принято описывать полным коэффициентом рассеяния и поглощения ($\mu_{\text{н}}$), называемым также суммарным макроскопическим нейтронным сечением за счет рассеяния ($\sigma_{\text{р}}$) и поглощения ($\sigma_{\text{п}}$), т.е. $\mu_{\text{н}} = \sigma_{\text{р}} + \sigma_{\text{п}}$. Величина, обратная полному сечению, называется средней длиной пробега нейтронов при наличии рассеяния ($1/\sigma_{\text{р}}$) и поглощения ($1/\sigma_{\text{п}}$).

15.2. Радиоактивность горных пород и руд

15.2.1. Радиоактивность минералов.

Радиоактивность горных пород и руд тем выше, чем больше концентрация в них естественных радиоактивных элементов семейств урана, тория, а также калия-40. По радиоактивности (радиологическим свойствам) породообразующие минералы подразделяют на четыре группы.

1. Наибольшей радиоактивностью отличаются минералы урана (первичные - уранит, настуран, вторичные - карбонаты, фосфаты, сульфаты уранила и др.), тория (торианит, торит, монацит и др.), а также находящиеся в рассеянном состоянии элементы семейства урана, тория и др.

2. Высокой радиоактивностью характеризуются широко распространенные минералы, содержащие калий-40 (полевые шпаты, калийные соли).

3. Средней радиоактивностью отличаются такие минералы, как магнетит, лимонит, сульфиды и др.

4. Низкой радиоактивностью обладают кварц, кальцит, гипс, каменная соль и др. В этой классификации радиоактивность соседних групп возрастает примерно на порядок.

15.2.2. Радиоактивность горных пород, руд и вод.

Радиоактивность горных пород определяется прежде всего радиоактивностью породообразующих минералов. В зависимости от качественного и количественного состава минералов, условий образования, возраста и степени метаморфизма их радиоактивность изменяется в очень широких пределах. Радиоактивность пород и руд по эквивалентному процентному содержанию урана принято подразделять на следующие группы:

1. породы практически нерадиоактивные ($U < 10^{-5} \%$);
2. породы средней радиоактивности ($U < 10^{-4} \%$);
3. высокордиоактивные породы и убогие руды ($U < 10^{-3} \%$);
4. бедные радиоактивные руды ($U < 10^{-2} \%$);
5. рядовые и богатые радиоактивные руды ($U > 0,1 \%$).

К практически нерадиоактивным относятся такие осадочные породы, как ангидрит, гипс, каменная соль, известняк, доломит, кварцевый песок и др., а также ультраосновные, основные и средние породы. Средней радиоактивностью отличаются кислые изверженные породы, а из осадочных - песчаник, глина и особенно тонкодисперсный морской ил, обладающий способностью адсорбировать радиоактивные элементы, растворенные в воде. Радиоактивные руды (от убогих до богатых) встречаются на урановых или урановоториевых месторождениях эндогенного и экзогенного происхождения. Их радиоактивность изменяется в широких пределах и зависит от содержания урана, тория, радия и других элементов. С радиоактивностью горных пород тесно связана радиоактивность природных вод и газов. В целом в гидросфере и атмосфере содержание радиоактивных элементов ничтожно мало. Подземные воды могут иметь разную радиоактивность. Особенно велика она у подземных вод радиоактивных месторождений и вод сульфидно-бариевого и хлоридно-кальциевого типов. Радиоактивность почвенного воздуха зависит от количества эманаций таких радиоактивных газов, как радон, торон, актинон. Ее принято выражать коэффициентом эманирования пород (ϵ), являющимся отношением количества выделившихся в породу долгоживущих эманаций (в основном радона с наибольшим $T_{1/2}$) к общему количеству эманаций. В массивных породах $\epsilon = 5 - 10\%$, в рыхлых трещиноватых $\epsilon = 40 - 50 \%$, т.е. ϵ увеличивается с ростом коэффициента диффузии.

Кроме общей концентрации радиоактивных элементов, важной характеристикой радиоактивности сред является энергетический спектр излучения или интервал распределения энергии. Как отмечалось выше, энергия альфа-, бета- и гамма-излучения каждого радиоактивного элемента либо постоянна, либо заключена в определенном спектре. В частности, по наиболее жесткому и проникающему гамма-излучению каждый радиоактивный элемент характеризуется определенным энергетическим спектром. Например, для урано-радиевого ряда максимальная энергия гамма-излучения не превышает 1,76 МэВ, а суммарный спектр 0,65 МэВ, для ториевого ряда аналогичные параметры составляют 2,62 и 1 МэВ. Энергия гамма-излучения калия-40 постоянна (1,46 МэВ).

Таким образом, по суммарной интенсивности гамма-излучения можно оценить наличие и концентрацию радиоактивных элементов, а анализируя спектральную характеристику

(энергетический спектр), можно определить концентрацию урана, тория или калия-40 в отдельности.

15.2.3. Нагрев за счет радиоактивности.

В ходе поглощения альфа-, бета-, гамма-лучей горными породами происходит их нагрев. Самые распространенные радиоактивные минералы (уран, торий, калий-40) имеют период полураспада, сравнимый с возрастом Земли, поэтому они являются основными источниками радиогенного тепла в прошлом, настоящем и будущем.

15.3. Ядерно-физические свойства горных пород

15.3.1. Общая характеристика ядерно-физических свойств.

Под ядерно-физическими (гамма- и нейтронными) свойствами горных пород понимают их способность по-разному рассеивать, замедлять и поглощать гамма-кванты или нейтроны разных энергий. Эти свойства вытекают из рассмотренных выше физических явлений, сопровождающих взаимодействие гамма-квантов с электронами и ядрами атомов (фотоэлектрическое поглощение, комптоновское взаимодействие, образование электронно-позитронных пар и др.) или нейтронов с ядрами атомов (неупругое и упругое рассеяние и поглощение, сопровождающееся захватом тепловых нейтронов ядрами атомов и вторичным гамма-излучением). Вероятность того или иного взаимодействия зависит от энергии гамма-квантов или нейтронов, от пути проходящего излучения в горной породе и ее ядерно-физических свойств. Основными из этих свойств являются микро- или макроскопические сечения взаимодействия гамма-квантов и нейтронов с отдельными или всеми атомами изучаемой горной породы.

15.3.2. Гамма-лучевые свойства горных пород.

Основным гамма-лучевым свойством породы является ее способность поглощать и рассеивать гамма-лучи. Количественно это свойство описывается полным линейным коэффициентом ослабления и поглощения μ_γ или суммарным (полным) макроскопическим сечением взаимодействия гамма-лучей с единицей объема горной породы (см. (6.3)). Для узкого пучка гамма-квантов его определяют с помощью следующих уравнений:

$$\mu_\gamma = \sum_{i=1}^k \sigma_{\gamma i} N_i, \quad I_\gamma = I_{\gamma 0} e^{-\mu_\gamma L} \quad (6.4)$$

где $\sigma_{\gamma i}$ - микроскопическое сечение взаимодействия атома i -го химического элемента с гамма-квантом при общем количестве атомов этого элемента в единице объема N_i и общем числе элементов K ; $I_{\gamma 0}, I_\gamma$ - интенсивность гамма-излучения в конце и начале поглощающего слоя толщиной L . Практически определяют эффективный коэффициент ослабления $\mu_{\gamma \text{эф}}$ по экспериментально полученной интенсивности вторичного гамма-излучения:

$$I_{\gamma \text{эф}} = I_{\gamma 0} \cdot e^{-\mu_{\gamma \text{эф}} L}. \quad (6.5)$$

Макроскопическое сечение взаимодействия, или эффективный линейный коэффициент ослабления, зависит от порядковых номеров в периодической системе Менделеева и массовых чисел химических элементов всей горной породы, а также ее плотности σ . На изменении этих свойств основаны методы изучения химического состава и плотности горных пород по интенсивности вторичного (рассеянного) гамма-излучения ($I_{\gamma \gamma} = -I_{\gamma \gamma \text{эф}}$). При этом комптоновское рассеяние зависит от плотности, а фотоэффект - от химического состава и концентраций химических элементов (см. 15.3.1).

15.3.3. Нейтронные свойства горных пород.

Основным нейтронным свойством горных пород и сред является их способность поглощать и рассеивать нейтроны. Количественно это свойство описывается полным линейным коэффициентом ослабления и поглощения μ_{nl} или суммарным (полным) макроскопическим взаимодействием нейтронов с единицей объема горной породы (см. 15.1.3). Величина μ_{nl} определяется микроскопическими сечениями рассеяния и поглощения нейтронов атомами или ядрами (σ_{ni}) всех составляющих ее химических элементов от $i = 1$ до $i = k$ с числом атомов i -го элемента в единице объема N_i по формуле:

$$\mu_{nl} = \sum_{i=1}^k \sigma_{ni} N_i, \quad I_n = I_{n0} \cdot e^{-\mu_{nl} L}, \quad (6.6)$$

где

Здесь I_{n0}, I_n - плотность потока нейтронов в конце и начале слоя толщиной L . Нейтронное микроскопическое сечение рассеяния и поглощения σ_{ni} измеряется в барнах и равно эффективной площади ядра, которая обычно больше его геометрического сечения. Нейтронное сечение измеряют в единицах площади (10^{-25} м^2). Наибольшими нейтронными сечениями обладают редкоземельные элементы, например, гадолиний ($46 \cdot 10^{-25} \text{ м}^2$), кадмий ($2,25 \cdot 10^{-25} \text{ м}^2$), бор ($0,769 \cdot 10^{-25} \text{ м}^2$), ртуть ($0,38 \cdot 10^{-25} \text{ м}^2$) и др. У большинства элементов микроскопическое сечение ядра изменяется в пределах $(0,1 - 10) \cdot 10^{-25} \text{ м}^2$. Практически коэффициент μ_{nl} является эффективным коэффициентом, характеризующим и замедляющие, и поглощающие свойства горной породы μ_{eff} при облучении ее нейтронами.

Величину, обратную μ_{eff} , называют полной длиной пробега нейтронов (L_n). Она включает длину замедления и длину диффузии. Средняя длина замедления нейтронов (L_s) определяется способностью ядер рассеивать нейтроны и равна расстоянию, на котором энергия нейтронов уменьшается от исходной (у быстрых нейтронов энергия превышает $0,5 \text{ МэВ}$) до тепловой ($0,025 \text{ эВ}$). Наименьшей длиной замедления ($L_s < 10 \text{ см}$) обладают минералы, в которых имеются бериллий, углерод, железо и водородосодержащие породы, насыщенные водой, нефтью или газом. В других породах, особенно содержащих тяжелые химические элементы, L_s составляет первые десятки сантиметров.

Ослабленные до тепловой энергии нейтроны перемещаются в породе путем диффузии до тех пор, пока не поглотятся какими-нибудь ядрами. Как отмечалось выше, процесс захвата нейтронов сопровождается излучением вторичных гамма-квантов. Способность горных пород поглощать тепловые нейтроны выражают через среднюю длину диффузии L_d или пропорциональное ей среднее время жизни тепловых нейтронов τ_{th} . Наименьшими значениями этих параметров ($L_d < 5 \text{ см}$, $\tau_{th} < 5 \text{ мкс}$) отличаются руды, содержащие химические элементы с высоким сечением поглощения нейтронов (редкоземельные, кадмий, бор, ртуть, железо, хлор и др.), и рыхлые осадочные породы, насыщенные минерализованными водами. Для большинства породообразующих минералов и горных пород L_d изменяется от 10 до 30 см, а τ_{th} - от 10 до 3000 мкс. Важным параметром среды является также коэффициент диффузии $D = L_d^2 / \tau_{th}$.

На изменении перечисленных нейтронных свойств химических элементов основаны нейтронные методы поэлементного анализа горных пород и их водонефтегазонасыщенности. Они сводятся к изучению плотности (интенсивности) тепловых нейтронов I_{th} или вторичного гамма-излучения I_{γ} .

16. Аппаратура и методы ядерной геофизики

16.1. Аппаратура в ядерной геофизике

16.1.1. Чувствительные элементы для измерения радиоактивности.

Чувствительные элементы (их называют также детекторами) служат для определения интенсивности и энергетического спектра ядерных излучений путем преобразования энергии радиоактивного излучения в электрическую энергию. В аппаратуре для ядерно-геофизических исследований в качестве чувствительных элементов используют ионизационные камеры, счетчики Гейгера - Мюллера, полупроводниковые детекторы, сцинтилляционные счетчики, термолюминесцентные кристаллы (рис. 6.1).

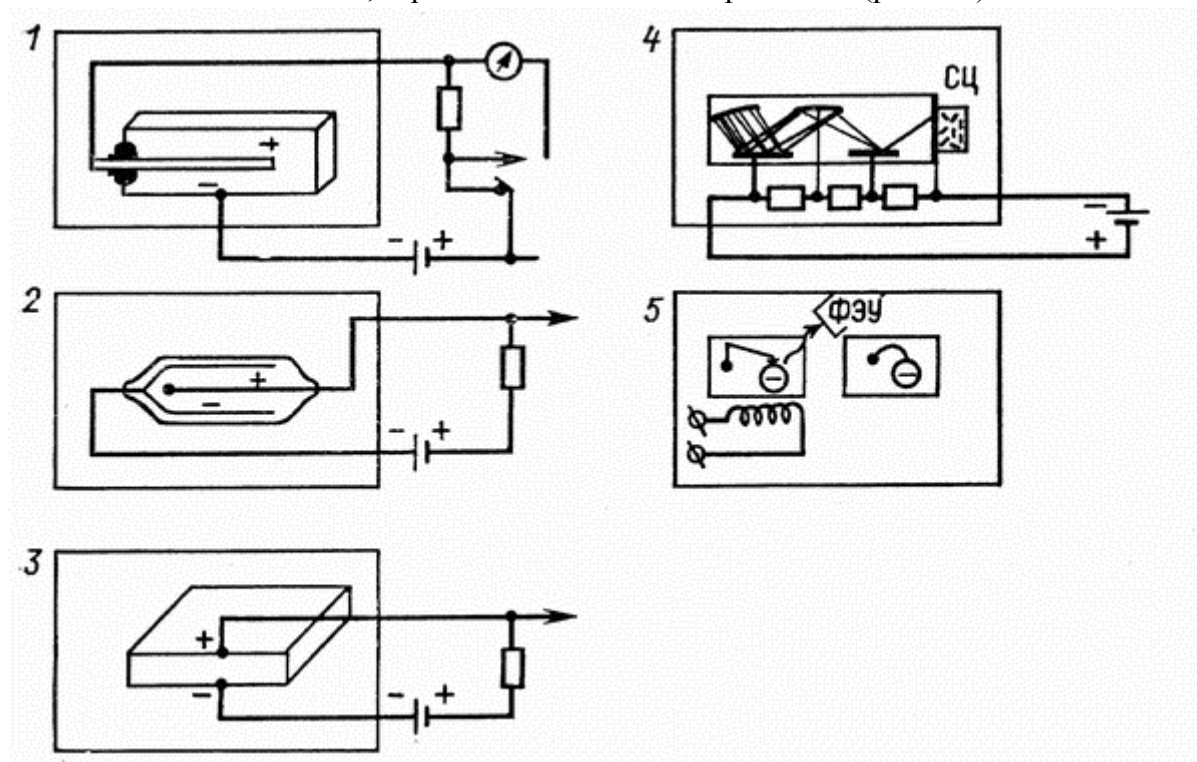


Рис. 6.1. Схемы чувствительных элементов (детекторов) для приборов, используемых при ядерно-геофизических наблюдениях: 1 - ионизационная камера; 2 - счетчик Гейгера - Мюллера; 3 - полупроводниковый кристалл; 4 - сцинтилляционный счетчик; 5 - термолюминесцентный кристалл; СЦ - сцинтиллятор; ФЭУ - фотоэлектронный умножитель

1. В ионизационной камере находятся газ и два электрода, к которым подводят напряжение в несколько сот вольт. Под действием альфа-, бета-лучей или вторичных заряженных частиц, возникающих при поглощении нейтронов, газ ионизируется, а получающиеся свободные электроны и ионы движутся к электродам. В результате в цепи возникает ток. Измеряя его или разность потенциалов, можно определить интенсивность излучений, вызывающих ионизацию.

2. В счетчиках Гейгера - Мюллера, называемых также газоразрядными, в баллоне под пониженным давлением находится инертный газ (обычно аргон для измерения гамма-лучей или гелий для определения потока нейтронов) и два электрода под высоким напряжением (до 1000 В). При появлении хотя бы одной пары ионов возникает краткий разряд. При облучении баллона гамма-квантами возникают вторичные заряженные частицы (ионы и электроны) и в нем наблюдается система разрядов в виде импульсов тока, которые можно зафиксировать.

3. Полупроводниковый детектор - твердотельный аналог ионизационной камеры. Ионизирующие частицы, возникающие при облучении детектора, создают в полупроводнике электронно-дырочные пары, что при воздействии электрического напряжения приводит к возникновению тока.

4. Сцинтилляционный счетчик состоит из сцинтиллятора (неорганические или органические кристаллы, жидкие и газообразные), способного под действием гамма-квантов испускать вспышки света. Кванты света, попадая на фотокатод фотоумножителя, выбивают из него электроны. За счет вторичной эмиссии и наличия ряда электродов, находящихся под все большим напряжением, в фотоумножителе возникает лавинообразный, увеличивающийся поток электронов. В результате на аноде собирается в $10^5 - 10^{10}$ раз больше электронов, чем было выбито из фотокатода, а в цепи возникает электрический ток.

5. Термолюминесцентный кристалл (например, LiF) обладает способностью под действием ионизации создавать свободные электроны, которые накапливаются за счет дефектов кристаллической решетки кристалла и могут долго храниться. Такой кристалл будет испускать свет, и на выходе фотоумножителя возникнет электрический ток, пропорциональный принятой ранее дозе облучения.

16.1.2. Приборы для ядерно-геофизических исследований.

1. *Общая характеристика.* В радиометрических приборах, кроме чувствительных элементов, имеются усилители, индикаторы (для визуального отсчета), регистраторы (для автоматической записи) интенсивности либо естественного гамма-излучения I_γ , либо концентрации эманаций радона (C_R), либо искусственно вызванных излучений $I_{\gamma\gamma}, I_{\alpha\alpha}, I_{\alpha\gamma}$.

Для определения энергетического спектра излучений в приборах устанавливают дискриминаторы и амплитудные анализаторы. С их помощью выделяют импульсы, соответствующие определенному диапазону энергий ионизирующих излучений. Далее сигналы подаются в нормализаторы, которые создают импульсы определенной амплитуды и формы для их измерения или регистрации.

2. *Аэро- и авторадиометры.* Для воздушной и автомобильной гамма-съемок используют различные аэро- и авторадиометры, отличающиеся быстродействием, т.е. малой инерционностью. Они состоят из набора сцинтилляционных счетчиков, а также блоков: усилительного, регистрирующего, питания. Набор сцинтилляционных счетчиков служит для повышения чувствительности при измерении радиоактивности. В усилительно-регистрирующих блоках смонтированы каналы, состоящие из усилителей, дискриминаторов, нормализаторов, регистрирующих устройств. Они предназначены для определения гамма-активности, разных энергетических спектров излучения, т.е. являются гамма-спектрометрами. Питание приборов осуществляется от бортовой сети самолета (вертолета) или аккумуляторов автомобиля.

3. *Полевые радиометры.* Для наземной (пешеходной) гамма-съемки используют разного рода полевые радиометры (СРП-68, СРП-88 и др.) со стрелочным индикатором на выходе. Кроме того, с помощью наушников можно осуществлять звуковую индикацию импульсов. Конструктивно прибор состоит из выносного зонда, пульта управления и питания от сухих анодных батарей.

Для того, чтобы по шкале измерительного микроамперметра можно было определить интенсивность гамма-излучения I_γ , радиометры градуируют. С этой целью используют образцовый излучатель радия, помещаемый в коллиматор для создания узкого пучка гамма-излучения.

Для определения энергетического спектра радиоактивных излучений с целью раздельного определения концентраций U, Th, K-40 используются полевые гамма-спектрометры (СП-4 и др.).

В этих приборах, кроме сцинтилляционных счетчиков, имеются дискриминаторы, с помощью которых определяют интенсивности гамма-лучей разного энергетического уровня.

4. *Эманометр*. Для изучения концентрации радона в подпочвенном воздухе используют эманометры. Серийно изготавливаемый эманометр (типа "Радон" и др.) состоит из сцинтилляционной камеры РГА-01, а также насоса и набора зондов, с помощью которого подпочвенный воздух отсасывается с глубины до 1 м. Чем больше концентрация радона в нем, тем больше альфа-частиц фиксирует счетчик. Прибор питается от сухих анодных батарей.

16.2. Радиометрические методы разведки

Радиометрические методы разведки (радиометрия) - это методы поисков, разведки радиоактивных руд, их радиометрического опробования, а также решения других картировочно-поисковых и геоэкологических задач, основанные на изучении естественной радиоактивности руд и горных пород.

16.2.1. Общая характеристика радиометрии.

Возможность радиоактивной разведки обусловлена, с одной стороны, разной радиоактивностью руд и пород, а с другой, - миграцией радиоактивных элементов и продуктов распада подземными водами и подпочвенным воздухом. Так как глубинность радиометрии невелика (до 1 м), объектом поисков чаще являются ореолы рассеяния радиоактивных элементов. Из всех видов радиоактивных излучений наибольшей проникающей способностью обладают гамма-кванты, поэтому в радиометрии применение нашли в основном методы гамма-съемки. Эти методы предназначены для изучения интенсивности естественного гамма-излучения, а чаще и его энергетических характеристик.

Эффективность обнаружения радиоактивных руд с помощью гамма-съемки зависит не только от интенсивности гамма-излучения I_{γ} разведываемых объектов, но и от уровня нормального фона $I_{нф}$. Он обусловлен натуральным фоном радиоактивности окружающих пород $I_{нфп}$ и остаточным фоном за счет космического излучения и "загрязненности" прибора $I_{ост}$, т.е. $I_{нф} = I_{нфп} - I_{ост}$. Средний нормальный фон определяют путем съемки на заведомо безаномальных участках, где распространены известняки, кварцевые пески, на поверхности акваторий рек и озер по формуле:

$$I_{нф} = \sum_{i=1}^N I_{нфi} / N,$$

где $I_{нфi}$ - интенсивность гамма-излучения в любой i -той точке из всех N точек, принятых для расчета нормального фона. Аномалиями в результате гамма-съемки ($\Delta I_{\gamma i} = I_{\Delta i} - I_{нф}$) считают значения, в 3 раза превышающие среднее квадратическое отклонение от нормального фона:

$$\sigma_{нф} = \sqrt{\sum_{i=1}^N (I_{нфi} - I_{нф})^2 / (N - 1)} \quad (6.7)$$

и выявленные более чем в трех точках (правило "трех сигм и трех точек").

При использовании гамма-съемки для картирования из наблюдаемых фоновых значений $I_{нф}$ вычитают остаточный фон $I_{ост}$, т.е.

$$\Delta I_{\gamma i} = I_{\gamma i} - I_{ост}. \quad (6.8)$$

К методам радиометрии относятся воздушная, автомобильная, пешеходная, глубинная гамма-съемки, радиометрический анализ проб горных пород, эманационная съемка, а также методы опробования, предназначенные для оценки концентрации радиоактивных элементов в обнажениях и горных выработках. В горных выработках изучают также жесткую компоненту космического излучения.

16.2.2. Аэрогамма-съемка.

Одним из наиболее быстрых и экономичных методов радиометрии, применяемым обычно в комплексе с магниторазведкой, а иногда и с электроразведкой, является аэрогамма-съемка. Для работ используют комплексные аэрогеофизические станции, в которых имеется аэрогамма-спектрометр для измерения интенсивности излучения разных энергий (обычно по урану, торию, калию-40).

Методика аэрогамма-съемки сводится к непрерывной регистрации естественного гамма-излучения $I_{\gamma h}$ разных энергий на высоте h . Работы проводят либо по отдельным маршрутам, либо по системе параллельных маршрутов, равномерно покрывающих разведываемую площадь. Длина маршрутов до 30 км. Расстояние между маршрутами при площадной съемке изменяется от 100 до 250 м, что соответствует масштабам съемки 1:10 000 и 1:25 000. Скорость полета станции 100 - 200 км/час, высота полета h от 25 м в условиях ровного рельефа и хорошей погоды, до 75 м при работах в гористой местности. Чем меньше высота, тем выше чувствительность и возможность выявления аномалий меньшей интенсивности. Однако с уменьшением высоты полета уменьшается зона действия приборов, т.е. ширина разведываемой полосы земной поверхности (она обычно изменяется от $2h$ до $4h$). Кроме непрерывной регистрации $I_{\gamma h}$, ведут автоматическую запись высоты полета станции.

Привязку маршрутов проводит штурман по ориентирам или радионавигационными способами. Широко используют аэрофотосъемку на выявленных перспективных участках. Над аномалиями задаются детализационные маршруты. До 5 % маршрутов повторяют для определения погрешности съемки.

Регистрируемое гамма-поле зависит от концентрации, состава радиоактивных элементов, размеров рудных тел, мощности наносов и высоты полета. Для учета высоты полета с помощью специальных поправочных коэффициентов $K_{\gamma h}$ пересчитывают на уровень земной поверхности I_{γ} . Например, при высоте полета 100 м интенсивность примерно в 2 раза меньше, чем на поверхности Земли. В современных аэрогамма-спектрометрах имеется блок для автоматического учета высот. Далее вычисляют аномалии интенсивности гамма-излучения ΔI_{γ} за счет коренных пород и наносов как разность между I_{γ} и остаточным фоном $I_{\text{ост}}$, т.е. $\Delta I_{\gamma} = I_{\gamma} - I_{\text{ост}}$. Остаточный фон измеряют при полетах станции над водными бассейнами или на высоте 600 - 700 м. В современных станциях фон компенсируется автоматически.

В результате аэрогамма-спектрометрической съемки рассчитывают аномалии разных энергий, позволяющие выделить урановую, ториевую и калиевую составляющие радиоактивного поля. Наибольшими значениями энергии гамма-излучения отличаются элементы ториевого ряда, меньшими - уранового, еще меньшими - калиевого (см. 15.2.2). Для повышения надежности выделения аномалий используют статистические приемы обработки с привлечением ЭВМ. Далее строят карты графиков, а иногда карты ΔI_{γ} .

Аэрогамма-съемка - это поисковая съемка, которая служит для выявления крупных радиоактивных рудных тел и загрязненных радиоактивностью участков. Радиометрические аномалии проверяют наземной гамма-съемкой, после чего делают

заклучение об их геологической природе. Поскольку гамма-кванты по-разному поглощаются перекрывающимися породами мощностью в несколько метров, то практически при воздушной съемке изучают радиоактивность наносов, которые благодаря миграции элементов и эманаций сами становятся радиоактивными. Поэтому аэрогамма-съемка может применяться для литологического картирования наносов, а также при радиоэкологических съемках.

16.2.3. Автогамма-съемка.

Скоростной наземной гамма-съемкой, выполняемой автоматически во время движения, является автогамма-съемка. Работы проводят с помощью автогамма-спектрометров (АГС-3, АГС-4). Чувствительность автогамма-съемки значительно выше, чем у аэрогамма-съемки, благодаря приближению станции к объекту исследования. С ее помощью проводят как детализацию аэрогамма-аномалий, так и их первичный поиск.

Методика автогамма-съемки сводится к профильным и площадным наблюдениям на участках, доступных для автомашин высокой проходимости. Расстояние между профилями зависит от возможности проезда машин, масштаба съемки, предполагаемых размеров разведываемых объектов. Масштабы площадной автогамма-съемки изменяются от 1 : 2 000 до 1 : 10 000 при расстоянии между профилями соответственно от 20 до 100 м. Скорость съемки - 3 - 15 км/час. Работы можно выполнять при разной высоте поднятия кассеты с чувствительным элементом над земной поверхностью. С высоко поднятой кассетой увеличивается ширина зоны разведки, с низко расположенной - возрастает интенсивность поля и детальность разведки. Профили наблюдений привязывают визуально, по ориентирам и карте, а также с помощью специальных курсоркладчиков.

Результаты автогамма-съемки представляют в виде лент аналоговой регистрации

$$\Delta I_{\gamma} = I_{\gamma} - I_{\text{фон}}$$

(с автоматическим учетом остаточного фона) для разных энергий гамма-излучения. Выявленные аномальные участки закрепляют на местности, "привязывают" инструментальным способом и проверяют точечными наблюдениями при остановке на несколько минут автомашины и замерах интенсивности излучения, а также наземными гамма-спектрометрическими съемками. После первичной обработки материалов строят

карты графиков и карты ΔI_{γ} . На них, пользуясь правилом "трех сигм и трех точек", визуально (или с помощью ЭВМ) выявляют аномалии. Сравнивая их с геологическими картами и другой информацией, оценивают перспективность на радиоактивные элементы, а также радиоактивную загрязненность геологической среды.

16.2.4. Пешеходная (наземная) гамма-съемка.

Одним из основных поисковых и разведочных методов радиометрических исследований является пешеходная съемка. Ее проводят с помощью полевых радиометров и спектрометров (СП-68, СП-88) (см. 16.1.2). Радиометры или спектрометры с помощью стандартных образцов (эталонов) гамма-излучения периодически градуируют. Это необходимо для определения цены деления шкал интегральной или спектральной радиоактивности. По данным градуировки можно определить мощность экспозиционной дозы гамма-излучения (в мА/кг или мР/ч, 1 мР/ч = 0,0717 мА/кг).

Радиометрические съемки бывают как самостоятельными, выполняемыми при площадных исследованиях масштаба 1:10 000 и крупнее (при расстояниях между профилями меньше 100 м), так и попутными, проводимыми совместно с маршрутными геологическими съемками в масштабах 1:25 000 - 1:50 000. При попутных и поисковых работах гильзу выносного зонда полевого радиометра располагают на высоте 10 - 20 см от поверхности, и оператор в движении "прослушивает" радиоактивный фон пород в полосе до трех метров по направлению движения. Через каждые 5 - 50 м (шаг съемки) или при

аномальном повышении фона гильзу с детектором опускают на землю на 0,5 - 1 мин и по стрелочному прибору снимают средний отсчет интенсивности поля.

Цель попутных и поисковых гамма-съемок - выявление прежде всего радиоактивных и иных рудных полей и месторождений. Аномальные участки обследуют детальными гамма-съемками в масштабах крупнее 1:10 000 (до 1:1 000) при густоте сети 100×10 м (до 10×1 м).

В результате наземной гамма-съемки строят графики, карты графиков и карты интенсивности ΔI_γ , эквивалентные гамма-активности пород $\Delta I_\gamma - I_\gamma - I_{\text{фн}}$ (интегральной или спектральной). Обработка данных спектрометрической гамма-съемки сводится к вычислению концентраций урана ^{238}U , тория ^{232}Th и калия-40 по скоростям счета I_γ на разных энергиях. На рис. 6.2 приведен пример обработки результатов спектрометрической гамма-съемки в Восточной Сибири, в результате которой удалось выявить в гранитах тантало-ниобиевую минерализацию.

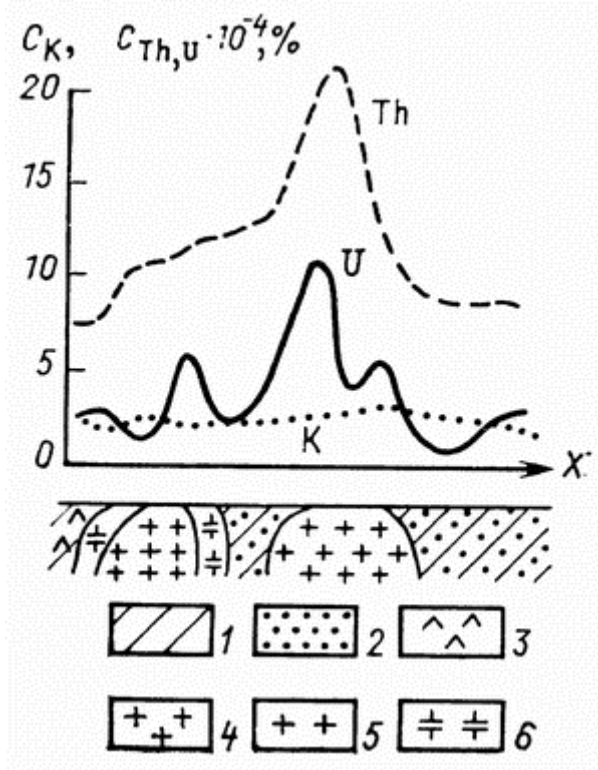


Рис. 6.2. Профили концентрации урана, тория и калия по данным спектрометрии над месторождением тантала: 1 - породы песчано-сланцевой толщи; 2 - ороговикованные породы; 3 - диабазовые порфириды; 4 - двухшлюдные мусковитые граниты; 5 - порфировидные граниты; 6 - амазонит-альбитовые граниты

Пешеходная гамма-съемка применяется также при литологическом картировании и радиоэкологических съемках, особенно для выявления "пятнистого" загрязнения геологической среды радиоактивными продуктами.

Так как в среднем глубинность пешеходной гамма-съемки не превышает 1 м, для повышения глубинности изучения перспективных на радиоактивные руды участков проводят глубинную гамма-съемку, при которой гамма-излучение пород определяют в шпурах (бурках) глубиной до 1 м, а иногда в скважинах глубиной до 25 м. Измерения проводятся пешеходными или скважинными радиометрами.

16.2.5. Радиометрический анализ проб горных пород и стенок горных выработок.

Для оценки содержания в образцах и стенках горных выработок урана, радия, тория и других радиоактивных элементов чаще всего изучают порошкообразные пробы из истолченных образцов пород. Бета- и гамма-активность одинаковых объемов пробы и эталона (например, урановая слаборадиевая руда) измеряют с помощью любого радиометра. Сравнивая интенсивность излучений по приборам и зная содержание радиоактивного элемента в эталоне, можно оценить эквивалентное содержание этих элементов в пробе горных пород. Раздельное содержание в образцах пород урана, тория, калия может быть определено с помощью гамма-спектрометрического анализа.

С помощью специальных или полевых радиометров можно измерять гамма-излучение стенок горных выработок в рудниках, канавах, шурфах. Подобный гамма-экспресс-анализ (ГЭА) широко применяют при разведке и разработке месторождений радиоактивных руд, изучении концентратов на обогатительных фабриках (в том числе на конвейерной ленте, в вагонетках и т.п.).

16.2.6. Задачи, решаемые гамма-съемкой.

Гамма- и спектрометрические съемки используют не только для поисков и разведки радиоактивных руд, но и радиоактивных полезных ископаемых, парагенетически или пространственно связанных с ними. Например, к месторождениям редкоземельных элементов, боксита, олова, бериллия приурочено повышенное содержание тория; к месторождениям ниобия, тантала, вольфрама, молибдена - урана; к некоторым полиметаллическим месторождениям - калия.

В комплексе с другими геофизическими методами гамма-съемку можно применять для поисков твердых полезных ископаемых, особенно тех, в которых акцессорными минералами могут быть радиоактивные, а также для поисков нефти и газа. Гамма-съемку можно использовать для решения задач геологического картирования. Вследствие различной естественной радиоактивности, а также поглощающей и эманулирующей способности пород их можно расчленять по литологии, степени разрушенности (облегчающей миграцию радиоактивных элементов), заглинизированности (затрудняющей миграцию), выявлять тектонические нарушения (по скоплению радиоактивных элементов в них) и решать другие задачи.

16.2.7. Эманационная съемка.

Изучение содержания эманаций, т.е. газообразных продуктов распада радиоактивных веществ в подпочвенном воздухе или в воздухе, заполняющем скважины и горные выработки, помещениях зданий называют эманационной съемкой. Наибольшим периодом полураспада из радиоактивных газов обладает радон (3,82 дня), поэтому эманационная съемка фактически является радоновой. Эманирование пород или их способность выделять эманации радона в подпочвенный воздух или подземные воды определяется не только наличием и количеством радиоактивных элементов ряда урана, но и строением породы, ее плотностью, разрушенностью, трещиноватостью, влажностью, температурой и другими факторами.

Кроме эманирования пород, появление эманаций обусловлено их диффузией в сторону пониженных концентраций радона и конвекцией к земной поверхности. Эти причины приводят к резким изменениям концентрации эманаций в верхнем слое, связанном с метеорологическими и другими условиями. Методика полевой эманационной съемки сводится к отбору проб подпочвенного воздуха с глубины до 0,5 - 1 м и определению с помощью эманометра концентрации радона в нем (см. 16.1.2). Для этого зонд эманометра

погружают в почвенный слой, с помощью насоса в камеру закачивают подпочвенный воздух и измеряют концентрацию радона.

Эманационная съемка может быть маршрутной и площадной. Масштабы работ изменяются от 1:2 000 до 1:10 000. Расстояние между профилями при площадной съемке изменяются соответственно от 20 до 100 м, а шаг - от 2 до 10 м. Детальную эманационную разведку проводят в виде площадной съемки по сети (10 - 50) x (1 - 5) м.

В результате эманационной съемки строят графики и карты равных концентраций радона и на них выделяют аномалии - участки повышенного содержания радона. Над месторождениями радиоактивных руд аномалии достигают сотен и тысяч беккерелей на кубический дециметр. Над участками с повышенным эманированием за счет раздробленности, трещиноватости пород аномалии составляют десятки беккерелей на кубический дециметр, нормальный фон - обычно около 30 Бк/дм.

Эманационную съемку применяют для разведки радиоактивных руд и ореолов рассеяния радиоактивных элементов. Кроме того, ее используют для выявления участков с повышенной способностью пропускать радон (зоны сбросов, дробления, трещиноватости, закарстованности) и участков экранирования, где залегают газонепроницаемые пласты (глины, сланцы, мерзлые породы). В целом глубинность эманационной съемки не превышает 5 - 10 м. Однако за счет зон, хорошо проводящих радон, она может достигать десятков метров. Радоновая съемка используется также для изучения радиоактивной загрязненности помещений.

16.2.8. Подземные методы изучения естественной радиоактивности.

К этим методам изучения естественной радиоактивности, кроме гамма-методов, можно отнести метод подземной регистрации космических излучений мюонов (ПРКИ), или геокосмический метод. Он основан на изучении жесткой (мю-мезонной или мюонной) компоненты космического излучения в горных выработках и скважинах. Мюоны составляют значительную долю (на уровне - моря около 70 %) космических лучей, образующихся при прохождении ядер первичного излучения в атмосфере. Мюоны характеризуются большой проникающей способностью. Однако из-за наличия даже слабого электромагнитного поглощения в веществе поток мюонов затухает с увеличением глубины. Затухание определяется в основном плотностью пород. Поэтому, например, мюоны могут распространяться в воде на глубины до 9 км, а в породах - до 3 - 4 км. Глубину их проникновения принято оценивать в метрах водного эквивалента, т.е. в метрах толщи водного слоя, поглощение мюонов в котором такое же, как в изучаемой толще пород.

Для измерения потока мюонов в горных выработках используют геокосмические телескопы. Они представляют собой наборы кассет (4 штуки), в каждой из которых смонтировано до десяти газоразрядных счетчиков (см. 16.1.1), что необходимо для получения узкой диаграммы направленности прибора и высокой чувствительности. С помощью специальной электронной схемы и самопишущего устройства в течение нескольких часов автоматически регистрируют поток мюонов. Наблюдения проводят вдоль выработок с шагом, несколько меньшим глубины выработки. Телескопы ориентируют вертикально, чтобы изучить поток мюонов, идущих сверху.

После введения поправок за рельеф земной поверхности для каждой точки рассчитывают интенсивность потока мюонов в единицу времени I_{μ} . С помощью специальных градуировочных кривых графики I_{μ} вдоль профилей наблюдений пересчитывают в глубины водного эквивалента H_{μ} . Если известны (по данным маркшейдерской привязки) истинные глубины расположения пунктов наблюдения H , то

можно определить среднюю плотность пород между земной поверхностью и точкой наблюдения:

$$\sigma = N_g/H$$

Таким образом, основным параметром пород, получаемым в геокосмическом методе, является средняя плотность пород над выработкой. Изменение средней плотности вдоль выработки свидетельствует об изменении литологии, пористости, трещиноватости, закарстованности, обводненности пород, наличии полезных ископаемых над выработкой. Мюонный метод является единственным в ядерной геофизике, реализующим томографическую технологию изучения плотностного разреза.

16.2.9. Определение абсолютного возраста пород.

Для определения абсолютного возраста горных пород используют ядерную или изотопную геохронологию. В ее основе лежит вывод о постоянстве скорости радиоактивного распада во все геологические эпохи. Зная период полураспада и определив количество материнских и дочерних (N_m и N_d) элементов тех или иных радиоактивных семейств в горной породе, определяют ее возраст $t_{абс}$ по формуле, полученной из выражений (6.2) и (6.3):

$$t_{абс} = 1,44T_{1/2m} \ln[1 + N_d/N_m]. \quad (6.9)$$

Эту формулу можно применять лишь тогда, когда есть уверенность, что излучаемые элементы не выносились и не добавлялись. Точность определения $t_{абс}$ зависит от точности аналитических, как правило, масс-спектрометрических определений количества изотопов N_m и N_d .

Существует свыше десяти ядерно-геохронологических методов. При исследовании горных пород используют ряды радиоактивных элементов с большим периодом полураспада (ураново-свинцовый, рубидиево-стронциевый, калий-аргоновый и другие методы). При изучении молодых горных пород, в том числе для определения возраста археологических находок, применяют радиоактивные элементы с небольшим периодом полураспада (калий-аргоновый, радиоуглеродный, иониево-протактиниевый и другие методы). Возраст вод определяют по космогенному тритию.

По ядерно-геохронологическим измерениям метеоритов и образцов горных пород синтез химических элементов в наблюдаемой части Вселенной завершился около 11 млрд. лет назад, возраст Солнечной системы - около 4,7 млрд. лет, возраст Земли - 4,55 млрд. лет, а возраст самых древних пород Земли и Луны превышает 4 млрд. лет. Этими методами определяют возраст кристаллизации изверженных пород и образования осадочных пород. Ценные результаты для определения палеотемператур дает изотопный анализ кислорода в раковинах ископаемых морских организмов.

16.3. Ядерно-геофизические методы

16.3.1. Общая характеристика.

В искусственных ядерно-геофизических методах образцы горных пород или стенки горных выработок, скважин и обнажений облучаются с помощью ампульных источников тех или иных радиоактивных элементов и их смесей или генераторов нейтронов. Для получения излучений разных энергий источники помещают в экраны-замедлители, ослабляющие излучения (свинцовые - для гамма-излучений, кадмиевые или парафиновые - для нейтронов). Наибольшее практическое применение ядерно-геофизические методы получили при геофизических исследованиях скважин. Ниже рассмотрим лишь несколько лабораторных методов, в которых изучаются образцы или обнажения горных пород.

16.3.2. Нейтронные методы.

В нейтронных методах изучаемые породы облучаются нейтронами при разных энергиях, удалениях и временах облучения и измерения разных излучений (15.3.3). Рассмотрим некоторые из них.

1. *Активационный анализ.* Сущность активационного анализа сводится к облучению образцов горных пород быстрыми или медленными нейтронами и изучению наведенной радиоактивности, с образованием радионуклидов определенного периода полураспада. При этом изменяется как время облучения, так и время изучения наведенной альфа-, бета- или гамма-активности. Измерив интенсивность вторичного гамма-излучения для разных

времен после окончания облучения, по графику зависимости от $I_{\gamma}(t)$ можно оценить период полураспада, а значит, наличие того или иного химического элемента в образце. Активационный метод характеризуется повышенной чувствительностью к элементам, отличающимся высокой активационной способностью, таким, как Al, Cd, Cl, Cu, K, Mn, Na, P, Si и др.

2. *Нейтронный анализ.* Нейтронный анализ горных пород сводится к облучению их медленными нейтронами и определению плотности потока тепловых нейтронов $I_{\text{тн}}$ или интенсивности вторичного гамма-излучения I_{γ} . Графики зависимости $I_{\text{тн}}(I_{\gamma})$ от расстояния до источника характеризуют поглощающие свойства вещества. По ним выделяют элементы, ядра которых обладают аномально высоким сечением поглощения медленных нейтронов (B, Fe, Cd, Cl, Li, Mn, H g, редкоземельные элементы и др.). Широко используют автомобильную и пешеходную борометрические съемки для выявления бора в слое толщиной до 25 см.

На выявлении аномально высокого сечения замедления нейтронов основаны методы изучения водородосодержащих пород. В частности, с помощью влагомеров определяют влажность горных пород, если их плотность определена другими методами (например, плотностной гамма-гамма-метод).

3. *Гамма-спектральный метод.* Гамма-спектральным методом изучают энергетический состав вторичного гамма-излучения радиационного захвата I_{γ} . Возможность таких исследований основана на том, что каждый элемент облучаемой породы, захватывая тепловые нейтроны, дает I_{γ} определенной энергии и спектра. Гамма-спектральный метод применяют для анализа руд, содержащих Fe, Cu, Ni, Al, K, Na и другие элементы.

16.3.3. Гамма-методы.

К гамма-методам относятся методы изучения физико-химических свойств горных пород путем облучения их источниками гамма-лучей разных энергий.

1. *Фотонейтронный анализ.* На облучении образцов размельченной горной породы жесткими гамма-квантами высоких энергий (свыше 1 - 2 МэВ) и определении интенсивности вторичных нейтронов $I_{\gamma\text{тн}}$ основан фотонейтронный анализ. Повышение наблюдается в присутствии бериллия и дейтерия, поэтому фотонейтронный анализ наибольшее применение находит при анализе содержания этих элементов и, в частности, при изучении водоносных и нефтеносных пород, в которых много дейтерия.

2. *Плотностной гамма-гамма-метод.* Если горные породы облучать гамма-квантами с энергией выше 0,3 МэВ, то в них преобладает комптоновское рассеяние, которое практически не зависит от состава пород и руд, а определяется их плотностью.

Интенсивность $I_{\gamma\gamma}$ на расстоянии свыше 20 см от источника изменяется по экспоненциальному закону в зависимости от плотности. На этом явлении основан

плотностной гамма-гамма-метод (ГГМ-П), с помощью которого определяют среднюю плотность пород в слое толщиной до 20 см.

3. *Селективный гамма-гамма-метод*. Если горные породы облучать гамма-квантами энергией, меньшей 0,3 МэВ, то происходит их фотоэлектрическое поглощение.

Определяемый по $I_{\gamma\gamma}$ коэффициент ослабления лучей зависит от эффективного атомного номера породы ($Z_{\text{эф}}$), под которым понимается некоторый усредненный атомный номер, определяемый атомными номерами химических элементов в породе (Z_i), поглощающих гамма-лучи, и их массовыми долями (q_i) в ней, т.е.

$$Z_{\text{эф}} \approx \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N (Z_i q_i)^2},$$

где N - общее число изученных в породе элементов. На использовании этого явления основан селективный гамма-гамма-метод (ГГМ-С) для определения содержания в образцах, обнажениях и стенках скважин и горных выработок тяжелых элементов (Fe, Hg, Sb, Pb, W и др.).

4. *Рентгенорадиометрический метод*. При облучении горных пород мягким гамма-излучением (энергия меньше 0,1 МэВ) можно наблюдать характеристическое рентгеновское излучение. На его изучении основан рентгенорадиометрический метод (РРМ) определения содержания в породах многих элементов (Fe, Pb, Mn, Mo, Sb, Sn, Cr, W, Zn и др.). Существуют и другие ядерно-физические методы определения физико-химических свойств пород на образцах и в массиве.

Глава 7. Геофизические исследования скважин

Геофизические исследования скважин (ГИС) - это методы геологической и технической документации проходки скважин, основанные на изучении в них различных геофизических полей. Такое традиционное понимание ГИС привело к созданию самостоятельной научно-прикладной отрасли геофизики, которую называют термином каротаж или промысловой, буровой геофизикой. В более широком смысле ГИС - не только документация результатов бурения, с радиусом обследования до 1 - 2 м, но и изучение околоскважинных пространств путем исследования полей в скважинах, а также между ними и земной поверхностью при дальности в десятки и сотни метров. Интенсивное применение ГИС объясняется тем, что эти методы позволяют более эффективно организовывать разведку и эксплуатацию месторождений. Они обеспечивают резкое сокращение отбора образцов при бурении (керн), давая даже больше информации о разрезе, чем при сплошном отборе керна, сокращая при этом стоимость и время бурения.

Геофизические методы исследования скважин предназначены для изучения геологического разреза и, в частности, выявления пластов разной литологии, определения углов и азимутов их падения, выделения полезных ископаемых в разрезах, а также оценки пористости, проницаемости, коллекторских свойств окружающих пород и их возможной нефтегазоносной продуктивности. Специальной аппаратурой производится контроль технического состояния скважин (определение их диаметров, искривления, наличия цемента в затрубном пространстве и др.), а также прострелочно-взрывные работы в скважинах (отбор образцов из стенок, перфорация обсадных колонн). Физические свойства горных пород, определяемые в результате исследования в скважинах, служат не только для непосредственного получения той или иной геологической информации, но и для интерпретации данных полевой геофизики.

При геофизических исследованиях в скважинах используются все поля и методы, применяемые и в полевой геофизике. Однако между ними имеются существенные различия, которые определяются специфическими условиями технологии работ в скважинах. Для изучения разрезов скважин применяются электрические, ядерные, термические, сейсмоакустические, магнитные, гравиметрические методы. Измеряемые в скважинах с помощью датчиков те или иные параметры физических полей преобразуются в электрические сигналы, которые по кабелю подаются в так называемые каротажные станции. В них они автоматически регистрируются при подъеме кабеля с глубинным прибором и датчиком поля, производимом со скоростью от 200 до 5000 м/ч.

Эффективность скважиной геофизики очень велика, особенно в нефтяной и структурной геологии, где бурение всех скважин сопровождается проведением геофизических исследований. Широко применяются они при поисках рудных и нерудных ископаемых. При инженерно-гидрогеологических исследованиях скважинные геофизические методы решают такие задачи, как изучение пористости, обводненности, фильтрационных свойств пород и, наряду с отбором керна, служат для геологической документации разрезов.

17. Основы теории и технологии геофизических исследований скважин

17.1. Физико-геологические основы теории геофизических исследований скважин

17.1.1. Скважина как объект разведки недр и геофизических исследований.

Скважина долгие годы, да и сейчас является важнейшим источником информации о строении недр и местонахождении полезных ископаемых, а также единственным

технологическим способом добычи нефти и газа. В зависимости от глубины и назначения скважин бурение проводится механическими, роторными, турбобуровыми и другими способами.

До создания ГИС для геологической документации велся отбор образцов пород (керна) либо непрерывно через каждые несколько метров бурения, либо поинтервально. Каждый отбор керна сопровождался подъемом всего бурового инструмента. Это резко увеличивало стоимость и время бурения. Косвенную информацию о пройденных породах дает буровая жидкость (глинистый раствор или вода), которая под давлением подается в скважину и непрерывно извлекается вместе с измельченной буровым инструментом породой. Применение ГИС после окончания бурения обеспечило возможность проходки скважин сплошным забоем, без подъема бурового инструмента или с подъемом для отбора керна лишь на опорных участках разреза. В результате резко уменьшается время бурения и его стоимость, несмотря на дополнительные каротажные работы, занимающие несколько дней, то есть время в сотни раз меньшее, чем бурение.

В ходе или после бурения скважин их обсаживают стальной колонной труб или только сверху (десяток метров), или на всю глубину (при бурении глубоких структурных и нефтегазоразведочных скважин). Дополнительное укрепление стенок осуществляется их цементацией или глинизацией. Проникая в трещины и поры горных пород, цемент, глина или буровая жидкость меняют физические свойства пород, что вносит искажения в результаты ГИС. Наличие обсадных колонн делает невозможным проведение электромагнитных исследований в скважинах, но выполнению ядерно-физических, сейсмоакустических и технологических работ не препятствует. Несмотря на широкое использование ГИС, особенно в нефтегазовой геофизике, некоторые литолого-петрографические исследования требуют отбора керна из основных перспективных на нефть, газ комплексов пород. Это необходимо для установления конкретных корреляционных связей между геологическими и геофизическими параметрами.

Таким образом, ГИС с очень небольшим (несколько %) отбором керна дает наибольшую информацию от геологоразведочных скважин.

17.1.2. Принципы решения прямых и обратных задач ГИС.

Поскольку при геофизических исследованиях скважин используются те же поля, что и в полевых геофизических методах (гравимагнитные, электромагнитные, сейсмоакустические, ядерно-физические, тепловые), то принципы теоретического решения задач - прямых (определение физических параметров поля по известному геофизическому разрезу) и обратных (определение физического разреза по наблюдаемым физическим параметрам) - одинаковы (см. 1.3, 4.3, 7.3, 10.3, 13.2, 15). Однако строгое теоретическое решение прямых задач ГИС сложнее, так как приходится учитывать влияние заполнителя скважины (обсадные колонны, цемент, глинистый раствор, поразному проникающие в поры в зависимости от их трещиноватости и пористости). Кроме того, прямые задачи по размерности являются двух-трехмерными и решаются для погруженных источников. Рассмотренные выше основы теории полевых методов геофизики иллюстрировались в основном одно- и двухмерными задачами с поверхностными источниками, решение которых проще. Вместе с тем решение обратных задач ГИС и интерпретация материалов оказались проще по следующим причинам. Во-первых, интерпретация бывает прежде всего полуколичественной, то есть выделяются глубины залегания, мощности пластов или рудных объектов вблизи от источников. Во-вторых, для геологического истолкования результатов ГИС используются теоретически установленные или эмпирически получаемые корреляционные связи между геофизическими и геолого-гидрогеологическими, механическими, коллекторскими свойствами с оценкой заполнителя пор (вода, нефть, газ). В-третьих, интерпретацию материалов легче формализовать и осуществлять с помощью ЭВМ.

Т а б л и ц а 7.1

Название групп методов	Название методов	Исследуемые физические свойства пород	Измеряемые параметры	Решаемые геологические задачи
Электрические	метод естественной поляризации (ПС)	электро-химическая активность	естественные потенциалы	геологическое расчленение разрезов в комплексе с методами КС, выявление сульфидных руд, углей, графитовых сланцев, коллекторов и водоупоров
	методы токового каротажа, скользящих контактов (МСК)	удельное электрическое сопротивление (УЭС)	изменение тока в питающей цепи	выделение в разрезах хорошо проводящих горизонтов (сульфидов, углей, графитов и др.)
	метод кажущихся сопротивлений (КС), боковое каротажное зондирование (БКЗ) и др.	то же	кажущееся сопротивление	геологическое расчленение разрезов, определение мощности слоев и истинного сопротивления пород, выделение коллекторов, водоупоров, рудных и нерудных пропластков
	резистивиметрия	УЭС жидкости в стволе скважины	УЭС жидкости в стволе скважины	определение сопротивления воды и глинистого раствора в скважине
	метод вызванных потенциалов (ВП)	поляризуемость	вызванные потенциалы (ВП)	геологическое расчленение разрезов скважин, выявление сульфидных руд, угля, графитов,

				сланцев
	индуктивный метод (ИМ)	электропроводность	потенциалы	расчленение низкоомных разрезов
	диэлектрический метод (ДМ)	диэлектрическая проницаемость	потенциалы	расчленение водоносных разрезов
Ядерные	гамма-метод (ГМ) или гамма-каротаж (ГК)	естественная радиоактивность	интенсивность естеств. гамма-излучения (I_{γ})	обнаружение радиоактивных руд, геологическое расчленение разрезов
	гамма-гамма-метод (ГГМ) или гамма-гамма-каротаж (ГГК)	плотность и хим. состав	интенсивность рассеянного гамма-излучения ($I_{\gamma\gamma}$)	изучение плотности горных пород и их хим. состава
	нейтронный гамма-метод (НГМ) или каротаж (НГК)	поглощение нейтронов с последующим гамма-излучением	интенсивность вторичного гамма-излучения ($I_{\gamma n}$)	расчленение разреза по водородосодержанию, оценка пористости пород
	нейтрон-нейтронный метод (ННМ) или каротаж (ННК)	поглощение быстрых нейтронов и определение медленных нейтронов	интенсивность потока тепловых и надтепловых нейтронов	то же, что и в методе НГК, но более точное определение количества водорода в породах
Термические	метод естественного теплового поля (МЕТ)	теплопроводность	температура	изучение геологического разреза скважин, определение наличия газа, нефти, сульфидов и др., определение техн. сост. скважин
	метод искусственного теплового поля (МИТ)	тепловое сопротивление, температуропроводность	то же	то же
Сейсмоакустические	метод акустического	скорость распространения	время и скорость	геологическое расчленение

	каротажа	волн, амплитуда сигналов	упругих волн, их затухание (t, V, b)	разреза, оценка пористости, проницаемости, состава флюида
	сейсмический каротаж	то же	то же	определение пластовых и средних скоростей
Магнитные	метод естественного магнитного поля	магнитная восприимчивость горных пород	напряженность магнитного поля Земли	геологическое расчленение разрезов и выявление железосодержащих руд
	метод искусственного магнитного поля	то же	напряженность поля магнита	то же
Гравитационные	гравиметровые	плотность	аномалии силы тяжести	геологическое расчленение разреза

17.1.3. Физико-геологическая классификация ГИС.

Все используемые в геофизике методы применяются и в ГИС. В таблице 7.1 приведены группы методов ГИС (в порядке объемов их применения) и основные методы в них. Здесь же, в соответствии с выводами предыдущих глав (1 - 6), даны физические свойства пород, на которых основаны методы, измеряемые параметры, а также решаемые геологические задачи.

17.2. Принципы устройства каротажных станций и скважинных приборов

17.2.1. Состав и назначение оборудования для комплексных геофизических исследований скважин.

Для проведения геофизических исследований скважин используется как общая аппаратура и оборудование, применяемые в большинстве методов ГИС (автоматические каротажные станции (АКС) или аппаратура геофизических исследований скважин (АГИС), спускоподъемное оборудование), так и специальные скважинные приборы, разные в разных методах (глубинные или каротажные зонды). АКС (АГИС) смонтированы на автомашинах хорошей проходимости.

К общему оборудованию (рис. 7.1) каротажной станции относятся:

1. источники питания (батарея аккумуляторов);
2. приборы для регистрации разности потенциалов и силы тока;
3. лебедка, работающая от двигателя автомобиля и предназначенная для спуска и подъема каротажного кабеля в скважину (при каротаже глубоких скважин - более 3 км - лебедка устанавливается на отдельном автомобиле-подъемнике);
4. блок-баланс, располагающийся вблизи скважины и предназначенный для направления кабеля в скважину и синхронной передачи глубины расположения индикатора поля на лентопротяжный механизм регистратора;
5. одножильный, трехжильный или многожильный кабель в хорошей изоляции.

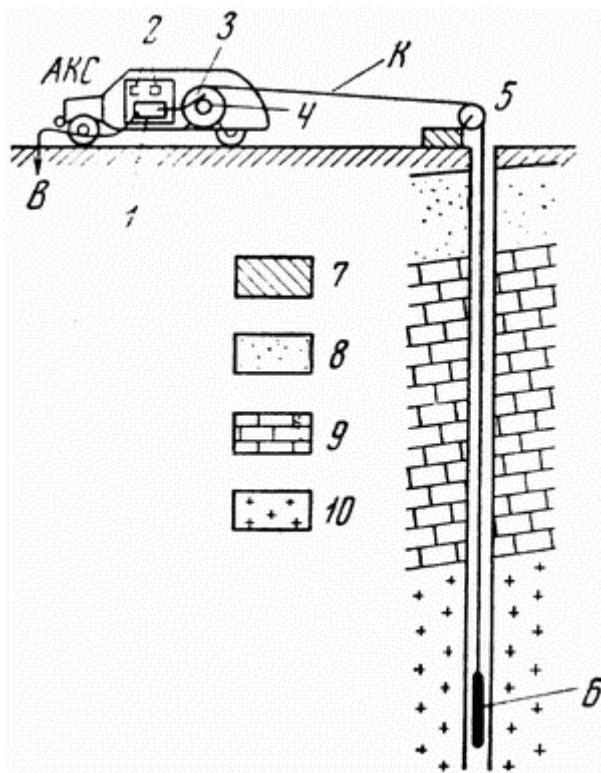


Рис. 7.1. Схема выполнения ГИС: АКС - автоматическая каротажная станция, К - каротажный кабель, 1 - источник питания, 2 - приборы для регистрации разности потенциалов и силы тока, 3 - лебедка, 4 - коллектор лебедки, 5 - блок-баланс, 6 - глубинный каротажный зонд, 7 - глины, 8 - пески, 9 - известняки, 10 - изверженные породы

Изолированные друг от друга жилы кабеля с одной стороны подключаются к кольцам коллектора лебедки, а с другой - к глубинному каротажному зонду, то есть к устройству для измерения тех или иных параметров поля в скважине и трансформации их в электрические импульсы. В методах электрического каротажа зонд состоит из одного, двух, трех и более свинцовых электродов, укрепленных на кабеле. Такие зонды используются в скважинах, заполненных буровой жидкостью или водой. При работах в сухих скважинах применяются скользящие электроды, каждый из которых состоит из металлической щетки, укрепленной в обойме из изолятора на плоской металлической пружине. Пружины такого "фонарного" зонда прижимают электроды к стенкам скважины. Аналогично устроены микрозонды, в которых точечные электроды располагаются на планке из изолятора на расстоянии нескольких сантиметров друг от друга. Планка укреплена на плоской пружине "фонаря", которая прижимает электроды к стенкам скважины.

В глубинном зонде ядерных методов помещаются счетчики гамма- или нейтронного излучения и предварительные усилители сигналов на их выходе. Для искусственных методов там же располагаются источники и экраны, препятствующие прямому облучению счетчика.

В гамма-методах экраны свинцовые, в нейтронных методах они парафиновые (см. рис. 7.2).

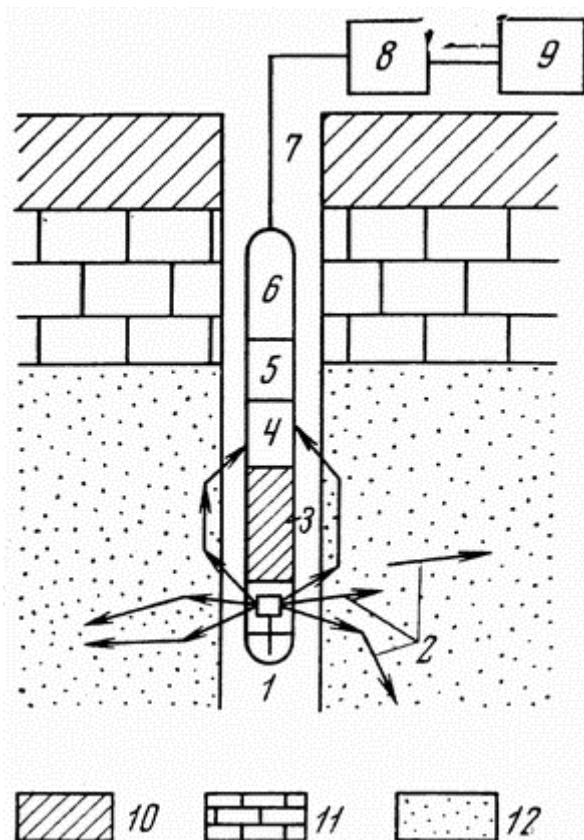


Рис. 7.2. Схема устройства глубинного прибора для искусственного ядерного каротажа: 1 - источник гамма-лучей или нейтронов; 2 - условные пути движений гамма-лучей или нейтронов; 3 - экран; 4 - счетчик; 5 - блок питания; 6 - предварительный усилитель; 7 - кабель; 8 - усилитель; 9 - регистратор; 10 - глина; 11 - известняки; 12 - пески

В глубинном зонде сейсмоакустических методов смонтирован источник упругих волн и два сейсмоприемника, изолированные резиновым экраном от источника.

В глубинном зонде для терморазведки установлен электрический термометр. Скважинные магнитные и гравиметрические наблюдения выполняются специальными приборами, трансформирующими наблюдаемые параметры в электрические сигналы. В глубинных приборах, кроме датчиков поля, размещаются электронные усилители электрических сигналов и блоки питания. Корпуса их герметичны, термостойки, баростойки.

В наземной автоматической каротажной станции смонтированы электронные усилители и регистраторы. Аналоговую регистрацию проводят на рулонной (редко фото-) бумаге или магнитной ленте. Современные АГИС являются цифровыми. В них сигналы кодируются в двоичном коде и записываются на магнитную ленту. Это обеспечивает возможность машинной обработки информации как с помощью больших ЭВМ, так и компьютеров, входящих в комплект станции. Имеются устройства для представления материалов в аналоговой форме.

Раньше существовали одноканальные станции. Сейчас изготавливаются многоканальные компьютеризированные телеизмерительные системы, позволяющие регистрировать информацию от нескольких датчиков. Станции АГИС изготавливаются для разных целей: изучения нефтегазовых, рудных и инженерно-геологических и гидрогеологических скважин.

ГИС неглубоких скважин (до 200 м) можно проводить с помощью полуавтоматических регистраторов. В них измеряемый милливольтметром сигнал компенсируется эталонной разностью потенциалов, пропорциональной отклонению карандаша от нулевой линии. Запись сигнала ведется на диаграммной бумаге.

17.3. Технология проведения работ и обработки данных ГИС

17.3.1. Методы технологического контроля состояния скважин.

Для документации проходки глубоких скважин, обработки и интерпретации ГИС проводится технологический контроль результатов бурения. Он включает изучение технического состояния скважин (определение углов наклона, азимута забоев, диаметра скважины на разных глубинах, высоты цемента за обсадными трубами, качества цементации и др.), фототелеметрию стенок скважин, перфорацию скважин для допуска в нее воды, нефти, газа и др.

С помощью специального оборудования и обычных автоматических каротажных станций подобный технологический контроль проводится в ходе или после окончания бурения.

17.3.2. Кавернометрия.

Для измерения диаметров скважин применяются специальный прибор - каверномер и оборудование обычной каротажной станции. Каверномер состоит из металлической гильзы, вдоль ствола которой располагаются ромбовидные рычаги-щупы, при подъеме каверномера рычаги под действием пружины раскрываются и плотно прижимаются к стенкам скважины. При изменении угла раскрытия рычагов движется закрепленный на них шток, который связан с ползунковым реостатом. Это приводит к изменению сопротивления реостата и тока в электрической цепи, который подается на регистратор. Установив в процессе градуировки зависимость между током и радиусом раскрытия рычагов, легко перевести график его изменения в кривую изменения диаметра скважины (кавернограмму). Она служит для уточнения геологического разреза, изучения технического состояния скважин и интерпретации результатов скважинных исследований.

17.3.3. Инклинометрия.

Для определения на любой глубине угла отклонения оси скважины от вертикали и азимута ее искривления по отношению к устью применяются специальный прибор - инклинометр и оборудование обычной каротажной станции. В необсаженных скважинах используются электрические инклинометры. В корпусе такого инклинометра помещается свободно подвешенная рамка, которая по отвесу располагается горизонтально. На ней имеется буссоль для измерения азимута и указатель наклона. Стрелка буссоли и указатель наклона рамки скользят по реохордам азимутов и углов наклона, которые поочередно можно подключать к токовой линии инклинометра. Стрелка и указатель передают напряжение с реохордов, пропорциональное азимуту или углу наклона.

В скважинах, обсаженных металлическими трубами, измерение азимута и угла проводят гироскопическими инклинометрами. Принцип работы этих приборов основан на свойстве гироскопа (устройства, маховик которого быстро вращается от специального электромотора) сохранять неизменной в пространстве ось вращения. В инклинометре два гироскопа: один для измерения азимутов, другой - для измерения углов наклона. С помощью особых электрических схем определяются углы, составленные инклинометром (направлением скважины) с осями вращения гироскопов.

Точность измерения углов инклинометром достигает 30', а азимутов - нескольких градусов. Если учесть, что глубокая скважина на разных глубинах может отклоняться от вертикали на сотни метров, а по азимуту превышать 360°, то нетрудно понять практическое значение инклинометрии. Особенно необходима инклинометрия в скважинах наклонного бурения.

17.3.4. Прострелочные работы в скважинах.

Для извлечения нефти, газа, подземных вод из пластов, обсаженных трубами, надо пробить отверстие в трубах, чтобы обеспечить доступ жидкого или газообразного

ископаемого в скважину, а затем подачу его на поверхность. Прострелочные работы в скважинах выполняются с помощью специальных устройств - перфораторов с использованием оборудования обычных каротажных станций. Операция по прострелу колонны обсадных труб производится различными стреляющими устройствами: пулевыми, беспулевыми, кумулятивными, торпедными перфораторами.

Пулевой перфоратор состоит из стального ствола с несколькими отверстиями по длине, в которых располагаются пули весом 9 - 27 г. За каждой пулей имеется взрывная камера, заполненная порохом. Для подрыва пороха в камеру подводится электровоспламенитель. При взрыве пуля пробивает трубу, окружающий ее цемент и образует отверстие, что и обеспечивает поступление из пласта в скважину газа, нефти или воды.

В беспулевых, кумулятивных перфораторах перфорация производится раскаленной металлической струей, возникающей при взрыве взрывчатого вещества (гексагена).

Торпедный перфоратор стреляет снарядами диаметром от 22 до 84 мм. В снаряде имеется взрывчатое вещество, которое взрывается, когда снаряд входит в породу, и разрушает ее.

Для взятия на отдельных участках скважины образцов пород применяется огнестрельный (стреляющий) грунтонос. Он похож на пулевой перфоратор. Боек грунтоноса имеет отверстие, в которое проникает порода при внедрении его в стенки скважины. При подъеме грунтоноса боек на тросике извлекается вместе с породой.

17.3.5. Обработка каротажных диаграмм.

В результате ГИС строятся каротажные диаграммы: графики изменения того или иного физического параметра от глубины (рис. 7.3).

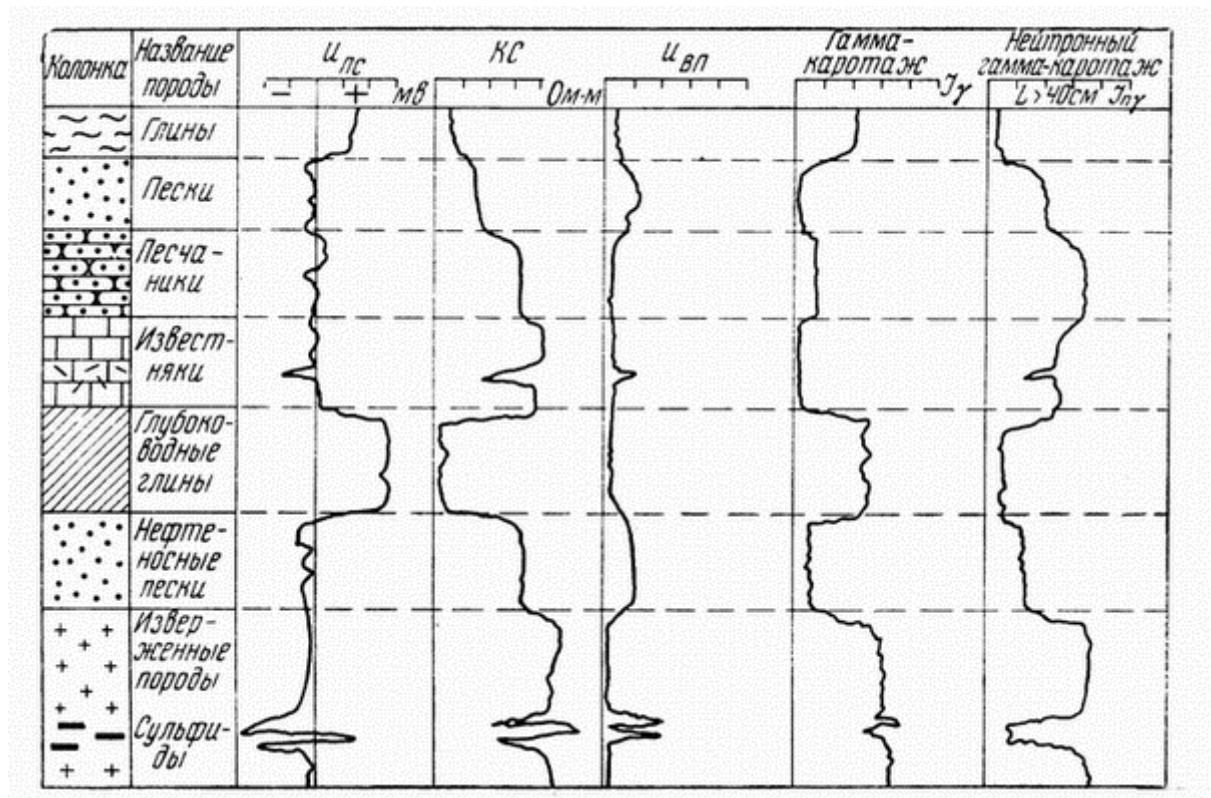


Рис. 7.3. Типичные диаграммы электрического и ядерного методов ГИС

Принципы обработки диаграмм любого метода одинаковы и сводятся к выделению аномалий: максимумов, минимумов, изрезанных интервалов и др. на нормальном фоне. По ним можно определить местоположение пластов, их мощности. Для симметричных зондов, например, по графику потенциалов и пропорциональных ему параметров поля, центр пласта находится напротив экстремумов, а границы - на участках перегиба. Для

несимметричных зондов, измеряющих градиент потенциала и пропорциональные ему параметры, экстремумами на диаграммах выделяются кровля или подошва пласта.

Качественная интерпретация диаграмм ГИС включает как подобную обработку каждой диаграммы, так и их межметодную и межскважинную корреляцию. Количественная геолого-геофизическая интерпретация в каждом методе своя, но наиболее достоверная информация получается при комплексировании нескольких методов. Наличие одной АКС (АГИС) с большинством зондов создает возможность проводить комплексирование быстро и дешево. Этим ГИС резко отличается от полевых методов геофизики.

18. Методы и задачи, решаемые геофизическими исследованиями скважин

18.1. Электрические методы исследования скважин

18.1.1. Метод естественного поля.

Скважинные исследования методом естественного поля (ЕП) или поля самопроизвольного (картаж ПС) сводятся к измерению постоянных естественных потенциалов, возникающих у пластов с разной электрохимической активностью. Как отмечалось в 7.1, естественные потенциалы (потенциалы собственной поляризации) возникают при окислительно-восстановительных, диффузионно-адсорбционных и фильтрационных процессах, протекающих в различных горных породах. Зондом для измерения собственных потенциалов служат свинцовые приемные электроды. Работы в методе ПС чаще выполняются способом потенциала, то есть установкой, состоящей из одного неподвижного приемного электрода N , заземленного вблизи устья скважины, и второго электрода M , перемещаемого по скважине (рис. 7.4, а). Иногда, особенно при наличии электрических помех, запись ПС ведется способом градиента потенциала. В этом случае оба приемных электрода M и N передвигаются по скважине, а расстояние между ними остается постоянным (1 - 2 м).

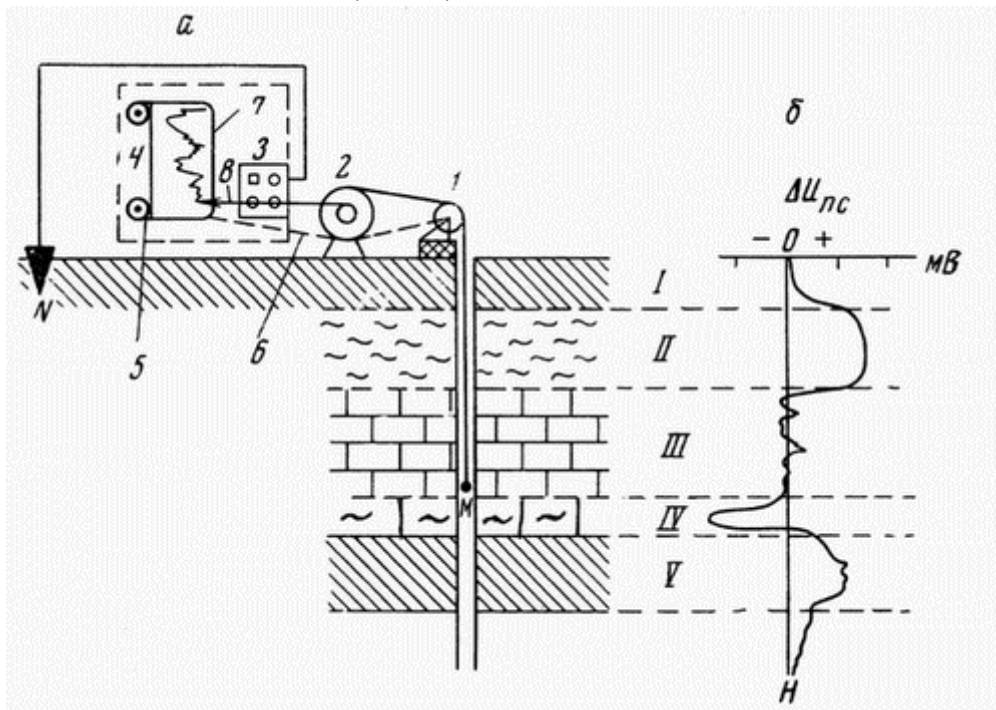


Рис. 7.4. Схема каротажа ПС способом потенциала с полуавтоматической регистрацией: а - схема установки: 1 - блок-баланс, 2 - лебедка с коллектором, 3 - милливольтметр, 4 - регистратор, 5 - лентопротяжный механизм, соединенный гибким валиком (6) с роликом блок-баланса, 7 - диаграммная бумага, 8 - карандаш; б - диаграмма естественных потенциалов по стволу скважины: I (почва) и III (известняки) - пласты со слабой электрохимической активностью, II (суглинки) и V (глины) - пласты с

положительными аномалиями ПС, *IV* - пласт с отрицательной аномалией ПС, характерной для проницаемых слоев

В результате работ получают графики естественных потенциалов, измеряемые в милливольтгах (см. рис. 7.3, 7.4, б). По аномалиям на диаграммах ПС выделяются пласты с разной электрохимической активностью. Однозначная литологическая интерпретация диаграмм ПС затруднена, т.к. естественное электрическое поле зависит от многих факторов. Чаще всего против глинистых пород наблюдаются положительные аномалии потенциала ПС, а около пористых проницаемых пластов - отрицательные. Интенсивными аномалиями положительного и отрицательного знака выделяются сульфидные залежи, пласты антрацита, графита. Слабыми аномалиями (единицы милливольт) отличаются массивные, плотные, плохо проницаемые песчаники, известняки, изверженные породы.

Скважинные исследования методом ПС служат для расчленения геологических разрезов и корреляции по соседним скважинам отдельных пластов, выявления плохо проницаемых сланцев, глин и хорошо проницаемых песков, пористых известняков, выделения сульфидных, полиметаллических руд, угля, графита, оценки пористости и проницаемости пород.

18.1.2. Метод кажущихся сопротивлений.

Скважинные исследования методом кажущихся сопротивлений (каротаж КС) основаны на расчленении пород, окружающих скважину, по их удельному электрическому сопротивлению (УЭС).

1. *Зонды для работ методом КС.* Простейшим зондом для измерения силы тока, проходящего в буровом растворе и окружающих скважину породах, служит одноэлектродный зонд. В этом виде исследований, называемом токовым каротажом, один электрод заземлен неподвижно, вблизи устья скважины, а второй - закреплен на кабеле (рис. 7.5, а). В результате перемещения зонда по скважине регистрируется кривая изменения силы тока.

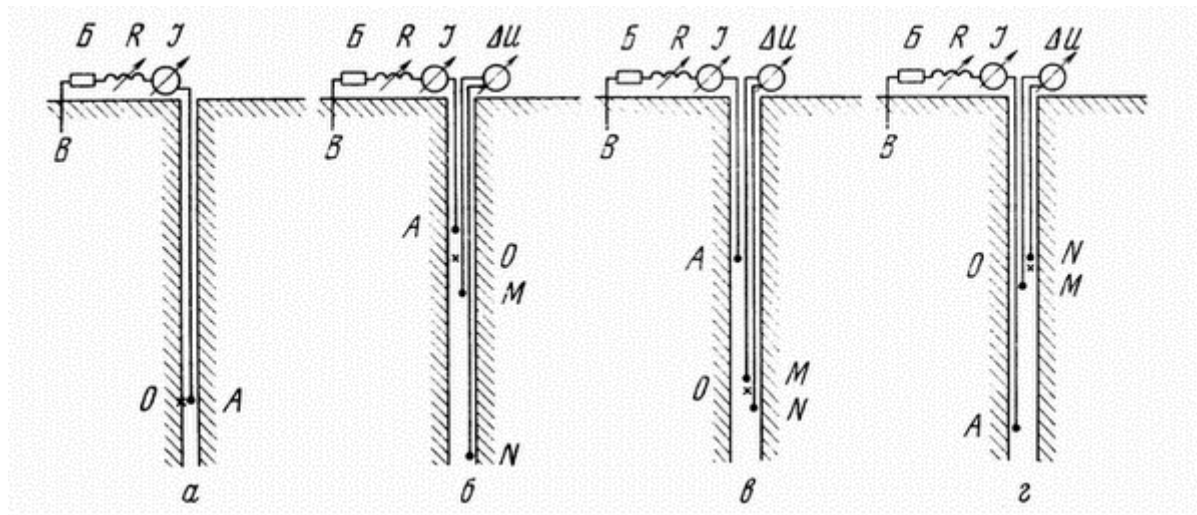


Рис. 7.5. Различные зонды для электрического каротажа скважин: *A, B* - питающие электроды, *B* - батарея или другой источник питания, *R* - реостат для регулировки силы тока, *I* - прибор, измеряющий силу тока, *MN* - приемные измерительные электроды, ΔU - прибор для измерения (регистрации) разности потенциалов, *O* - точка записи, к которой относят результаты замеров; а - одноэлектродный зонд токового каротажа, б - трехэлектродный потенциал-зонд, в - трехэлектродный подошвенный (последовательный) градиент-зонд, г - трехэлектродный кровельный (обращенный) градиент-зонд

Чаще всего при работах методом КС используются трехэлектродные зонды, в которых три электрода располагаются в скважине (четвертый электрод заземляется на поверхности, вблизи от скважины). Трехэлектродный зонд, состоящий из одного

питающего A и двух приемных M и N электродов, называется однополюсным. Трехэлектродный зонд, состоящий из одного приемного M и двух питающих A и B электродов, называется двухполюсным. В обоих случаях расчет КС (ρ_{κ}) ведется по

формуле метода сопротивления (см. 7.1): $\rho_{\kappa} = k \cdot \Delta U / I$, где k - коэффициент, зависящий от расстояния между электродами в зонде; (ΔU - разность потенциалов между приемными электродами M и N ; I - сила тока в питающей цепи AB).

$$k = 4\pi \cdot AM \cdot AN / MN \quad \text{или} \quad k = 4\pi \cdot MB \cdot NB / MN$$

В трехэлектродном зонде AM, AN, MN, MB, NB - расстояния в метрах между соответствующими электродами.

Название зонда складывается из обозначения электродов, расположенных в скважине сверху вниз и расстояний между ними. Например, в зонде $A2M0,05N$ сверху расположен питающий электрод A , далее в двух метрах - приемный электрод M , а в пяти сантиметрах от последнего - электрод N . Различают потенциал- и градиент-зонды (рис. 7.5). В потенциал-зонде расстояние между приемными MN или питающими AB (их называют парными) электродами превышает расстояние от непарного электрода A или M до ближайшего парного. Точка записи, к которой относится измеренное кажущееся сопротивление, располагается посередине AM (точка O). В градиент-зонде расстояние между парными электродами в пять-десять раз меньше расстояния до непарного. Точка записи находится посередине MN . Если парные электроды располагаются выше непарного, то зонд называется кровельным (или обращенным), а если под питающим, то подошвенным (или последовательным). Расстояние AM у потенциал-зонда и AO (или MO) у градиент-зонда называется размером зонда. Обычно размер зонда меняется от 0,5 до 3 м. Радиус обследования пород вокруг скважины примерно равен размеру зонда.

Иногда используются более сложные 5 - 7-электродные зонды. Благодаря различной комбинации питающих и приемных электродов с помощью этих зондов создаются направленные фокусированные электрические поля, что позволяет точнее отбить границы пластов и определить их сопротивление. Такие зонды используются при боковом каротаже. Для выявления тонких пластов применяются микрозонды.

2. *Методика и техника метода КС.* Как отмечалось выше, при исследованиях методом КС может регистрироваться либо сила тока (токовый каротаж), либо разность потенциалов. В результате токового каротажа (в сухих скважинах он называется методом скользящих контактов, или МСК) получают токовые диаграммы, характеризующие изменение силы тока по стволу скважины.

Основным видом скважинных электрических наблюдений является измерение КС (ρ_{κ}) по стволу скважины с помощью стандартного зонда с постоянным в данных геологических условиях размером. Это аналог электропрофилеирования (ЭП) (см. 8.3.). Стандартный, или оптимальный для изучаемого района зонд обеспечивает наилучшее выделение по кривым КС слоев с разным удельным электрическим сопротивлением. Его вид и размеры зависят от поставленных задач и выбираются опытным путем. Чтобы получить кривую изменения КС по скважине, сила тока I на питающих электродах обычно поддерживается постоянной, а измеренная непрерывная кривая разностей потенциалов ΔU на приемных электродах при постоянной длине зонда является фактически графиком изменения ρ_{κ} . Для перевода кривой ΔU (в милливольтках) в кривую ρ_{κ} (в ом \cdot метрах) изменяется лишь масштаб записи с учетом величины коэффициента установки и силы тока.

По диаграммам КС (по вертикали откладываются точки записи, по горизонтали - ρ_{κ}) можно получить лишь общее представление о сопротивлениях пород и об их изменении по стволу скважины (см. рис. 7.3). Однако для расшифровки диаграмм и интерпретации результатов электроразведки большое значение имеет определение истинного значения сопротивления пород. Его получают с помощью боковых каротажных зондирований (БКЗ) или бокового каротажа (БК). Методика БКЗ сводится к последовательному выполнению

работ КС несколькими (5 - 7) однотипными зондами разной длины (например, $AO = 0,2; 0,5; 1; 2; 4; 7$ м). Проведя измерения зондами разной длины, получаем кажущиеся сопротивления, соответствующие разным радиусам обследования пород вокруг скважины. Для каждого пласта, сопротивление которого необходимо определить, на логарифмических бланках строят кривую БКЗ, т.е. кривую зависимости КС от длины зонда. Кривые БКЗ интерпретируются с помощью специальных теоретических кривых (палеток БКЗ) так же, как это делается при интерпретации ВЭЗ (см. 8.2.). В результате получают истинное сопротивление пород и оценивают глубину проникновения бурового раствора в среду.

3. *Интерпретация и область применения метода КС.* При токовом каротаже (в том числе МСК) сила тока, стекающего с помещенного в скважину питающего электрода, зависит от удельного сопротивления окружающих пород. Если питающий электрод расположен против хорошо проводящего пласта, то его сопротивление заземления уменьшается, а сила тока увеличивается. Вблизи высокоомных пород сила тока будет уменьшаться. На диаграммах хорошо выделяются лишь пласты с резко отличающимися от вмещающих пород свойствами, например, руды.

Интерпретация данных КС, как и в электропрофилеировании, начинается с визуального выделения на диаграммах КС аномалий $I_{\text{ж}}$, по которым определяют глубину залегания слоев с разными удельными электрическими сопротивлениями. Форма и характерные особенности кривых КС определяются не только сопротивлением и мощностью слоев, но и диаметром скважины, минерализацией бурового раствора, радиусом его проникновения в породу (последний зависит от пористости пород и разности давлений жидкости в пласте и стволе скважины), а также типом и размерами зонда, с помощью которого получена диаграмма.

В теории метода КС рассчитаны формулы и построены графики кажущихся сопротивлений против слоев разной мощности и сопротивления для любых зондов. Кривые КС, полученные потенциал-зондом, отличаются симметричной формой. Максимумы выделяются центры слоя с повышенными сопротивлениями, а минимумы - с пониженными. Подошвенный градиент-зонд четким максимумом на кривой КС отбивает подошву пласта повышенного и кровлю пласта пониженного сопротивления, а кровельный градиент-зонд максимумом КС выявляет кровлю пласта повышенного и подошву пласта пониженного сопротивления.

Таким образом, с помощью градиент-зонда легко выявить кровлю или подошву пласта, но трудно определить его мощность и местоположение середины. По графикам КС двух зондов - кровельного и подошвенного - определяются достаточно точно как положение, так и мощность пласта. Пласты малой по сравнению с длиной зонда мощностью как высокого, так и низкого сопротивления отмечаются трудно расшифровываемыми аномалиями. По значениям КС стандартного зонда, а также в результате интерпретации кривых БКЗ можно получить истинные значения сопротивлений окружающих пород и оценить радиус проникновения бурового раствора. Чем больше радиус проникновения бурового раствора, тем больше пористость пород и лучше их коллекторские свойства.

Второй этап интерпретации - корреляция похожих аномалий по кривым КС соседних скважин. Сначала выделяют четкие, характерные, повсеместно наблюдаемые в изучаемом районе аномалии, приуроченные к какому-нибудь стратиграфическому горизонту большой мощности и выдержанного простираения. Такие аномалии называются реперами. Затем выделяют промежуточные горизонты и строят геолого-геофизические разрезы.

Метод кажущихся сопротивлений, один из основных методов скважинных геофизических исследований, применяется для геологической документации скважин, выделения пластов разного литологического состава, определения их глубины залегания и мощности, оценки пористости и коллекторских свойств пород, выявления полезных ископаемых, в том числе нефтегазоносных и водоносных пластов.

18.1.3. Другие методы электрометрии скважин.

1. *Резистивиметрия.* Под резистивиметрическими исследованиями понимается определение сопротивления бурового раствора или воды в скважине. Работы проводят резистивиметром, который представляет собой зонд малых размеров, помещенный в трубку из изолятора. При перемещении зонда по скважине внутри трубки свободно проходит жидкость, заполняющая скважину, а влияние окружающих пород исключается стенками трубки. Регистрация ρ проводится так же, как и в методе КС. Коэффициент резистивиметра определяется путем его эталонировки в жидкости с известным сопротивлением.

Данные о сопротивлении бурового раствора или воды в скважине используются для обработки каротажных диаграмм (особенно при БКЗ) и для выявления мест подтока подземных вод разной минерализации. Кроме того, резистивиметрия применяется для изучения скоростей фильтрации подземных вод.

2. *Метод вызванной поляризации.* Как и в полевой электроразведке, при исследовании скважин можно изучать вызванные потенциалы, т.е. потенциалы, наблюдаемые после прохождения тока в горной породе и обусловленные их различной поляризуемостью (см. 7.2). В скважинном методе вызванной поляризации (каротаж ВП) регистрируются потенциалы ΔU на приемных электродах при пропускании тока через питающие электроды (так же, как и при каротаже КС). Кроме того, проводится регистрация разности потенциалов на тех же электродах через некоторое время после выключения тока. В результате определяют потенциалы вызванной поляризации $\Delta U_{\text{вп}}$.

Метод ВП применяется для выявления зон сульфидного оруденения (в том числе вкрапленных руд), разведки угля и других руд с электронной проводимостью и решения некоторых других задач.

3. *Индукционный и диэлектрический методы.* Если все вышеописанные скважинные методы основаны на применении постоянного или импульсного тока низкой частоты и похожи на методы электроразведки постоянным током, то в индукционном и диэлектрическом методах исследования скважин используются высокие частоты, и эти методы имеют сходство с высокочастотной электроразведкой (см. 7.1). Отличие индукционного и диэлектрического методов от других электрических исследований в скважинах заключается и в том, что измерения могут проводиться в сухих скважинах или в скважинах, заполненных нефтью, где гальванический контакт с окружающей средой осуществить очень трудно.

Сущность индукционного каротажа (ИК) состоит в измерении вторичного индукционного магнитного поля, созданного в горной породе под действием первичного переменного поля частотой 20 кГц. Чем больше проводимость окружающих пород, тем большим будет вторичное поле. Графики напряжений на измерительной рамке, или кривые индукционного каротажа, позволяют выделять в разрезе хорошо проводящие породы и рудные включения. Метод предназначен для решения примерно тех же задач, что и каротаж КС, но применяется для изучения низкоомных разрезов.

Сущность диэлектрического каротажа (ДК) сводится к оценке диэлектрических свойств пород (диэлектрической проницаемости и так называемых диэлектрических потерь) в электрическом поле высокой частоты (10 МГц). Изменение диэлектрической проницаемости окружающих пород меняет емкость конденсатора, а значит, частоту сигналов генератора. Изменение диэлектрических потерь, пропорциональных электропроводности пород, меняет амплитуду колебаний генератора. Метод ДК служит для разделения пород на водо- и нефтегазонасыщенные, оценки их влажности и пористости.

18.2. Ядерные методы исследования скважин

Ядерные исследования скважин подразделяются на методы изучения естественной радиоактивности (гамма-методы) и искусственно вызванной радиоактивности, называемые ядерно-физическими или ядерно-геофизическими (гамма-гамма и нейтронные методы).

18.2.1. Методы изучения естественной радиоактивности горных пород в скважинах.

На изучении естественной радиоактивности горных пород основан гамма-каротаж или гамма-метод (ГМ). Это аналог радиометрии (16.2).

Работы проводят с помощью скважинных радиометров разных марок. Электрические сигналы, пропорциональные интенсивности гамма-излучения, передаются с них по кабелю в обычную каротажную станцию, где и осуществляется их автоматическая регистрация.

В результате гамма-каротажа записывается непрерывная кривая, или диаграмма, интенсивности гамма-излучения (I_γ). Величина I_γ измеряется в импульсах за минуту или в микрорентгенах в час (гаммах). Поскольку распад ядер является случайным процессом, то интенсивность гамма-излучения колеблется около среднего уровня, испытывая статистические флуктуации. Для их учета применяются повторные записи с меньшей скоростью проведения наблюдений. Так как гамма-лучи почти полностью поглощаются слоем породы толщиной 1 - 2 м, а до 30 % ядерной энергии не пропускается обсадными трубами, то скважинный радиометр может фиксировать гамма-излучение пород, расположенных в радиусе, не превышающем 0,5 м от оси скважины. Увеличение диаметра скважины и наличие воды или бурового раствора в ней еще больше снижают радиус обследования.

На диаграммах гамма-каротажа (см. рис. 7.3) выявляются пласты с разной степенью радиоактивности. Максимумы выделяются породы и руды, содержащие уран, радий, торий, калий-40 и другие радиоактивные элементы, а также граниты, глины; минимумы - песчаные и карбонатные породы.

Спектрометрия естественного гамма-излучения, т.е. определение энергии гамма-лучей, служит для выделения в разрезах скважин пород и руд, содержащих определенные элементы, например, калий, торий, уран, фосфор и др. (см. 15.2).

18.2.2. Методы скважинных исследований с искусственным облучением горных пород.

1. В искусственных скважинных методах ядерных исследований изучаются явления поглощения, замедления, рассеяния гамма-лучей и нейтронов, а также вызванное, вторичное радиоактивное излучение. Эти методы являются ядерно-физическими (см. 15.3, 16.3). Для этого в скважину опускается глубинный зонд с источником гамма-лучей или нейтронов, облучающий горные породы. В этой же скважине за экраном (свинец для гамма-лучей или парафин для нейтронов), препятствующим прямому воздействию облучений, помещается регистратор гамма-лучей или нейтронов (рис. 7.2). В настоящее время широко используются несколько методов искусственных ядерных исследований в скважинах. Рассмотрим некоторые из них.

2. При гамма-гамма-каротаже (ГГК), или гамма-гамма-методе (ГГМ), измеряется рассеянное гамма-излучение, являющееся следствием облучения пород источником гамма-лучей, например, радиоактивным кобальтом, сурьмой. При взаимодействии гамма-квантов с атомами горной породы происходит ряд сложных процессов, среди которых основные - фотоэлектрическое поглощение гамма-квантов атомами вещества, комптон-эффект и др. (см. 15.1). Чем больше плотность породы, тем больше поглощение и меньше интенсивность рассеянного излучения (см. 15.3). И наоборот, против пористых пород с

малой плотностью наблюдаются максимумы на диаграммах гамма-гамма-каротажа. Поэтому основная область применения этого метода - расчленение пород по их плотности. Радиус обследуемых пород равен 10 - 15 см от оси скважины. Получаемая по данным ГГК средняя объемная плотность пород может служить для расчета их пористости и оценки коллекторских свойств.

3. В нейтронных методах каротажа изучаются ядерные процессы, происходящие при облучении пород быстрыми нейтронами (см. 16.3). Если порода содержит большое количество ядер водорода (вода, нефть, газ), то быстрые нейтроны превращаются в тепловые после небольших путей пробега (до 30 см) или вблизи источника. На больших расстояниях (свыше 40 см) плотность тепловых нейтронов будет меньшей. Поскольку тепловые нейтроны подвержены радиационному захвату с сопровождающим его вторичным гамма-излучением, то с ростом тепловых нейтронов растет вторичное гамма-излучение, а там, где тепловых нейтронов мало, гамма-излучение будет слабым.

Таким образом, на больших расстояниях от источника (40 - 60 см), т.е. на зондах большой длины, в породах, содержащих тяжелые элементы, плотность тепловых нейтронов и вторичное гамма-излучение будут выше, чем в водородсодержащих породах. Радиус обследуемых нейтронными методами пород меняется от 20 до 60 см.

При нейтрон-нейтронном каротаже (ННК), или нейтрон-нейтронном методе (ННМ), измеряется плотность тепловых нейтронов или их интенсивность I_{nn} . При нейтронном гамма-каротаже (НГК), или нейтрон-гамма методе (НГМ), измеряется интенсивность вторичного гамма-излучения I_{ng} , возникающего при радиационном захвате тепловых нейтронов ядрами элементов горной породы. Наблюдения в методах ННК и НГК проводятся с зондами большого размера (40 - 60 см от источника нейтронов).

Нейтронные методы каротажа (ННК и НГК) применяются для расчленения геологических разрезов и особенно для выявления водород- и хлорсодержащих пород, а также оценки их пористости (см. рис. 7.3).

4. Среди искусственных методов ядерного каротажа на месторождениях твердых полезных ископаемых одним из наиболее перспективных является рентгенорадиометрический каротаж (РРК). В этом методе породы облучаются каким-нибудь радиоизотопным источником (например, селен-75, кобальт-57, железо-55 и др.). В результате облучения ядра рудных элементов возбуждаются, что сопровождается так называемым характеристическим рентгеновским излучением, энергетический спектр которого различен у разных элементов. Изучая спектры этого излучения или отношения интенсивностей в разных интервалах спектров, можно выделить в разрезах скважин руды, содержащие определенные элементы.

Рентгенорадиометрический метод можно использовать для выявления вольфрама, молибдена, меди, свинца, олова, ртути, сурьмы и многих других элементов. Этот метод позволяет не только выделить рудные зоны, но и дать оценку процентного содержания в них рудных элементов (см. 16.3).

18.3. Сейсмоакустические методы исследования скважин

Сейсмоакустические методы исследования скважин основаны на изучении времени пробега упругих волн по породам, окружающим стенки скважин, от пункта возбуждения до сейсмоприемников. По способу возбуждения упругих волн и частоте колебаний различают сейсмический и акустический методы или виды каротажа.

18.3.1. Сейсмические методы.

При сейсмическом каротаже упругие волны возбуждаются с помощью взрывов или электрических дуговых разрядов, а время прихода колебаний частотой 50 - 200 Гц измеряется при разном погружении сейсмоприемников по стволу скважины. Как отмечалось в 12.2, с помощью сейсмического каротажа определяются пластовые и

средние скорости распространения упругих волн, необходимые для интерпретации результатов полевой сейсморазведки. Результаты можно использовать и для документации разрезов по изменению упругих свойств, пористости, плотности пород.

18.3.2. Акустические методы.

При акустическом каротаже возбуждение упругих колебаний частотой 10 - 20 кГц и 20 кГц - 2 МГц производится с помощью магнитострикционных (или иных) излучателей. Упругие колебания измеряют с помощью двух пьезоэлектрических сейсмоприемников, расположенных по одной линии на расстояниях 0,5 - 2 м друг от друга и от излучателя (рис. 7.6). Между излучателем и ближайшим приемником устанавливается звукоизолятор, например, из резины, препятствующий передаче упругих колебаний по зонду. Все перечисленные приборы вместе с электронным усилителем принятых колебаний размещаются в скважинном снаряде акустического каротажа. Остальная аппаратура располагается в каротажной станции. Акустический каротаж выполняется как в необсаженных скважинах, заполненных жидкостью, так и в обсаженных скважинах. Радиус исследования пород от оси скважины не превышает 0,5 - 1 м.

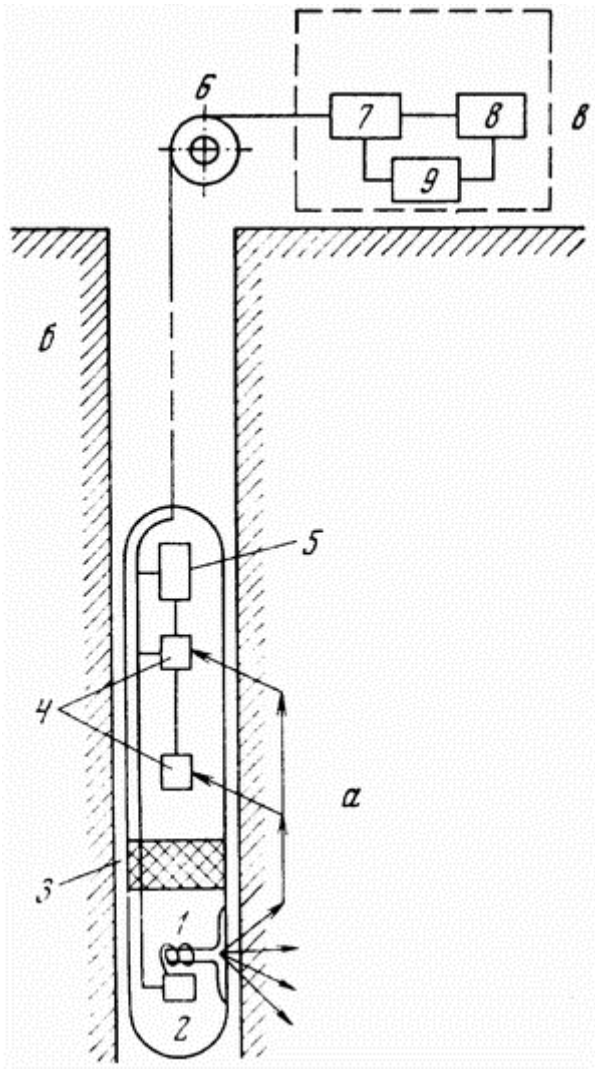


Рис. 7.6. Схема аппаратуры акустического каротажа: а - скважинный снаряд; б - кабель; в - наземная аппаратура; 1 - излучатель; 2 - генератор импульса; 3 - акустический изолятор; 4 - приемники; 5 - электронный усилитель; 6 - блок-баланс; 7 - усилитель; 8 - регистратор; 9 - блок питания

Наиболее простой способ акустических исследований - каротаж скорости, когда автоматически регистрируется кривая изменения времени пробега прямой или головной

волны между двумя приемниками. Поскольку расстояние между приемниками постоянно, то кривая времени является фактически обратным графиком изменения скорости. При каротаже по затуханию измеряется амплитуда упругой волны и ослабление сигнала между двумя приемниками.

Скорость распространения упругих волн зависит от упругих модулей пород, их литологического состава, плотности и пористости, а величина затухания - от характера заполнителя пор, текстуры и структуры породы (рис. 7.7). На акустических диаграммах высокими значениями скоростей распространения упругих волн выделяются плотные породы - магматические, метаморфические, скальные, осадочные. В рыхлых песках и песчаниках скорость тем ниже, чем больше пористость. Наибольшее затухание (наименьшая амплитуда сигнала) наблюдается в породах, заполненных газом, меньше затухание в породах нефтенасыщенных, еще меньше - у водонасыщенных.

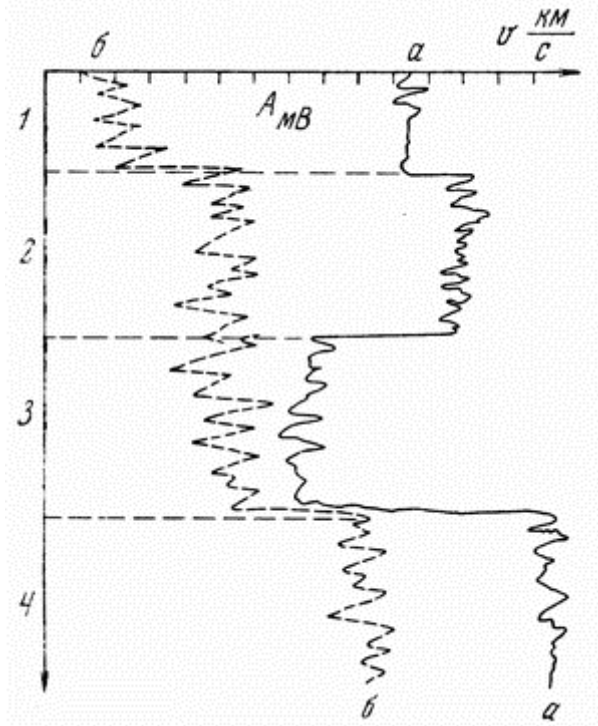


Рис. 7.7. Общий вид диаграммы скорости (а) и амплитуды (б) при акустическом каротаже: 1 - породы средней пористости, сухие; 2 - породы средней пористости, влажные; 3 - породы высокой пористости; 4 - породы низкой пористости, плотные

Акустический метод применяется для расчленения разрезов скважин по плотности, пористости, коллекторским свойствам, а также для выявления границ газ - нефть, нефть - вода и определения состава насыщающего породы флюида. Кроме того, по данным этого метода можно судить о техническом состоянии скважин и, в частности, о качестве цементации обсадных колонн.

18.4. Другие методы геофизических исследований скважин

18.4.1. Термический метод.

При термическом (или геотермическом) каротаже вдоль ствола скважины непрерывно регистрируется температура среды (см. 14.4). Для термических исследований чаще всего применяют электрические термометры (или термометры сопротивлений) разных марок и регистрирующее устройство обычной каротажной станции.

На температуры в скважинах искажающее влияние могут оказывать разные причины: изменение диаметра скважины, потоки воздуха или буровой жидкости, нагрев породы после бурения и др. Эти факторы необходимо учитывать или исключать при выявлении температурных аномалий.

Термический каротаж подразделяется на методы естественных (МЕТ) и искусственных (МИТ) тепловых полей. Кривая изменения естественных температур пород в скважине (рис. 7.8, а) и рассчитанный по ней геотермический градиент каждого i -го пласта $\Gamma_i = \Delta T_i / \Delta H_i = q_i / \lambda_i$

зависят от теплового потока q_i и теплопроводности слагающих пород λ_i . В случае горизонтального залегания пород тепловой поток по стволу скважины остается практически постоянным, и по графику геотермического градиента легко выделить породы с разной теплопроводностью.

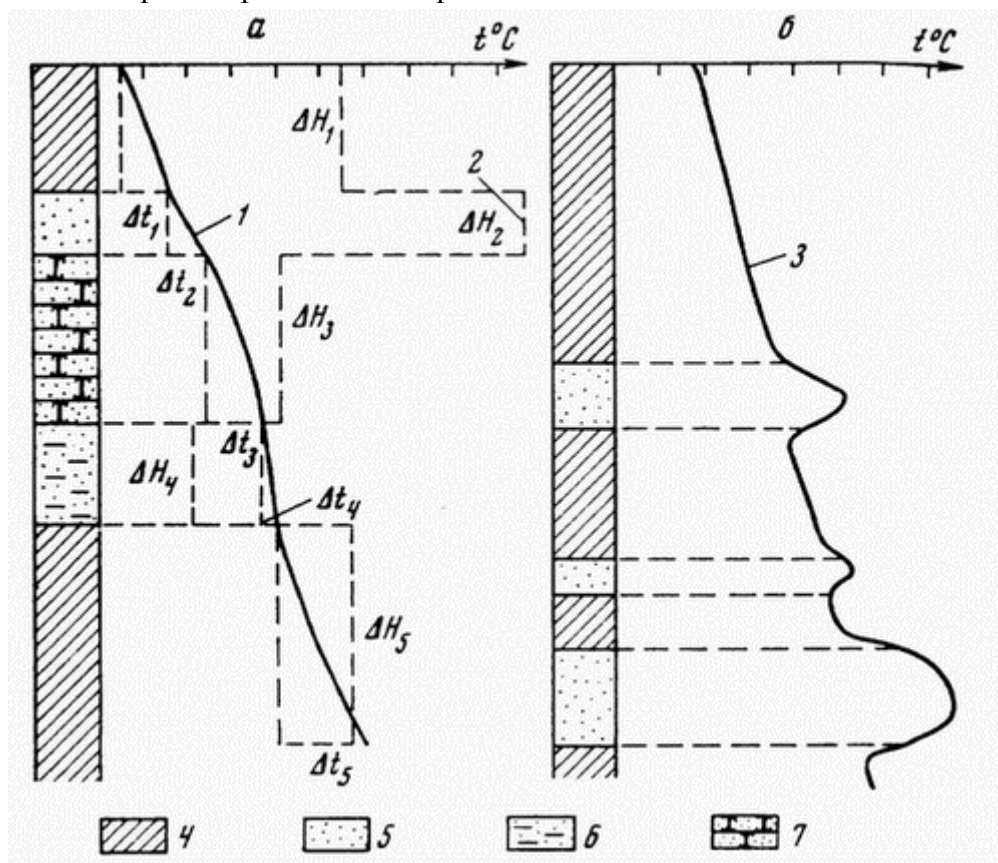


Рис. 7.8. Общий вид скважинных термограмм тепловых полей, естественного (а) и искусственного (б) при температуре бурового раствора, меньшей температуры породы: 1, 3 - термограммы; 2 - график геотермического градиента; 4 - глины; 5 - пески сухие; 6 - пески влажные; 7 - песчаники

При изучении искусственных тепловых полей буровая жидкость или вода в скважине подогревается или охлаждается. Периодически измеряют температуру по стволу скважины до установления нормальных температур. В результате выявляются аномалии (рис. 7.8, б).

Термические исследования применяют для изучения тепловых потоков в земной коре, изучения границ распространения мерзлых пород, выявления в разрезах скважин газо-, нефте- и водоносных пород, углей, различных руд, определения мест притоков газа, нефти, подземных вод, оценки скоростей фильтрации подземных вод и решения ряда других задач. Методы искусственного теплового поля применяют в основном для изучения пористости пород и их фильтрационных свойств.

18.4.2. Магнитный и гравитационный скважинные методы

1. В магнитном скважинном методе (магнитном каротаже) изучается либо магнитная восприимчивость пород χ , окружающих ствол скважины, либо изменения вертикальной составляющей геомагнитного поля ΔZ (см. 4.2) с помощью скважинных магнитометров

(см. 17.2). По магнитограммам можно судить о местоположении и мощности слоев с повышенными магнитными свойствами. Магнитный каротаж применяется при изучении разрезов скважин, для выявления железных, полиметаллических руд с вкрапленностью ферромагнитных минералов, а также выделения пластов песчаников, кварцитов, изверженных пород. Ценное преимущество этого метода - возможность выявления высокомагнитных руд, расположенных в стороне (от 1 до 30 м) от скважины.

2. К магнитному близок метод ядерно-магнитного каротажа (ЯМК), в котором изучается свободная прецессия протонов жидкости, окружающей ствол скважины (см. 5.1). Этот метод может применяться для изучения коллекторских свойств пород и их водонасыщенности.

3. При гравиметрических исследованиях в скважинах (гравиметрическом каротаже) вдоль ствола скважины через 50 - 100 м с помощью специальных скважинных гравиметров измеряется приращение силы тяжести с глубиной. Гравиметрический каротаж может проводиться как в необсаженных, так и в обсаженных скважинах. В результате обработки кривых Δg вдоль ствола скважины можно определить среднюю плотность пород в естественном залегании на разных глубинах и в радиусе нескольких метров от оси скважины.

19. Комплексные геофизические исследования скважин

19.1. Качественная интерпретация ГИС

19.1.1. Принципы качественной интерпретации ГИС

Геофизические исследования в скважинах служат для геологической документации разрезов при бескерновом бурении и дают сведения о литологии пород, наличии тех или иных полезных ископаемых, мощности отдельных пластов, коллекторских, фильтрационных свойствах, пористости окружающих пород и т.п.

Интерпретация данных скважинных геофизических исследований часто бывает качественной, т.е. по графикам тех или иных параметров, полученных вдоль ствола скважины. Визуально выделяются аномалии (минимумы, максимумы, средние, нулевые значения и др.) (см. 17.3.5). По ним оценивается местоположение пластов с разными физическими свойствами, а затем дается геологическое истолкование разреза.

19.1.2. Геологическое расчленение разрезов скважин

Геологическое расчленение разрезов скважин и, в частности, определение литологии, мощности слоев, наличия различных полезных ископаемых - главное назначение геофизических методов исследований скважин. Эти задачи в ходе качественной интерпретации решаются в такой последовательности. На диаграммах, полученных разными методами, выделяются аномалии: максимумы, минимумы, положительные, отрицательные, повышенные, пониженные, средние, нулевые значения тех или иных параметров поля. Производится расчленение разреза на пласты, выясняются их положение и мощность, которая может быть определена по ширине большинства аномалий (ПС, КС, I_{γ} и др.). Кровля или подошва пластов выделяется по экстремумам КС, измеренным градиент-зондом, $I_{\text{пл}}, I_{\text{гг}}$, акустическому каротажу.

Далее проводится корреляция одинаковых по виду аномалий по соседним скважинам. Сначала выделяются опорные горизонты (реперы), т.е. такие участки диаграмм, которые связаны с выдержанными по простиранию пластами, четко отличающимися по физическим свойствам от окружающих пород (например, в песчано-глинистых отложениях репером может быть пласт глин, слой известняков). Затем по каротажным диаграммам соседних скважин проводится корреляция всех слоев с одинаковым типом и формой аномалий.

Следующий этап интерпретации - сопоставление полученных по аномалиям разных методов каротажа пластов с определенными литологическими комплексами, или геологическое истолкование результатов. Для увязки геофизических данных с литологией используют все сведения по геологическому строению района, в том числе данные картировочного бурения, поинтервального отбора керна, анализа образцов, полученных с помощью грунтоносов, а также шлама и буровой жидкости в процессе проходки скважин.

В результате сопоставления геологических данных с типичными диаграммами каротажа, полученными разными методами, составляют нормальные или сводные геолого-геофизические разрезы, которые служат "эталонном" для интерпретации всех материалов каротажа в данном районе (рис. 7.3). При подготовке этих разрезов используют диаграммы, полученные стандартными зондами, однотипной аппаратурой, с учетом характера бурового раствора, обсадных колонн и т.д. При сопоставлении нормальных или сводных геолого-геофизических разрезов, а также при интерпретации материалов используют наборы типичных аномалий геофизических параметров, полученных теоретическим и экспериментальным путем.

Изверженные породы на диаграммах естественного поля (ПС) выделяются слабыми аномалиями положительного и отрицательного знака. Кажущиеся сопротивления (КС) у этих пород высокие (сотни и тысячи ом*метров), вызванные потенциалы (ВП) небольшие. На графиках акустического и магнитного методов они выявляются максимумами.

Полиметаллические, железные, сульфидные руды отличаются следующими аномалиями: интенсивными максимумами и минимумами ПС (особенно сульфидные руды), минимумами КС, максимумами ВП, повышенными значениями естественного гамма-излучения, скорости распространения упругих волн и магнитной восприимчивости (особенно у железных руд), пониженной интенсивностью рассеянного гамма-излучения.

Карбонатные породы характеризуются отрицательными значениями ПС, высокими сопротивлениями (сотни и даже тысячи ом*метров) у плотных пород и низкими сопротивлениями (десятки ом*метров) у трещиноватых и обводненных, небольшими аномалиями вызванных потенциалов. На диаграмме гамма-каротажа они выделяются

низкими значениями I_{γ} , а на диаграммах нейтронных методов больших зондов - повышенными $I_{\text{св}}$ и $I_{\text{ср}}$ у сухих пород и пониженными у трещиноватых и обводненных. Они отличаются высокими скоростями распространения упругих волн и очень низкими значениями магнитной восприимчивости.

Песчаники и пески на диаграммах собственной поляризации выделяются, как правило, отрицательными аномалиями; сопротивление их меняется от долей ом*метров у песков, насыщенных минерализованными водами, до сотен ом*метров у цементированных песчаников; вызванные потенциалы бывают повышенными, особенно если в породе присутствуют глинистые частицы. Естественное гамма-излучение песчаников и песков по сравнению с глинами невелико, а вторичное гамма-излучение большое.

Глины и глинистые сланцы отмечаются на диаграммах положительными аномалиями ПС, низкими сопротивлениями (1 - 50 ом*м), малыми значениями вызванных потенциалов. Гамма-излучение у глин выше, чем у всех других осадочных пород. На диаграммах нейтронных методов глины отличаются минимумами, тем большими, чем больше их кавернозность, пористость и влагонасыщенность. Скорость распространения упругих волн у глин больше, чем у песков, и меньше, чем у песчаников.

Угли отличаются резкими положительными значениями ПС, широким диапазоном изменения КС (от единиц у антрацитов до сотен ом*метров у коксующихся и газовых углей), максимумами вызванных потенциалов. На диаграммах ядерных, акустических и магнитных методов пласты угля выделяются минимумами.

Приведенный обзор особенностей аномалий, наблюдаемых при каротаже против разных пород, показывает, что по данным одного-двух методов трудно судить о литологии пород, пройденных скважиной. Имея же несколько параметров (4 - 8),

литологическую характеристику разреза можно дать довольно точно. Геологическую интерпретацию каротажных диаграмм можно проводить автоматически, применяя электронные вычислительные машины. Проще всего такую обработку вести при цифровой регистрации геофизических полей в скважинах.

По данным интерпретации диаграмм каротажа и корреляционных разрезов в изученном районе можно построить геологические разрезы, структурные карты, карты мощностей и решить другие геологические задачи.

19.2. Количественная интерпретация ГИС

19.2.1. Принципы количественной интерпретации ГИС.

К количественной интерпретации ГИС относится точное определение мощности пластов и их физико-геологических характеристик.

С помощью теоретических кривых, номограмм, таблиц, имеющихся для каждого скважинного метода, можно вести количественную, а чаще всего полуколичественную (оценочную) интерпретацию. Конечная цель такой интерпретации - определение мощности и физических свойств выделенных в разрезе пластов, оценка литологии коллекторских, фильтрационных свойств, наличия тех или иных полезных ископаемых (особенно нефти, газа, воды и др.) и т.п.

Наилучшее решение поставленных задач получается при проведении комплексных скважинных геофизических исследований. Рациональный комплекс методов определяется конкретными геолого-геофизическими условиями. Однако, учитывая сравнительно большую скорость скважинных работ и наличие в комплекте каротажных станций аппаратуры почти для всех видов исследований, следует стремиться получить больше параметров по каждой скважине.

19.2.2. Оценка пористости, проницаемости коллекторских свойств и нефтегазоносности пород.

При разведочном и промышленном (эксплуатационном) бурении на нефть и газ геофизические методы исследования скважин служат не только для геологической документации разрезов, но и для оценки пористости, проницаемости, коллекторских свойств пород, а также их промышленной продуктивности. По данным каротажа выделяются нефтегазоносные пласты и осуществляется перфорация обсадных колонн. При решении указанных задач первым этапом интерпретации является качественное выделение перспективных на нефть или газ пластов. По данным комплексных геофизических исследований в скважинах выделяются породы, которые могут быть коллекторами, т.е. отличаются большой пористостью, проницаемостью, малой глинистостью.

Породы с хорошими коллекторскими свойствами характеризуются отрицательными значениями собственных потенциалов, повышенными или пониженными величинами КС (в зависимости от того, чем заполнены поры: нефтью или водой), минимумами естественного и вызванного гамма-излучения. Наоборот, осадочные породы с повышенной глинистостью, являющиеся плохими коллекторами, выделяются положительными аномалиями ПС, низкими величинами КС, пониженными значениями вызванных потенциалов, максимумами $I_{\gamma}, I_{\text{ест}}, I_{\text{вз}}$ на больших зондах.

Важный этап интерпретации каротажных диаграмм - разделение коллекторов на водо- и нефтегазосодержащие. Так, водонасыщенные, особенно минерализованными водами, породы отличаются минимумами КС, пониженными $I_{\text{ест}}, I_{\text{вз}}$ (за счет содержания хлора в воде), повышенными скоростями распространения и малым затуханием упругих волн (по сравнению с теми же породами, но сухими). Нефтегазонасыщенные коллекторы выделяются высокими (иногда средними) значениями КС, пониженными величинами

$I_{\text{...}}, I_{\text{...}}$, пониженными скоростями распространения и большим затуханием упругих волн. По остальным параметрам водо- и нефтесодержащие коллекторы, как правило, не различаются.

Количественная (или полуколичественная) интерпретация имеет конечной целью определение пористости, проницаемости, нефтегазонасыщенности отдельных пластов.

Пористость горных пород характеризуется коэффициентом пористости K_n , являющимся отношением объема пор и пустот в горной породе V_n к общему объему породы V ($K_n = V_n/V$).

С помощью специальных теоретических и эмпирических формул, графиков и номограмм величина K_n может быть определена различными методами: ПС, КС с разной длиной зонда (в том числе микрокаротаж и боковое каротажное зондирование), нейтронным, гамма-гамма, акустическим. Комплекс разных параметров необходим не только для уточнения значений коэффициентов пористости, но и как материал для обработки данных, полученных другими методами. Так, для определения пористости по данным ПС или НГК необходимо знать удельное сопротивление бурового раствора, которое оценивается по данным резистивиметрии. Определенные разными способами величины коэффициентов пористости усредняются и сравниваются с лабораторными измерениями на образцах пород изучаемого района и с данными других геологических методов.

Свойство пород пропускать жидкости или газы через систему взаимососообщающихся пор называется проницаемостью. Коэффициент проницаемости пород $K_{\text{пр}}$ зависит от коэффициента пористости, характера, формы пор, размера зерен и поверхности порового пространства. Оценить величину коэффициента проницаемости можно по данным исследования скважин методами естественных потенциалов, сопротивлений и вызванной поляризации с использованием материалов анализа керна, по которым определяется литология пройденных скважиной пластов и размер зерен. Для разных типов пород имеются свои эмпирические зависимости коэффициента проницаемости от геофизических параметров.

К количественной интерпретации результатов ГИС относится также определение коэффициентов водонасыщения, нефтенасыщения, газонасыщения и некоторых других свойств пласта и насыщающей его жидкости, по которым можно судить о продуктивности пластов и предполагаемой отдаче скважиной воды, нефти и газа.

19.2.3. Принципы количественной интерпретации ГИС рудных, угольных, инженерно-гидрогеологических скважин.

При количественной интерпретации данных ГИС рудных скважин по интенсивности аномалий нескольких методов, например, ПС, КС, ВП, напротив рудных пластов и данным количественного состава руд по анализам образцов керна устанавливаются многомерные корреляционно-статистические геолого-геофизические связи. Полученные уравнения регрессии могут служить для оценки процентного состава рудных минералов в рудоносных породах по данным ряда методов ГИС.

В угольных скважинах по набору аномалий методов ГИС, например, ПС, КС, ВП, ГК, не только определяется мощность угольных пластов, но и оценивается их зольность и качество углей.

В инженерно-геологических и гидрогеологических скважинах количественными параметрами ГИС являются: оценка крепости, плотности, пористости пород (по сейсмическим и ядерным методам) и коэффициентов водонасыщенности и фильтрации подземных вод (по электрическим и ядерным методам), а также их минерализация (по данным резистивиметрии).

Список литературы

1. Бондаренко В.М., Демура Г.В., Ларионов А.М. Общий курс геофизических методов разведки. - М.: Недра, 1986.
2. Геофизические методы исследования / Под ред. В.К.Хмелевского. - М.: Недра, 1988.
3. Геофизические методы исследования скважин. Справочник геофизика. - М.: Недра, 1983.
4. Гравиразведка. Справочник геофизика. - М.: Недра, 1990.
5. Магниторазведка. Справочник геофизика. - М.: Недра, 1990.
6. Сейсморазведка. Справочник геофизика в двух книгах. - М.: Недра, 1990.
7. Хмелевской В.К. Краткий курс разведочной геофизики. М.: Изд-во МГУ, 1967, 1979.
8. Шарма П. Геофизические методы в региональной геологии. - М.: Мир, 1989.
9. Электроразведка. Справочник геофизика в двух книгах. - М.: Недра, 1989.