

Российский Университет Дружбы Народов
Инженерный факультет
Кафедра месторождений полезных ископаемых и их разведки им. М.В. Крейтера

ОСНОВЫ ГЕОФИЗИКИ
И
ИНТЕПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Учебник для студентов геологической специальности 3 года обучения

Авторы:
Абрамов В.Ю., Бровкин В.И., Бродовой В.В.

Москва
2008

ББК 26.325

СП

УДК 553.2

Рецензенты:

кафедра месторождений полезных ископаемых и их разведки
(Российский университет дружбы народов);
доктор геолого-минералогических наук В.А.Арсеньев

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Российского университета дружбы народов

Федеральная программа книгоиздания России

Абрамов В.Ю., Бровкин В.И.

С 77 ОСНОВЫ ГЕОФИЗИКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ.— М.:
Изд-во РУДН, 2008. -204 с.

ISBN 5-211-03498-8

В учебнике рассмотрены физические основы геофизических методов изучения Земли и поисков месторождений полезных ископаемых, петрофизические свойства горных пород и минералов и примеры их контрастного взаиморасположения, как условия успешного применения геофизических методов при поисках полезных ископаемых. Дана характеристика оптимальных комплексов геофизических методов для поисков и разведки основных видов рудных, нерудных и горючих полезных ископаемых.

Для студентов геологов; может быть использован специалистами, занимающимися использованием геофизических методов при поисках и разведке металлических и неметаллических месторождений.

ББК 26.325

ISBN 5-211-03498-8 © Абрамов В.Ю., Бровкин В.И., 2008

СОДЕРЖАНИЕ

1. ВВЕДЕНИЕ	5
Список литературы	7
2. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ, ГОРНЫХ ПОРОД И РУД	8
Плотность горных пород и руд	9
Магнитные свойства горных пород и руд	9
Электрические свойства минералов, горных пород и руд	9
Сейсмические характеристики пород	
Радиоактивные свойства минералов, горных пород и руд	
Список литературы	
3. ГРАВИРАЗВЕДКА	
Гравитационное поле Земли	
Плотность горных пород и руд	
Гравитационное поле геологических объектов	
Аппаратура для гравirazведки	
Методика гравirazведочных работ	
Обработка и интерпретация полевых материалов	
Области применения	
Список литературы	
4. МАГНИТОРАЗВЕДКА	
Магнитное поле Земли	
Магнитные свойства горных пород и руд	
Магнитные поля геологических и искусственных объектов	
Аппаратура для магниторазведки	
Методика магниторазведки	
Обработка и интерпретация полевых материалов	
Области применения	
Список литературы	
5. ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА	
Естественные и искусственные электромагнитные поля	
Электрические свойства минералов, горных пород и руд	
Методы постоянного электрического тока	
Методы низкочастотного переменного электромагнитного поля	
Методы высокочастотного переменного электромагнитного поля (радиоволновые методы)	
Методы электрических полей физико-химического происхождения	
Список литературы	
6. СЕЙСМОРАЗВЕДКА	
Сейсмический метод	
Сейсмические волны и основы геометрической сейсмики	
Сейсмические характеристики пород	
Поля времен и годографы сейсмических волн	
Сейсморазведочное оборудование и аппаратура	
Методика и технология сейсморазведочных работ	
Обработка и интерпретация полевых материалов	
Области применения	
Список литературы	
7. ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ МЕТОД	
Физико-геологические основы метода	
Аппаратура и методика работ	
Интерпретация полевых материалов и области применения	
Список литературы	
8. ЯДЕРНО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ	

Природа и источники радиоактивности
Радиоактивные свойства минералов, горных пород и руд
Радиометрическая аппаратура
Методика радиометрических измерений
Обработка и интерпретация полевых материалов
Области применения
Список литературы

9. ТЕРМОРАЗВЕДКА

Физико-геологические основы метода
Аппаратура и методика съемок
Список литературы

10. СКВАЖИННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Особенности работ в скважинах
Скважинная геофизическая аппаратура
Методика скважинных наблюдений
Обработка и интерпретация полевых материалов
Области применения
Список литературы

11. КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Список литературы

12. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Список литературы

ПРИЛОЖЕНИЯ

ВОПРОСЫ и БИЛЕТЫ

1. ВВЕДЕНИЕ

Настоящий учебник предназначен для студентов-геологов специальности 0101 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» для теоретической подготовки по курсам «Основы геофизики» и «Геофизические методы и интерпретация....» и решения ряда специальных вопросов курсового и дипломного проектирования.

Современное состояние минерально-сырьевой базы развитых стран и достижения геологической науки и практики определяют, в качестве главной задачи развития геологоразведочных работ, расширение минерально-сырьевой базы в современных горнорудных регионах. Решение этой задачи возможно за счёт выявления глубокозалегающих слепых и погребённых рудных тел и месторождений полезных ископаемых. Геологические и геохимические прямые поисковые технологии пока не дают однозначную информацию о наличии рудных тел на больших глубинах без применения дорогостоящих буровых и горных работ. Эти и многие другие причины обуславливают необходимость включения в поисковые комплексы современные геофизические технологии, позволяющие быстро и с меньшими материальными затратами получать информацию о вероятных структурных и вещественных особенностях строения земли.

Разумеется, большинство геофизических методов не являются прямыми поисковыми методами на разные виды полезных ископаемых, однако рациональное комплексирование геофизических методов, в сочетании с геохимическими и геологическими исследованиями, позволяет существенно снизить экономические риски поисковых и оценочных работ. Наиболее часто у геологов, по отношению к геофизике, возникает вопрос - а какова экономическая эффективность от применения геофизических методов? Казалось бы, достоверную информацию можно получить только по результатам буровых или горных работ! В некоторых развивающихся странах экономически дешевле, применяя немеханизированный физический труд, получать прямую геологическую информацию о геологическом строении объекта и наличии или отсутствии рудных тел. К несомненным достоинствам геофизических методов, обеспечивающих их широкое внедрение в практику геолого-поисковых и геологоразведочных работ относятся следующие:

1) получение информации о геологических объектах, перекрытых вышележащими породами любой мощности;

2) объективный характер представляемой информации о геологических объектах, которую можно проверить сколь угодно раз альтернативными методами;

3) относительно низкая стоимость работ и высокая их производительность.

Геофизические методы основаны на изучении естественных или искусственных физических полей, в которых отражаются различия горных пород и руд по их физическим свойствам. Изучая физические поля, геофизики устанавливают закономерности их изменения вдоль отдельных линий (профилей) или по площади, а, в последнее время всё чаще, если необходимо, то и в объёмном пространстве. Обобщённая классификация современных геофизических методов приведена в таблице 1.1.

Каждое физическое поле численно характеризуется своими параметрами. Так, гравитационное поле характеризуется ускорением свободного падения (g) и силой тяжести и их градиентами (g_x, g_y, g_z) и др.; геомагнитное поле - полным вектором напряжённости T и различными его составляющими (вертикальным вектором Z и горизонтальными H_x и H_y); электромагнитное -

векторами магнитной (H) и электрической (E) составляющих; 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.

Таблица 1.1. Обобщённая классификация современных геофизических методов

Основные геофизические методы	Физические поля		Измеряемые параметры физических полей	Физические свойства горных пород и руд
	Естественные	Искусственные		
Магниторазведка	Магнитное	-	Векторы напряжённости магнитного поля (I , Z , H)	Магнитная восприимчивость χ , Остаточная намагниченность I_n
Гравиразведка	Поле силы тяжести	-	Ускорение свободного падения (g) и его градиенты - Δg , W	Плотность, σ
Электроразведка	Электрическое и электромагнитное	Электрическое и электромагнитное	Векторы напряжённости электрического E и магнитного H полей	Удельное электрическое сопротивление ρ , диэлектрическая проницаемость ϵ , магнитная проницаемость μ , электрохимическая активность α , поляризуемость η
Сейсморазведка	Поля упругих колебаний и землетрясений	Поля упругих колебаний	Время t и скорость распространения упругих волн v	Плотность σ , модуль Юнга E , коэффициент Пуассона α_p
Радиометрия и ядерная геофизика	Распад естественных радиоактивных элементов	Распад искусственных радиоактивных элементов	Мощность дозы ядерных превращений	Естественная радиоактивность, гамма-лучевые, нейтронные среды

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. Первые сейсморегистраторы были сделаны и использовались ещё в древнем Китае. Там же был изобретён магнитный компас. Ранее других геофизических 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. Губкиным, не смотря на Гражданскую войну, были продолжены магнитные съемки на КМА, завершившись открытием крупнейшего месторождения железистых кварцитов. 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. Важно отметить, что в середине 30-х годов XX века специалисты отечественной рудной разведочной геофизики (В. Соловов) стали родоначальниками применения поисковой геохимии, применявшейся первоначально для заверки природы геофизических электроразведочных аномалий.

Список литературы

- В.М. Бондаренко, Г.В. Демура, А. М. Ларионов. Общий курс геофизических методов разведки. - М.: Недра, 1986.
- Знаменский В.В. Общий курс полевой геофизики. М.: Недра, 1989.

2. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ, ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

Основой применения геофизических методов является наличие у всех минералов и горных пород своеобразных, а часто уникальных, сочетаний различных физических (петрофизических) свойств. Изучением этих свойств занимается отдельная ветвь геофизики, тесно связанная с минералогией, минераграфией, петрографией и петрологией, которую называют – *петрофизика*. Ниже, в каждой главе, посвящённой описанию отдельных групп геофизических методов, соответствующие петрофизические свойства будут описаны более подробно. В этой главе даётся краткое обобщение и классификация этих свойств, основные из которых сведены в таблицу 2.1.

Таблица 2.1. Основные физические свойства горных пород и минералов и их единицы измерения.

Основные геофизические методы	Измеряемые параметры физических полей	Физические свойства горных пород и руд	Единицы измерения физических свойств
Магниторазведка	Векторы напряжённости магнитного поля (I , Z , H)	Магнитная восприимчивость χ , Остаточная намагниченность I_n .	Ед. СИ или ед. СГС А/м
Гравиразведка	Ускорение свободного падения (g) и его градиенты - Δg , W	Плотность, σ	Т/м ³ или г/см ³
Электроразведка	Векторы напряжённости электрического E и магнитного H полей	Удельное электрическое сопротивление ρ , диэлектрическая проницаемость ϵ , магнитная проницаемость μ , электрохимическая активность α , поляризуемость η	Ом*м Отн. Ед. Ед. СИ или ед. СГС В или мВ %
Сейсморазведка	Время t и скорость распространения упругих волн	Плотность σ , модуль Юнга E , коэффициент Пуассона	Т/м ³ или г/см ³ Н/м ²

	гих волн ν	α_p	
Радиометрия и ядерная геофизика	Мощность дозы ядерных пре-вращений	Естественная радиоак-тивность, гамма-лучевые, нейтронные среды	Беккерель, Кюри, Кл/кг, А/кг, мкР/ч

Плотность горных пород и руд

Плотностью горной породы называют отношение массы вещества твердой, жидкой и газообразной фаз, которые свойственны породе в условиях естественного залегания, к объему этих фаз. Единицей измерения плотности в СИ является кг/м^{-3} , но используют и более мелкую единицу г/см^{-3} . Плотность горных пород зависит от их состава, пористости, влажности и плотности порового заполнителя. Значение плотности каждой горной породы и ее разностей можно получить в результате лабораторных измерений большого числа образцов, отбираемых из обнажений, горных выработок, керна скважин или измерить в условиях естественного залегания.

Магнитные свойства горных пород и руд

Все вещества, горные породы и минералы в той или иной мере обладают способностью намагничиваться и удерживать магнитные свойства. Наиболее важными параметрами, характеризующими их магнитное состояние и используемыми при интерпретации результатов магниторазведки, являются общая намагниченность горных пород I , индуцированная намагниченность I_i , магнитная восприимчивость (χ), естественная остаточная намагниченность I_n , и фактор Q : $Q = I_n / I_i$. Намагниченность I представляет собой сумму $I = I_i + I_n$. Единица намагниченности не имеет собственного наименования. В системе СИ она выражается в А/м . В системе СГС используется аналогичная единица получившая обозначение - 1 СГС = 10^3 А/м .

Магнитная восприимчивость характеризует способность различных веществ к намагничиванию под действием внешнего магнитного поля. Это величина безразмерная. $1 \text{ СГС} = 4\pi \text{ СИ} = 12,57 \text{ СИ}$. Относительная магнитная проницаемость μ и магнитная восприимчивость χ связаны между собой соотношением

$$\mu = 1 + \chi \quad (2.1)$$

Связь между намагниченностью, возникающей под действием постоянного магнитного поля напряженностью H и магнитной восприимчивостью χ выражается зависимостью

$$I_i = \chi H / (1 + \chi N), \quad (2.2)$$

где N - коэффициент размагничивания, зависящий только от формы тела и изменяющийся от 0 (по направлению длинной оси) до 4π (по направлению короткой оси).

Остаточная намагниченность I_n возникает при намагничивании пород в слабом магнитном поле во время их образования и в последующий период при перепаде температур. Величина и направление остаточной намагниченности определяются механизмом и возрастом ее образования.

Электрические свойства минералов, горных пород и руд

Измерения естественных и искусственных электромагнитных полей сопровождаются вычислением таких характеристик геоэлектрического разреза как удельное электрическое сопротивление ρ (УЭС), поляризуемость η , диэлектрическую ε и магнитную μ проницаемость и магнитную восприимчивость χ .

Удельное электрическое сопротивление (УЭС) горных пород и руд ρ измеряется в Ом*м и меняется в очень широких пределах - от тысячных долей омметра для самородных металлов (электронные проводники) до нескольких миллиардов омметров для минералов-изоляторов (диэлектрики), таких как слюда, кварц и другие.

Свойство горной породы создавать естественные электрические поля называют *электрохимической активностью* α . Фактически α - это коэффициент пропорциональности в выражении для расчета разности потенциалов самопроизвольной поляризации в зависимости от основных факторов, которыми она определяется: отношения концентраций электролитов или насыщающих горную породу вод, давления под которым происходит фильтрация и др. Коэффициент α меняется от нескольких милливольт для пород с непроводящими ток минералами до нескольких сотен милливольт для пород с электроннопроводящими минералами.

Диэлектрическая проницаемость ε является величиной относительной и характеризует способность молекул веществ поляризоваться (приобретать одинаковую направленность диполей молекул) под действием постоянного электрического напряжения и сохранять эту ориентировку длительное время. Эта величина измеряется в относительных единицах.

Поляризуемость η характеризует способность горной породы или руды поляризоваться, т.е. образовывать поверхностные объемные заряды под воздействием электрического поля и разряжаться после его исчезновения. Она определяется отношением напряженности E_{en} вызванного электрического поля (или вызванной поляризации ВП) к напряженности первичного поля E ($\eta = E_{en} / E$) и выражается в процентах

Сейсмические характеристики пород.

Состав горных пород, их структура (форма и крупность зерен), пористость и тип порового флюида приводят к изменению модулей упругости и плотности пород и, следовательно, к изменению скорости сейсмических волн.

Скорость распространения продольных волн в горных породах зависит от упругих свойств и плотности пород σ :

$$v_p = ((E/\sigma) (1-\sigma_n) / (1-2\sigma_n) (1+\sigma_n)) , \quad (2.3)$$

Скорость распространения S-волн (поперечных)

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{\sigma} \cdot \frac{1}{2(1+\sigma_n)}} \quad (2.4)$$

Так как σ_n и σ горных пород изменяются относительно мало, то величины v_p и v_s зависят в основном от модуля Юнга E .

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:

$$\frac{\Delta l}{l} = \frac{F}{S} \cdot \frac{1}{E} = \frac{\Delta l}{l} \cdot \frac{1}{d} \delta. \quad (2.5)$$

где E - модуль Юнга (модуль продольного растяжения); l, d, S - 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 $\mu_c = E/2(1 + \delta)$. Наконец, четвертым является модуль всестороннего сжатия $K_c = E/3(1 - 2\delta)$.

Радиоактивные свойства минералов, горных пород и руд

При работе с естественными и искусственными радионуклидами приходится определять их массу, концентрацию, дозу и мощность дозы γ -излучения. Массу долгоживущих радиоактивных нуклидов определяют в кг, г, мг.

Единицей для определения активности радионуклидов в СИ является *беккерель* (Бк) – такая активность любого нуклида в котором за 1 с распадается 1 ядро. На практике широко используют несистемную единицу активности – *кюри* (Ки), равную $3,7 \cdot 10^{10}$ Бк. Концентрацию любого радионуклида в веществе выражают в беккерелях на единицу массы или объема, концентрацию Rn в воздухе или воде - Бк/м³.

Для оценки дозы излучения используют меру излучения, основанную на измерении ионизации воздуха и называемую *экспозиционной дозой*. За единицу *экспозиционной дозы* в СИ принят *кулон на килограмм* (Кл/кг), равный экспозиционной дозе излучения, при которой сопряженная корпускулярная эмиссия в сухом атмосферном воздухе массой 1 кг производит ионы с суммарным зарядом 1 Кл. Ранее использовалась единица экспозиционной дозы излучения называемая *рентген* (Р), при которой сопряженная корпускулярная эмиссия в 1 см³ сухого воздуха образует ионы с зарядом 1 ед СГС каждого знака. $1Р = 2,58 \cdot 10^{-4}$ Кл/кг.

Мощность экспозиционной дозы характеризует величину этой дозы отнесенную к единице времени: (А/кг, Р/ч, Р/с). *Естественные уровни радиоактивности* выражаются в более мелких единицах мощности экспозиционной дозы: пА/кг = 10^{-12} А/кг, мкР/ч = 10^{-6} Р/ч (1 мкР/ч \approx 0,072 пА/кг).

Список литературы

Н.Б. Дортман. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). М. 1984.

Э.И. Пархоменко. Электрические свойства горных пород, М., Наука, 1965, 164 с.

Г.А. Соловьёв. Петрофизическая характеристика эндогенных месторождений. М.: Недра, 1985

Справочник (кадастр) физических свойств горных пород. Под ред. акад. Н.В.Мельникова. М. Недра. 1975, 279 с.

Справочник физических констант горных пород. Под ред. С.Кларка. М.Мир, 1969, 543 с.

3. ГРАВИТАЦИОННАЯ РАЗВЕДКА

Гравитационная разведка (гравиразведка) - один из методов разведочной геофизики, основанный на изучении свойств поля притяжения, источником которого являются массы горных пород. На поверхности Земли поле притяжения складывается с полем центробежной силы, образуя поле силы тяжести или гравитационное поле. Изучение этого поля позволяет делать выводы о геологическом строении верхних частей Земли.

Начало экспериментальному изучению силы тяжести было положено в конце XVI века итальянским учёным Галилео Галилеем (1564-1642). Галилей показал, что *мерой силы тяжести является то ускорение, которое она сообщает свободно падающему телу*, и на основании поставленных опытов в г. Пизе (рис. 3.1.) определил его численное значение. По современным данным ускорение на экваторе составляет 9.780318 м/с^2 .

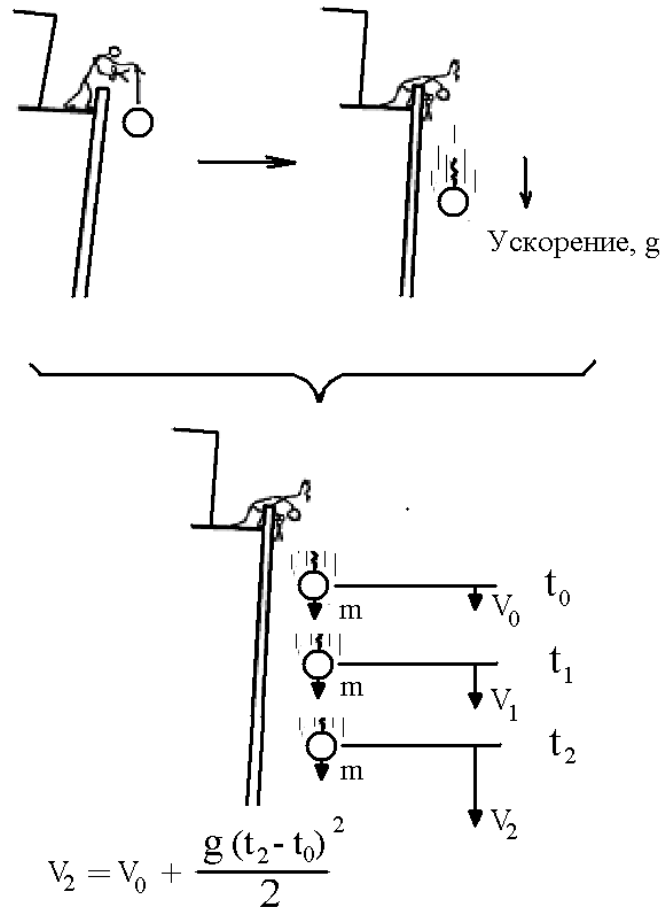


Рис. 3.1. Схема этапов опытов Галилея в Пизе

Развитие современной гравиметрии обусловлено необходимостью решения различных научно-практических задач: её проблематика может быть сведена к следующим основным направлениям:

1. *Изучение геологического строения земной коры, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых.* Гравиразведочные данные широко используют при региональных исследованиях, тектоническом районировании, выделении участков, перспективных на полезные ископаемые и рекомендуемых для постановки детализационных геолого-геофизических работ. Наибольший объём гравиразведки сейчас выполняется при поисках нефтяных и газовых месторождений.

2. *Решение геодезических задач.* Гравиметрические данные широко используют при изучении фигуры Земли и обработке материалов триангуляции, высокоточных нивелировок и астрономических наблюдений.

3. *Изучение планетарного строения Земли.* По гравиразведочным данным судят о распределении масс в разрезе Земли в целом и в земной коре в частности.

3.1. Гравитационное поле Земли.

В основе теории гравиразведки лежит закон всемирного тяготения Ньютона, согласно которому две точечные массы (т.е. массы, сосредоточенные в бесконечно малом объеме) m_1 и m_2 , расположенные на расстоянии r друг от друга, взаимно притягиваются с силой F (рис. 3.2.)

$$F = G * (m_1 * m_2) / r^2 . \quad (3 - 1)$$

где G - гравитационная постоянная.

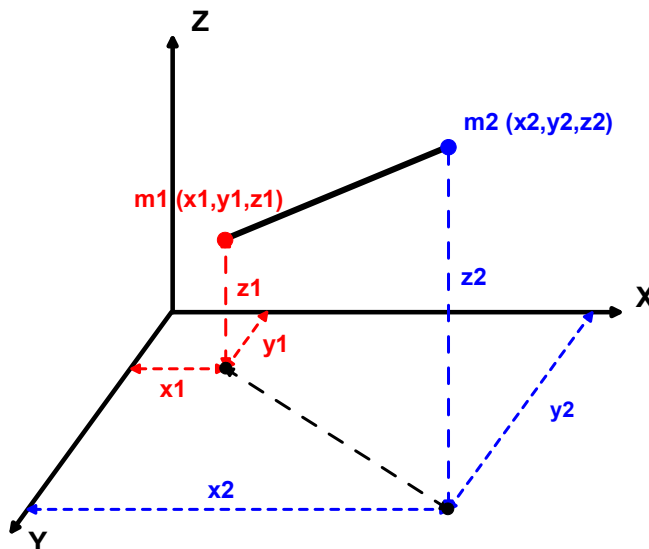


Рис. 3.2. Положение притягиваемой (m_2) и притягивающей (m_1) точечных масс в прямоугольной системе координат.

Сила притяжения F -векторная величина, т.е. характеризующаяся направлением в пространстве и численным значением. Принимая притягиваемую точечную массу m_2 равной единице ($m_2 = 1$) и опуская индекс у притягивающей массы m_1 , имеем

$$F = G m / r^2 \quad (3 - 2)$$

Сила притяжения всей массой Земли единичной массы $m_1=1$ равна

$$F = G M / r^2 \quad (3 - 3)$$

где r - расстояние от притягиваемой единичной массы до элемента M массы Земли;

В этом случае величина F численно равна ускорению свободного падения

$$g = - GM / R^2,$$

где M - масса Земли; R - расстояние от центра Земли до притягиваемой массы.

Если точка лежит на поверхности Земли, то R - радиус Земли. Величина g характеризует силу притяжения единичной массы или ускорение.

Кроме силы притяжения, на массы, расположенные на поверхности или в глубине Земли, действует центробежная сила, вызванная вращением планеты. Она пропорциональна радиусу вращения ρ и квадрату угловой скорости ω .

$$P = \rho \omega^2 m$$

Сила F направлена к центру Земли, сила P - перпендикулярно к оси вращения. Центробежное ускорение единичной массы равно $\rho \omega^2$.

Векторную сумму силы притяжения и центробежной силы называют силой тяжести. Отнесенная к единичной массе сила тяжести дает **ускорение** в данной точке.

$$g = - G \int dm / r^2 + \rho \omega^2 \quad (3 - 4)$$

В качестве единицы ускорения свободного падения в системе СИ принимают такое ускорение, которое получает масса 1 кг под действием силы в 1 Н (m / c^2); используется и более мелкая единица (cm / c^2). На XV ассамблее Международного союза геодезии и геофизики в 1971 г. единицу ускорения предложено называть "галилео" (Gl). Эта единица очень большая - все земное поле силы тяжести составляет 9,81 Gl. В гравиметрии широко применяли несистемную единицу ускорения, называемую Гал ($1 \text{ Гал} = 10^{-2} \text{ мс}^{-2}$) и более мелкую - миллигал ($1 \text{ мГал} = 10^{-5} \text{ мс}^{-2}$).

Сила тяжести возрастает от экватора ($9,78 \text{ мс}^{-2}$) к полюсам ($9,83 \text{ мс}^{-2}$), увеличиваясь на $0,05 \text{ мс}^{-2}$. Отношение разности силы тяжести на полюсе и на экваторе к силе тяжести на экваторе

$$\xi = (g_p - g_e) / g_e = 1 / 189,$$

Сила притяжения значительно превышает центробежную силу (рис. 3.3). Последняя составляет менее 0,5% от нее. Отношение максимального значения центробежной силы на экваторе (около $0,03 \text{ мс}^{-2}$) к минимальному значению силы тяжести на нем составляет 1/288. На полюсах $\rho = 0$ и центробежная сила равна нулю.

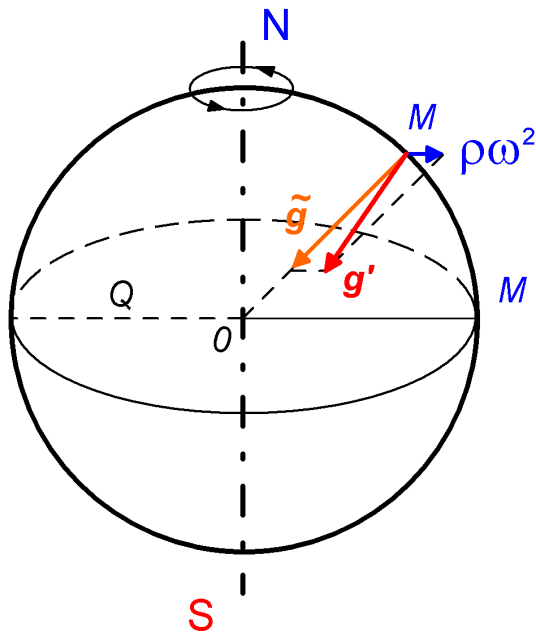


Рис. 3.3. Внемасштабное соотношение векторов центробежной силы и силы тяжести на широте 45° .

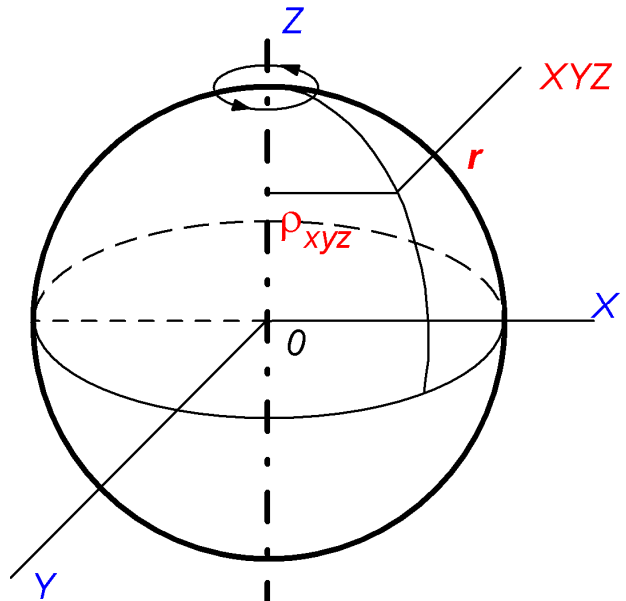


Рис. 3.4.

3.2. Гравитационный потенциал и его производные.

Гравитационное поле Земли является потенциальным. Потенциал силы тяжести W есть сумма потенциала притяжения W_n и центробежного ускорения U

$$W_n = G \int dm/r; \quad U = (\rho^2 \omega^2)/2; \quad W = G \int dm/r + (\rho^2 \omega^2)/2$$

Частные производные от функции W по осям x, y, z равны составляющим силы тяжести.

$$\partial W/\partial x = g_x, \quad \partial W/\partial y = g_y, \quad \partial W/\partial z = g_z.$$

При перемещении массы в произвольном направлении на расстояние ds , полное приращение потенциала силы тяжести составит

$$dW = (\partial W/\partial x) dx + (\partial W/\partial y) dy + (\partial W/\partial z) dz.$$

Здесь

$$dx = ds \cos(s,x); \quad dy = ds \cos(s,y); \quad dz = ds \cos(s,z) \quad (3-5)$$

Учитывая выражения (1 - 4), получают

$$dW = g \cos (g, s) ds = g_s,$$

где s - произвольное направление.

Следовательно, первая производная потенциала силы тяжести по любому направлению s равна составляющей силы тяжести по этому направлению.

Если принять, что $\cos (g, s) = 0$, т.е. если направление s перпендикулярно к направлению силы тяжести, то $dW = 0$, и потенциал силы тяжести постоянен ($W = const$). Это - уравнение поверхности равного потенциала или эквипотенциальной поверхности. Придавая постоянным различные значения в выражении $W = const$, получают семейство эквипотенциальных поверхностей, одна из которых совпадает с уровнем невозмущенной воды в океанах. Эту поверхность, мысленно продолженную под континенты, называют поверхностью геоида, а фигуру ограниченную ею - геоидом. Сила тяжести во всех точках направлена по нормали к поверхности геоида, от которого и ведется отсчет высот.

Если точка перемещается по направлению силы тяжести, то $\cos (g, s) = 1$ и $ds = dW/g$, где ds - расстояние по нормали между двумя поверхностями уровня; dW - приращение потенциала при переходе от одной уровенной поверхности к другой, бесконечно близкой.

Из выражения $ds = dW/g$ следует, что расстояние по нормали между соседними уровенными поверхностями обратно пропорционально приращению потенциала. Пространство, в котором действует сила, называется *полем сил*, а направление действия силы называют силовыми линиями. Силовые линии поля располагаются тем чаще, чем больше напряженность этого поля.

В практике геологической интерпретации гравиметрических данных широко используют вторые, иногда и третьи производные гравитационного потенциала. Выше мы отмечали, что первые производные потенциала силы тяжести по координатным осям x, y, z являются проекциями силы тяжести на эти направления. Отсюда следует, что производная потенциала по оси z (по линии отвеса) является полной составляющей силы тяжести

$$g_z = dW/dz.$$

Если эту величину продифференцировать по направлениям x (на географический север), y (на географический восток), z (вертикально вниз), то можно получить вторые производные потенциала, являющиеся градиентами силы тяжести

$$\partial g/\partial x = \partial^2 W/\partial z \partial x = W_{xz}, \quad \partial g/\partial y = \partial^2 W/\partial z \partial y = W_{yz}, \quad \partial g/\partial z = \partial^2 W/\partial z \partial z = W_{zz}$$

Производные W_{xz} и W_{yz} показывают изменения силы тяжести при перемещении точки в горизонтальных направлениях x и y . Их называют *горизонтальными градиентами* силы тяжести и представляют в виде векторов, направленных по координатным осям. Производная W_{zz} характеризует изменение g в вертикальном направлении и называется вертикальным градиентом силы тяжести.

На практике используют вторую производную W_{xy} и разность $W_{\Delta} = W_{yy} - W_{xx}$, которые определяют форму и кривизну уровенной поверхности в точке наблюдения. При этом производная W_{xy} показывает направление двух главных нормальных сечений (в плоскости меридиана

и перпендикулярной ему плоскости) относительно осей x, y , а разность вторых производных W_{Δ} характеризует разность кривизн главных нормальных сечений, т.е. отклонение поверхности от сферической. Единицей измерения вторых производных в системах CGS, СИ является с^{-2} . Величину 10^{-9}с^{-2} называют *э т в е ш е м*. Ее обозначают буквой E .

Нормальное гравитационное поле Земли.

Под нормальным полем силы тяжести понимают поле, рассчитанное на уровенной поверхности теоретической Земли, представляющей собой сфероид - фигуру, очень близкую к эллипсоиду вращения. Выражение для нормального значения силы тяжести получают беря производную от W по направлению нормали к уровенной поверхности, т.е.

$$\gamma_0 = - dW / dn.$$

Формулы нормального значения силы тяжести предлагались многими авторами, но практическое значение нашли лишь две из них: формула Гельмерта (1901 - 1909 гг.) и формула Кассиниса (1930 г.).

Формулу Гельмерта, полученную для эллипсоида вращения, используют в СНГ и восточно-европейских странах с поправкой ($-14 \cdot 10^{-5} \text{ м с}^{-2}$).

$$\gamma_0 = 9,78030 (1 + 0,0052 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 (2\varphi)) - 14 \cdot 10^{-5}, \quad (3 - 6)$$

где φ - широта пункта наблюдения.

Этой формуле соответствует эллипсоид, имеющий сжатие, почти равное сжатию эллипсоида Красовского ($\alpha = 1/298,3$), который принят за эллипсоид относимости для всей территории СНГ. Нормальные значения силы тяжести приводятся в специальных таблицах.

Редукции силы тяжести.

Нормальные значения силы тяжести рассчитывают для идеальной формы Земли, представляющей собой эллипсоид вращения, а истинное (наблюдаемое) значение силы тяжести g_n наблюдают на физической поверхности Земли, которая отличается от поверхности вращения эллипсоида. Чтобы получить аномалию силы тяжести, необходимо определить нормальное значение силы тяжести в точках наблюдения на истинной поверхности Земли. Для этого к измеренному значению силы тяжести добавляют поправки, называемые редукциями силы тяжести: 1) за высоту точки наблюдения, 2) за притяжение промежуточного слоя и 3) за влияние окружающего рельефа g_p .

Закон изменения нормального поля силы тяжести в зависимости от высоты точки наблюдения известен. Поправка за высоту точки наблюдения учитывает убывание силы тяжести с высотой h в предположении, что между точкой наблюдения и уровнем моря массы отсутствуют. Такую поправку называют *поправкой в свободном воздухе* (или поправкой Фая). Численно она равна $0,3986 \cdot 10^{-5} h$, т.е. сила тяжести уменьшается на $0,3986 \cdot 10^{-5} \text{ м с}^{-2}$ на 1 м увеличения высоты.

Для учета влияния масс, находящихся между точкой наблюдения и уровнем моря, вводят *поправку за промежуточный слой*, гравитационный эффект от которого рассчитывают как от плоского слоя пород некоторой постоянной плотности. Гравитационное притяжение такого слоя составляет $0,0419 \cdot 10^{-5} \sigma h$, где σ - средняя плотность пород слоя, г см^{-3} , h - мощность

слоя, м. Эта поправка вводится со знаком "минус", поскольку наличие промежуточного слоя при наблюдениях на земной поверхности увеличивает силу тяжести.

Суммарную поправку за высоту точки наблюдения и за притяжение промежуточного слоя называют поправкой Буге; она равна $(0,3086 - 0,0419\sigma) \cdot 10^{-5} \cdot h$. Аномалия силы тяжести Буге

$$\Delta g_B = g_n - \gamma_o + (0,3086 - 0,0419 \sigma) \cdot 10^{-5} \cdot h + \Delta g_p. \quad (3 - 7)$$

где g_n и γ_o наблюдаемое и нормальное значение силы тяжести, соответственно, а Δg_p - поправка за влияние рельефа.

Для выявления скрытых аномальных масс редукция Буге имеет преимущества перед редукцией в свободном воздухе, т.к. при этой редукции устранено влияние масс, расположенных между точкой наблюдения и уровнем моря и зависимость аномалий Буге от высоты значительно слабее, чем аномалий в свободном воздухе.

По результатам гравиметрических съемок строят карты аномалий Буге с плотностью промежуточного слоя 2,3 и 2,67 гсм⁻³ для съемок масштаба 1 : 50 000 и мельче. При крупномасштабных работах, выполняемых на небольших площадях, необходимо выбирать плотность промежуточного слоя соответствующую действительной.

При работе в горных областях вводят поправку за рельеф местности, которая всегда положительна, так как и понижения рельефа (недостаток масс ниже точки наблюдения), и повышения рельефа (избыток масс выше точки наблюдения) приводят к уменьшению наблюдаемого значения силы тяжести (рис. 3.4), но не настолько, чтобы появилась возможность левитации. Введение поправки за рельеф местности - очень трудоемкий процесс. Оно производится по аналитическим формулам, номограммам и с привлечением разнообразных программ машинного счета.

?????

Рис. 3.4. Введение поправки за рельеф местности – как правило, ведущее к уменьшению наблюдаемого значения силы тяжести.

При измерениях силы тяжести под земной или водной поверхностью используют редукцию Прёя, которая показывает изменение силы тяжести при погружении в глубь Земли и учитывает притяжение масс, находящихся выше точки погружения (измерения). Поправку Прёя получают в результате вычитания из поправки за свободный воздух двойной поправки за влияние промежуточного слоя

$$(0,3086 - 2 \cdot 0,0419 \sigma) \cdot 10^{-5} h. \quad (3 - 8)$$

Эффект промежуточного слоя удваивается потому, что находясь под точкой наблюдения этот слой увеличивает силу тяжести, а находясь сверху - когда точка перенесена на уровень моря, уменьшает силу тяжести на ту же величину. Аномалия Прёя

$$\Delta g = g_n - \gamma_o - (0,3086 - 0,0419 \sigma) \cdot 10^{-5} h. \quad (3 - 9)$$

При морской подводной съемке вводится поправка Пряя, учитывающая притяжение слоя воды H_v между точкой наблюдения и поверхностью моря, а также различие плотности морской воды σ_v и пород суши σ . В этом случае используют формулу

$$\Delta g = g_n - \gamma_o - [(0,3086 - 0,0838 \sigma_v) \cdot H + 0,0419 (\sigma - 1,03) \cdot H] \cdot 10^{-5} \quad (3 - 10)$$

Плотность горных пород и руд.

Разница в плотности горных пород служит основной предпосылкой успешного применения гравиразведки для геологических исследований, поисков и разведки полезных ископаемых. Плотностью горной породы называют отношение массы вещества твердой, жидкой и газообразной фаз, которые свойственны породе в условиях естественного залегания, к объему этих фаз. Единицей измерения плотности в СИ является кгм^{-3} , но используют и более мелкую единицу г/см^{-3} . Плотность горных пород зависит от их состава, пористости, влажности и плотности порового заполнителя. Чем больше различие в плотности вмещающих пород и исследуемого объекта, тем эффективнее применение гравиразведки. Разность плотности вмещающих пород и плотности тела, создающего гравитационную аномалию, называют избыточной или эффективной плотностью.

Плотность пород, слагающих земную кору, меняется в широких пределах. Плотности некоторых горных пород и полезных ископаемых приведены в таблице 3.1.

Из таблицы следует, что наибольшую плотность имеют интрузивные породы, среднюю - эффузивные и самую низкую - осадочные высокопористые породы. Высокие значения плотности интрузивных пород связаны с их малой пористостью (1-2%), под которой понимают отношение жидкой и газообразной фаз ко всему объему породы. Поэтому плотность этих пород определяется, в основном, их химико-минералогическим составом и соотношением в них относительно легких (кварц, полевые шпаты, нефелин) и тяжелых железисто-магнезиальных минералов (амфиболы, пироксены, оливин, слюда). Как следствие, повышение основности ведет к повышению их плотности.

Таблица 3.1

Плотность некоторых горных пород и полезных ископаемых

Породы, полезные ископаемые	Плотность г/см-3	Породы, полезные ископаемые	Плотность г/см-3
<i>Интрузивные:</i>		<i>Осадочные:</i>	
Граниты	2,4 - 2,7	Глины, аргиллиты	1,6 - 2,8
гранодиориты	2,7 - 2,8	пески, алевролиты	2,0 - 2,4
диориты	2,7 - 2,9	песчаники	2,1 - 2,8
габбро	2,7 - 3,3	мергели	2,0 - 2,6
перидотит, пироксенит	2,9 - 3,4	известняки, доломиты	2,1 - 2,9

<i>Эффузивные:</i>		<i>Полезные ископаемые:</i>	
липарит	2,1 - 2,6	рудные (железные, медные.....)	3,0 - 5,5
кварцевый порфир	2,5 - 2,7	ископаемые угли	1,3 - 1,5
туфы	2,5 - 2,8	каменная соль	2,1 - 2,3
диабаз, базальт	2,6 - 3,0	торф, нефть	0,7 - 1,1
		Корунд	3,0 - 4,0

Плотность осадочных пород зависит не от плотности образующих их минералов, а от пористости и влажности, которые меняются в очень широких пределах для одних и тех же петрографических групп.

На величину плотности пород оказывают влияние процессы выветривания, термодинамические условия, степень метаморфизма и др.

Значение плотности каждой горной породы и ее разностей можно получить в результате лабораторных измерений большого числа образцов, отбираемых из обнажений, горных выработок, керн скважин или измерить в условиях естественного залегания. Плотность пород по образцам определяют различными способами. Наиболее распространен способ гидростатического взвешивания. Определив вес образца на технических весах вначале в воздухе P_1 , а затем в воде P_2 находят плотность: $\sigma = P_1 / (P_1 - P_2)$.

Гидростатическое взвешивание производят на специальном приборе для измерения плотности - денситометре, его применение не требует двойного взвешивания образца и вычислений. При погружении образца в воду на шкале фиксируется непосредственно значение плотности.

В естественном залегании плотность пород определяют по результатам измерений рассеяния или поглощения гамма-квантов породами, по результатам подземной регистрации интенсивности космического излучения в скважинах или горных выработках, или по результатам определения гравитационного эффекта над холмом или выемкой в рельефе (т.н. способ Неттлтона),

Аппаратура. Гравиметры и градиентометры.

В настоящее время применяют три способа измерения силы тяжести: маятниковый, свободного падения и статический. Эти измерения проводят с помощью маятников, гравиметров, градиентометров и вариометров. Гравиметрами называют приборы, предназначенные для измерений абсолютного значения силы тяжести или для изменений по отношению к исходному значению в некоторой точке. С помощью вариометров и градиентометров измеряют скорость изменения силы тяжести в вертикальном и горизонтальном направлениях. *Маятниковый способ и способ свободного падения тела используют для измерения абсолютных значений силы тяжести*, под которыми понимают независимые для каждого пункта наблюдения значения, полученные посредством измерения времени и пути на основе использования эталонов времени и длины.

Маятниковый способ измерения силы тяжести основан на определении периода колебаний свободно качающегося маятника, который определяется выражением

$$T = 2 \pi \sqrt{l/g} \quad (3 - 11) \quad \text{????}$$

Если измерить период T и длину маятника l , то можно найти значение силы тяжести g в данной точке.

Способ свободного падения тел основан на законе, связывающем путь S , пройденный свободно падающим телом, и время t . Значение силы тяжести вычисляют по формуле $g = 2S/t^2$. Для этой цели созданы лазерные гравиметры, позволяющие измерять значения силы тяжести с погрешностью $2 \cdot 10^{-7} \text{ мс}^{-2}$. Абсолютные измерения выполняют лишь в редких пунктах, главным образом в обсерваториях.

Широкое применение нашел способ относительных измерения силы тяжести, позволяющий измерять приращение Δg по отношению к ее значению в исходной точке. Первые такие измерения проводили при помощи маятниковых приборов. Измеряя периоды колебания T_1 и T_2 одного и того же маятника в двух пунктах при постоянной длине маятника и зная значение силы тяжести g_1 в первом пункте, можно определить ее величину во втором пункте

$$g_2 = g_1 T_1^2 / T_2^2 \quad (3 - 12)$$

Относительные измерения с маятниковыми приборами используют, в основном, для создания опорных гравиметрических сетей. При этом погрешности измерения Δg не превышают $0,03 \cdot 10^{-5} \text{ м с}^{-2}$ на суше и 10^{-5} м с^{-2} на море.

Статический способ относительных измерений силы тяжести основан на принципе компенсации силы $F=mg$, развиваемой массой m в силовом поле g силой упругой пружины или закручиваемой нити. Они работают по принципу пружинных весов (рис. 3.5). На упругой пружине длиной l_0 подвешена масса m . Растяжение пружины на длину Δl пропорционально нагрузке $\tau_n (l - l_0) = \tau_n \Delta l = m \Delta g$. Проводя относительные измерения в точках 1 и 2, можно определить

$$\Delta g = mg_1 - mg_2 = \Delta l / (\tau_n / m). \quad (3 - 13)$$

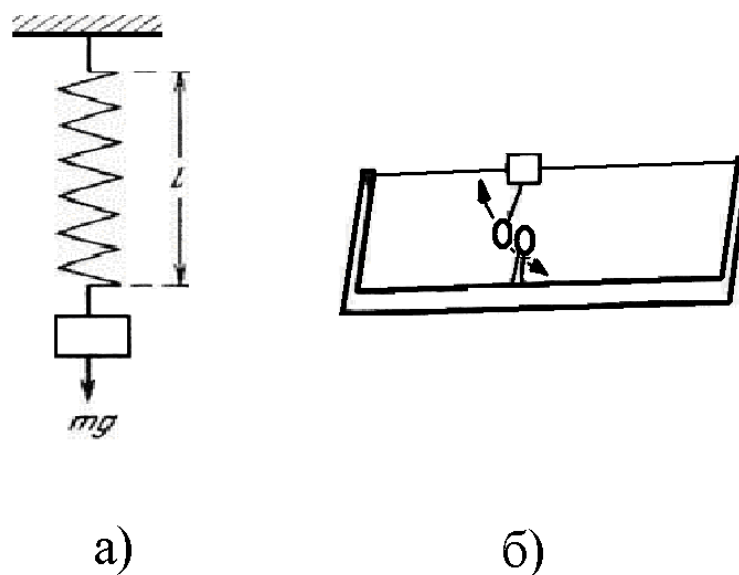


Рис. 3.5. Схематическое устройство гравиметров (а) пружинный и б) крутильный), использующих статический способ относительных измерений силы тяжести.

Следовательно, приращение длины пропорционально изменению силы тяжести. Все приборы, которыми измеряют силу тяжести статическим способом являются относительными. Наиболее широкое распространение получили кварцевые гравиметры, в которых груз в виде рычага (маятника) закрепляется на горизонтальной упругой нити: совершая вращательные движения по отношению к горизонту. Метод измерения - компенсационный. Компенсацию осуществляют путем изменения крутильного момента нитей подвеса маятника, При этом угол закручивания нитей изменяется при повороте измерительной рамки, и маятник возвращается в горизонтальное положение. Изображение отсчетного индекса совмещают с отсчетным штрихом окулярной шкалы микроскопа с помощью микрометрического винта. Изменение отсчета по отсчетному устройству от пункта к пункту служит мерой изменения силы тяжести между пунктами.

Для защиты от внешних изменений температуры, упругую кварцевую систему монтируют в специальном корпусе и помещают в сосуд Дьюара. Корпус кварцевой системы герметически закрыт, и показания гравиметра не зависят от изменения атмосферного давления. Перед снятием отсчета гравиметр обязательно нивелируют по уровням с помощью подъемных винтов.

Основными характеристиками гравиметров являются минимальная чувствительность к углу наклона, цена деления отсчетного устройства, температурная характеристика, чувствительность системы, величина смещения нуль-пункта, погрешность единичного измерения и другие.

Смещение "нуль-пункта" гравиметра проявляется в непрерывном, медленном и нелинейном изменении отсчетов с течением времени даже при неизменном значении силы тяжести. Это происходит из-за деформации упругой системы под воздействием температуры и больших нагрузок, а также старения пружин. Смещение нуль-пункта определяют в процессе полевых работ по повторным наблюдениям в одних и тех же пунктах как внутри рейса, так и в разных рейсах.

Погрешность единичного наблюдения относительных гравиметров определяют по результатам нескольких наблюдений гравиметром в одних и тех же пунктах в рейсах продолжительностью 4 часа. Погрешность единичного измерения составляет $(0,03 - 0,06) \cdot 10^{-5} \text{ мс}^{-2}$.

Отечественные кварцевые гравиметры были разработаны во ВНИИГеофизики. Они получили название ГАК. Последние модели назывались ГНУ (гравиметр наземный узкодиапазонный). На базе ГНУ построены донные гравиметры для гравиразведки на дне моря в области шельфа.

Для относительных измерений силы тяжести *на борту судна в движении* используют морской набортный гравиметр ГМН-К. Для устранения влияния наклонов судна кварцевая система связана с гидростабилизатором. Выполнение отсчета в гравиметре производится с помощью следящей системы. Погрешность единичного измерения на море составляет $(0,5 - 1,5) \cdot 10^{-5} \text{ мс}^{-2}$.

Измерение силы тяжести в вертикальных скважинах (при их отклонении от вертикали менее 5 градусов) проводят скважинным гравиметром ГС 110 внешним диаметром 110 мм. Погрешность единичного измерения такими гравиметрами менее $0,3 \cdot 10^{-5} \text{ мс}^{-2}$.

В последние годы в гравиметрии используются струнные гравиметры ВНИИГеофизики в наземном и аэровариантах, струнные скважинные гравиметры фирм “ЭССО и Шелл”. Чувствительным элементом в них является металлическая нить с подвешенным на ней грузом. Мерой приращения Δg в струнных гравиметрах является изменение частоты колебания струны, т.к. её натяжение и период колебания зависят от изменения силы тяжести. Погрешность единичного измерения около $0,05 \cdot 10^{-5} \text{ мс}^{-2}$.

Измерение силы тяжести *в вертикальных скважинах* (при их отклонении от вертикали менее 5 градусов) проводят скважинными гравиметрами. Погрешность единичного измерения - менее $0,3 \cdot 10^{-5} \text{ мс}^{-2}$.

В настоящее время активно разрабатываются аэромагнитные комплексы с цифровой и магнитной записью результатов измерений.

Для измерения вторых производных потенциала силы тяжести примеряют гравитационные вариометры и градиентометры. С помощью первых измеряют горизонтальные составляющие W_{xz}, W_{yz} градиента силы тяжести и кривизны W_{xy} и W_{Δ} . Градиентометры дают возможность определить только W_{xz} и W_{yz} . Работа всех градиентометров и вариометров основана на принципе крутильных весов Кулона. Простейшие крутильные весы представляют собой легкое горизонтальное коромысло с равными грузиками на концах, подвешенное на упругой нити (рис. 3.6). Коромысло может поворачиваться на нити, закручивая ее. Если несколько закрутить нить, коромысло будет в течение некоторого времени совершать затухающие колебания. При полном затухании оно займет положение равновесия. В однородном гравитационном поле на грузики действуют одинаковые силы, это положение равновесия устанавливается при полностью раскрученной нити. Если же поле неоднородно, то сила тяжести, действующая на разные грузики, различна, и положение равновесия будет определяться соотношением параметров коромысла и гравитационных сил. По степени закручивания можно судить о горизонтальных градиентах и кривизне поля.

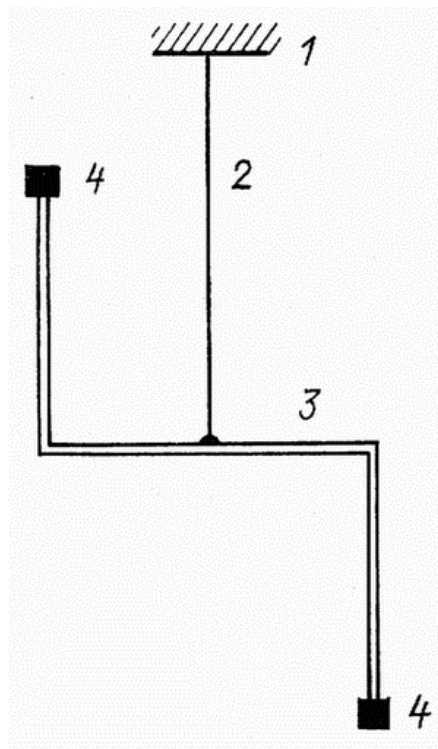


Рис. 3.6. Упрощённая чувствительная система вариометра: 1 - корпус прибора, 2 - упругая нить, 3 - коромысло, 4 - грузики

Градиентометр является упрощенной моделью вариометра. У него расстояние между грузиками и осью вращения составляет 0,5 см. Благодаря этому, система приходит в состояние равновесия через 2 - 3 мин после ее дезарретирования, что позволяет увеличить производительность труда в 6-8 раз по сравнению с производительностью работы с вариометрами.

Вариометры и градиентометры обычно используют при работах крупного масштаба, когда возмущающие объекты залегают на глубине не более 100-200 м. В настоящее время эти приборы ни в России ни за рубежом не выпускаются.

Методика гравиметрических съемок.

Измерение силы тяжести в отдельных пунктах на исследуемой площади для получения картины распределения аномалий силы тяжести называют гравиметрической съемкой. Ее проводят для решения различных геологических задач, начиная от задач изучения глубинного строения земной коры и кончая поисками отдельных рудных тел. Гравиметрические съемки могут быть наземными, морскими и подземными.

Наземная съемка.

Наземные гравиметрические съёмки выполняют в масштабах от 1:200 000 до 1:5 000. Профили наблюдений, как правило, прямолинейны, ориентированы вкрест простираения изучаемых объектов и связаны между собой не менее чем двумя-тремя поперечными про-

филиями. Густота сети должна обеспечивать выявление искомым (целевым) аномалий силы тяжести и ее производных. Аномалия считается достоверной, если она обнаружена не менее чем в 3-х пунктах наблюдения и имеет амплитуду не меньшую сечения изоаномал карты. При коррелируемости слабых аномалий более чем на 3-х профилях, она также может считаться достоверной.

Наблюдения с гравиметрами проводят рейсами. Рейсом называется совокупность последовательных наблюдений на рядовых и опорных пунктах, по результатам которых можно получить значения силы тяжести. Часть рейса между двумя последовательными наблюдениями на опорных пунктах называется звеном. Основным типом рейса является однодневный.

При выполнении гравиметрических съемок создают сеть опорных пунктов - т.е. сеть гравиметрических пунктов повышенной точности, служащую для учета смещения нуля-пункта в рядовых рейсах и передачи абсолютного значения Δg на рядовые пункты. Полевую опорную сеть привязывают к государственной опорной сети I и II классов, где известно абсолютное значение силы тяжести. Пункты опорной сети необходимо располагать на площади исследований равномерно и удобно для подъезда к ним в рядовых рейсах.

Желательно, чтобы при выполнении рядовых наблюдений каждый рейс захватывал 2-3 опорных пункта, так, чтобы смещение нуля-пункта гравиметра в промежутке между наблюдениями на двух опорных пунктах (1-2ч) было примерно линейным. В зависимости от густоты рядовой сети, расстояние между опорными пунктами составляет от 1 до 20 км. Опорная сеть создается в начале полевых работ, и развивается в процессе съемки. Наблюдения на пунктах опорной сети выполняют обычно по центральной системе.

Центральной называют систему измерений, при которой каждый опорный пункт имеет непосредственную связь с исходным пунктом. Наблюдения проводят двумя независимыми рейсами. Точность создания опорной сети $\sigma_{оп}$ определяют путем расчета среднеквадратической погрешности единичного измерения.

$$\sigma_c = \pm \sqrt{\sum \delta^2 / (N-n)}; \quad \sigma_{оп} = \pm \sigma_c / \sqrt{N_{CP}} \quad (3 - 14) \quad \text{????}$$

$N_{CP} = N/n$ - среднее число наблюдений на одном опорном пункте; N - общее число измерений; n - число пунктов; δ - отклонение измеренного значения Δg от среднего.

После создания опорной сети проводят наблюдения на рядовых пунктах обычно по однократной методике. Основной формой сети является примерно квадратная. Смещение нуля-пункта гравиметра учитывают по каждому звену рейса. При наблюдениях можно использовать один - два гравиметра в зависимости от точности съемки.

Для оценки качества съемки в процессе полевых работ проводятся независимые контрольные измерения, состоящие в том, что в каждый последующий рейс включают 1 или несколько пунктов из предыдущих рейсов, а также выполняют контрольные рейсы, секущие профили рядовой сети. По инструкции положено выполнить от 5 до 10% независимых контрольных наблюдений, расположенных по возможности равномерно по площади. Общее число контрольных наблюдений должно быть более 50. Контрольные рейсы следует привязывать к другим контрольным пунктам, а не к тем, которым привязаны рядовые наблюдения. В этом случае рядовые и контрольные наблюдения будут независимыми. Основным показателем точности наблюдений с гравиметром - средняя квадратическая погрешность единичного наблюдения σ_c , вычисляемая на основе независимых контрольных наблюдений по формуле (3 - 14).

Привязка гравиметрических пунктов включает получение их координат и высот и закрепление этих пунктов на местности путем проведения топо-геодезических работ. Определению высоты пунктов наблюдения уделяют большое внимание, т.к. ошибка в 1 м эквивалентна погрешности определения аномалии Буге примерно $0,2 \cdot 10^{-5} \text{ мс}^{-2}$.

Морские и скважинные измерения силы тяжести.

Особенность *морских измерений* состоит в том, что их проводят в движении. Поэтому в наблюденное значение силы тяжести необходимо вводить поправку на эффект Этвеша. Этот эффект состоит в том, что при измерении силы тяжести движущимся относительно земной поверхности прибором, изменяется центробежная сила, действующая на прибор, а значит и наблюденное значение силы тяжести.

Для вычисления поправки необходимо знать скорость и направление движения корабля. Поправка максимальна при движении корабля с Запада на Восток, т.к. скорость корабля добавляется к скорости вращения Земли и при этом происходит увеличение центробежной силы. И, соответственно, наоборот. При движении же корабля по меридиану эта поправка равна нулю. Контроль за смещением нуль-пункта прибора осуществляют повторными наблюдениями в одних и тех же точках, координаты которых определяют средствами радиогеодезии.

Скважинные измерения силы тяжести (гравитационный каротаж) ведут в обсаженных и необсаженных скважинах. Они позволяют получать информацию о плотности пород и более устойчиво решать обратную задачу гравиразведки по материалам наземной съемки. При определении плотности слоя пород по результатам измерений в двух точках, расположенных на разных глубинах, его принимают за однородный и плоский слой бесконечного простираения. Влияние различных возмущающих масс не может быть выявлено по показаниям гравиметра. Поэтому плотность этого слоя называют *кажущейся*.

Гравитационный каротаж эффективен при решении широкого круга геологогеофизических задач, в частности, при комплексировании наземных и скважинных гравиметрических работ при прямых поисках нефтегазоносных месторождений.

Список литературы

Гравиразведка. Справочник геофизика. - М.: Недра, 1980.

4. МАГНИТОРВЗВЕДКА

Магнитная разведка (магниторазведка) - метод разведочной геофизики, основанный на изучении пространственных изменений магнитного поля, возникающих вследствие различной намагниченности горных пород и руд. Она применяется, главным образом, при геологическом картировании и поисках месторождений полезных ископаемых путем измерения магнитного поля на земной поверхности, на поверхности моря или океана, в воздухе, скважинах и горных выработках.

Магнитное поле Земли.

В любой доступной для измерений точке земного шара а также вне его действуют магнитные силы, связанные с намагниченностью Земли за счет электрических токов, протекающих в жидком ядре Земли. Земное магнитное поле представляет собой пространство, в котором проявляется действие магнитных сил. В первом приближении магнитное поле Земли похоже на поле шара (диполя), намагниченного по оси, расположенной под углом $11,5^\circ$ к оси вращения Земли и имеющего магнитный момент

$$M = 8 \cdot 10^{22} \text{ А м}^2. \quad (4 - 1)$$

Магнитный момент вычисляется как произведение силы тока I на площадь круга S , охваченного током: $M = IS$.

При движении тока по часовой стрелке вектор M направлен от наблюдателя, при движении против часовой стрелки - к наблюдателю. Магнитное поле Земли ранее характеризовали напряженностью H , которая в СИ имела размерность А/м. В настоящее время его характеризуют магнитной индукцией B . В профессиональной терминологии индукцию геомагнитного поля называют также полной силой поля. В магниторазведке ее обозначают T и выражают в СИ в теслах (Тл), размерность которой $[\text{кг} / \text{с}^2 \text{ А}]$. В практике магниторазведки используют более мелкую единицу индукции наноТесла (нТл): $1 \text{ нТл} = 10^{-9} \text{ Тл}$. Индукция связана с напряженностью в вакууме соотношением

$$T = \mu_0 H,$$

где μ_0 - абсолютная проницаемость вакуума, называемая магнитной постоянной: эта величина скалярная; в СИ $\mu_0 = 4 \pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн} / \text{м}$ (генри на метр).

В реальной среде

$$T = \mu_0 \mu H = \mu_a H,$$

где μ - относительная магнитная проницаемость вещества, показывающая, во сколько раз поле в данной среде больше, чем в вакууме; эта величина безразмерная и зависит от состава и состояния среды (значение μ для воздуха и воды равно примерно единице); здесь $\mu_a = \mu_0 \cdot \mu$ - абсолютная магнитная проницаемость среды.

В реальных условиях измеряемой величиной является магнитная индукция. Определяют численное значение полного вектора \mathbf{T} либо приращение численного значения вектора $\Delta \mathbf{T} \Delta |\mathbf{T}|$. При измерениях магнитного поля прибор в большинстве случаев находится в немагнитной среде (воздух, вода), для которой $\mu=1$ и $T = \mu_0 H$. Вектор индукции магнитного поля Земли \mathbf{T} можно разложить на составляющие, которые называют элементами магнитного поля. Для этого используют прямоугольную систему координат с центром в точке измерения. Ось Ox направляют на географический север, ось Oy - на географический восток, Oz - вертикали вниз (рис. 4.1).

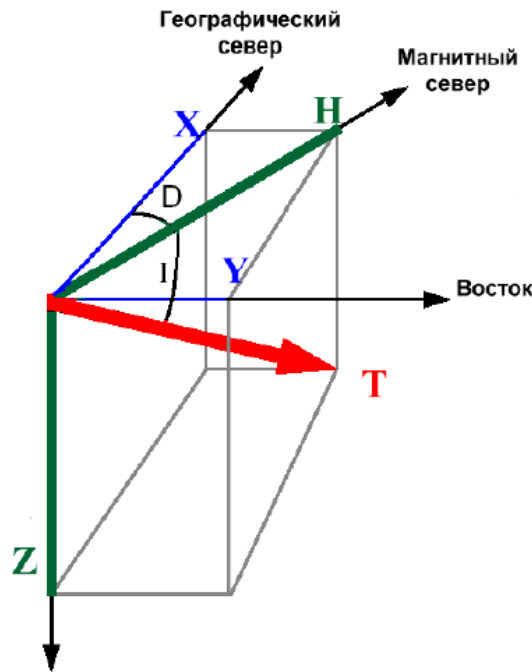


Рис. 4.1. Составляющие магнитного поля Земли.

Составляющие вектора \mathbf{T} по указанным осям называются, соответственно, северной X , восточной Y и вертикальной Z составляющими.

Проекция вектора \mathbf{T} на горизонтальную плоскость называется горизонтальной составляющей H , являющейся векторной суммой составляющих X и Y . Она численно равна

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2}. \quad \text{?????}$$

Вертикальная плоскость, в которой лежат векторы \mathbf{T} и H , называется *плоскостью магнитного меридиана*. Линии сечения поверхности Земли плоскостью магнитного меридиана называются магнитными меридианами. Их направление определяется направлением вектора H . Угол D между осью Ox и горизонтальной составляющей H называется магнитным склонением, которое отсчитывается от направления Ox в пределах 180 градусов и считается положительным (к востоку) и отрицательным (западным) к западу. Угол I между плоскостью xOy и

век-тором T называется магнитным наклонением, которое в северном полушарии положительное, а в южном отрицательное.

Таким образом, величины T, H, D, I являются элементами магнитного поля. Вычисление вектора и его составляющих по координатным осям производят по формулам :

$$\begin{aligned} Z &= H \operatorname{tg} I; & X &= H \cos D & T &= \sqrt{Z^2 + H^2}; & Y &= H \sin D. & Z &= (\mu_0 M / 2 \pi r^3) \cos \theta & (4 -) \\ H &= (\mu_0 M / 4 \pi r^3) \sin \theta, & & & & & & & & & \text{????} \end{aligned}$$

где r - радиус Земли, M - магнитный момент диполя, θ -угол между магнитной осью Земли и радиусом, соединяющим центр земли с точкой наблюдения

Из (4 -) следует, что на магнитных полюсах, расположенных вблизи географических, т.е. при $\theta = 0^\circ$ и 180° , $H=0$ и $T=Z$; магнитное наклонение на полюсах $I = 90^\circ$.

На экваторе $H = T$, $Z = 0$, а наклонение $I=0^\circ$.

Дипольное магнитное поле Земли называется нормальным. Оно создается электрическими токами, протекающими во внешнем ядре за счёт турбулентной конвекции вещества Земли во внешнем ядре, вызванным вращением Земли вокруг своей оси (рис. 4.2). Отклонения магнитного поля от его нормальных значений называются аномалиями. Наличие аномалий связано со сложностью и неоднородностью геологического строения Земли. Отклонения фактического поля от поля диполя на больших площадях, соизмеримых в плане с площадями континентов, называют континентальными (материковыми) аномалиями (рис. 4.3 и 4.4).

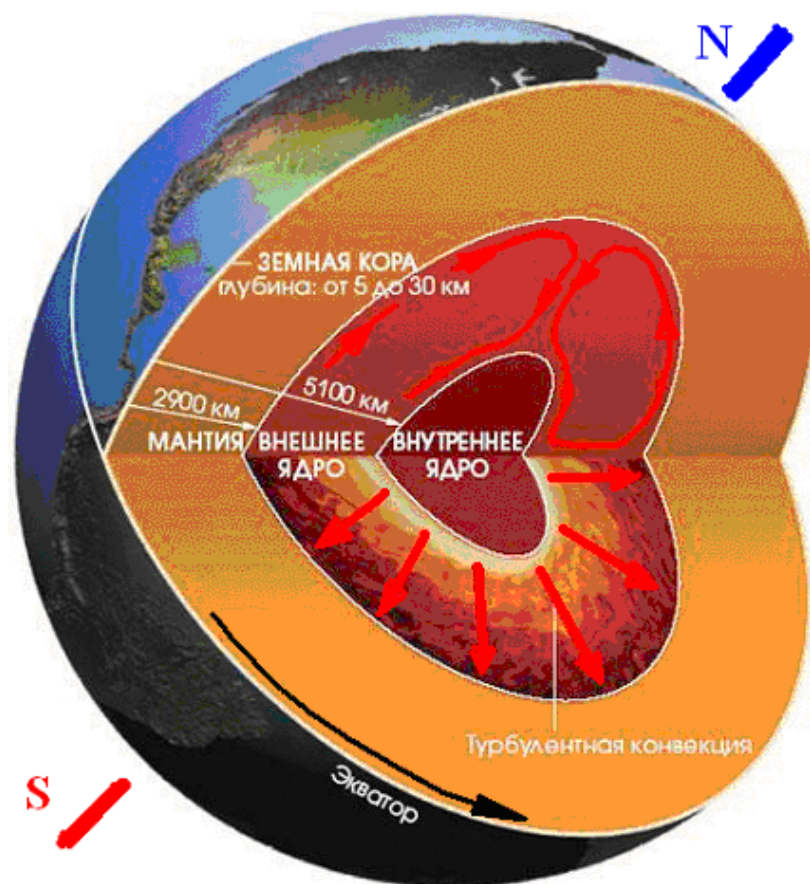


Рис. 4.2. Вероятное направление турбулентной конвекции вещества внешнего ядра Земли за счёт её вращения вокруг оси (направление показано чёрной стрелкой).

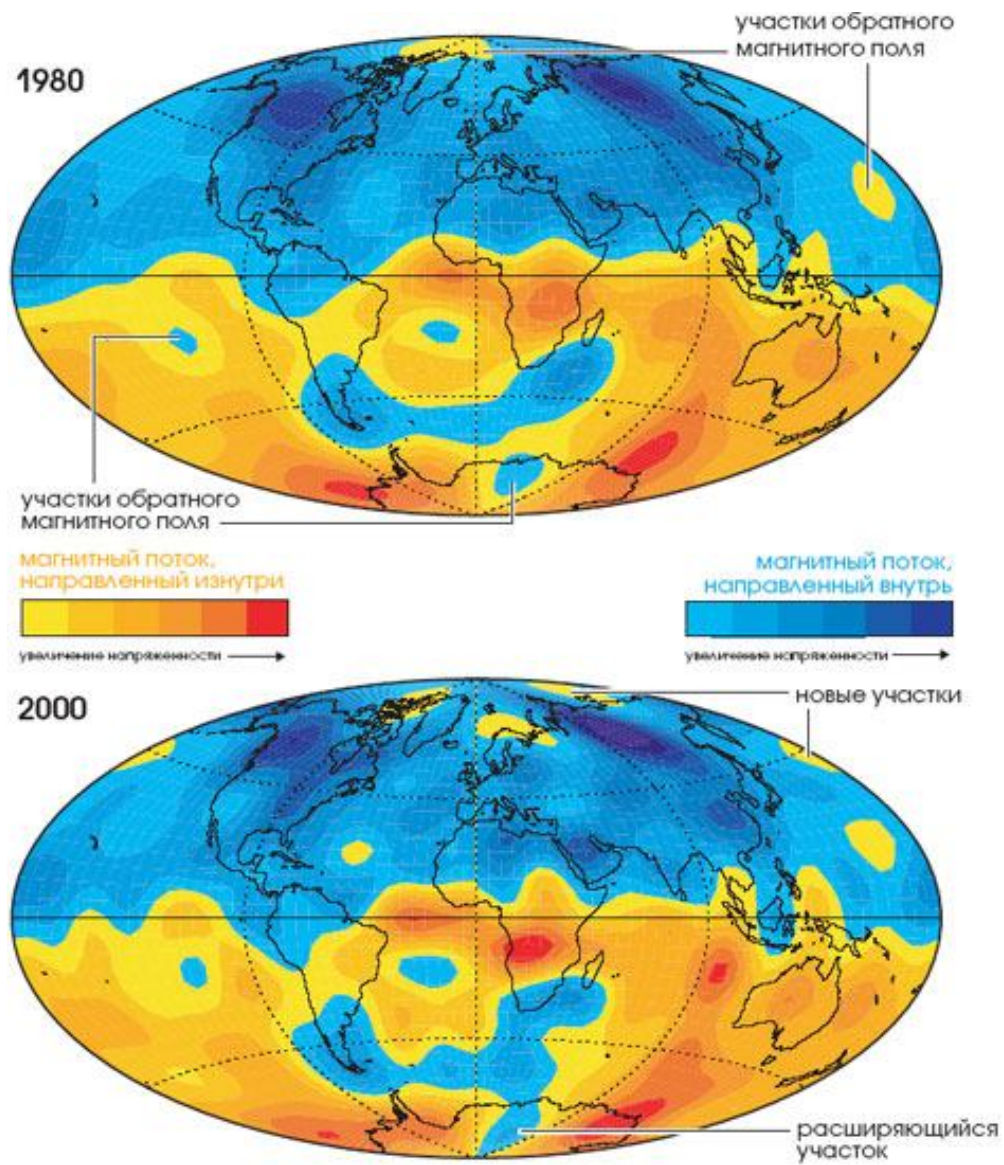


Рис. 4.3. Изменение отклонения фактического магнитного поля Земли от поля диполя на больших площадях за 20 лет. (с 1980 по 2000 г.) (Гэри Глацмайер, Питер Олсон)

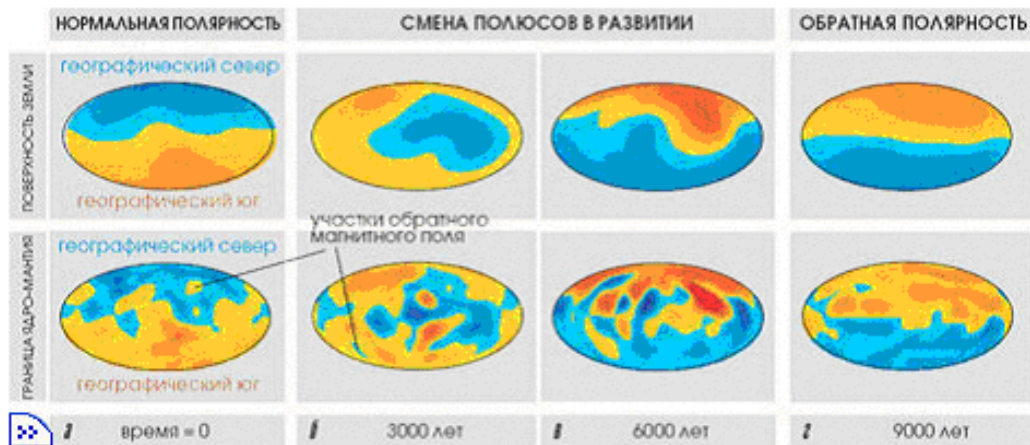


Рис. 4.4. Временная модель смены полюсов Земли (Гэри Глацмайер, Питер Олсон)

Сумму дипольного поля и материковой аномалии в магниторазведке принимают за *нормальное поле*. Сюда же входит и постоянная составляющая поля электрических токов, протекающих в ионосфере, вклад которой в нормальное поле не превышает 5%.

Разность между измеренным (фактическим) полем T и нормальным полем T_0 представляет собой магнитную аномалию $T_a = T - T_0$.

Величина T_a обусловлена геологическими неоднородностями земной коры. Это поле - главный объект исследования в магниторазведке.

Фактическое поле измеряется с помощью приборов, а значение нормального поля снимают с карт нормального поля, построенных Институтом земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН (ИЗМИРАН) для всей территории страны и земного шара. Такие карты (рис. 4.5) составляют каждые 5 лет с обязательным указанием, для какого года (эпохи) она справедлива.

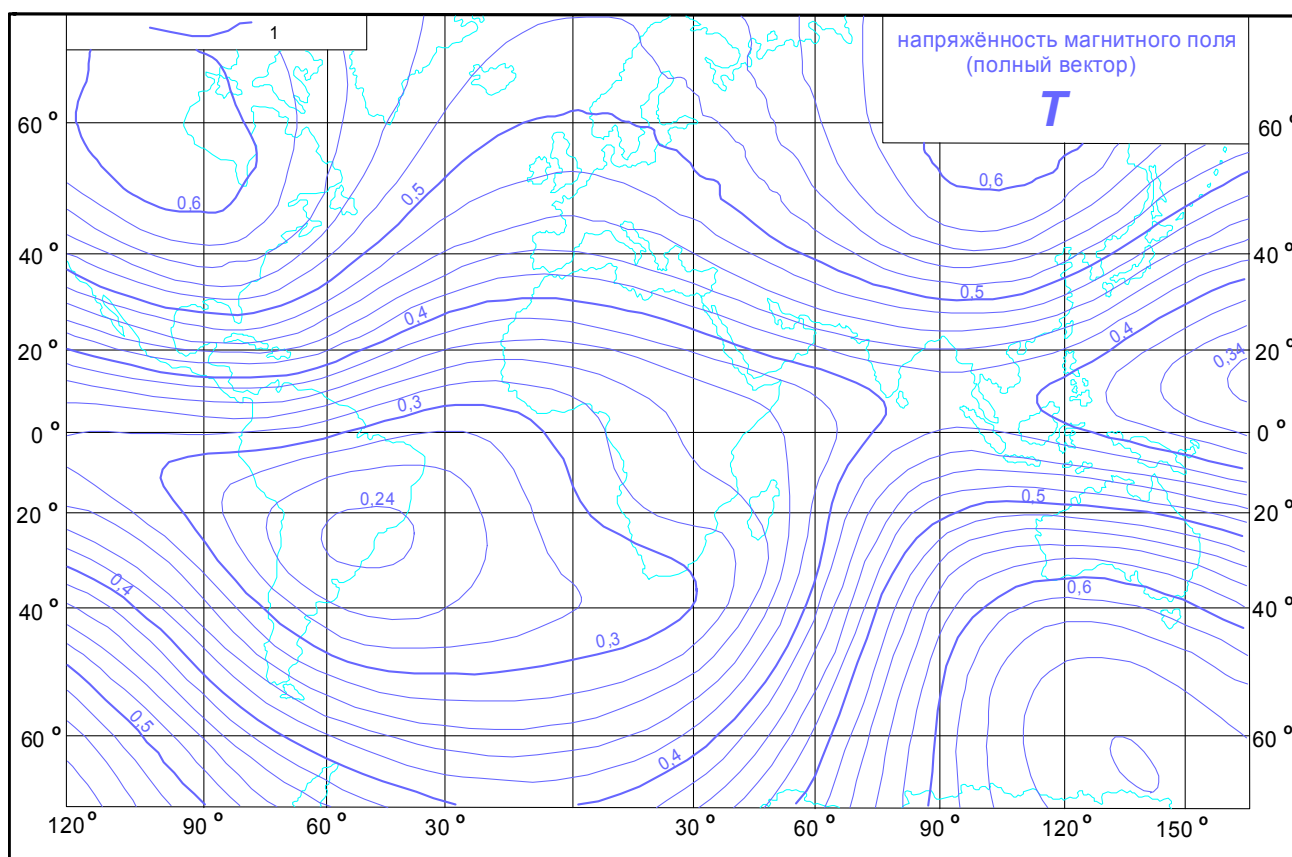


Рис. 4.5. Напряжённость магнитного поля Земли T (полный вектор) для эпохи 1970 г. (1 – изолинии напряжённости) (по).

Нормальное магнитное поле Земли изменяется в разных пунктах наблюдений в пространстве. Скорость изменения нормального поля в заданном направлении на единицу расстояния (м, км) называется *градиентом нормального поля*. На территории России нормальный вертикальный градиент составляет 20-30 нТл/км, горизонтальный колеблется от 2 до 7 нТл/км.

Любой из элементов геомагнитного поля не остается постоянным во времени, а непрерывно изменяется. Такие изменения получили название *геомагнитных вариаций*. Причины их возникновения - процессы, происходящие на Солнце, в магнитосфере, ионосфере, а также в ядре и в нижней мантии Земли. Изучение характера магнитных вариаций позволило классифицировать их по скорости изменения во времени и интенсивности.

Вариации разделяются на *быстрые* (с периодом до 1 года) периодического и квазипериодического характера, *медленные* (с периодом более года) и *магнитные бури*. Среди быстрых вариаций выделяют: короткопериодные с периодом от 0,2 - 5 с до 30 мин и амплитудой по модулю T от 0,5 до 5 - 10 нТл; суточные с периодом 1 сутки и амплитудой, изменяющейся в разные периоды, с периодом, равным времени между двумя последовательными прохождениями Луны через меридиан точки наблюдения (лунные сутки), и амплитудой 1 - 5 нТл; годовые с амплитудой, определяемой по изменениям среднемесячных значений поля T и достигающей 30 нТл.

Медленные вариации включают: одиннадцатилетние, связанные с солнечной активностью, повторяющейся с периодом 11 лет с амплитудой от единиц до десятков нанотесла; вековые - с периодом 500 - 800 лет и амплитудой до 100 нТл; для определения значения вековых вариаций рассчитывают вековой ход - изменение среднегодовых значений какого - либо элемента геомагнитного поля в течение нескольких лет, отнесенное к 1 году; такие карты называются *картами изопор*; вековые вариации обусловлены влиянием границы ядра и оболочки Земли.

Магнитные бури - это наиболее интенсивные аperiodические вариации магнитного поля продолжительностью от нескольких часов до 2 -5 суток и амплитудой несколько сотен, иногда - тысяч нанотесла. Они обусловлены влиянием тех же процессов, что вызывают полярные сияния.

Учет вариаций геомагнитного поля имеет большое значение в магниторазведке, так как они вносят значительные искажения в наблюдаемые данные, измеренные высокоточными приборами. Наиболее распространенный способ их выявления и учета заключается в непрерывной записи элементов геомагнитного поля специальными магнито - вариационными станциями (МВС) в районе работ полевой партии. Иногда можно использовать в качестве МВС один из полевых магнитометров и проводить на нем дискретно-непрерывные наблюдения за изменениями магнитного поля на одном и том же пункте.

В магниторазведке изучают абсолютные и относительные величины $T_a = \Delta T = T - T_0$, $\Delta Z = Z - Z_0$ и $\Delta H = H - H_0$.

Магнитометры.

Приборы, измеряющие индукцию магнитного поля, называются магнитометрами. По принципу действия измерительного преобразователя они делятся на оптико-механические, феррозондовые, квантовые и протонные.

При изучении геомагнитного поля определяют полную силу магнитного поля, склонение, наклонение и горизонтальную составляющую индукции. Измерения могут быть абсолютными и относительными. Абсолютные полной силы магнитного поля выполняют с квантовыми и протонными магнитометрами. Предварительной градуировки этих приборов не требуется.

Относительные измерения заключаются в том, что измеряемую величину сравнивают с другой, имеющей ту же природу и принимаемую за исходную. Определение приращения вертикальной составляющей индукции магнитного поля проводят, в основном, путем относительных измерений с помощью оптико-механических и феррозондовых магнитометров, которые требуют предварительной градуировки. Она заключается в определении цены деления прибора s . При этом фиксируют показания прибора n , соответствующие известному магнитному полю H_k , наводимому, например, внутри колец Гельмгольца. Цена деления шкалы $s = H_k / n$. Величина s , обратная цене деления, называется чувствительностью прибора: $s = 1 / c = n / H_k$.

При повторении измерений с магнитометром в какой-либо точке через некоторое время даже в случае учета всех изменений магнитного поля (вариаций), температурных и других внешних влияний на показания прибора, результаты будут различаться между собой. Это явление получило название "смещение нуля-пункта прибора" и в оптико-механических магнитометрах обусловлено некоторым изменением взаимного расположения отдельных элементов конструкции с течением времени (под влиянием сотрясений и других причин), а в феррозондовых

связано с недостаточной стабильностью работы отдельных элементов схемы и источников питания. В квантовых и протонных магнитометрах этот недостаток существенно меньше.

В настоящее время оптико-механические магнитометры не используют. Ранее их использовали для проведения наземных пешеходных съемок.

Магнитные свойства горных пород и руд

Все породы и минералы в той или иной степени магнитны. Наиболее важными параметрами, характеризующими их магнитное состояние и используемыми при интерпретации результатов магниторазведки, являются общая намагниченность горных пород I , индуцированная намагниченность I_i , магнитная восприимчивость (χ), естественная остаточная намагниченность I_n , и фактор Q : $Q = I_n / I_i$. Намагниченность I представляет собой сумму $I = I_i + I_n$. Единица намагниченности не имеет собственного наименования. В системе СИ она выражается в А/м; $1 \text{ СГС} = 10^{-3} \text{ А/м}$.

Магнитная восприимчивость характеризует способность различных веществ к намагничиванию под действием внешнего магнитного поля. Это величина безразмерная. $1 \text{ СГС} = 4\pi \text{ СИ} = 12,57 \text{ СИ}$. Относительная магнитная проницаемость μ и магнитная восприимчивость χ связаны между собой соотношением

$$\mu = 1 + \chi.$$

Связь между намагниченностью, возникающей под действием постоянного магнитного поля напряженностью H и магнитной восприимчивостью χ выражается зависимостью

$$I_i = \chi H / (1 + \chi N),$$

где N - коэффициент размагничивания, зависящий только от формы тела и изменяющийся от 0 (по направлению длинной оси) до 4π (по направлению короткой оси).

Остаточная намагниченность I_n возникает при намагничивании пород в слабом магнитном поле во время их образования и в последующий период при перепаде температур. Величина и направление остаточной намагниченности определяются механизмом и возрастом ее образования.

Для магматических горных пород характерна *термоостаточная* намагниченность, которую они приобретают при остывании ферромагнетиков в геомагнитном поле после их нагревания. Осадочные породы в процессе диагенеза приобретают *ориентационную* остаточную намагниченность за счет упорядочения магнитных моментов осаждающихся частиц под действием магнитного поля Земли. Термоостаточная намагниченность характеризуется большими значениями Q -фактора (до сотен единиц). В древние геологические эпохи геомагнитное поле меняло знак (инверсия магнитного поля), поэтому некоторые геологические тела (горные породы) имеют обратную (отрицательную) намагниченность, что весьма важно для правильного истолкования результатов магнитных съемок.

В породах различного происхождения встречается также *химическая* остаточная намагниченность, возникающая под действием магнитного поля при физико-химических преобразованиях ферромагнитных минералов. Иногда это приводит к самообращению вектора I_n , т.е. образованию отрицательной намагниченности из положительной.

Намагниченность, исчезающая при прекращении действия на вещество внешнего магнитного поля называется индуцированной I_i . Она может быть как больше, так и меньше остаточной намагниченности. Фактор Q может быть различным для одной и той же породы.

Способностью намагничиваться в магнитном поле обладают все вещества в том числе и породообразующие минералы. По магнитным свойствам они делятся на диамагнитные ($\chi < 0$, $\mu < 1$), парамагнитные ($\chi > 0$, $\mu > 1$) и ферромагнитные ($\chi \gg 0$, $\mu > 1$). Среди ферромагнитных минералов выделяются собственно ферромагнетики, антиферромагнетики и ферриты.

У диамагнетиков значение χ очень мало (около 10^{-5} ед.СИ) и вызывает намагничивание противоположное намагничивающему полю. К природным диамагнетикам относятся некоторые металлы (золото, серебро, свинец, ртуть, висмут, химически чистая медь), минералы (кварц, сера, фосфор, кальцит, гипс, галит, ангидрит, галенит, циркон и др.) и многие органические соединения.

Для парамагнетиков характерна бóльшая по сравнению с диамагнетиками величина χ (около 10^{-5} - 10^{-4} ед. СИ). Их намагничивание совпадает с направлением намагничивающего поля. К парамагнетикам относятся платина, хром, молибден, гранаты, мусковит, турмалин, большинство окислов и сульфидов.

Диа- и парамагнетики обладают пропорциональной зависимостью намагниченности от величины поля. При снятии поля их намагниченность исчезает.

Ферромагнетики отличаются большими значениями χ (до 25 ед. СИ) и нелинейной и неоднозначной зависимостью величины намагниченности от намагничивающего поля и температуры.

Природу ферромагнетиков объясняют наличием в веществе областей спонтанной намагниченности: доменов, которые намагничены до насыщения даже при отсутствии внешнего поля. В доменах ферромагнетиков магнитные моменты параллельны и ориентированы в одну сторону, и хотя взаимная ориентировка доменов хаотична, вещество обладает сильной намагниченностью. Такими свойствами обладают титаномагнетит, маггемит (γ -состояние Fe_2O_3).

Под действием приложенного магнитного поля домены ориентируются по его направлению и намагниченность увеличивается. Когда все домены приобретают ориентировку по полю, наступает магнитное насыщение и рост намагниченности прекращается. Типичная кривая намагничивания ферромагнетиков показана на рис. 4.6 (Логачев А.А. Захаров В.П.).

Рис. 4.6. Кривая намагничивания ферромагнетика (петля гистерезиса).

I_S - намагниченность насыщения; I_R - остаточная намагниченность;

H_C - коэрцитивная сила

Свойства ферромагнетиков проявляются только до некоторой температуры (*точка Кюри*), выше которой они превращаются в парамагнетики.

Сложной зависимостью χ от намагничивающего поля и температуры обладают минералы с относительно слабой восприимчивостью. Так у окислов Fe (гематит), Mn , Co при намагни-

чивании обнаруживается небольшая остаточная намагниченность и высокая коэрцитивная сила. Такие вещества относятся к антиферромагнетикам; в них отмечается доменная структура но с взаимно противоположным направлением магнитных моментов внутри доменов.

В ферритах, к которым относятся магнетит, пирротин и другие окислы металлов, происходит неполная компенсация магнитных моментов внутри доменов и результирующая намагниченность отлична от нуля.

Горные породы различного происхождения имеют различные магнитные свойства.

Магматические породы отличаются большим разнообразием магнитных свойств. Магнитная восприимчивость интрузивных пород различного состава изменяется в зависимости от содержания в них магнетита; она повышается от кислых пород к основным и ультраосновным.

Среди кислых пород (граниты, гранодиориты) преобладают слабомагнитные разности, χ которых не превосходит $6 \cdot 10^{-4}$ СИ, J_n колеблется от 0.1 до 5-10 А/м, но встречаются и магнитные (их χ достигает 0.07-0.08 ед. СИ, J_n доходит до 0.05 - 10 А/м. Для плагиогранитов габбро-плагиогранитовой формации ранней стадии и гранитоидов всех формаций, образовавшихся в период завершения складчатости) также характерна слабая намагниченность.

Для гранитоидов средней стадии формации батолитов пестрого состава и гранитоидов тектонической активизации характерна умеренная восприимчивость (до 0.05 СИ).

Основные породы имеют как слабомагнитные разности (χ , J ок 0.3 А/м) так и магнитные (до 0,3 СИ и J до 40 А/м). Ультраосновные неизменные породы (гипербазиты альпинотипных формаций) имеют χ от $2 \cdot 10^{-2}$ до $7 \cdot 10^{-3}$ СИ в отличие от гипербазитов платформенного этапа (до 0,8 СИ).

Эффузивные породы имеют магнитность, соответствующую кислотности интрузивных аналогов в пределах от 0,3 до $1,5 \cdot 10^{-2}$ СИ.

Естественная остаточная намагниченность интрузивных пород обычно по направлению совпадает с современным полем.

Для эффузивных пород M_z и более молодого возраста $J_n \gg J_i$, при прямой и обратной по направлению намагниченности. Фактор Q сильно зависит от возраста (от нескольких единиц для мезозойских, до нескольких сот для современных пород).

Метаморфические породы. Для пород PCm возраста - наименьшие значения χ и J_n отмечается у метаморфизованных осадочных пород: глинистых сланцев, кварцитов, мраморов, парагнейсов ($\chi < 6 \cdot 10^{-4}$ СИ). Сильно магнитны хлоритсодержащие и хлоритовые сланцы, Fe- кварциты, скарны (до 10 -20 СИ). Вторичные изменения (метасоматоз) обычно приводят к уменьшению χ и J_n ; поэтому зоны околорудных изменений менее магнитны.

Осадочные породы как правило слабомагнитны. В платформенных областях средние значения χ песчаников, глин, аргиллитов, алевролитов изменяется от 10^{-4} до 10^{-3} СИ; у хемогенных пород от 10^{-5} до $2 \cdot 10^{-4}$ СИ, у солей не более 10^{-5} СИ. В складчатых областях при разрушении магнитных пород осадочные породы имеют χ на порядок выше платформенных аналогов.

У большинства осадочных пород $J_n = J_i$. Направление вектора J_n примерно соответствует направлению древнего магнитного поля Земли, что позволяет использовать эти породы при палеомагнитных построениях. В осадочном чехле наблюдается переслаивание пород с различным направлением вектора J_n (прямым и обратным), что говорит о миграции магнитных полюсов и их инверсии.

Для руд магнитные свойства определяются присутствием в них ферромагнитных минералов: магнетита, титаномагнетита, пирротина и др. Руды Fe наиболее магнитны: их воспри-

имчивость χ достигает (0.4 - 20) СИ. Руды осадочного происхождения, а также гематитовые и сидеритовые руды слабомагнитны. Сульфидные медно-никелевые руды имеют χ в пределах 0.04 - 1 СИ, руды олово-магнетитовых скарнов $\chi = 0.2 - 7$ СИ. Магнитными являются кимберлиты Сибирской платформы $0.5 \cdot 10^{-3} < \chi < 6 \cdot 10^{-2}$ СИ, Руды хризотил-асбеста имеют χ до 0,12 СИ.

Следовательно, основной предпосылкой для успешного применения магнитных исследований является различие в магнитных свойствах пород и руд, Эти свойства χ и J_n изучаются на образцах путем измерений магнитометрическим и индукционным способом с одновременным петрографическим и литологическим их изучением, а также путем измерения магнитного поля на поверхности и в горных выработках.

Список литературы

Глацмайер Г., Олсон П.. Изучение геодинамо. «В мире науки», 2005 г., №3, с.
Магниторазведка. Справочник геофизика. - М.: Недра, 1980.

5. ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА.

Методы постоянного электрического поля

Электрическая разведка основана на изучении существующих на Земле естественных электромагнитных полей, или полей создаваемых искусственно с целью изучения ее геологического строения и поисков в земных недрах месторождений полезных ископаемых.

По характеру изменения во времени естественные и искусственные поля могут быть постоянными и переменными. Если такие поля существуют длительное время (более нескольких секунд), их называют *установившимися*. Поля, созданные с помощью кратковременных импульсов тока или путем его ступенчатого изменения во времени называют *неустановившимися*. Переменные установившиеся поля делят на низкочастотные (с частотой менее 10 кГц) и высокочастотные (с частотой более 10 кГц).

Изменение электромагнитных полей, измеряемых на разных уровнях (в космосе, воздухе, на поверхности Земли, на уровне моря, в скважинах и выработках) обуславливаются дифференциацией горных пород по электромагнитным свойствам. Различные по составу горные породы, находящиеся в электромагнитном поле по-разному возбуждаются и создают электромагнитные поля, зависящие от размеров геологических объектов, глубины и условий их залегания. Совокупность геологических тел, пластов, каждый из которых имеет определенные размеры и параметры, называют *геоэлектрическим разрезом*. От других геофизических методов электро-разведка отличается широким набором методов и способов исследования геоэлектрических разрезов за счет разной природы и характера полей, их частотного спектра и способов возбуждения и измерения полей.

Естественные и искусственно созданные электромагнитные поля.

Изучаемые электромагнитные поля могут иметь естественное (не зависящее от деятельности человека) или искусственное (специально созданное человеком) происхождение.

Естественные электромагнитные поля подразделяют на региональные и локальные. К *региональным* электромагнитным полям (магнитотеллурическим) относят такие поля, природа которых связана с воздействием на ионосферу Земли потока заряженных частиц. Это поля, как правило инфранизкой частоты, могут проникать на большие глубины. Измеряемыми параметрами магнитотеллурического поля являются электрические E_x и E_y и магнитные H_x и H_y компоненты электромагнитной волны.

Изучаются также поля грозовых разрядов, причем возникающие с молниями мощные электромагнитные импульсы взаимодействуют с верхними частями литосферы и распространяются на огромные расстояния.

К *локальным* естественным электромагнитным полям относятся поля электрохимической и электрокинетической природы. Электрохимические поля возникают при окислительно-восстановительных реакциях, протекающих на границе электронного (рудные минералы) и

ионного (окружающие породы и подземные воды) проводника. К электрокинетическим относятся фильтрационные, диффузионно-адсорбционные и другие поля, обусловленные фильтрацией подземных вод в пористых породах.

Наиболее интенсивны естественные поля окислительно-восстановительной природы на сульфидных, угольных, графитовых месторождениях при активном участии подземных вод.

На рисунке 5.1 показан процесс образования такого поля над сульфидной залежью, верхняя часть которой находится в зоне аэрации, где происходят окислительные реакции за счет вод богатых кислородом и углекислотой. В нижней части залежи происходят восстановительные реакции, вследствие чего нижняя часть ее заряжается отрицательно. Образуется естественный гальванический элемент, и во вмещающей среде начинает протекать электрический ток. Над таким объектом отмечаются отрицательные аномалии естественного электрического поля, достигающие сотен милливольт.

При фильтрационных процессах в горных породах ионы разного знака и природы имеют различные размеры и различную подвижность. Это приводит к тому, что катионы увлекаются потоком при его движении через пористый пласт, а анионы адсорбируются на стенках капилляров и между истоком электролита и его стоком образуется электрическое поле.

Рис. 5.1. Естественное поле над сульфидной залежью:

- 1- график естественного потенциала;
 - 2- токовые линии;
 - 3- рудное тело;
- УГВ - уровень грунтовых вод.

Искусственно созданные электромагнитные поля могут быть как постоянными, так и переменными. Существуют гальванические, индуктивные и смешанные способы возбуждения поля. При гальваническом способе возбуждения в землю с помощью металлических электродов вводится постоянный или переменный электрический ток, источником которого являются аккумуляторы, сухие батареи или генераторы. На рисунке 5.2, а показан этот способ возбуждения с помощью электродов А и В.

Возможные варианты расположения токовых и эквипотенциальных линий в разрезе и плане в случаях, когда геологический разрез однороден и когда во вмещающей среде находится плохо проводящий объект в виде линзы (эллипсоида), приведены, соответственно, на рисунках а, б, в. При расположении между питающими электродами А и В приемных электродов М и N можно, при известной силе тока в цепи А В проводить измерения разности потенциалов между электродами MN , а затем определять электрическое сопротивление пород при перемещении такой установки по геофизическим профилям на изучаемой площади.

Рис. 5.2. Способ возбуждения поля в методе сопротивлений:

1- токовые линии, 2- эквипотенциальные линии, 3- плохо проводящий объект.

Аналогичной установкой можно измерять искусственное электрохимическое поле или поле вызванной поляризации. Так как в непроводящих породах имеются проводящие минералы, то при возбуждении постоянным или переменным током очень низкой частоты происходит поляризация на поверхности раздела электронных и ионных проводников. После снятия электрического поля (выключения поляризационного тока) в течение некоторого времени будет наблюдаться поле вызванной поляризации, интенсивность которого и спад (разрядка) с течением времени над рудным объектом будет выше (рис.).

При индуктивном способе возбуждения источниками поля являются незаземленные контуры, питаемые переменным или ступенчато меняющимся током. В этом случае формируется вторичное электромагнитное поле, которое измеряется с помощью электродов (при измерении его электрической компоненты E) или приемных рамок (контуров) при измерении его магнитной компоненты H . Интенсивность вторичного электромагнитного поля будет также зависеть от состава пород разреза и их электромагнитных свойств.

Электромагнитные свойства пород и руд.

При измерении естественных и искусственных электромагнитных полей измеряют потенциал и его градиент, амплитуды и фазы напряженности поля, а также такие характеристики геоэлектрического разреза как удельное электрическое сопротивление ρ (УЭС), поляризуемость η , диэлектрическую ϵ и магнитную μ проницаемость и магнитную восприимчивость χ .

Удельное электрическое сопротивление (УЭС) горных пород и руд ρ меняется в очень широких пределах - от тысячных долей омметра для самородных металлов (электронные проводники) до нескольких миллиардов омметров для минералов-изоляторов (диэлектрики), таких как слюда, кварц и другие. Большинство рудных минералов можно отнести к полупроводникам, УЭС которых изменяется в широких пределах (от 10^{-5} до 10^2 Ом м.). Горная порода - гетерогенное образование, состоящее из минерального скелета, пор и трещин, заполненных минерализованной водой, нефтью, газом. Это обуславливает зависимость УЭС от количественного соотношения этих компонент, а также от температуры и давления.

Для изверженных пород характерны очень высокие значения УЭС (тысячи, десятки тысяч омметров); метаморфические породы обладают близкими значениями удельного электрического сопротивления (десятки - тысячи омметров). Среди последних присутствуют графитизированные и углефицированные разности, сопротивления которых могут снижаться до десятков- долей омметра.

Осадочные породы, имеющие высокую пористость и увлажненность, характеризуются низкими значениями ρ (десятки омметров). Сухие пески, известняки, ангидриды обладают высокими значениями сопротивлений (тысячи Ом). Вне зависимости от природы пород, сопротивления их выветрелых разностей низкие.

Слоистые, сланцеватые горные породы с упорядоченной ориентировкой пор и трещин или хорошо проводящих минералов обладают неодинаковым электрическим сопротивлением поперек ρ_n и вдоль ρ_t слоистости или сланцеватости. Такие породы называют анизотропными, и их неоднородность по сопротивлению оценивают коэффициентом анизотропии

$$A = \sqrt{\rho_n / \rho_t} \quad ?????$$

Удельное сопротивление большинства руд зависит от количественного соотношения минералов с электронной проводимостью и нерудных минералов, их текстурно-структурных особенностей. Так, если рудные минералы цементируют нерудные или образуют систему прожилков, то их удельное сопротивление близко к сопротивлению сплошных массивных руд; в случае, если рудные минералы образуют рассеянную вкрапленность, сопротивление руды не отличается от сопротивления вмещающих пород. Диэлектрическая ϵ и магнитная μ проницаемости - это способность вещества концентрировать или разрезать силовые линии электрического и магнитного поля. При работах на частотах 10^4 - 10^5 Гц их влияние мало, а на высоких частотах (тысячи кГц и выше) ϵ изменяется от нескольких единиц (для сухих горных пород) до 80 (для влажных). Сульфиды и окислы имеют значение ϵ от 25 до 40. Магнитная восприимчивость большинства горных пород равна магнитной проницаемости воздуха - 1, и лишь у ферромагнетиков она может превышать эту величину в 2- 10 раз.

Свойство горной породы создавать естественные электрические поля называют электрохимической активностью α . Фактически α - это коэффициент пропорциональности в выражении для расчета разности потенциалов самопроизвольной поляризации в зависимости от основных факторов, которыми она определяется: отношения концентраций электролитов или насыщающих горную породу вод, давления под которым происходит фильтрация и др. Коэффициент α меняется от нескольких милливольт для пород с непроводящими ток минералами до нескольких сотен милливольт для пород с электроннопроводящими минералами.

Поляризуемость η характеризует способность горной породы или руды поляризоваться, т.е. образовывать поверхностные объемные заряды под воздействием электрического поля и разряжаться после его исчезновения (рис. 5.3). Она определяется отношением напряженности E_{en} вызванного электрического поля (или вызванной поляризации ВП) к напряженности первичного поля E ($\eta = E_{en} / E$) и выражается в процентах. В частности, электронные проводники в виде включений, входящие в состав горной породы (сульфиды, графитизированные сланцы и другие), создают поляризацию до десятков процентов. Поляризуемость зависит также от влажности, поэтому для осадочно-глинистых образований она несколько выше (2-6%), чем для массивных кристаллических пород (3-4%). Пленочная влага и микротрещины на границе рудных зерен также способствуют увеличению этого параметра.

Рис. 5.3.

Диэлектрическая проницаемость ϵ является величиной относительной и характеризует способность молекул веществ поляризоваться (приобретать одинаковую направленность диполей молекул) под действием постоянного электрического напряжения и сохранять эту ориентировку длительное время. Эта величина измеряется в относительных единицах. Наибольшей диэлектрической проницаемостью обладает вода - её ϵ равна 80. Диэлектрическая проницаемость ва-

куума равна 1, а воздуха 1.0006. Большинство минералов и горных пород имеют ϵ , равную 3-6 относительных единиц, исключая проаодящие и аодонасыщенные горные породы и минералы.

Методы постоянного электрического поля (иначе методы сопротивлений) включают две модификации: электрическое профилирование и зондирование установками, включающими питающие АВ и приемные линии MN. Изучаемые поля постоянного тока характеризуются потенциалом U , $E = -dU/dn$ и плотностью тока $j = \gamma E = E/\rho$.

Наблюдаемые при работе этими методами поля аддитивно накладываются на нормальное поле, являющееся откликом изучаемой геологической среды на изучаемое поле, рассчитанное для однородной среды. и наблюдаемое над неоднородным геологическим разрезом. Разность потенциалов ΔU , измеряемую между электродами MN и создаваемую током I , вводимым через питающие электроды, можно рассчитать, определив предварительно потенциалы в точках M и N, создаваемую источниками A и B.

$$\Delta U_{MN} = (\rho / 2\pi) (1/AM - 1/AN - 1/BM + 1/BN)$$

Обозначив $K = 2\pi / (1/AM - 1/AN - 1/BM + 1/BN)$, определим удельное сопротивление однородного пространства, измерив между приемными электродами ΔU и значение тока I в питающей линии: $\rho = K (\Delta U / I)$, где K - коэффициент установки, имеющий размерность длины и зависящий от расстояния между питающими и приемными электродами.

Заметим, что для электроразведки постоянным током существует принцип взаимности, в соответствии с которым при введении тока через электроды MN между электродами АВ получают ту же разность потенциалов, которую получают при введении тока через АВ при измерении разности потенциалов на MN, поскольку удельное сопротивление ρ для однородной среды одно и то же. В реальной обстановке методами сопротивлений изучается параметр, называемый *кажущимся удельным сопротивлением* ρ_K , поскольку изучаемая среда, как правило, неоднородна, а измеряемая величина является условной.

Изменение ρ_K при перемещении питающих и приемных электродов или изменения их взаимного расположения позволяет судить о геоэлектрическом и геологическом разрезах. Так, над непроводящим объектом плотность тока увеличивается, следовательно, увеличивается и ρ_K , т.е. по характеру графиков ρ_K можно картировать различные по составу горные породы и локализовать рудные тела с различным электрическим сопротивлением.

Аппаратура и оборудование.

Установки для работы методом сопротивлений состоят из двух цепей -питающей и приемной и различаются их взаимным положением. По расположению и числу заземлений питающих и приемных электродов выделяют: четырехэлектродные установки (рис. 5.4); трехэлектродные, в которых один из питающих или приемных электродов отнесен на такое расстояние (в практическую бесконечность), что его влиянием пренебрегают (рис. 5.5); двухэлектродные, у которых в бесконечность отнесены один питающий и один приемный электроды. (рис. 5.6).

По расположению питающих и приемных электродов выделяют линейные установки, у которых все электроды расположены на прямой линии (рис. 5.7) и нелинейные, где это условие не выполнено.

Рис. 5.4.

Рис. 5.5.

Рис. 5.6.

Рис. 5.7.

Линейные установки могут быть симметричными, для них расстояния между центром установки O и питающими и приемными электродами равны: т.е. ($AO = OB$ и $OM = ON$). В зависимости от расположения электродов изменяется и коэффициент установки.

В установках, называемых дипольными расстояния r_{AB} между питающими электродами AB и расстояние r_{MN} между центрами диполей OO' находятся в соотношениях

$r_{AB} \ll r_{OO'}$; $r_{MN} \ll r_{OO'}$. В зависимости от углов γ между осью приемного диполя MN и радиусом-вектором, проведенным из центра питающего диполя в центр приемного, а также от углов θ между осью питающего диполя и этим радиусом-вектором выделяют азимутальную ($\gamma = \pi/2$), радиальную ($\gamma = \theta$), параллельную ($\gamma = \theta$), дипольно - осевую ($\theta = \theta$) и дипольно - экваториальную ($\theta = \pi/2$) установки.

К непрямолинейным относят установку срединного градиента (рис.) в которой питающие электроды разнесены на большое расстояние, а измерительные M и N перемещаются вдоль линий, параллельных линии AB в пределах квадрата, сторона которого не превышает трети AB .

Приемные и питающие заземления представляют собой железные или латунные стержни длиной 0,7- 1,5 м и диаметром 15-20 мм. Для уменьшения переходных сопротивлений и увеличения тока в питающей линии эти электроды стремятся максимально заглубить в землю. Кроме того, на контакте электрод - земля за счет электрохимических процессов возникает ЭДС поляризации, которая искажает результаты измерений ΔU . Для исключения ее влияния применяют компенсаторы поляризации. В методах сопротивления применяют комплект аппаратуры низкой частоты (АНЧ, МЭРИ), работающие на частоте 4,88 Гц и измерители кажущегося сопротивления (ИКС), работающие на частоте 22,5 Гц и имеющие высокое входное сопротивление. В качестве источников питания применяют батареи сухих элементов, и щелочные аккумуляторы. Для глубинного исследования Земной коры применяют мощные (десятки киловатт) источники постоянного тока (до 50 - 60 А) на специальных электроразведочных станциях. В состав каждой станции входит генераторная установка и универсальная лаборатория, смонтированные на отдельных автомашинах. В питающей и приемной линиях используются провода повышенной прочности, с малым сечением, небольшим сопротивлением и хорошей изоляцией.

Электропрофилирование проводят вдоль заданных направлений установкой с постоянным расположением питающих и приемных электродов. Исключение представляет установка срединных градиентов, при которой электроды AB неподвижны, а MN перемещаются.

Данные электропрофилирования позволяют получать информацию о геоэлектрическом разрезе до определений глубины, которая для симметричной установки приблизительно находится в пределах от $1/3$ до $1/10$ расстояния AB (в зависимости от электрического сопротивления) и связывается непосредственно с линией профиля, вдоль которой измерениями линией MN определены значения ρ_k .

В процессе работ на каждой точке проводят измерения силы тока в питающей цепи AB и разность потенциалов ΔU в цепи MN . Затем определяют $\rho_k = K (\Delta U_{MN} / I_{AB})$. Полученное значение относят к середине MN , после чего строят карты графиков и иногда карты изолиний ρ_k в масштабе съемки или более мелком.

Симметричное электропрофилирование (СЭП) проводят установкой АМNB с целью картирования зон тектонических нарушений, складчатых структур, крутопадающих контактов и т.д. Однако нередко аномалии ρ_K трудно объяснить, т.к. сходный характер графиков ρ_K может быть обусловлен различными особенностями геологического строения. Так, например, одинаковыми аномалиями могут отличаться понижения в рельефе гранитов, перекрытых осадочными обводненными породами, обводненные зоны трещиноватости и другие неоднородности геологического строения (рис. 5.8).

Рис. 5.8.

Более достоверно объяснить подобные аномалии можно проводя измерения ρ_K двухразносной симметричной установкой AA' MNB'B с различным расстоянием между питающими электродами. Такая установка обеспечивает различную глубинность исследования разреза. Иногда при ее использовании можно определить направление падения контактов.

На участках со сложным геоэлектрическим разрезом на характер кривых ρ_K оказывают влияние сложные условия заземления. В этих случаях применяют установку срединного градиента (СГ), в которой питающие электроды АВ удалены за пределы изучаемой площадки и неподвижны, а приемные электроды MN перемещаются по нескольким параллельным профилям, примыкающим к средней трети линии АВ.

Шаг наблюдений принимается равным расстоянию между MN и не должен превышать 2-3-кратной мощности картируемых объектов. Хорошие результаты метода СГ получаются при выделении маломощных объектов с высоким сопротивлением (дайки, кварцевые и пегматитовые жилы и пр.).

Для картирования крутопадающих сравнительно маломощных объектов низкого и высокого сопротивления, контактов горных пород используют установки комбинированного электропрофилирования (КЭП). Эти установки являются совокупностью двух равных по размерам встречных трехэлектродных установок (AMN C ∞ и C ∞ MNB), у которых приемные электроды MN и удаленный электрод C ∞ являются общими. В процессе работ электрод C ∞ неподвижен, а остальные перемещаются вдоль профиля без изменения расстояний между ними. При каждом перемещении в точке наблюдения определяют два значения ρ_K и строят два графика. Над объектами с низким сопротивлением кривые встречных установок образуют прямое т.н. (рудное) перекрестье, т.е. наблюдается переход графика с максимума ρ_K прямой установки (AMNC ∞) на минимум ρ_K обратной установки (C ∞ MNB); над плохими проводниками наблюдается обратное (нерудное) перекрестье (рис. 5.9).

Рис. 5.9.

Дипольное электропрофилирование (ДЭП) применяют в случае частой смены пород высокого и низкого сопротивлений (дипольно-осевая установка). Эти же установки при непрерывной регистрации потенциалов применяют при проведении морских работ на базе электро-разведочных станций.

Интерпретация результатов электропрофилирования чаще всего качественная. При этом предварительно необходимо исключить из рассмотрения аномалии-помехи, обусловленные влиянием рельефа поверхности. Затем по графикам, планам изолиний ρ_K выделяют аномальные зоны повышенной и пониженной электропроводности, которые могут быть связаны

с рудными телами, дайками, тектоническими нарушениями, контактами горных пород и другими неоднородностями сопротивления. Определение глубины залегания, пространственного положения и удельного электрического сопротивления аномальных объектов возможно на основе сопоставления графиков ρ_k с теоретическими, рассчитанными по формулам или установленными по результатам физико-геологического моделирования.

Электрические зондирования проводят с целью определения глубины залегания горизонтальных или пологопадающих границ раздела пород с различным сопротивлением. С их помощью решают задачи расчленения разреза осадочных толщ платформ и прогибов, изучения положения кровли фундамента и оценки мощности рыхлых отложений.

Фактически электрические зондирования - модификация метода сопротивлений, при которой в процессе работы расстояние между питающими и приемными электродами постепенно увеличивается. Чем больше это расстояние, тем больше глубина проникновения тока, а измеренное кажущееся сопротивление характеризует породы, расположенные на большей глубине. Таким образом, измеряя ρ_k на разных глубинах получают геоэлектрический разрез, что приводит к существенной экономии затрат на бурение скважин.

Применяют две модификации зондирования: вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) для исследования глубин до 300 - 500 м и дипольное электрическое зондирование для изучения глубин свыше 300 метров.

Вертикальное электрическое зондирование выполняют симметричной 4-х электродной установкой (рис. 5.10). В центре зондирования устанавливают прибор, две катушки с размеченным проводом для питающей линии АВ, приемные электроды MN, а в процессе работы расстояние между ними меняется таким образом, чтобы соблюдалось неравенство

$$AB / 3 \geq MN \geq (1/20 \text{ до } 1/30) AB$$

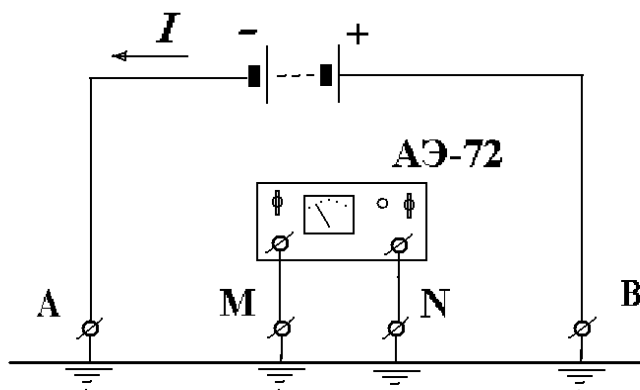


Рис. 5.10. Принципиальная схема симметричной установки AMNB для проведения ВЭЗ.

Максимальный разнос $AB / 2$ выбирают в 3 -10 раз большим проектируемой глубины исследования геоэлектрического разреза. Последовательно с увеличением расстояния АВ в каждой точке измеряют ток I , разность потенциалов ΔU и вычисляют $\rho_k = K (\Delta U / I)$. Для увеличения ΔU увеличивают расстояние между электродами М и N, при этом измерения на MN проводят при одном и том же разнесе АВ. В точках повторных измерений значения ρ_k ,

измеренные при разных АВ могут не совпадать в пределах 5%. По результатам измерений на бланке с логарифмическим масштабом по осям координат с модулем $M = 6,25$ строят кривую ВЭЗ; по вертикали откладывают ρ_K , по горизонтали - $AB/2$. После построения кривой ВЭЗ установку перемещают в новую точку зондирования.

В зависимости от изучаемого геоэлектрического разреза получают различные типы кривых ВЭЗ. Наиболее простыми являются двухслойные кривые, их характер зависит от ρ_K перекрывающих и подстилающих пород (рис. 5.11. а, б).

Рассмотрим трехслойный разрез, состоящий из песков, глин и известняков, имеющих соотношение сопротивлений $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ (рис 5.12). При малом АВ $\rho_K \rightarrow \rho_1$, с увеличением расстояния АВ ток попадает во второй, проводящий глинистый слой и ρ_K уменьшится, далее при больших АВ ток будет проходить в третьем слое, а при $AB/2 \rightarrow \infty$ $\rho_K \rightarrow \rho_3$. Такие трехслойные кривые называют кривыми типа Н.

Рис 5.11. Двухслойные кривые ВЭЗ.

Рис. 5.12. Трехслойная кривая ВЭЗ типа Н

$$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$$

Рис. 5.13. Трехслойная кривая ВЭЗ типа К.

$$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$$

Положим, что геоэлектрический разрез слагают два типа пород: рыхлые отложения и карбонатные, причем последние в нижней части обводнены. Очевидно, что на кривой ВЭЗ над сухими известняками получим максимум ρ_K . Подобная кривая называется кривой типа К. Пример на рис. показывает, что не всегда геоэлектрический разрез соответствует литологическому.

При соотношениях $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ кривую относят к типу А, а при $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ к типу Q. Кривые, характеризующие большее число слоев, называют многослойными, и их индексация строится по типу трехслойных, (на рис. 5.13 приведена пятислойная кривая типа НКQ).

При изучении больших глубин разности АВ приходится увеличивать до 10 -12 км. В этом случае удобнее проводить дипольные электрические зондирования при помощи электроразведочных станций. Основными преимуществами дипольных зондирований являются: малая длина проводов и удаленность приемных и питающих цепей. Это обеспечивает отсутствие утечек токов и связанных с этим помех и возможность проведения работ не связанных с необходимостью рубки просек и возможностью проведения исследований вдоль естественных трасс. Кривые ВЭЗ и ДЭЗ интерпретируют аналогичным образом как качественно, так и количественно.

Качественная интерпретация проводится на начальном этапе работ и позволяет получить предварительные представления о геологическом разрезе. Основа качественной интерпретации - выделение и определение числа слоёв и их соответствие литологическому составу горных пород, их возрасту, гидрогеологическим условиям, корреляция различных типов кривых по профилям и по площади.

Количественная интерпретация кривых ВЭЗ и ДЭЗ состоит в определении мощности пород h_1, h_2, h_3 и т.д., а при благоприятных условиях и их сопротивлений ρ_1, ρ_2, ρ_3 и т.д.

Наибольшее применение при интерпретации кривых находят палеточные методы. В теории электроразведки решены прямые задачи зондирования и рассчитаны 2-х и 3-х слойные кривые для типичных значений мощностей и сопротивлений. Такие теоретические кривые собраны в палетки и построены в том же масштабе, что и полевые. Процесс количественной интерпретации сводится к совмещению экспериментальной (полевой) кривой, вычерченной на прозрачном бланке с одной или несколькими теоретическими кривыми из альбома палеток ВЭЗ.

Наиболее просто интерпретировать двухслойные кривые ВЭЗ. Для этого, соблюдая параллельность осей двухслойной палетки и бланка с вычерченной полевой кривой, ее совмещают с одной из теоретических. В случае несовпадения кривых, интересующие параметры получают интерполированием. Индексы сопротивлений и глубин на палетке (крест палетки) отсекают на осях координат полевого бланка сопротивление верхнего слоя ρ_1 , и его мощность h_1 . По модулю μ теоретической кривой зная ρ_1 легко получить ρ_2 : $\rho_2 = \mu \rho_1$.

При интерпретации трехслойных полевых кривых их совмещают с теоретическими кривыми соответствующих типов и одинаковой формы. Добившись наиболее точного совмещения, по индексам на палетке- ρ_p, h_1 определяют модули $v = h_{2np} / h_1$ и $\mu = \rho_{2np} / \rho_1$. Отсюда легко получить приближенные значения мощности ($h_{2np} = v h_1$) и примерное сопротивление ($\rho_{2np} = \mu \rho_1$) второго слоя. При $v > 5-9$ приближенные значения h_{2np} мало отличаются от истинных, а при $v < 3$ отличия могут быть значительными.

Многослойные кривые также интерпретируют с помощью палеток, но точность при этом снижается. В последнее время для количественной интерпретации успешно используют ЭВМ: алгоритмами сравнения или подбора теоретической кривой, совпадающей с полевой по перебираемым параметрам $\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \rho_3, h_3 \dots$ находят варианты эквивалентных разрезов.

Решение обратной задачи электроразведки неоднозначно, т.е. полевая кривая может совпадать с несколькими теоретическими, а значит может получаться несколько приближенных значений $\rho_{2np}, h_{2np}, \rho_{3np} \dots$ и т.д. иногда существенно отличающихся друг от друга. Для точного определения мощностей всех горизонтов важно знать их истинные сопротивления. Сопротивления промежуточных горизонтов определяют путем их измерения на обнажениях, в скважинах, горных выработках; иногда (при $h_2 > 10 h_1$) параметр ρ_2 можно определить точно. Получив любым способом сопротивления промежуточных горизонтов в одной или в несколь-

ких точках, можно рассчитать мощность горизонтов по всем точкам ВЭЗ изучаемой площади. Формула для расчета мощности второго слоя имеет вид

$$h_2 = (v h_1 / \mu \rho_1) \rho_2 \text{ (для кривых типа Н и А) или } h_2 = (v h_1 \mu \rho_1) / \rho_2$$

(для кривых типа К и Q). Здесь параметры h_1 , ρ_1 , v , μ получены с помощью палеток, а ρ_2 определено экспериментально одним из указанных способов. Если ρ_2 , ρ_3 известны точно, то погрешность интерпретации ВЭЗ и ДЭЗ не превышает 10 %.

По данным зондирований строят структурные карты по кровле опорного горизонта и карты мощностей различных слоев. Сопоставив их с геологическими данными можно проводить уточнение структурных геологических карт.

Метод заряда

Метод заряда (или метод заряженного тела) применяется для выделения и оконтуривания рудных тел с высокой электропроводностью на поисково-оценочной и разведочной стадиях, а также решения гидрогеологических задач, связанных с определением направления и скорости движения подземных вод. Один из питающих электродов заземляют в изучаемый рудный объект или опускают его ниже уровня подземных вод пересеченных одной скважиной. Второй электрод относят в бесконечность (на расстояние в 20 раз большее предполагаемых размеров тела), а измерения электродами MN проводят на исследуемой площади для определения положения эквипотенциальных линий, т.к. они будут отражать положение объекта, являющегося эквипотенциальным проводником (рис. 5.14). В гидрогеологическом варианте в скважину, вскрывшую водоносный горизонт, опускают мешок с солью, с которой связан один из электродов, второй электрод заземляют в бесконечности. Соль, растворяясь в воде, образует проводящее тело, размеры которого вначале приобретают шаровую форму, а со временем увеличиваются по направлению движения воды. Это дает возможность определить направление и скорость потока.

Рис. 5.14.

Методы низкочастотного электромагнитного поля.

К этой группе относятся низкочастотные индуктивные методы, электромагнитное зондирование и магнитотеллурические методы, где изучаются электромагнитные поля, с частотой от единиц герц до первых десятков тысяч герц. Теория таких методов основана на уравнениях Максвелла, которые устанавливают связь между напряженностями электрического E и магнитного H полей, электрической D и магнитной B индукциями и плотностью j электрического тока. Методами низкочастотной электроразведки исследуют гармонически и ступенчато-изменяющиеся поля. Гармонические поля меняются по синусоидальному или косинусоидальному закону.

Если две величины гармонически меняются с одинаковой угловой частотой, то сдвиг фаз определяется разностью их начальных фаз; обычно начальную фазу тока в питающем устройстве принимают равной нулю, поэтому начальные фазы других величин, характеризующих поле, соответствуют сдвигу фаз относительно тока в источнике поля.

Рис. 5.15. Поле заряженного рудного тела
 1- рудное тело; 2- изолинии U, Б-батарея,
 АВ-питающая линия, ИП-измерительный
 прибор; MN-приемная линия.

Рис. 5.16. Определение направления и
 скорости движения потока по одной
 скважине. АВ - питающая линия, ИП-
 измерительный прибор; MN-приемная
 линия. Б - батарея t_0, t_1, t_2 - эквипотенциаль-
 ные линии, замеренные в разное время после
 засолки скважины.

Структура и характер электромагнитного поля зависят от волнового числа k , которое выражается через абсолютные диэлектрическую ϵ и магнитную μ проницаемости, электропроводность среды γ и частоту поля ω .

$$k = \sqrt{(\omega^2 \epsilon \mu + i \gamma \mu \omega)}. \quad (\quad) \quad \text{????}$$

Величина k комплексная ($k = a + i b$); вещественной частью a определяется скорость распространения $v = \omega/a$ и длина волны $\lambda = 2 \pi / a$ электромагнитных колебаний, мнимая часть b называется коэффициентом поглощения и характеризует глубину проникновения электромагнитного поля в среду.

В средах с высокой электропроводностью k практически не зависит от ϵ , а изучаемые особенности определяются в основном токами смещения. При использовании частоты не превышающей 10 кГц для большинства горных пород влиянием токов смещения пренебрегают. Зависимость компонент поля от частоты называют частотной характеристикой компонент. Частотная характеристика позволяет извлекать информацию о физических параметрах изучаемых сред.

В большинстве выражений, определяющих компоненты электромагнитного поля входит не само волновое число k , а модуль произведения $k \cdot r$, где r - расстояние до источника поля. Этот модуль называют численным расстоянием или параметром P низкочастотного поля: $H = 2,81 \cdot r \sqrt{f/\rho}$, где f - частота в герцах, ρ - сопротивление в Ом м, r - в километрах. Величина kr определяет три зоны: ближнюю / $kr \ll 1$, дальнюю / $kr \gg 1$, и промежуточную. В пределах различных зон компоненты электромагнитного поля ведут себя по-разному, и для конкретных значений r по специальным диаграммам можно определить значение kr . Все это можно определить и через длину волны λ , тогда дальняя зона определяется при $r \gg \lambda$, ближняя при $r \ll \lambda$.

Ступенчато меняющиеся поля характеризуются тем, что до момента $t = 0$ существует постоянное по величине возбуждающее магнитное поле, которое исчезает при $t \geq 0$. Простейшие ступенчато меняющиеся поля возникают, если через заземленную линию или незаземленный контур пропускать ток I до момента $t=0$ и выключать его в момент $t \neq 0$. В этом случае магнитное H и электрическое E поля, созданные в проводящих средах вблизи источника возбуждения, исчезают не сразу, а постепенно. Длительность процесса затухания зависит от электропроводности и размеров проводящих объектов; чем крупнее объект и чем выше его электропроводность, тем больше длится так называемый переходный процесс (становление поля) а характер поля называют неустановившемся или нестационарным.

Зависимость компонент неустановившегося электромагнитного поля от времени называют переходной характеристикой поля, она является основой информации о геологической среде.

Индуктивные методы электроразведки.

Различают два вида индуктивных методов: гармонических полей и переходных процессов. Источники возбуждения полей - незаземленные контуры, питающиеся переменным низкочастотным или ступенчато - меняющимся током. Контуры могут иметь вид а) прямоугольной петли больших размеров с длиной сторон до 2-х км, б) магнитного диполя, представляющего собой многовитковую рамку небольшого диаметра (1-2 метра), в) заземленного на концах кабеля длиной до 3 - 4 км.

Сущность метода гармонических полей (низкочастотных индуктивных методов) состоит в том, что при обтекании незаземленного контура переменным током вокруг него создается переменное магнитное поле H_0 , вызывающее появление в проводящих частях разреза вторичных (вихревых токов) I_{em} . Последние создают вторичное магнитное поле H_{em} , направленное, в основном, противоположно первичному (рис. 5.17). На земной поверхности наблюдается суммарное магнитное поле H_{Σ} , представляющее собой сумму векторов первичного и вторичного полей.

Рис. 5.17. Проводящее тело в магнитном поле незаземленного контура и векторная диаграмма первичного и вторичного полей для индуктивной низкочастотной электроразведки.

На магнитных объектах поля низких частот (десятки- сотни Гц) создают аномалии, аналогичные изучаемым в магниторазведке, но свободные от влияния остаточного намагничивания. С увеличением частоты вихревые токи, возникающие в проводящем теле, уменьшают вторичное магнитное поле, обусловленное намагниченностью тела до нулевых значений. Для поисков проводящих немагнитных объектов используют более высокие частоты (первые тысячи герц). Съёмки проводят в два этапа: вначале площадные, затем детализационные (для оценки параметров объекта).

Измерения проводят по профилям, разбитым внутри незаземленной петли или перпендикулярно к длинному кабелю (метод длинного кабеля) справа и слева от него вкрест преимущественного простирания горных пород. В варианте дипольного индукционного профилирования (ДИП) генераторный и приемный диполи перемещаются друг за другом по линии профиля.

Метод переходных процессов (МПП) отличается от индукционных низкочастотных методов тем, что в незаземленный контур подается ступенчато - меняющийся ток и измерения проводят в паузах, когда ток в контуре отсутствует. Ступенчатое изменение поля аналогично возбуждению проводящих частей разреза магнитным полем, поэтому в проводящих объектах возникают вихревые токи, создающие вторичное магнитное поле, затухающее тем медленнее, чем больше электропроводность и размеры рудного тела.

Работы методом МПП проводятся в варианте площадных и детализационных съемок. При площадных съемках для возбуждения и измерения часто используют один и тот же контур, поэтому такой вариант МПП называют однопетлевым (МППО). В процессе работы генераторно-петлевой контур переносится вдоль профиля измерений на расстояние, равное стороне петли. По данным наблюдений строят графики $\Delta U / I$ и зависимость $\Delta U(t) / I$ на разных временах. Участки аномального поведения графиков $\Delta U / I$ или медленно спадающих переходных характеристик, связанных, как правило, с объектами повышенной электропроводности, детализируют.

Детальные работы проводят с источником типа незаземленной петли, охватывающей аномальную зону, внутри которой по сети профилей передвигается автономная измерительная рамка, подключенная к измерительному прибору. По результатам измерений строят не только карты графиков и изолиний $\Delta U / I$, но и кривые переходных характеристик неустановившегося поля. Использование последних дает возможность на ранних временах определять продольную проводимость S_1 покровных отложений и их мощность $h_1 = S_1 \rho_l$ (ρ_l - продольное удельное сопротивление этих отложений), а на более поздних - значение произведений γQ , где γ - электропроводность объекта, а Q - функция, характеризующая его размеры.

В труднодоступных районах работы проводятся в аэроварианте (АМПП) с аппаратурой АМПП-2, имеющей генераторный и приемный диполи. Станция АМПП-2 имеет несколько каналов регистрации, каждый из которых фиксирует переходной сигнал на одном из времен задержки (1, 2, 5, 7, 15, 20 мс). Малые задержки (1, 2 мс) дают представления о расположении хорошо проводящих коренных пород и рыхлых отложений, а поздние о возможном наличии и положении рудных объектов.

Электромагнитные зондирования.

Выделяют дистанционное и индуктивное зондирования. Дистанционные зондирования основаны на индуктивном возбуждении тока в земле и изменении отношения плотностей тока на глубине и в точке наблюдения при увеличении разноса. Генераторный контур (питающий диполь) представляет собой петлю небольших размеров, питаемую переменным током на фиксированной частоте. Измеряют как магнитную H , так и электрическую E компоненты электромагнитного поля: H - приемной рамкой, E - линией MN (рис.). Зондирование проводят на 1 - 3 частотах при изменении разносов и вычисляют отношение электрической и магнитной компонент поля (E/H) и рассчитывают кажущееся сопротивление по формуле $\rho_k = (r/4)(E/H)$, где r - расстояние между генератором и приемником. По результа-

там измерений строят графики зависимости ρ_k от τ -кривые зондирования, которые позволяют изучать структуру разреза.

При *индуктивном зондировании* измеряют частоту или время наблюдения неустановившегося сигнала при ступенчатом изменении тока в возбуждающем контуре. Частотные зондирования проводят как в дальней, так и ближней зонах.

При частотных зондированиях (ЧЗ) питающие линии могут быть заземленными или незаземленными контурами. Наблюдения проводят на ряде фиксированных или непрерывно меняющихся частот со специальной аппаратурой ЧЗ. Принцип ЧЗ основан на так называемом скин - эффекте, т.е. на увеличении глубины проникновения тока с уменьшением частоты питающего тока.

Измеряют ток в АВ и напряжение на приемном (E_x) и магнитном (H_y) диполях и по этим величинам рассчитывают кажущееся сопротивление ρ_ω

$$\rho_\omega E = K_E E_x / I; \quad \rho_\omega H = K_H H_z / I ,$$

где K_E и K_H - коэффициенты установок, зависящие от расстояния между питающим и приемным диполями, частоты поля, числа витков в приемной петле.

По результатам работ на логарифмических бланках строят кривые ЧЗ по электрической и магнитной составляющим. По вертикали откладывают ρ_ω , а по горизонтали параметр, пропорциональный глубинности $\sqrt{T} = 1/\sqrt{f}$ (рис. 5.18).

Рис.5.18

Зондирование становлением поля представляет собой один из вариантов индукционного электромагнитного зондирования, основанного на изучении поля переходных процессов, возбуждаемых в земле при импульсном переключении тока в источнике.

При мгновенном выключении тока в питающей установке (математически описываемом через δ -функцию $I(t) = I_0 \cdot (1 - \sigma(t)) = \begin{cases} I_0, t < 0 \\ 0, t > 0 \end{cases}$) в проводящих областях разреза индуцируются

вторичные токи, которые в первый момент времени распределяются в приповерхностных областях, затем начинают проникать в более глуболежащие слои, затухая с удалением от источника. Этот процесс носит название становления поля в земле, а зависимость измеренного напряжения в приемной установке от времени, прошедшего с момента выключения тока, - кривой становления поля. Глубина проникновения нестационарного электромагнитного поля в землю определяется временем, и это свойство обуславливает возможность проводить зондирования, изучая зависимость компонент поля становления от времени.

Существуют две практические методики зондирования, использующие разные пространственно-временные области процесса становления поля - «ближнюю» и «дальнюю» зоны. Условие ближней зоны $r/\sqrt{2\pi 10^7 \rho t} \ll 1$, дальней зоны $r/\sqrt{2\pi 10^7 \rho t} \gg 1$ (r - расстояние от источника, ρ - удельное сопротивление среды, t - время становления), т.е. дальняя зона предполагает большие расстояния от источника и малые времена, ближняя - наоборот, малые (вплоть до нулевых) разности и позднюю стадию процесса становления поля (рис. 5.18).

Зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) - один из ведущих методов электромагнитных зондирований, поскольку обладает: высокой детальностью (по глубине) и

локальностью (по латерали) исследования; высокой точностью измерений; повышенной разрешающей способностью измеряемых величин по отношению к параметрам разреза; большим диапазоном изучаемых глубин; простой технологией работ.

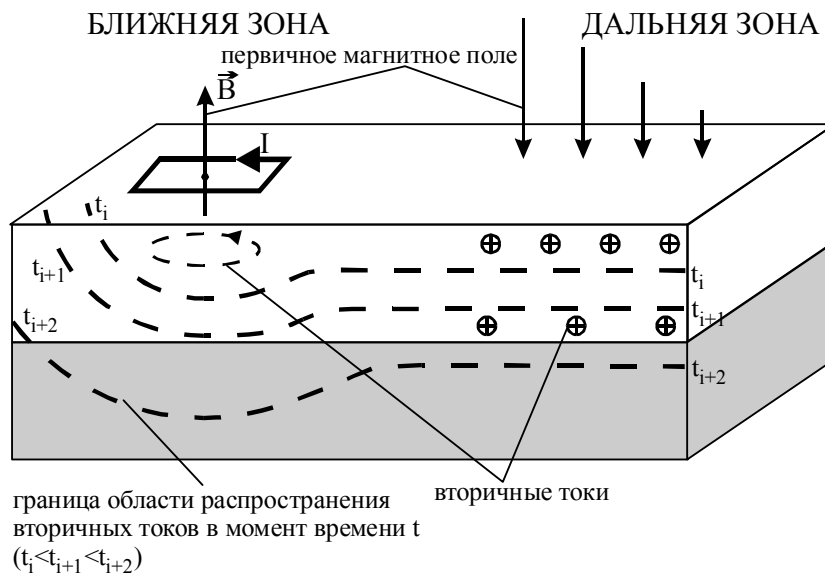


Рис. 5.18. Распространение неустановившегося электромагнитного поля.

При проведении зондирований методом становления поля используется цифровая переносная аппаратура. Управление аппаратурой осуществляется с любого IBM-совместимого компьютера при помощи специальной управляющей программы. При полевых исследованиях целесообразно использовать компьютер класса NoteBook.

Генераторное устройство вырабатывает прямоугольные разнополярные импульсы тока с паузами. Длительность импульса и длительность паузы задаются оператором. Измерение проводится в паузе. После завершения измерения в генераторную петлю посылается следующий импульс. Следовательно, время измерения и является длительностью паузы. Длительность токового импульса выбирается в 3 раза больше чем время измерения, чтобы на результат измерения не влиял переходный процесс переднего фронта (момент включения токового импульса).

Амплитуда токовых импульсов зависит от сопротивления генераторной петли и может достигать 20 А. Максимальное напряжение составляет 80 В. В процессе измерения определяется амплитуда токовых импульсов.

Измерительное устройство позволяет производить измерения на 168 временах задержки относительно фронта выключения импульса в 20 диапазонах от 0.4 мкс до 1.8 с. Прибор производит измерение сразу всей кривой становления в указанном диапазоне времен, что позволяет значительно сократить время измерений.

Борьба с помехами происходит посредством цифрового накопления разнополярных импульсов в измерительной петле. Помехи можно разделить на высокочастотные (по отношению

к длительности регистрации одиночного импульса), низкочастотные и промышленные помехи с частотой 50 Гц. Высокочастотная помеха хорошо подавляется накоплением. Низкочастотная помеха подавляется с помощью суммирования разнополярных импульсов (двойками или тройками). Для подавления 50 Гц промышленной помехи импульсы должны следовать с интервалом кратным 20 мс (т.е. кратным периоду 50 Гц помехи). Положительные и отрицательные импульсы чередуются. При измерении парами применяется алгоритм: $(U_1+) - (U_2-)$, т.е. из первого измерения вычитается второе. Во втором измерении полезный сигнал отрицательный, следовательно при вычитании он удваивается. В то же время промышленная помеха синусоидальной формы, имеющая частоту 50 Гц, при измерениях с периодом кратным 20 мс, будет всегда находиться в одной фазе, т.е. будет иметь одинаковый знак и одинаковую амплитуду, поэтому при вычитании будет сокращаться. Очевидно, что при обработке парами также убирается постоянная составляющая.

При измерениях тройками применяется алгоритм: $(U_1+) - (2U_2-) + (U_3+)$. Использование этого алгоритма кроме постоянной составляющей позволяет исключить и линейную составляющую помехи.

Результат измерения записывается в файл в виде значений ЭДС.

Аппаратура может использоваться как при глубинных, так и при малоглубинных исследованиях: диапазон исследуемых глубин - от первых метров до первых километров. При этом автоматизация процесса измерения обеспечивают достаточно высокую производительность работ.

Зондирование с т а н о в л е н и е м п о л я в дальней зоне от питающего диполя (ЗС) в настоящее время практически не используется. В основном измеряют вертикальную составляющую магнитного поля B_z и по результатам этих определений вычисляют кажущееся удельное электрическое сопротивление $\rho_k = K (\Delta u(t)/I)$.

Интерпретацию кривых становления проводят при помощи специальных палеток или на ЭВМ.

Магнитно - теллурические методы основаны на изучении естественного нестационарного электромагнитного поля Земли и проводятся в варианте магнитотеллурического зондирования и профилирования (МТЗ). В ионосфере и магнитосфере Земли под действием корпускулярного излучения Солнца возникают токовые потоки, которые вызывают в проводящих слоях вихревые токи; электрические и магнитные компоненты создаваемых ими полей и регистрируются на поверхности.

Поле плоской электромагнитной волны, распространяющейся в вертикальном направлении, в любой точке пространства характеризуется двумя взаимно - перпендикулярными компонентами E_x и H_y . Их отношение $Z = E_x/H_y$, называемое импедансом разреза, зависит от электромагнитных свойств разреза и частоты поля. Импеданс - это полное комплексное сопротивление, которое оказывает среда индуцируемому в ней току. При наблюдениях на земной поверхности измеряют входной импеданс разреза $Z(0)$, который, в случае однородной среды, связан с ее удельным сопротивлением соотношением:

$$\rho = 2 T / Z(0)^2, \quad (\quad) \quad \text{????}$$

где T - период волны в секундах. Для неоднородной среды ρ является сложной функцией

геоэлектрического разреза, определяемой при решении прямых задач и зависящей от мощности и сопротивлений горизонтально залегающих слоев и фундамента.

МТЗ состоит в изучении зависимости $Z(0)$ или ρ_T от частоты поля, изменения которой соответствуют глубине его проникновения. Результаты измерений представляют в виде кривых $\rho_T = f \sqrt{T}$ на билогарифмических бланках (кривые МТЗ). Параметры разреза определяют с помощью палеток.

Метод переменного естественного электромагнитного поля (ПЕЭП) применяется для картирования вертикально залегающих пород разреза и изучает электромагнитные поля, обусловленные грозовой активностью. При этом измеряют горизонтальную компоненту переменного магнитного поля и углы наклона вектора магнитного поля с помощью аппаратуры ИНВЕМП. Датчиком служат две взаимно-перпендикулярные приемные рамки. В практике поисково-картировочных работ проводят измерения электрической компоненты с помощью заземленных приемных электродов и приемного устройства аппаратуры ИКС и изучают поведение электрической составляющей на частоте 22,5 Гц. По результатам измерения строят графики напряженности E переменного электромагнитного поля, позволяющие выделять тектонические зоны, дайки, контакты горных пород, а также проводящие рудные объекты.

Радиоволновые методы.

Радиоволновыми методами изучают высокочастотное электромагнитное поле (10^4 - 10^8 Гц), создаваемое специальными портативными передатчиками, либо радиовещательными станциями. К ним относятся методы радиоволнового профилирования (радиокомпарации и пеленгации - радиокип) радиоволнового просвечивания и радиоволнового зондирования.

Теория радиоволновых методов основывается на том, что увеличение частоты электромагнитного поля приводит к созданию индукционных эффектов. Однако сильное поглощение определяет небольшую глубинность методов. На характер поля сильное влияние оказывают токи смещения электромагнитного поля. Поэтому кроме γ и μ изучают и диэлектрическую проницаемость среды ϵ .

При изучении полей удаленных радиовещательных станций (сотни и тысячи километров) считается, что электромагнитные волны являются плоскими и закон изменения компонент поля определяется выражениями:

$$E = E_0 e^{-br}; \quad H = H_0 e^{-br}. \quad (\quad)$$

На расстояниях в десятки и сотни метров от передатчика его поле соответствует полю электрического или магнитного диполя: $E = E_0 (e^{-br}) / r$ и $H = H_0 (e^{-br}) / r$. Убывание компонент поля происходит за счет поглощения энергии средой и определяется выражением e^{-br} , где b - коэффициент поглощения, зависящий от частоты, электропроводности, магнитной и диэлектрической проницаемости.

Применяют два типа аппаратуры и оборудования в зависимости от типа изучаемых полей (дальних и ближних). В методе радиокип применяли специальные амплитудные измерители - радиоприемники типа ПИНП (полевой измеритель напряженности поля) работавший в диапазоне частот 150 - 450 кГц. При работе на сверхдлинных волнах (10 - 30 кГц) используют приборы СДВР-3, СДВР-4, (сверхдлинноволновый радиокип) с магнитной и электрической антеннами.

Радиоволновое просвечивание и радиозондирование проводят в скважинах, горных выработках и на поверхности. В комплекты аппаратуры входят передатчики с электрическими и магнитными антеннами, приемные устройства (приемники) и оборудование (кабели, лебедки и т.д.).

Методом радиокип изучают поля дальних радиостанций путем измерения горизонтальной и вертикальной компонент магнитного поля и угла наклона магнитного вектора к горизонту. Измеряемые вторичные магнитные поля возникают под действием первичного поля E и H и определяются по закону Био-Савара-Лапласа (рис. 5.19).

Рис. 5.19.

Методика полевых работ заключается в измерении вертикальной и горизонтальной компонент поля по сети профилей. Оптимальной считается ориентировка приемного диполя, совпадающая с преимущественным направлением простирания пород. Интерпретация результатов наблюдений качественная, изредка проводится полуколичественная интерпретация для оценки мощности и глубины залегания объекта. Целесообразно применять статистические приемы обработки данных, что позволяет избавиться от помех и в дальнейшем проводить корреляцию аномалий по площади.

Методы радиокип и СДВР, (VLF - аналог СДВР), использующие различные частоты, обладают и разной глубинностью (от первых метров до десятков метров, соответственно). Высокая производительность (СДВР используется и в аэроварианте), экономичность метода и портативность аппаратуры позволяют проводить работу в труднодоступных районах.

Метод радиоволнового просвечивания основан на изучении изменений электромагнитного поля, вызванных различной способностью поглощения электромагнитной энергии горными породами и рудами. В частности, для пород, обладающих высоким сопротивлением коэффициент поглощения низок, а проводящие породы и руды имеют высокие значения коэффициента поглощения.

Метод позволяет обнаруживать в пространстве между скважинами и горными выработками проводящие рудные тела, не выявленные при разведке месторождений. При этом объект высокой электропроводности является экраном на пути распространения радиоволн, поэтому при перемещении генератора и приемника в скважинах относительно друг друга объект может быть локализован по появлению электромагнитной тени.

Это явление лежит в основе двух модификаций метода радиопросвечивания: шахтной и скважинной. Методически, можно одновременно перемещать вдоль скважин и горных выработок приемник и передатчик, либо передатчик оставлять неподвижным, а приемник перемещать, либо наоборот. Полученные данные используют при интерпретации графиков и лучевых диаграмм для определения положения и конфигурации объекта по его тени. Существуют также приемы интерпретации, использующие методы восстановительной томографии на радиоволнах.

Радиоволновое зондирование (РВЗ) используют при инженерно-геологическом, гидрогеологическом картировании, изучении мерзлоты и проводят в следующих модификациях: радиоволнового интерференционного зондирования и импульсного метода радиолокации (ИМР).

РВЗ основано на изучении явлений интерференции на частоте ω прямой и отраженных радиоволн от горизонта с различными значениями параметров проводимости γ и диэлектри-

ческой проницаемости ϵ . Диапазон применяемых частот 0.5 - 20 мГц, а глубинность - первые десятки метров. Источник возбуждения – горизонтальная антенна серийной портативной радиостанции; измеряют магнитную H и электрическую E компоненты с помощью электрической (штырь или емкостная антенна) или магнитной антенны (рамка) на разных частотах при 1-2 изменениях расстояния между генераторной и приемной антеннами. При томографических построениях для интерпретации число разносов (или применяемых частот) должно быть большим 10-15). Построив интерференционную картину (график зависимости $E(\omega)$ и применив специальную обработку, можно определить глубины отражающих контактов.

ИМР использует принцип обычной радиолокации: по времени запаздывания между зондирующим и отраженным импульсами t и скорости распространения радиоволн v , можно определить эхо-глубину отражающего контакта $h = v t / 2$. Обе модификации применяются в условиях высоких сопротивлений ВЧР при решении задач гидрогеологии, инженерной геологии, гляциологии и др.

Методы электрических полей физико-химического происхождения

К этой группе относятся методы естественного электрического поля, вызванной поляризации, контактный способ поляризационных кривых и частичного извлечения металла. Этими методами изучают объекты, естественно и искусственно поляризованные за счет электрохимических и электрокинетических процессов.

Метод естественного электрического поля (ЕП) основан на изучении локальных естественных полей, обусловленных электрохимическими, фильтрационными и диффузионными процессами. Съёмка методом ЕП производится либо по отдельным профилям, либо по площади. Применяются два способа измерения: способ потенциала, при котором измеряют разность потенциалов $U_{ЕП}$ между одной неподвижной точкой и всеми пунктами наблюдений изучаемого профиля или площади, и способ градиента потенциала. В последнем случае измеряется градиент потенциала $\Delta U_{ЕП}$ между двумя электродами, перемещаемыми на постоянном расстоянии друг от друга.

Для работ используются неполяризующиеся приемные электроды разных конструкций, простейшим из которых является слабопористый сосуд из керамического материала, залитый медным купоросом с вставленным медным стержнем. Эти сосуды заглубляют на 10 - 20 см в землю, а к стержням подключают измерительный прибор.

Обработка результатов наблюдений состоит в вычислении потенциала в каждой точке относительно нулевой точки и построении графиков $U_{ЕП}$, $\Delta U_{ЕП}$ и изолиний потенциала.

Интерпретация результатов качественная и состоит в визуальной корреляции участков и зон высоких значений потенциала ЕП.

Метод вызванной поляризации (ВП) - один из наиболее широко применяемых методов электроразведки при поисках и разведке вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд, включающих минералы с электронной проводимостью (сульфиды меди, железа, магнетит, графит и т.д.), то есть объектов с повышенной поляризуемостью.

Суть метода ВП состоит в введении в изучаемую среду постоянного или переменного тока очень низкой частоты (единицы - доли герц) и изучении характера поляризации объектов после выключения поляризующего поля. Отношение разности потенциалов, наблюдающейся на приемных электродах MN после выключения поляризующего тока ($\Delta U_{вп}$), к разности по-

тенциалов между ними при установившемся режиме протекания тока в цепи АВ (ΔU_{ρ_K}) называется кажущейся поляризуемостью и измеряется в процентах:

$$\eta_K = (\Delta U_{ВП} / \Delta U_{\rho_K}) 100 \%$$

Поскольку разность потенциалов $\Delta U_{ВП}$ после выключения тока с течением времени уменьшается по экспоненте от максимального значения $\Delta U_{ВП}(0)$ до нуля, то ее измеряют с некоторой задержкой после выключения тока. Время задержки зависит от характера решаемых геологических задач и меняется от $n \cdot 1$ мс до $n \cdot 10$ мс. Теоретические основы метода и способы интерпретации базируются на использовании решений прямых задач о поле искусственно поляризованных тел правильной формы (шар, цилиндр и т. д.),

Для работы методом ВП можно применять любые установки метода сопротивлений. Наиболее часто проводится профилирование ВП с установками комбинированными и срединного градиента, а также вертикальное зондирование симметричными 4-х электродными установками. Измеряют два параметра ρ_K и η_K по формулам **31** и **32** и строят два графика. ????? Особенности установок ВП по сравнению с установками метода сопротивлений состоит в использовании в приемной линии неполяризующихся электродов.

При интерпретации результатов выделяются участки повышенной поляризуемости, оцениваются размеры рудных тел и элементы их залегания по форме и характерным точкам графиков, а также путем сравнения графиков с теоретическими кривыми. В частности для изометрических тел глубина залегания до центра d может быть найдена как $h = 0,4 d$, где d - расстояние между минимумами графика η_K или по ширине аномалии на уровне 0,5 от максимальной амплитуды q : $h \approx 1/2q$.

В последнее время применяются модификация метода ВП, использующая переменный ток. Основой таких измерений является зависимость величины ρ_K от частоты ω гармонически меняющегося поля, что объясняется комплексным характером сопротивления горных пород $\rho^* = \rho_K(\omega)$. Параметр ρ^* однозначно связан с временной характеристикой η в нестационарном поле. При спаде ВП по экспоненте

$$\rho^* = \rho_o (1 + (\eta / (1 + i \omega \lambda))),$$

где ρ^* - сопротивление на частоте ω , ω_o - частота, на которой поляризация оказывает максимальное влияние на сопротивление ρ_o .

При изучении ВП в гармонически меняющихся полях, о поляризуемости судят либо по зависимости амплитуды ρ_K от частоты ω , либо по величине фазового сдвига между током в линии АВ и разностью потенциалов между MN. При амплитудно-частотных измерениях о поляризации судят по сопротивлениям $\rho_K(\omega)$, измеренном на двух частотах: достаточно низкой ω_1 (при эффекте ВП) и достаточно высокой ω_2 (без влияния ВП)

$$\eta_K \cong \{ [\rho_K(\omega_1) - \rho_K(\omega_2)] / \rho_K(\omega_1) \} 100 \%$$

Установки ВП на переменном токе и способы интерпретации ничем не отличаются от установок на постоянном токе.

Контактный способ поляризационных кривых (КСПК).

Он заключается в последовательном возбуждении электрохимических реакций на границе влажных электронно-проводящих минералов с горной породой и изучении зависимости реакции этих минералов от изменения пропускаемого тока (рис. 5.20).

Рис. 5.20. Идеальная поляризационная кривая.

Проходящие процессы регистрируются в виде поляризационных кривых, представляющих собой графическую зависимость возбуждающего тока I от контактной разности потенциалов U на границе рудного объекта с вмещающей средой. При этом один из питающих электродов заземляют в рудный объект в скважине или горной выработке, а другой - во вмещающих породах и измеряют пропускаемый ток. Контактная разность потенциалов измеряется с помощью приемных электродов, один из которых установлен в рудном теле, а другой (не поляризующийся) - во вмещающей среде.

Под действием тока на границе минерал - влага происходят окислительные (анодные) и восстановительные (катодные) процессы в зависимости от того, какой полюс подключен к электроду в руде. Во время прохождения тока реагирующие минералы разрушаются, разность потенциалов возрастает, а ток остается постоянным, и на поляризационной кривой прослеживается ступень, абсцисса которой определяет потенциал реакций ($U_1, U_2, U_3...$). Ординаты уровней горизонтальных ступеней соответствуют значениям тока, при котором заканчивается реакция с одним минералом и начинается с другим. Разность этих значений называется предельным током J_{np} реакции. Величины U характеризуют определенный тип минерала, а J_{np} - массу вещества, участвующую в реакции - тем самым определяется минеральный состав руды. Минералы, слагающие залежь, определяют по значениям потенциалов реакций, сравнивая их с эталонными. Значения потенциалов выдержаны и почти не зависят от вмещающей среды и генезиса минералов. Массу рудного тела определяют по формуле: $S = J_{np} k / C$, C - содержание минерала в рудном теле, k - эмпирический коэффициент, устанавливаемый для руд разного состава.

Работы проводятся с помощью специальной 12-канальной станции КСПК-1 мощностью 60 Квт с максимальным током 160 А, размещенной на 3-х автомобилях. Максимальная глубина исследований 1000 м.

На рис. 5.21 представлена схема бесконтактного варианта метода, не требующая заземления в рудное тело.?????

Рис. 5.21.
?????

Метод частичного извлечения металла (ЧИМ).

Под действием тока минералы растворяются и перемещаются в растворе в соответствии со знаками их зарядов и накапливаются на электродах при разрядке. Для накопления металлов применяется система электродов - элементоприёмников. Элементы накапливаются в электродах специальной конструкции с полупроницаемой контактной поверхностью, анализируются в лаборатории, после чего строятся электрохимические годографы (зависимость массы накопленного элемента от времени накопления). При помощи ЧИМ исследуются «струйные оре-

олы рассеяния», отличающиеся от геохимических тем, что они фиксируются над рудным объектом и их форма не зависит от глубины его залегания.

Станция ЧИМ монтируется на 2-х автомобилях и включает мощный источник тока и лабораторию.

Список литературы

Э.И. Пархоменко. Электрические свойства горных пород, М., Наука, 1965, 164 с.

А.Д. Петровский. Радиоволновые методы в подземной геофизике. Москва: ЦНИГРИ, Изд. 2-е, дополненное, 2001, 290 с.

В.И. Пятницкий, В.Ю. Абрамов и др. Многоцелевые электромагнитные многочастотные геофизические технологии. Монография под ред. Пятницкого В.И. – Москва: ЦНИГРИ, 2003. 239 с. ил. 107. табл. 21. библиограф. 109 назв.

Электроразведка. Справочник геофизика. - М.: Недра, 1980.

Электроразведка. Справочник геофизика в двух книгах. - М.: Недра, 1989.

8. СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Сейсмический метод

Сейсмическая разведка - это геофизический способ исследования строения земной коры, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, основанный на изучении характеристик поля упругих колебаний.

Поле упругих колебаний представляет собой упругие волны, возникшие в результате взрыва или удара и распространяющиеся в толще горных пород. Упругие волны могут отражаться и преломляться на границах пород различных типов и частично возвращаться на поверхность земли, где регистрируются специальной аппаратурой (рис. 6.1). Измеряя время распространения волн от источника до точки регистрации, скорость движения волн, амплитуду, частоту и другие характеристики, получают информацию о слоях пород (в том числе о стратиграфии и составе) и углах их наклона. При этом используют методы отраженных, преломленных и проходящих волн. В зависимости от условий реализации применяют различные технологические модификации этих методов: на земной поверхности - полевую сейсморазведку, на акваториях морей и океанов - морскую, а в скважинах и горных выработках - подземную.

Рис. 6.1. Распространение упругих волн в рудных зонах и вмещающих породах;

1 - рыхлые отложения; 2- рудная зона (р.з.) с $\sigma_{II} = 0,19$; III - вмещающие породы (в.п.) с $\sigma_{II} = 0,25$; 1 и 2 - взрывной и невзрывной источники упругих колебаний; 3 - буровая скважина, 4 - сейсмоприемник, 5 - сейсмическая коса, 6 - сейсмостанция, 7- радиосвязь, 8 - направления распространения упругих волн, 9 - график отношения времени пробега поперечных и продольных волн t_s/t_p ; v - скорость распространения упругих волн;

Сейсморазведку широко применяют для решения структурных задач (изучение строения земной коры, структур в осадочном чехле и кристаллических породах; литолого-стратиграфическое картирование осадочной толщи), при поисках и разведке месторождений нефти и газа, каменной соли, бокситов, в рудной геологии, при решении инженерно-геологических (сейсморайонирование, картирование оползневых склонов, прогноз землетрясений), гидрогеологических (поиски и разведка месторождений подземных вод) и горно - технических задач (прогноз аварийных ситуаций - внезапных выбросов пород и угля) на обрабатываемых месторождений полезных ископаемых.

Ассигнования сейсморазведочных работ в России и за рубежом составляют около 60% от общего объема финансирования на геофизические исследования.

Сейсмические волны и основы геометрической сейсмологии.

Горные породы считаются твердым упругим телом. Это означает, что после приложения некоторой силы F произойдет деформация объема или формы элементарных ячеек, слагающих породу, а после прекращения действия этой силы ячейки примут прежний объем и форму. Это явление описывается законом Гука, устанавливающим связь между изменениями размеров элементарной ячейки и значением приложенной силы на единицу площади, т.е. напряжением. Величина деформации зависит не только от приложенного напряжения, но и от упругих свойств горных пород, которые характеризуются параметрами E и σ_p . Сопротивление пород продольному напряжению или сжатию получило название модуля Юнга E . Отношение поперечного сжатия (растяжения) к продольному называется коэффициентом Пуассона σ_n .

Распространение деформации в породах создает колебания (волны). Движение продольной волны P представляет собой чередование участков сжатия и растяжения, которые возникают, если имеется источник упругих колебаний (рис. 6.2). Расстояние между ближайшими участками сжатия и растяжения называют длиной волны λ , а время, за которое участок сжатия или растяжения проходит это расстояние, называют периодом колебаний T . Частота $f = 1/T$ представляет собой число сжатий и растяжений, прошедших через данную точку в 1 с. Скорость движения участков сжатия или растяжения зависит от упругих свойств и плотности среды. Скорость движения волны и частота связаны между собой соотношением $\lambda = v/f$.

Если в породах возникает деформации сдвига, то они порождают поперечные волны S , распространяющиеся в направлении, перпендикулярном сдвиговым деформациям (рис. 6.2).

Рис. 6.2. Формирование волн:

а- отраженных и преломленных, б- головных, в - дифрагированных; лучи волн: P1 - падающей, P11 - отраженной монотипной, P12 - преломленной монотипной, P121 головной монотипной, P1D - дифрагированной монотипной, S11 - отраженной обменной, S12 - преломленной об-

менной; фронты волн : Ф_{р12} - преломленной, Ф_{р121} - головной, Ф_{1D} - дифрагированной; G - граница раздела сред.

Волны *P* и *S* могут возникать от одного и того же источника упругих колебаний, но волны *S* возникают и распространяются только в твердом веществе, где есть достаточное сцепление частиц.

Кроме двух указанных типов волн, известны волны Релея, которые распространяются вдоль земной поверхности. Для волн Релея частицы движутся по эллиптической траектории. Их амплитуда быстро уменьшается с глубиной, а скорость меньше, чем скорость поперечных волн в той же самой среде. В зоне малых скоростей могут наблюдаться волны Лява. Движение этих волн происходит в результате многократного отражения от верхней и нижней границ слоя малых скоростей.

Упругие волны распространяются в среде по тем же принципам и законам, что и электромагнитные колебания (например видимый свет, но с учетом специфики свойств горных пород и частоты сейсмических волн).

Передним фронтом волны называют поверхность, которая ограничивает снаружи (относительно источника колебаний) зону деформаций среды, а поверхность, ограничивающая эту зону изнутри называют задним фронтом. Отрезок линии, выходящей из источника колебаний и перпендикулярный волновым фронтам, называется лучем. Согласно принципу Ферма время пробега волны вдоль луча является наименьшим по сравнению с временем пробега по любому другому пути. В однородной по упругим свойствам среде лучи будут представлять собой радиусы фронтов сферических волн. Если упругие свойства среды изменяются (градиентные среды), лучи будут иметь вид кривых линий.

Падающая на плоскую границу волна образует вторичные волны двух типов - продольные и поперечные. Если образуются вторичные волны того же типа, что и падающая волна, то их называют монтиними, а вторичные волны, отличающиеся от падающей волны, называют обменными (рис.).

Рис. ?????

При разрыве непрерывности границы двух сред с различными скоростными характеристиками, законы преломления и отражения уже не действуют. Такая ситуация приводит к радиальному рассеянию падающей сейсмической энергии, называемому дифракцией. Дифрагированные волны имеют цилиндрические фронты, а в плоскости чертежа - окружности (рис.). Источниками таких волн под землей обычно бывают края слоев, образовавшиеся в результате тектонического нарушения.

Рис.?????

Сейсмические характеристики пород.

Различия в составе, структуре (форма и крупность зерен), пористости и типе порового флюида, приводят к изменению модулей упругости и плотности пород и, следовательно, к изменению скорости сейсмических волн.

Скорость распространения продольных волн зависит от упругих свойств и плотности пород σ :

$$v_p = ((E/\sigma) (1-\sigma_n) / (1-2\sigma_n) (1+\sigma_n)) ,$$

Скорость распространения S-волн

$$v_s = \text{sqr} ((E/\sigma) \cdot (1/2(1+\sigma_n)))$$

Так как σ_n и σ горных пород изменяются относительно мало, то величины v_p и v_s зависят в основном от модуля Юнга E .

Информация о значениях скорости распространения упругих колебаний используется для определения глубины залегания отражающих границ, а также для получения сведений о литологии породы и, иногда, о природе содержащегося в ней флюида. Это связано, прежде всего, с изменением таких физических параметров пород как модуль Юнга (E), коэффициент Пуассона и плотность. Так модуль Юнга осадочных пород меняется от $0,03 \cdot 10^{10}$ до $9 \cdot 10^{10}$ Н/м², кристаллических от $3 \cdot 10^{10}$ до $16 \cdot 10^{10}$ Н/м², что обуславливает возрастание скоростей. Возрастание влагонасыщенности терригенных пород приводит к возрастанию модуля Юнга и к заметному росту v_p и, наоборот, присутствие газа в осадочных породах снижает величину упругих модулей и величину отношений v_p / v_s . Появление структурной пористости или трещиноватости в крепких породах вызывает уменьшение модулей упругости и скоростей.

Зависимость скорости от пористости пород наглядно иллюстрируют и приведенное ниже уравнение регрессии

$$\sigma = -0,107 v_p - 0,537 v_s + 0,0026 v_p / v_s + 0,0463 \Phi + 2,66, \quad \text{?????}$$

Зависимость v_s и v_p от пористости пород K_n определяется, прежде всего, объемом порового пространства. Наиболее заметно пористость влияет на величину сейсмического параметра K/σ , который для $v_p / v_s = \text{const}$ уменьшается в 2 - 4 раза при увеличении K_n от 1 до 4 % (рис). Отношение v_p / v_s изменяется меньше для того же диапазона пористости. Приведенные зависимости показывают, что использование только v_p / v_s , или K_n / σ не дает однозначной информации о пористости.

Сейсмический параметр K_n / σ и отношение v_p / v_s достаточно тесно корреляционно зависят от содержания кремнезема в горных породах. Для пород от габбро до гранита (или от базальта до липарита) увеличение содержания SiO₂ начиная с 55% по массе приводят к линейному уменьшению параметра K_n / σ . Породы, содержащие SiO₂ менее 55% по массе по сейсмическому параметру практически не дифференцируются. Но для таких пород наблюдаются надежные корреляционные связи между отношением v_p / v_s и абсолютными значениями скоростей v_p и v_s . Так сведения о скоростях, полученные с погрешностью $\pm 100-200$ м/с дают возможность получить содержания SiO₂ с ошибкой не более 5 %. В общем виде корреляционную зависимость между содержанием кремнезема в породах, скоростями продольных и поперечных волн и сейсмическим параметром можно представить следующим уравнением регрессии

$$\text{SiO}_2, \% = 152,4 - 20,82 v_p / v_s - 2,58 K_n / \sigma. \quad (***)$$

Погрешность определения SiO_2 (в % по массе) в крепких породах по уравнению *** составляет 2,2% при $R = 0,97$. Влияние пористости и трещиноватости приводит к пропорциональному завышению содержания Si O_2 .

При падении сейсмической волны на контакт пород, различающихся по плотности или по скоростям распространения в них упругих колебаний, ее энергия разделяется между проходящей и отраженной волнами. Распределение энергии между этими волнами определяется акустической жесткостью или волновым сопротивлением γ контактирующих пород ($\gamma = \sigma v$). Чем меньше перепад γ контактирующих пород, тем большая доля энергии проходит через контакт. Доля энергии, отразившаяся и прошедшая через контакт пород характеризуется специальными коэффициентами.

Коэффициентом отражения A_{pp} и A_{ps} называют отношение амплитуд волн, отраженных от плоской границы к амплитуде падающей на эту границу волны.

Коэффициентом прохождения B_{pp} и B_{ps} называют отношение амплитуд волн, прошедших плоскую границу к амплитуде падающей волны.

В случае нормального падения волны на границу раздела коэффициенты отражения и прохождения выражаются зависимостями:

Для обменных волн: $A_{ps} = B_{ps} = 0$.

Для монотипных волн : $A_{pp} = (\sigma_1 v_{p1} - \sigma_2 v_{p2}) / (\sigma_1 v_{p1} + \sigma_2 v_{p2})$;

$$B_{pp} = 2 \sigma_1 v_{p1} / (\sigma_1 v_{p1} + \sigma_2 v_{p2}),$$

где индексы 1 и 2 относятся к первой и второй средам.

Скорости волн получают по данным полевой сейсморазведки, сейсмического и акустического каротажа скважин и лабораторных исследований образцов пород.

Анализ обширного материала позволяет сделать некоторые обобщенные выводы о скоростях распространения волн (табл. 6.1). Скорость Р-волн возрастает с увеличением объемного давления. В частности, за счет постепенного уплотнения и цементации глинисто-песчаных отложений наблюдается систематическое увеличение скоростей волн с глубиной и возрастом. Скорости сейсмических волн зависят от пористости пород, а для некоторых пород и от содержания в них кремнезема.

Табл. 6.1.

Осадочная толща представляет собой большое число тонких слоев мощностью $h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$, которые характеризуются индивидуальными скоростями $v_1, v_2, v_3, \dots, v_n$. Современные средства сейсморазведки не позволяют отдельно изучать эти тонкие слои вследствие из-за малого различия в них скоростей, поэтому вводят понятие о средней скорости v_{cp} , которую определяют по формуле

$$v_{cp} = h_{\Sigma} / t_{\Sigma},$$

в которой h_{Σ} - суммарная мощность толщи, t_{Σ} - суммарное время пробега от кровли толщи до ее подошвы. Если v_{cp} в некотором интервале толщи близко к истинной скорости подавляющего числа тонких слоев, то такой интервал выделяется в качестве сейсмического пласта. Значение v_{cp} такого пласта называется пластовой скоростью $v_{пл}$.

Верхний слой рыхлых отложений получил название *зоны малых скоростей (ЗМС)*, т.к. v_{cp} в этой зоне мала и сильно меняется в горизонтальном и вертикальном направлениях. Мощность ЗМС изменяется от 1 до 100 м и более, но в среднем равна 8 - 12 м.

Влияние ЗМС на результаты сейсморазведочных работ велико. Например, в ЗМС происходит резкое преломление лучей продольных волн при их выходе из коренных пород, и направление лучей в ней приближается к вертикальному. Нижняя граница ЗМС с коренными породами является хорошей отражающей и преломляющей границей, что приводит к появлению у поверхности волн различных типов, мешающих регистрации волн, приходящих с больших глубин. ЗМС характеризуется также высоким коэффициентом поглощения - это приводит к ослаблению волн и их обеднению высокочастотными составляющими. В водных бассейнах своеобразной ЗМС является верхний слой донных осадков.

По мере распространения сферической сейсмической волны ее энергия E уменьшается как $E/4\pi r^2$, где r - радиус сферы, т. е. лучевое расстояние от источника колебаний до фронта волны. Это уменьшение энергии волны в сейсморазведке характеризуют коэффициентом поглощения α , показывающим насколько уменьшается начальная амплитуда волны A_0 на расстоянии r :

$$A_r = \sqrt{r} (E/4\pi r^2) = A_0 e^{-\alpha r/r}.$$

Для горных пород коэффициент α меняется от 0,25 до 0,75 дБ/м (в метрах измеряется длина волны λ). При этом волны более высоких частот затухают со временем или с расстоянием быстрее, чем низкочастотные. Так в породах с $v = 2,0$ км/с и с $\alpha = 0,5$ дБ/м волна с частотой 100 Гц ($\lambda = 20$ м) на расстоянии 200 м будет ослаблена на 5 дБ, а волна с частотой 10 Гц ($\lambda = 200$ м) - лишь на 0,5 дБ. Сейсмическая волна имеет широкий частотный спектр, поэтому по мере ее распространения происходят постепенные потери высокочастотных составляющих (рис.).

Рис. ?????

Поля времен и годографы сейсмических волн.

Для каждой точки среды, в которой распространяется упругая волна, можно определить время прихода фронта волны, т.е. найти зависимость положения фронта волны от пространственных координат. Совокупность таких данных о всех точках среды называется **полем**

времен. Поле времен можно представить в виде уровенных поверхностей, т.е. фронтов волны в фиксированные моменты времени. Такие уровенные поверхности называют **изохронами**. Поле времен широко используется при интерпретации данных сейсморазведки.

Годограф представляет собой графическую зависимость времени пробега волны от расстояния между точками возбуждения и регистрации этой волны. В сейсморазведке точки наблюдения обычно располагают на земной поверхности. Если точки наблюдения расположены равномерно вокруг точки возбуждения волны, то можно построить поверхностный годограф.

Для **прямой волны** (которая распространяется в однородной по упругим свойствам среде без отражающих и преломляющих границ) поверхностный годограф представляет собой **конус** (рис.). Линейный продольный годограф состоит из двух отрезков прямых, исходящих из точки возбуждения (рис.). Эти отрезки называются **ветвями годографа**

а - правой и левой. Изохроны поля времени на земной поверхности G будут иметь вид концентрических окружностей, а внутри среды - полусфер (рис.).

Рис. ?????

Рис. ?????

Рис. ?????

Поле времен отраженной волны представляет собой концентрические изохроны с радиусом $r = vt$ и центром в точке O^* , которая является зеркальным отражением источника колебаний O за отражающей границей G и называется *мнимым источником*. Сферические отраженные волны как бы исходят из точки O^* (рис.). Если отражающая граница горизонтальна, то путь l , который пройдет волна от источника колебаний O до сейсмоприемника C , расположенного на расстоянии x от O будет равен (рис.):

$$l = vt = \text{sgr}(4h_o^2 + x^2)$$

Рис. ?????

Рис. ?????

Это уравнение гиперболы, следовательно, годограф отраженной волны имеет вид гиперболы. Правая и левая ветви годографа прямой волны являются касательными к этой гиперболе. По мере увеличения глубины залегания отражающей границы, ветви гиперболы выполаживаются.

В случае наклонной отражающей границы годограф также имеет вид гиперболы, но ее минимум сдвинут в сторону восстания на величину $x = \pm 2ho \sin \varphi$, где φ - угол наклона отражающей границы.

Если источник O и приемник упругих волн C разнести на одинаковые расстояния от некоторой точки A (т.е. точка A всегда будет располагаться на одинаковом расстоянии от точек возбуждения и точек приема), то глубину отражающей границы в точке A можно определять столько раз, сколько было таких разносов (рис.). Эта методика наблюдений получила название *общей глубинной точки (ОГТ)*. Годограф ОГТ имеет форму гиперболы, симметричной относительно оси, проходящей через точку A . Изохроны поля времен падающей, преломленной и головной волн показаны на рис. .

Рис. ?????

Рис. ?????

На границе двух сред возникает преломленная волна P_{12} . В точке A фронт волны становится перпендикулярным к границе, а луч OA будет направлен под критическим углом i . После этого момента луч, соответствующий волне P_{12} будет направлен вдоль границы, а фронт волны будет распространяться со скоростью $v_2 > v_1$. Согласно принципу Гюйгенса, этот фронт, непрерывно создает возмущение в верхней и нижней средах. Сферическая волна, распространяю

Рис. . Поля времен и годографы сейсмических волн:

а - поверхностный годограф и изохроны на земной поверхности G ; б- поле времен отраженной волны, в- годограф общей глубинной точки (ОГТ); г- поле времен падающей, отраженной и головной волн; д - линейные годографы от горизонтальной границы для волн: прямой, отраженной, головной (преломленной)

щаяся из точки B , за одно и то же время пройдет в нижней среде путь BM больший, чем путь BE в верхней среде. Результирующий фронт волны CE образует угол i с границей. Следовательно, луч головной волны P_{12} уйдет к земной поверхности также под углом i .

Головная монотипная волна впервые выйдет на поверхность в точках $C1$ и $C1'$ (рис). Кажущаяся скорость V_k будет величиной постоянной, т.к. все углы i равны между собой. Постоянство V_k показывает, что годограф головной волны Γ_g представляет собой отрезки прямой линии с наклоном

$$\operatorname{tg} \alpha = t / x = 1 / v_2.$$

В точках $C1$ и $C1'$ лучи головных и отраженных волн совпадают, следовательно, Γ_g касается годографа отраженной волны.

Таким образом, линейный годограф головной волны состоит из двух отрезков, между которыми располагается мертвая зона, где головная волна отсутствует.

Годограф головной волны всегда пересекается с годографом прямой волны Γ_p в некоторой точке $C2$. Наклон годографа Γ_p характеризует скорость движения волны в верхней среде. На участках $C1C2$ и $C1'C2'$ прямая волна приходит раньше головной, а на остальном участке профиля раньше приходит головная.

При наклонной преломляющей границе наклон ветви Γ_g в сторону падения границы будет больше, чем в сторону восстания. Это связано с увеличением глубины залегания преломляющей границы и, следовательно, с большим временем движения волн в верхней среде.

Сейсморазведочное оборудование и аппаратура

Технические средства сейсморазведки включают:

- 1) источники сейсмических волн;
- 2) средства регистрации и сбора данных;
- 3) обрабатывающие устройства.

Источники сейсмических колебаний - это ограниченная область внезапного выделения энергии, приводящего к возникновению напряженного состояния окружающей среды.

В настоящее время для проведения сейсморазведочных работ применяются разнообразные источники сейсмических и акустических волн, имеющих различные энергетические и частотные характеристики. Выбор источника определяется условиями ведения работ (суша, море, город), характером решаемых геологических задач (исследование глубинного строения земной

коры, нефтяная, рудная, инженерная сейсморазведка) и наличием конкретного фона сейсмических помех. Характеристика источников колебаний по частоте приведена на рис . Одним из способов возбуждения упругих колебаний в горных породах является **взрыв**.

Для этих целей обычно бурят сейсмические взрывные скважины глубиной до 60 метров, куда закладывается заряд взрывчатого вещества. Взрывной пункт оборудуется системой синхронизации возбуждения, предназначенной для синхронного запуска сейсмостанции, производства взрыва и получения отметки момента взрыва (возбуждения колебаний).

Взрыв - достаточно дешевый и высокоэффективный источник сейсмических колебаний, имеющий достаточную энергию и широкий диапазон частот. *Его основной недостаток - невозможность повторного точного воспроизведения формы импульса источника, а также сохранения точных временных интервалов между повторными взрывными импульсами*, например при движении разведочных судов на море. Кроме того, требуется специальное разрешение на перевозку, хранение и использование ВВ. При этом необходимо учитывать и неблагоприятные экологические последствия взрывов.

Не взрывные источники колебаний частично свободны от указанных недостатков и имеют дополнительные преимущества. При проведении сейсморазведочных работ на суше нашли широкое применение в и б р а ц и о н н ы е и с т о ч н и к и вибросейс, создающий в породах с помощью металлической плиты импульсы давления частотой 10 -80 Гц. Источник смонтирован на автомобиле, поэтому удобен в использовании и позволяет получать точно известный и воспроизводимый сигнал. Этот источник можно использовать при проведении работ в городах, т.к. он не причиняет ущерба окружающей среде. Иногда источниками колебаний служат землетрясения.

И м п у л ь с н ы е и с т о ч н и к и в о з б у ж д е н и я используют при морских исследованиях. К ним относятся воздушные и водяные пушки, которые выбрасывают в морскую воду под большим давлением струю воды или воздушный пузырь. С п а р к е р ы и б у м е р ы генерируют акустические импульсы в результате разряда батареи конденсаторов непосредственно в морскую воду через систему электродов или жесткую алюминиевую плиту. Бумеры дают лучшее разрешение (до 0,5м) по сравнению со спаркерами, но акустические импульсы в них имеют меньшую мощность и, следовательно, проникают на меньшие глубины (до п 100 м). Основой п и н д ж е р о в являются керамические пьезоэлектрические преобразователи, излучающие высокочастотные акустические импульсы небольшой мощности . Их разрешающая способность достигает 0,1 м при небольшой глубинности исследования (несколько десятков метров в илах и еще меньшая в песках и более плотных породах), поэтому пинджеры применяются при инженерно-геологических изысканиях на море.

С е й с м о п р и е м н и к - это устройство для приема сейсмических волн и преобразования механических колебаний почвы в электрическое напряжение. В наземной и скважинной сейсморазведке применяют сейсмоприемники с электродинамическими индукционными преобразователями. В морской и речной используют г и д р о ф о н ы - сейсмоприемники давления, возникающего при распространении упругой волны и преобразующегося в электрический сигнал пьезоэлектрическими преобразователями .

С е й с м о р а з в е д о ч н ы е у с и л и т е л и применяются для усиления и частотной фильтрации сигналов и регулировки усиления с целью уменьшения амплитуды сигнала на входе основного усилителя.

В сейсморазведочной аппаратуре используются электрические фильтры верхних и нижних частот, полосовые и узкополосные (режекторные) фильтры. После фильтрации сигнал записывается с помощью регистратора на бумажной или магнитной ленте.

На рис. 6.???? представлена блок-схема типичной сейсморазведочной станции. Сигналы от сейсмоприемников поступают на усилители и ВЧ, НЧ и режекторный фильтр 50 Гц для ослабления промышленной помехи. В мультиплексоре (MUX) происходит дискретизация сигналов и последовательная выборка значений сигналов с подключением выходов предварительных усилителей к основному усилителю (ОУ), коэффициент усиления которого изменяется в зависимости от величины сигнала на входе. Усиленный сигнал преобразуется в двоичный цифровой код с помощью амплитудно-цифрового преобразователя (АЦП).

Блок регистрации - форматтер - передает сформированные коды сигналов и коэффициентов усиления для записи на магнитную ленту или в твердотельную память.

Рис. 6.???? . Блок-схема цифровой сейсморазведочной станции .

1- усилители, 2- фильтры, 3-мультиплексор, 4 - основной усилитель, 5- преобразователь "аналог - код", 6 - цифровой регистратор с записью на магнитной ленте.

Сейсморазведочная станция "Прогресс -2" выполнена в виде отдельных блоков, размещенных в специальном кузове автомобиля. Питание сейсмостанции осуществляется от двух аккумуляторов. Она укомплектована кондиционером, обеспечивающим вентиляцию аппаратуры в летнее время, и системой водяного отопления, поддерживающей в кузове нужную температуру зимой.

Кроме цифровых сейсмостанций, которые применяются, в основном, для поисков и разведки месторождений нефти и газа, промышленностью выпускались специализированные станции для работы в особых условиях и решения специфических задач. Так при инженерно-геологических и гидрогеологических изысканиях, когда важна информация о верхней части геологического разреза (ВЧР) мощностью до 100 м, используют малоглубинные сейсмостанции с числом каналов от 1 до 12.

Для изучения геологического строения дна водоемов (рек, озер) применяют одноканальные станции "Грунт", "Аквамарин", "Скат" с широким диапазоном частот (от 20 Гц до 2 кГц). Земные глубины в несколько десятков километров исследуют с помощью специальных станций "Тайга" и "Черепаша". В состав этих станций входят несколько телеуправляемых блоков регистрации, которые могут располагаться на сотни километров от пункта возбуждения и на 10 км друг от друга. Каждый блок представляет собой 6 - 8 канальную автономную сейсмостанцию с регистрацией на магнитную ленту, телеметрически связанную с центральным пунктом управления. Аккумуляторное питание обеспечивает автономную работу блока в течение двух-трех недель.

Для решения геологических задач могут быть использованы сейсмические волны, возникающие в результате землетрясений, Эти колебания регистрируются аппаратным комплексом "Земля" в состав которого входят автономные блоки, содержащие по 8 сейсморегистрирующих каналов и магнитный регистратор. Каждый блок рассчитан на автономную работу в течение 10 суток.

В скважинной сейсморазведке используют также особые сейсмические станции, работающие в сейсмическом, звуковом или ультразвуковом диапазонах частот. В их состав входит как обязательный элемент скважинный зонд, опускаемый в скважину. В этом зонде помещают-

ся приемники упругих колебаний, а при акустическом и ультразвуковом каротаже и источники этих колебаний. Запись данных производится на земной поверхности на бумаге или магнитной ленте в аналоговой или цифровой форме. В состав каротажной станции входит спуско-подъемное устройство для зонда с точным измерением глубины его погружения.

В горных выработках регистрируют проходящие, отраженные и преломленные волны переносной сейсморазведочной аппаратурой с аналоговой и цифровой записью.

Обрабатывающие устройства представляют собой комплексы, состоящие из быстродействующих ЭВМ и специализированных аналоговых и цифровых устройств.

Сейсморазведочные обрабатывающие установки предназначены для преобразования полевых сейсмических записей с целью извлечения полезной геологической информации. Для обработки большого объема информации в короткий срок и для оперативной интерпретации сейсморазведочных данных, используют *цифровые обрабатывающие центры*. Большой объем внешней памяти используется для хранения массивов исходных данных, промежуточных результатов и программ обработки.

Обработка сейсморазведочного материала связана с массовыми простыми вычислениями, которые выполняются быстродействующими спецпроцессорами. Подготовительный этап обработки данных (контроль записей, выравнивание амплитуд, введение поправок и др.) осуществляет вспомогательный процессор.

Визуализация результатов обработки в виде временных или глубинных разрезов проводится построителями сейсмических разрезов - *плоттерами*. Одновременно информация может быть выведена в виде таблиц.

Кроме таких мощных вычислительных центров, *существуют полевые экспедиционные и региональные геофизические вычислительные комплексы (ГВК)* на основе многопроцессорных управляющих систем с перестраиваемой структурой. Все эти разновидности вычислительных комплексов предназначены для обработки не только сейсморазведочной но и каротажной, ядерно-геофизической и другой геофизической информации. Все вычислительные комплексы обеспечиваются библиотекой программ, которыми предусматриваются все необходимые процедуры введения поправок и современные способы обработки данных.

Методика и технология сейсморазведочных работ.

Все разновидности сейсморазведки основаны на использовании различных типов волн, технических и технологических средств и областей применения.

Физические модификации основаны на использовании различных типов упругих волн. Наиболее широко применяются методы продольных волн. Это связано прежде всего с тем, что взрывные источники колебаний генерируют преимущественно продольные волны. Но используя специальные средства возбуждения можно получить и поперечные волны.

Метод поперечных волн имеет преимущества перед методом продольных волн. Поперечные волны имеют меньшую скорость распространения и меньшую длину волны по сравнению с продольными. Это позволяет повысить точность измерения времени пробега поперечной волны и разрешающую способность модификации.

Технические модификации основаны на использовании различных технических средств, позволяющих надежно регистрировать тот или иной тип поперечных волн в различных частотных диапазонах. Наибольшее распространение получил метод отраженных волн

(МОВ). Он применяется для картирования отражающих границ во всей осадочной толще на различных глубинах до фундамента при углах падения до 40 - 50 градусов и для определения средней эффективной скорости от земной поверхности до отражающего горизонта, что необходимо для построения сейсмических границ.

Методом преломленных волн (МПВ) регистрируют головные волны для изучения характеристик преломляющих границ (глубины и углов наклона). По данным МПВ определяют граничную скорость, т.е. скорость распространения волн в пласте, подстилающем изучаемую границу.

Низкочастотную сейсморазведку (20- 30 Гц) применяют для изучения земной коры на больших глубинах. Повышение частоты ведет к повышению разрешающей способности сейсморазведки, но высокочастотные колебания сильнее поглощаются породами. При высокочастотных исследованиях сейсмоакустическими и ультразвуковыми методами частота применяемых колебаний достигает десятков килогерц.

К технологическим модификациям относятся методы, методика измерения в которых обусловлена не только строением геологического разреза, но и условиями возбуждения и регистрации колебаний. Эти условия различны при проведении работ на поверхности, на море, на реках и под землей.

Если приемники сейсмических волн располагаются в скважинах и горных выработках то такие модификации сейсморазведки называются подземными. При расположении источников и приемников по разные стороны от исследуемого участка геологического разреза применяется модификация проходящих волн, с помощью которой изучают скорость, амплитуду и другие параметры прямых волн. Частный вариант этой модификации - сейсмокаротаж, который выполняют для определения пластовых и средних скоростей сейсмических волн.

Если под землей изучают не только проходящие волны, но и вторичные, то такая модификация называется вертикальным сейсмическим профилированием (ВСП). Отражающие границы, расположенные ниже забоя скважины, где располагаются сейсмоприемники, изучают методом обращенного годографа (МОГ).

Морская сейсморазведка выполняется на акваториях морей и океанов специальными судами, оборудованными не только сейсморазведочной аппаратурой, но и навигационными устройствами для непрерывного и точного определения их местоположения. Характерная особенность морской сейсморазведки - выполнение измерений при движении судна. При речной сейсморазведке также используются специальные сейсморазведочные суда, а колебания возбуждают в скважинах, пробуренных на берегах.

Объектовые модификации сейсморазведки применяют с целью изучения (поисков и разведки) конкретных геологических объектов. Такими объектами при геологическом картировании могут быть, например, стратиграфические границы или тектонические зоны. Месторождения нефти и газа изучают нефтяной сейсморазведкой, месторождения угля - угольной, залежи рудных и нерудных полезных ископаемых - рудной сейсморазведкой. Изучение специфических условий строения верхней толщи геологического разреза (картирование карстовых зон, определение мощности рыхлых отложений), а также гидрогеологических условий является объектом инженерной сейсморазведки.

Таким образом, сейсморазведку применяют на всех стадиях геологоразведочного процесса, начиная от мелкомасштабного геологического картирования, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и заканчивая решением задач на стадии эксплуатации месторождений.

Чтобы надежно выделить полезные волны, несущие информацию о геологическом разрезе, необходимо максимально подавить волны-помехи. С этой целью выбирают рациональные условия возбуждения и приема сейсмических волн, применяют специальные методики наблюдений на суше, на море и под землей.

Шаг измерений - это расстояние между соседними точками приема, в которых расположен один или группа сейсмоприемников. В МОВ шаг меняют от 20 до 60 м (а иногда и более) в зависимости от природных условий и методики измерений.

Системой наблюдений называют такое взаимное расположение пунктов возбуждения и приема, которое позволяет решить геологическую задачу при наименьших затратах средств и времени.

В МОВ при уверенной корреляции отражений применяют непрерывное *однократное профилирование* (рис. ???). При возбуждении колебаний в точке O_2 сейсмоприемники располагаются на участках профиля O_2O_1 и O_2O_3 . В этом случае будет прослежен участок G_1G_2 отражающей границы. Для прослеживания соседнего участка G_2G_3 возбуждение производят в точке O_3 , а сейсмоприемники располагают на интервалах O_3O_2 и O_3O_4 и т.д. Такая система наблюдений дает возможность непрерывно картировать отражающий горизонт.

Рис. ????

В сложных сейсмогеологических условиях, когда корреляция отраженных волн от одного и того же горизонта затруднена, применяют *непрерывное двойное профилирование*, т.е. отражающий участок исследуется дважды с разных точек возбуждения.

При большой глубине исследования описанные выше системы оказываются неэффективными, и применяют *многократное профилирование*, лежащее в основе метода общей глубинной точки (МОГТ).

Для определения положения сейсмических границ и эффективных скоростей на локальных участках при проведении рекогносцировочных съемок или при отсутствии протяженных границ применяют систему *сейсзондирования*.

В методе преломленных волн (МПВ) наблюдения проводят на интервалах профиля, превышающих $(3-4)h$ (h -глубина залегания преломляющей границы), т.к. вблизи пункта возбуждения преломленные волны отсутствуют.

Рис. Измерительные системы сейморазведки:

а- непрерывное многократное профилирование МОВ; б, в - соответственно, встречные и нагоняющие годографы в МПВ; г - морское сейсмопрофилирование МОВ: 1 - источник колебаний, 2 - коса с сейсмоприемниками, 3 - донные рыхлые отложения, 4 - отражающая граница коренных пород; д- скважинная сейсмическая томография (СП - сейсмоприемник, ИК - источник колебаний).

. Для интерпретации годографов преломленных волн необходимо иметь два встречных годографа, относящихся к одному участку преломляющей границы (рис.). При возбуждении в пункте O_1 преломленную волну прослеживают на отрезке C_1O_2 профиля и получают

годограф Г1. При возбуждении в пункте O_2 преломленную волну наблюдают на отрезке C_2O_1 и получают встречный годограф Г2. Если зоны прослеживания соответственно равны D_1 и D_2 , то преломляющая граница надежно выделяется на интервале $G_1 G_2$.

В МПВ широко применяют системы *нагоняющих* годографов, представляющих собой 2 годографа Г1 и Г2, полученные на одном и том же участке C_1C_2 при возбуждении в пунктах O_1 и O_2 , расположенных по одну сторону от этого участка (рис.). При этом получают продолжение годографа Г1-Г2 путем смещения Г1 на величину смещения Δt .

При *морской сейсморазведке* на судне устанавливают сейсморазведочную станцию, навигационную систему, различные вспомогательные устройства и оборудование (рис.). В качестве невзрывных источников применяют импульсные и вибрационные излучатели. Работы методом отраженных волн ведут с движущегося судна с использованием буксируемой сейсмоко-сы.

Система наблюдений для скважинной сейсмической томографии и предусматривает наличие 2-х или более скважин (рис.). Источники сейсмических волн размещают в одной скважине, а приемники в других скважинах и на земной поверхности. Меняя глубину установки источников и приемников в скважинах, получают систему лучей, для каждого из которых определяют среднее время пробега t_{cp} сейсмической волны.

Затем для предварительно нанесенной на разрез координатной сетки с априорно заданными размерами ячеек решают систему линейных уравнений вида

$$t_{cp} = \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \frac{\Delta L_{ij}}{v_{ij}}, \quad () \quad \text{????}$$

где ΔL_{ij} - определяемый по разрезу участок сейсмического луча для (i, j)-ой ячейки координатной сетки; v_{ij} - вычисляемая скорость сейсмической волны для каждой i, j- ячейки координатной сетки.

Эта методика обладает высокой разрешающей способностью и позволяет выделять геологические объекты, соизмеримые с размерами одной ячейки (5×5 м, 10×10 м).

Обработка и интерпретация полевых материалов.

Конечным продуктом сейсморазведочных работ является сейсмогеологический разрез, представляющий собой изображение сейсмических границ с соответствующей геологической привязкой. Построить сейсмическую границу можно только в том случае, если известно время прихода полезной волны (т.е. волны несущей информацию о наличии этой границы) и скорости ее распространения в горных породах. На практике полезная волна все-

гда бывает затушевана различными помехами. Для уменьшения искажения времен прихода полезной волны за счет неоднородностей верхней части разреза вводят *статические* поправки.

В данные МОВ вводят также *кинематические* поправки, устраняющие различия во временах прихода полезных отраженных волн в пункты наблюдения, расположенные на разных расстояниях от источника колебаний. В результате криволинейный годограф преобразуется в кривую линию, отражающую форму границы.

Для еще большего подавления волн-помех и увеличения отношения сигнал - помеха применяют *фильтрацию сейсмических колебаний*. Если спектральный состав волн-помех отличается от спектрального состава полезных волн, используют *частотную* фильтрацию, если же отличаются кажущиеся скорости волн-помех и полезных волн, используют *пространственно-временную* фильтрацию.

Итоговой этап обработки сейсмических записей - *корреляция полезных волн*, которая предусматривает обнаружение, отождествление и прослеживание регулярной полезной волны и регулярных волн-помех на всех сейсмических трассах. Процесс корреляции волн - наиболее сложная и ответственная операция обработки.

Сейсмические скорости пластов определяются по данным интегрального и дифференциального каротажа, а также при использовании информации о временах пробега сейсмических волн.

Сейсмические границы строят по годографам и данным о сейсмических скоростях. Границы строят ручным способом или с помощью ЭВМ. С *способ эллипсов* применяют для построения криволинейных (в основном выпуклых) отражающих границ. При построении плоских отражающих границ используют *способ засечек*. Для построения любых криволинейных отражающих и преломляющих границ применяют *способ полей времен*.

Надежно выделенные по всей площади отражения от известных субгоризонтальных геологических границ называют *опорными*, или *маркирующими*. Опорные отражения являются основой правильной геологической интерпретации данных сейсморазведки.

Геологическая интерпретация сейсморазведочных данных заключается в построении сейсмических разрезов, структурных карт и схем. Для построения используют всю имеющуюся информацию о структурно-тектоническом и фациально-литологическом строении разреза, полученную по данным бурения, каротажа и других геофизических методов. Наибольшую информацию о стратиграфическом положении опорных горизонтов дают вертикальное сейсмическое профилирование, а также сейсмокаротажные измерения. Дизъюнктивные нарушения обнаруживаются по следующим признакам:

- 1) резким вертикальным сдвигам опорных горизонтов, надежно опознаваемых по обе стороны разрывов сплошности;
- 2) по локальным изменениям структуры волнового поля- исчезновению устойчивых колебаний и появлению новых волн, изменениям динамического уровня и спектрального состава колебаний на определенном интервале разреза;
- 3) по появлению дифрагированных волн, которые выделяются в виде последовательных узлов дифракции, четко указывающей на местоположение плоскости разрыва;
- 4) по изменению скоростных характеристик на горизонтальных графиках скоростей, полученных по данным МОВ и МПВ.

Рис. . Сейсмостратиграфический анализ: а-различные формы пластов, выделяемых на сейсмических разрезах: 1 параллельные, 2-субпараллельные.3- расходящиеся. 4- сигмовидные, 5 - косослоистые, 6 - бугристые; б- геологическая интерпретация сейсмического разреза: D - дельтовые отложения, характеризующиеся косой слоистостью, PD - отложения прадельты с их параллельным или слегка сходящимся напластованием; осадочный комплекс деформирован складчатостью и сбросами F; SB - отражения от морского дна.

Генетически связанные осадочные комплексы пород приводят к появлению характерных особенностей волнового поля. Анализ этих особенностей позволяет получить сведения об обстановках осадконакопления и, косвенным образом, о литологическом составе отдельных пластов осадочного комплекса. Такой анализ получил название с е й с м о с т р а т и г р а ф и и .
Диагностическими признаками различных обстановок осадконакопления являются характерные особенности отражений на сейсмограммах МОВ (рис.). Так, параллельные отложения характеризуют мелководье, шельфовые отложения. Более глубокие окраины шельфа отмечаются развитием крупных сигмовидных или косослоистых диагональных форм напластования (рис.).

Рис. ?????

Рис. ?????

Области применения.

Сейсморазведку применяют на всех стадиях геологоразведочного процесса при решении разнообразных задач.

Г л у б и н н о е с е й с м и ч е с к о е з о н д и р о в а н и е (ГСЗ) выполняют при изучении структур земной коры и верхней мантии (рис.). При этом определяют положение кристаллического фундамента, поверхности Конрада (граница гранит - базальт с $V=6,5 - 7$ км/с) и поверхности Мохоровичича с $V_{гр} \geq 8$ км/с на глубинах 30 - 75 км. Наблюдения проводят методами отраженных и преломленных волн при расстояниях между точками приема и возбуждения 200 - 1000 км и массе зарядов 2 - 10 тонн. Регистрируют низкочастотные колебания в области частот 2 - 10 Гц специальными чувствительными сейсмостанциями.

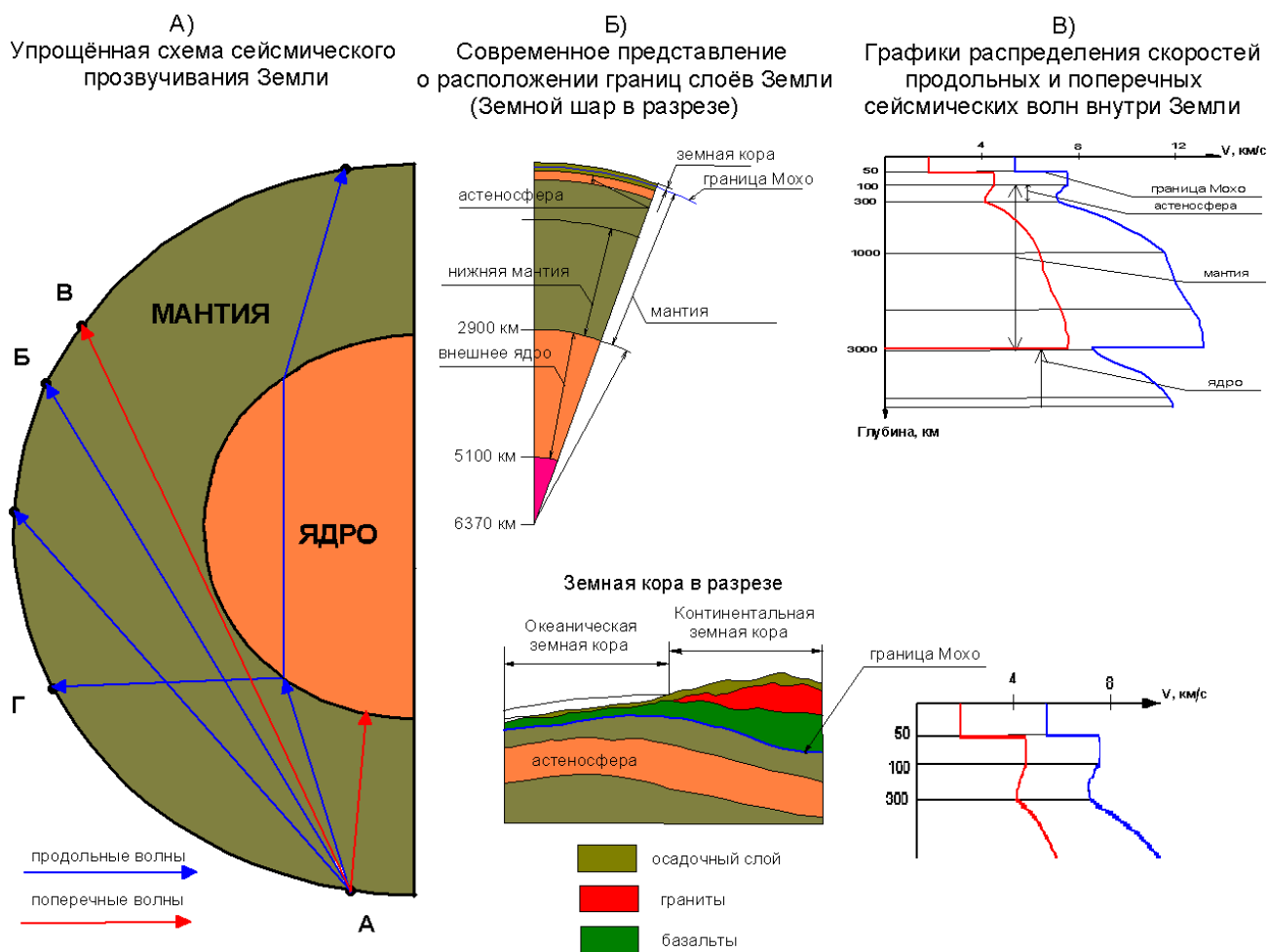


Рис. ?????

При этих работах исследуется континентальная кора мощностью 30 - 40 км (рис. , Б). Скорости сейсмических волн в верхней части земной коры обычно составляет 5,8 - 6,4 км/с, что соответствует в основном гранитам и гранодиоритам (рис. Б, б). Сейсмические скорости нижней части земной коры меняются в диапазоне 6,5 - 7,3 км/с, что характерно для разнообразных типов метаморфических пород (рис). Наиболее вероятной основной составляющей нижней части земной коры является гранулит основного состава.

Рис. ?????

Рис. ?????

Рис. ?????

Региональные сейсморазведочные работы проводят с целью изучения геологического строения обширных территорий для выявления площадей с целью постановки более детальных исследований. При этом изучают общее строение осадочной толщи и пород фундамента. Работы выполняют вдоль разведочных линий протяженностью до нескольких сотен километров, пересекающих предполагаемые региональные структуры (прогибы,

поднятия, разломы и др.). Для изучения рельефа кристаллического фундамента используют МПВ, что дает также возможность проследить один - два горизонта в осадочной толще. Обработку полевых материалов проводят немедленно для оперативной корректировки направления и методики исследования. В результате интерпретации составляют сейсмический разрез вдоль разведочной линии и выделяют участки для поисковых сейсморазведочных работ.

Поисковые сейсморазведочные работы выполняют для поисков и локализации структур и их отдельных элементов (антиклиналей, синклиналей, зон разрывных нарушений) зон стратиграфического несогласия, выявления участков с особенностями литологического или петрографического состава пород. Профили наблюдений располагают вкрест простирания структур, наличие которых предполагается по данным геологической съемки, картировочного бурения или геофизических методов.

Работы проводят МОВ или МПВ. При этом МПВ применяют для исследования структурных объектов, залегающих на глубинах до 200-400 м, а МОВ - для изучения горизонтов на глубинах свыше 1 км. Поэтому нефтепоисковые задачи решаются в основном методом отраженных волн. По результатам работ составляют сейсмические разрезы и среднемасштабные (1:100 000, 1:200 000) структурные карты и схемы, а также выделяют площади для проведения детальных сейсмических работ.

Детальные сейсморазведочные работы применяют для подробного изучения геолого-тектонического строения известной структуры с целью ее подготовки к разведке бурением. Изучение структур на больших глубинах проводят МОВ по методике многократных перекрытий, что дает возможность получить четкие отражения. Детальные работы производятся, в основном, с целью изучения нефтегазоносных структур для оценки наличия нефти и газа и неструктурных залежей нефти и газа.

Значительная часть нефтяных и газовых месторождений связана с разнообразными структурными и стратиграфическими ловушками (фациальные замещения, рифы, бары, древние русла, антиклинали и др.). К ним относятся и ранние грабенообразные формы, залегающие на больших глубинах в результате последующего погружения бассейна.

Рудная сейсморазведка применяется для определения мощности рыхлых отложений, изучения глубинной тектоники и оконтуривания крупных рудовмещающих структур. При исследовании больших глубин (2 - 3 км) используют МОВ. Формы интрузивных тел изучают МПВ. В качестве примера рассмотрим результаты сейсморазведочных работ при изучении строения Тагильского погружения (рис. 1.10). На сейсмогеологическом разрезе образования именовской свиты к западу от г. Кушвы соответствует слой, скорость Р - волн в котором составляет 5,8 км/с. Западнее на поверхность выходят породы колчеданосной толщи со скоростью 6,25 км/с. Слой со скоростью 6,6 км/с отождествляется с диабазовым комплексом верхнего ордовика, на котором залегает колчеданная свита. К востоку от г. Кушвы распространены породы туринской свиты, где $V_p = 5,5$ км/с.

Рис. 1.10

При поисках месторождений угля в платформенных бассейнах сейсморазведку применяют для обнаружения депрессий в рельефе поверхности фундамента, а в геосинклинальных областях - для картирования складок угленосной толщи. Основной задачей, решаемой сейсморазведкой на стадии разведки угольных месторождений является обнаружение и картирование по площади и на глубине тектонических нарушений. Выделение разрывов производят

МОВ по аномалиям уменьшения скорости в зонах дробления и отражениям от этих зон. На стадии эксплуатации угольных месторождений сейсморазведку применяют для прогнозирования горных ударов (обвалов) в горных выработках с целью обеспечения техники безопасности ведения работ. При этом регистрируют естественные микросейсмы, обусловленные растрескиванием пород с помощью чувствительных приемников, закрепленных на стенках горных выработок. Искусственные источники сейсмоволн применяют для обнаружения ослабленных зон или пустот между двумя горными выработками, получения информации о наличии зон нарушения и выклинивания угольных пластов, что необходимо для обеспечения нормальной работы угледобывающих комплексов.

Инженерную сейсморазведку применяют для литолого-структурного гидрогеологического и геокриологического картирования. При инженерно-геологических изысканиях используется в основном МПВ на различных частотах при наблюдении разных типов волн; и по наблюдениям их динамических и кинематических характеристик удается решить следующие задачи: 1) картирование подземного рельефа скальных пород и зон их выветривания; 2) выявление тектонических нарушений зон дробления и закарстованности пород; 3) определение глубины уровня подземных вод; 4) изучение в плане и по глубине распространения многолетнемерзлых пород и таликов; 5) изучение динамических модулей упругости в естественном залегании; 6) проведение микросейсморайонирования.

Профили и точки измерения располагаются на небольшом расстоянии от источников возбуждения волн, поэтому регистрируют волны высокой частоты (150 -200 Гц), что повышает разрешающую способность метода. При гидрогеологических исследованиях применяют преимущественно МПВ для гидрогеологического районирования, поисков и разведки пресных подземных вод для централизованного и децентрализованного водоснабжения. При этом определяют глубину залегания кристаллического фундамента и характер магматизма и выполняют структурно-литологическое изучение разреза.

Список литературы

Сейсморазведка. Справочник геофизика в двух книгах. - М.: Недра, 1990.

7. ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ МЕТОД

Пьезоэлектрический метод разведки (ПЭМ) основан на измерении электромагнитных и сейсмических сигналов от геологических объектов, содержащих минералы - пьезоэлектрики с целью поисков и разведки таких объектов (рис. 7.1).

Рис. 7.1.

Физико-геологические основы метода.

Пьезоэлектрический эффект некоторых непроводящих электрический ток минералов (кварц, турмалин, сфалерит, нефелин, киноварь, халькопирит) заключается в электрической поляризации их граней при механических деформациях, вызванных, например, упругой волной. Пьезоэффект наблюдается только у минералов с низкими классами симметрии, т.е. у

кристаллов у которых отсутствует центр симметрии. В таких кристаллах физические свойства вдоль полярных осей различны в разных направлениях. Теоретически пьезоэффект можно ожидать примерно у 330 минералов. Особенно важно, что пьезоэффектив обладает кварц, составляющий около 12 % минерального состава земной коры. Он является одним из основных породообразующих минералов ряда горных пород - гранитов, гнейсов, кварцитов, песчаников, жильного кварца и др.

Пьезоэлектрический эффект был открыт в 1880 г. Жаном и Пьером Кюри, которые установили основное уравнение пьезоэлектрического эффекта:

$$q = d p,$$

где q - поверхностная плотность разноименных электрических зарядов, возникающая на противоположных гранях кристаллов под воздействием давления p ;

d - пьезоэлектрический модуль или пьезоэлектрическая активность породы или руды.

Пьезоэлектрический метод заключается в возбуждении в горных породах поля упругих колебаний, приеме, усилении и регистрации электрических и сейсмических сигналов.

Значение пьезоактивности пород и руд определяется на образцах в лабораторных условиях и в естественном залегании. Пьезоэлектрический эффект в образцах возбуждается магнито-стрикционным излучателем, а пьезоэлектрический потенциал измеряют точечным электродом, соединенным с вольтметром. Для определения пьезоактивности в естественном залегании на рудном объекте или вмещающих породах устанавливают пары измерительных электродов симметрично относительно точки возбуждения упругих колебаний. При этом получают относительное значение пьезоактивности как отношение амплитуд электрических сигналов измеренных на рудном объекте и во вмещающих породах.

По значению пьезоактивности удается разделить кварцевые жилы на различные генетические типы в пределах одного и того же месторождения. На хрусталеносных месторождениях различные генетические типы кварца существенно различаются по величине пьезоактивности в пределах от $5 \cdot 10^{-10}$ до $91 \cdot 10^{-10}$ отн.единиц. Более того, увеличение пьезоактивности кварца закономерно зависит от последовательности формирования кварцевых жил.

Кристаллическая киноварь, жильный кварц, окварцованные джаспероиды отличаются по активности от песчано-глинистых сланцев и известняков, однако в природе пока не удается проводить разделение кварцевых жил на рудные (с киноварью, например,) и безрудные.

Решения прямых задач пьезоэлектрического метода основаны на следующих предположениях. Величина пьезоэлектрического эффекта элементарного объема горной породы определяется направлением действующей силы и величиной деформации. Суммарная напряженность пьезополя равна векторной сумме полей от элементарных объемов.

Теоретически было установлено, что глубина обнаружения пьезоактивного объекта составляет примерно $(60 - 70) h$, где h - мощность объекта. В реальных условиях глубина обнаружения может значительно меняться, т.к. величина регистрируемого пьезоэффекта зависит от соотношения пьезоактивностей объекта и вмещающих пород, а также, и причем существенно, от упругих и электрических свойств вмещающих пород.

В результате расчетов и физического моделирования были получены основные закономерности распределения пьезоэлектрических сигналов от объектов разной конфигурации. Так, при профилировании над горизонтально залегающим пьезообъектом жильной формы, ширина аномалии возрастает по мере увеличения горизонтальной мощности жилы (рис.). Характерными особенностями являются смещение аномального максимума в сторону излучателя упругих колебаний и пологий спад над удаленными участками профиля. Эти эффекты обу-

словлены затуханием продольной волны по мере прохождения через объект и вмещающие породы.

Изменение угла падения жилы приводит к асимметрии амплитудного графика (рис.). Распределение пьезоэлектрических сигналов по скважине вблизи изометричного объекта характеризуется локальным максимумом. (рис.).

Рис. Пьезомодули:

а - различных видов кварца, б - пород и руд месторождения киновари (по Нейштадту И.М. и др.); 1-киноварь кристаллическая, (34 обр.), 2- жильный кварц (110 образцов), 3 -джаспероиды (209 образцов).

Кроме амплитуд пьезоэлектрических сигналов, изучается и время их прихода к приемным электродам. По этим временам и расстояниям от точки наблюдения до пункта возбуждения упругих колебаний строят пьезоэлектрические годографы, аналогичные сейсмическим. Время первых вступлений пьезоэлектрических сигналов определяется временем распространения упругой волны от ПВ до пьезообъекта, т.к. скорость распространения электромагнитной волны неизмеримо больше, чем упругой. Таким образом по времени первых вступлений и скоростям распространения упругих волн в горных породах можно определить расстояние до исследуемого объекта. Например, время вступления пьезоэлектрических сигналов по мере приближения источника колебаний к наклонному жильному объекту закономерно уменьшается (рис.). Для вертикальных жил и объектов изометричной формы ветви пьезогодографа симметричны относительно центров объектов, и, следовательно, минимальное время характеризует местоположение объекта.

Рис. ?????

Аппаратура и методика работ.

Измерения в пьезоэлектрическом методе осуществляют сейсмоэлектрической станцией типа " Кварц", представляющей собой радиотехническое устройство для приема, частотной селекции, усиления и регистрации пьезоэлектрических и сейсмических сигналов.

Пьезоэлектрические сигналы при наземных работах принимаются металлическими электродами, погружаемыми в почвенный слой; при скважинных измерениях применяют электроды цилиндрической формы в виде пружин, свитых из медного провода. Сейсмические сигналы принимаются сейсмоприемниками. Провода от электродов и сейсмоприемников собирают в ко-сы.

Усилители предназначены для усиления пьезоэлектрических и сейсмических сигналов до уровня, позволяющего проводить их регистрацию. Усилители снабжены фильтрами для подавления главным образом промышленных помех.

Рис. . Распределение амплитуд пьезоэлектрических сигналов: а и б -соответственно над горизонтальной, вертикальной и пологопадающей (пунктир) жилами размерами: I- 1+2, II- 1+2+3+4, III- 1+2+3+4+5+6; стрелкой показано направление упругой волны от источника; в - около изометрического объекта в форме шара (по Н.М.Нейштадту и др.); г-пьезоэлектрический годограф над наклонной жилой.

Информация записывается на магнитный регистратор ленточного типа, что обеспечивает широкие возможности частотной обработки данных. На одну и ту же ленту записывают момент возбуждения упругих колебаний и сигналы от электродов и сейсмо-приемников. Видно на рис. 1, электрические сигналы приходят раньше сейсмических.

Рис. 1. Пример записи электрических и сейсмических сигналов (а) и системы наземных измерений (б): I, II - соответственно поперечное и продольное профилирование, III - пьезообъект; ПВ- пункт взрыва, ПП- пункт приема, MN-приемные электроды, СП - сейсмоприемники; 1 - 4 - пьезоэлектрические сигналы, 5 - 7 - сейсмические сигналы, 8 - отметка момента взрыва.

Методически наземные работы выполняют в модификациях поперечного и продольного профилирования (рис. 1). Поперечное профилирование применяют при поисках и разведке неглубоко залегающих протяженных объектов жильной формы, мощностью более 1 м. Пункты возбуждения упругих колебаний и точки приема сигналов располагают на различных параллельно расположенных профилях вкрест предполагаемого простирания объекта. Так как ширина аномальной зоны в 2-3 раза превышает мощность пьезообъекта при глубине его залегания 15 - 20 м, то расстояние между парами приемных электродов обычно не превышает мощности объекта. Это обеспечивает выделение аномалии не менее чем по трем точкам. Расстояния между пунктами взрыва обычно в 5-6 раз больше шага приемных электродов.

Как следует из уравнения $\Delta U = U_0 \frac{d}{r}$, амплитуда пьезоэлектрического сигнала зависит не только от пьезоактивности объекта, но и от величины давления, создаваемого источником упругих волн. Контроль интенсивности источника, а также определение средних скоростей упругих волн в породах осуществляется сейсмоприемниками. Один из них (для определения скорости) устанавливают между приемных электродов, а второй (для контроля интенсивности) - на расстоянии 150 -200 м от профиля измерения.

Достоинством поперечного профилирования является относительно небольшое изменение интенсивности упругой волны вследствие небольших вариаций расстояния от источника до точек приема. Кроме того, при расположении источников и измерительных электродов над пьезообъектом получают наиболее контрастные аномалии.

При поисках и разведке маломощных жил, залегающих в породах высокой проводимости, применяют продольное профилирование (рис. 2). В этой модификации пункты взрыва и точки приема сигналов располагают на одних и тех же профилях, направленных вкрест предполагаемого простирания искомых тел. Расстояние между электродами составляет 10 - 15 м. Достоинство продольного профилирования - большая по сравнению с поперечным производительность работ. Но продольное профилирование имеет существенный недостаток, обусловленный влиянием сильного затухания упругой волны, вследствие заметного изменения расстояния между источником упругой волны и точками приема.

Рис. 2.?????

Скважинные исследования пьезоэлектрическим методом применяют для поисков разведки глубокозалегающих пьезообъектов в межскважинном пространстве. Работы выполняют в модификации межскважинного просвечивания при возбуждении упругого поля в

одной скважине, а регистрации сигналов - в другой (рис.). В плотных кристаллических породах дальность просвечивания достигает 100 - 200 м. При наличии одиночных скважин можно использовать комбинированные системы возбуждения и приема: взрывы производить в скважинах, а измерения - на земной поверхности, и наоборот.

Рис. ?????

Интерпретация полевых материалов и области применения.

Основой интерпретации данных пьезоэлектрического метода является изучение кинематических и динамических признаков регистрируемых сигналов. К кинематическим признакам относятся времена первых вступлений сигналов, которые зависят от удаленности исследуемого объекта, от источника колебаний и упругих свойств пород. К динамическим признакам - амплитуда, частота, длительность пьезо-электрических и сейсмических сигналов, которые зависят от пьезоактивности изучаемых объектов и вмещающих пород.

По результатам обработки пьезограмм строят графики отношений максимальных амплитуд пьезоэлектрических и сейсмических сигналов $A_{пэм} / A_{сп}$ и пьезоэлектрические годографы вдоль профилей наблюдений.

Местоположение пьезообъектов определяют способом засечек. Из пунктов возбуждения в направлении пьезообъекта, предполагаемого по максимуму аномалии, проводят окружности радиусом R , равным произведению скорости упругой волны на время первых вступлений пьезоэлектрического сигнала (рис.). Огибающая этих дуг является примерным контуром верхней части пьезообъекта.

Рис. ?????

По пьезогодографу определяют не только положение верхнего конца наклонной жилы, но и угол падения φ жилы. Для этого используют выражение: $\varphi = \arcsin v(\Delta t / \Delta x)$, в котором v - скорость распространения упругих волн. При межскважинном просвечивании используют кинематические характеристики пьезоэлектрических сигналов и местоположение исследуемого объекта определяют способом изохрон. Из пунктов возбуждения в скважинах радиусом $R = v t$ (t - время первых вступлений) проводят окружности - изохроны (рис.). Огибающая изохрон является контуром пьезообъекта.

Пьезоэлектрическим методом решаются следующие основные задачи: - картирование пород с различной пьезоактивностью; - поиски и разведка пьезообъектов с земной поверхности в межскважинном и околоскважинном пространствах; - разбраковка аномалий, выявленных другими геофизическими и геохимическими методами; - изучение морфологии пьезообъектов, вскрытых скважиной или горной выработкой.

Эти задачи решаются на месторождениях золота, горного хрусталя, вольфрама, слюды, олова, плавикового шпата, редких металлов, полиметаллических месторождений с высоким содержанием сфалерита, полихромных турмалинов и ограночных камней.

Рис. . Определение положения верхней кромки пьезообъекта.

а - по динамическим и кинематическим признакам, б - способом изохрон при межскважинном пьезоэлектрическом просвечивании. R - радиусы дуг, полученные при возбуждении сигналов в соответствующих пунктах; штриховкой показан пьезообъект.

На руднокварцевых месторождениях применимость геофизических методов определяется прежде всего физическими свойствами кварца и его нерудных спутников (полевого шпата, турмалина, карбоната, барита и обломков боковых пород). Промышленные минералы этих месторождений (самородное золото, касситерит, вольфрамит, шеелит, молибденит, антимонит, киноварь и др.) обычно составляют не более 2-3% и поэтому не оказывают заметного влияния на физические свойства нерудных образований. Основные же физические особенности кварца - высокие электрические сопротивления и пьезоэлектрическая активность.

Пегматитовые месторождения содержат в основном полевой шпат, кварц, слюду, редкие и рассеянные минералы и элементы (касситерит, вольфрамит, литий, рубидий, цезий и др.). Основными физическими свойствами пегматитовых месторождений с точки зрения применимости пьезоэлектрического метода являются относительно высокие электрические сопротивления и повышенная пьезоактивность пегматитовых тел, особенно при наличии в них кварцевых образований.

Наземные модификации пьезоэлектрического метода на обеих группах месторождений применяют при мощности рыхлых образований не более 10 м. При большей глубине залегания пьезообъектов используют скважинные модификации, а на стадии эксплуатации и шахтные.

При поисках слюдоносных пегматитов пьезоэлектрический метод применяют начиная с масштаба 1:5000 и крупнее, т.к. использование его при более мелкомасштабных поисковых стадиях экономически нецелесообразно.

В Мамско-Чуйском районе, например, слюдоносные пегматиты выделяются четкими пьезоэлектрическими аномалиями. (рис.). Проверка этих аномалий канавами длиной 6,5 км показала наличие пегматитовых жил на глубине около 2м.

Рис. ?????

На месторождениях редкометалльных пегматитов Кольского полуострова пьезоэлектрический метод применяли для разбраковки геохимических ореолов рассеяния редких металлов. Там пегматитовые жилы имеют длину 50 -120 м при мощности 10 -20 м и перекрыты рыхлыми отложениями 3 - 4 м. Наземными пьезоэлектрическими измерениями было установлено, что амплитуда пьезоэффекта над пегматитовыми жилами в 4 - 5 раз больше, чем над вмещающими породами. (рис.). Максимальная величина пьезоэффекта соответствует кварцевому ядру. Асимметрия кривой $A_{нзм} / A_{сн}$ указывает направление падения пегматитовой жилы.

Рис. ?????

Пьезоэлектрическая активность руд полиметаллических месторождений с высоким (>30%) содержанием сфалерита на порядок выше, чем активность вмещающих пород. Пьезоэлектрический метод на этих месторождениях применяют в наземной (в карьерах), шахтной и скважинной модификациях для дистанционного обнаружения и картирования залежей сфалеритовых руд.

Предпосылкой применения пьезоэлектрического метода на кварц-вольфрамовых месторождениях является различие пьезоактивности кварца ($d_{cp} = 12,8 \cdot 10^{-10}$ отн. ед. СИ) и вмещающих пород ($d_{cp} = 2,14 \cdot 10^{-10}$ отн. ед. СИ). Метод также применяют в наземной, шахтной и скважинной модификациях с целью поисков новых кварц-вольфрамовых жил, прослеживания известных жил внутри рудоносной зоны для целенаправленного ведения эксплуатационных работ. Наземные работы проводят в модификации поперечного профилирования с ориентировкой профилей вкрест предполагаемого простирания жил. При этом даже маломощные (0,3 - 0,5 м) кварц-вольфрамовые жилы надежно обнаруживаются до глубин 15 - 20 м (рис.).

Рис. ?????

Список литературы

8. ЯДЕРНО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Методы ядерно-геофизической разведки подразделяются на *радиометрические методы* поисков полезных ископаемых по естественному радиоактивному излучению и *ядерно-геофизические методы* анализа вещественного состава пород и руд путем их искусственного облучения источниками радиоактивных излучений. Радиометрические и ядерно-геофизические методы основаны на изучении и использовании различных свойств радиоактивных излучений, открытых А. Беккерелем в 1896 г.

Радиоактивные превращения. Единицы радиоактивности.

Атомы всех химических элементов состоят из ядра и окружаются электронными оболочками. Ядро состоит из протонов и нейтронов. Число протонов определяет номер элемента Z , а сумма числа протонов и нейтронов равна массовому числу A . Элементы, атомы которых имеют одинаковое число протонов Z , но различные массовые числа A называются изотопами данного химического элемента.

Радиоактивными называются элементы, ядра атомов которых обладают способностью к самопроизвольному распаду и с течением времени превращаются в ядра атомов других элементов с иными физическими и химическими свойствами. Все радиоактивные элементы называют также нуклидами.

Процесс превращения одного нуклида в другой возможен, когда изменяется соотношение между числом протонов и нейтронов в ядре; это соотношение можно изменить подвергая стабильные нуклиды бомбардировке нейтронами, протонами и другими частицами, способными

проникнуть внутрь ядра и вызвать в нем изменения. Самопроизвольное превращение элементов (распад) называется радиоактивностью. В настоящее время известны следующие виды радиоактивных превращений: α - распад с испусканием ядер атомов гелия; β - распад с испусканием электронов и позитронов; захват ядром электрона с одной из собственных оболочек (обычно с K-оболочки); самопроизвольное (спонтанное) деление некоторых тяжелых ядер на два близких по массе осколка.

Во многих случаях α и β - частицы уносят не всю энергию, Остаток ее испускается в виде одного или нескольких γ -квантов.

Радиоактивные превращения

Превращение или распад любого радиоактивного нуклида с течением времени происходит по показательному закону

$$N = N_0 e^{-\lambda t},$$

где N_0 - начальное количество атомов радионуклида; N - число атомов, сохранившееся спустя время t ; λ - постоянная распада; e - основание натурального логарифма.

Постоянная распада характеризует вероятность радиоактивного распада данного нуклида за единицу времени и имеет размерность 1/с, 1/сут., 1/год. Скорость радиоактивного распада характеризуется также периодом полураспада $T_{1/2}$ - временем, в течение которого распадается половина начального числа атомов радионуклида, и средней продолжительностью τ жизни ядра атома. Эти три параметра связаны между собой следующими соотношениями:

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda}; \quad \tau = \frac{1}{\lambda} = 1,44 \cdot T_{1/2}$$

Можно показать, что при $t = 5 T_{1/2}$ $N \approx 0,03 \cdot N_0$; при $t = 7 T_{1/2}$ $N \approx 0,01 \cdot N_0$; при $t = 10 T_{1/2}$ $N \approx 0,001 \cdot N_0$.

В радиометрии обычно имеют дело с цепочкой последовательно распадающихся радионуклидов. Первоначальный нуклид называют материнским, а образующийся из него - дочерним. Если из каждого распадающегося атома первого нуклида образуется один атом второго, то скорость накопления атомов дочернего нуклида определится выражением

$$dN_2 / dt = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2$$

Здесь N_1, N_2 - соответственно, число атомов материнского и дочернего нуклидов; λ_1 и λ_2 их постоянные распада.

Величина $\lambda_1 N_1$ - характеризует скорость распада материнского нуклида, которая равна скорости образования дочернего нуклида; $\lambda_2 N_2$ определяет скорость распада дочернего элемента.

Если материнский нуклид имеет очень большой период полураспада по сравнению с дочерним, т. е. $T'_{1/2} \gg T''_{1/2}$, то можно положить $N(t) = const$. По мере увеличения времени t , N_2 будет стремиться к предельному значению: $N_2^\infty \rightarrow \lambda_1 N_1 / \lambda_2$. Тогда $\lambda_1 N_1 / \lambda_2 N_2^\infty$.

Последнее уравнение представляет собой математическое выражение *векового или радиоактивного равновесия* между долгоживущим материнским и дочерним нуклидами.

Из закона радиоактивного равновесия можно рассчитать массу любого радионуклида, если известны постоянные распада или периоды полураспада материнского и дочернего нуклидов.

Так в равновесии с 1 г ^{238}U находится $3,4 \cdot 10^{-7}$ г Ra . Состояние равновесия между Ra и U в урановой руде характеризуется коэффициентом радиоактивного равновесия K_{pp} , который рассчитывают по формуле

$$K_{pp} = q \text{Ra} / 3,4 \cdot 10^{-7} q \text{U},$$

где $q \text{Ra} / 3,4 \cdot 10^{-7}$ - концентрация Ra , выраженная в эквивалентных процентах равновесного U ; $q \text{U}$ - концентрация U , %.

Если $K_{pp} = 1$, руда равновесна; при $K_{pp} < 1$ равновесие смещено в сторону U ; при $K_{pp} > 1$ - в сторону Ra .

Единицы радиоактивности.

При работе с естественными и искусственными радионуклидами приходится определять их массу, концентрацию, дозу и мощность дозы γ -излучения. Массу долгоживущих радиоактивных нуклидов определяют в кг, г, мг.

Единицей для определения активности радионуклидов в СИ является *беккерель* (Бк) – такая активность любого нуклида в котором за 1 с распадается 1 ядро. На практике широко используют несистемную единицу активности – *кюри* (Ки), равную $3,7 \cdot 10^{10}$ Бк. Концентрацию любого радионуклида в веществе выражают в беккерелях на единицу массы или объема, концентрацию Rn в воздухе или воде - Бк/м³.

Для оценки дозы излучения используют меру излучения, основанную на измерении ионизации воздуха и называемую *экспозиционной дозой*. За единицу *экспозиционной дозы* в СИ принят *кулон на килограмм* (Кл/кг), равный экспозиционной дозе излучения, при которой сопряженная корпускулярная эмиссия в сухом атмосферном воздухе массой 1 кг производит ионы с суммарным зарядом 1 Кл. Ранее использовалась единица экспозиционной дозы излучения называемая *рентген* (Р), при которой сопряженная корпускулярная эмиссия в 1 см³ сухого воздуха образует ионы с зарядом 1 ед СГС каждого знака. $1\text{Р} = 2,58 \cdot 10^{-4}$ Кл/кг.

Мощность экспозиционной дозы характеризует величину этой дозы отнесенную к единице времени: (А/кг, Р/ч, Р/с). *Естественные уровни радиоактивности* выражаются в более мелких единицах мощности экспозиционной дозы: пА/кг = 10^{-12} А/кг, мкр/ч = 10^{-6} Р/ч (1 мкр/ч \approx 0,072 пА/кг).

Естественные и искусственные радионуклиды.

К естественным радиоактивным элементам относятся преимущественно тяжелые элементы, распадающиеся с испусканием α - и β - частиц. Эти элементы образуют 3 радиоактивных ряда (семейства), которые названы по наиболее долгоживущему в каждом семействе элементу - урану, торию и актиноурану.

Родоначальниками каждого семейства являются *материнские* нуклиды, имеющие большой период полураспада и частично сохранившиеся за время существования Земли (около 5 млрд. лет). Такими нуклидами являются $^{238}\text{U}_{92}$ ($T_{1/2} = 4,5 \cdot 10^9$ лет),

$^{232}\text{Th}_{90}$ ($T_{1/2} = 1,39 \cdot 10^{10}$ лет), $^{235}\text{U}_{92}$ ($T_{1/2} = 713 \cdot 10^6$ лет). В середине каждого семейства имеются радиоактивные газы-эманации: радон ($^{222}\text{Rn}_{86}$); торон ($^{220}\text{Tn}_{86}$); актинон ($^{219}\text{An}_{86}$), имеющие различные периоды полураспада: 3,82 сут., 55,5 с и 3,92 с, соответственно. Испытывая α -

превращение, эманации образуют короткоживущие продукты распада *A*, *B* и *C*, которые играют большую роль (особенно в семействе урана).

Конечными продуктами превращения в каждом семействе являются стабильные изотопы свинца $^{206}\text{Pb}_{82}$, $^{207}\text{Pb}_{82}$ и $^{208}\text{Pb}_{82}$, которые получили название *радиогенного* свинца. Самостоятельно элементы ряда актиноурана в природе не встречаются. Из-за малого периода полураспада ^{235}U на его долю в смеси природного урана приходится всего 0,7 %. В семействе урана имеются 8 элементов α - излучателей, при этом у образующихся продуктов распада атомный номер уменьшается на 2, а массовое число - на 4 единицы. В ряду радиоактивных превращений α -излучатели распространены примерно равномерно. При β - превращении атомный номер увеличивается на единицу, а масса остается без изменения. β -излучатели распределены между нуклидами группы UX_2 и группы радия (*RaB*, *RaC*, *RaE*).

Основная доля γ - излучения (95%) приходится на нуклиды группы радия (*RaB*, *RaC*) и лишь около 5 % на нуклиды группы UX_2 . Это имеет очень большое значение при проведении поисковых работ на уран. В семействе тория нуклид *ThC''* имеет наиболее высокую энергию γ -квантов среди всех природных излучателей (2.62 МэВ).

В природе известно около 200 радиоактивных нуклидов стабильных элементов. Продуктами превращения их ядер являются устойчивые нуклиды, поэтому их называют устойчивыми радионуклидами. Из них наибольший интерес представляет одиночный нуклид $^{40}\text{K}_{19}$, имеющий период полураспада $1.4 \cdot 10^9$ лет и составляющий 0,012% от общего количества природного *K*. Около 89% $^{40}\text{K}_{19}$ испытывает β - превращение, а 11% ядер захватывают *K* - электроны своего атома испуская γ - кванты с энергией 1,46 МэВ.

Концентрация радиоактивных элементов в природе невелика: $2,5 \cdot 10^{-4}$ % U; $1,3 \cdot 10^{-3}$ % Th и **2,5% K**. В небольших количествах они имеются и в живых организмах. Так в организме человека содержится около $2 \cdot 10^{-5}$ г урана, 10^{-10} г радия и примерно 140 г калия.

Отличительной чертой поведения *U* и *Th* в *магматических процессах* является накопление этих элементов на завершающем этапе дифференциации магмы. Средние концентрации *U*, *Th* и *K* в магматических, осадочных породах, почвах и водах приведены в таблице XXX. Из таблицы видно, что концентрация радиоактивных элементов в магматических породах *возрастает от ультраосновных разностей к кислым*. При этом характерно примерное постоянство торий-уранового соотношения, равное 3-4. Общим для всех радиоактивных элементов является повышение их концентрации с уменьшением возраста пород. Так начальным и ранним этапам тектоно-магматического цикла обычно отвечают интрузии основных и ультраосновных пород, обладающих наименьшей радиоактивностью.

Таблица 8.1.

Средние концентрации радиоактивных элементов (в %) в различных породах и средах.

Породы и среды	U	Th	K
Магматические породы:			
Ультраосновные (перидотиты, пироксениты)	0,03	0,08	0,02
основные (габбро, базальты)	0,6 - 0,7	1,8 - 2,3	1,4

средние (диориты, андезиты)	1,8	6,0	2,0
кислые (граниты, липариты)	4,5 - 6,0	18,0 - 25,0	4,2
Осадочные породы:			
горючие сланцы	до 100	10 - 15	-
углеродисто-глинистые сланцы	10 - 20	15,0	3,2
аргиллиты, глинистые сланцы, глины	4,0	11,5	2,6
песчаники, алевролиты	2,9	10,4	1,1
известняки	1,6	1,8	0,3
мергели	2,8	2,5	0,2
доломиты	3,7	2,8	0,2
каменная соль, галит	0,9 - 1,0	1,0	0,4
гипс, ангидриты	0,1	0,4	0,1
Почвы	0,1	0,4	0,1
Воды			
поверхностные	10 -4	10 -3	10 -2
подземные	10	10-3	3 10 -2

Со средними этапами связано внедрение различных гранитоидов с повышенной активностью. Породы поздних этапов представлены разнообразными по составу малыми интрузиями с высокими концентрациями U , Th и K . Чаще всего U накапливается в конечных дифференциатах гранитоидных интрузий, в которых основная доля U находится в подвижной форме, а концентрация Th , Zr , TR и др., изоморфно замещающих уран, низкая.

Высокими концентрациями радиоактивных элементов характеризуются щелочные интрузивные породы. Например, нефелиновые сиениты содержат $(1-1,5) \cdot 10^{-3} \% U$, $3 \cdot 10^{-3} \% Th$ и $10-12 \% K$.

В отличие от интрузивных пород, накопление U при *пегматитообразовании* обычно происходит в *акцессорной части пегматитов*, где U может ассоциировать с такими элементами, как Th , Zr , Hf , Ca , TR . Особенно характерен парагенезис U с Th и редкими землями. При этом U входит в решетку преимущественно иттриевых минералов, а Th - цериевых.

Содержания радиоактивных элементов в *осадочных породах* достаточно разнообразны (см. табл. XX). Торий-урановое отношение не является постоянным, а колеблется от 1 до 5 - 8. Повышенные концентрации U и Th отмечаются в терригенных осадочных породах, что связано с присутствием таких акцессорных минералов, как циркон, монацит, глауконит, фосфорит. При этом выявляется довольно четкая корреляция U с количеством глинистого материала в этих породах, обусловленная сорбирующими свойствами глин. Для Th эта зависимость выражена менее четко.

Наибольшей ураноносностью характеризуются *углеродисто-глинистые сланцы*, в которых U тесно связан с органикой. Самые низкие концентрации U и Th наблюдаются в соленосных отложениях типа ангидридов, каменной соли, галита, гипса.

Концентрация радиоактивных элементов в *метаморфических породах* зависит от исходного состава пород, и влияния последующих процессов метаморфизма. Последние могут привести как к уменьшению, так и увеличению содержаний U и Th .

По мере увеличения степени регионального метаморфизма наблюдается снижение в породах концентраций U и Th по сравнению с концентрациями в исходных породах. Поэтому высоко-метаморфизованные породы (гранулитовая фация) относительно обеднены U и Th , а наименее метаморфизованные породы (зеленокаменная фация) обогащены этими элементами.

Важной причиной миграции U в эндогенных условиях является гидротермальный процесс, где источником U могут быть как различные породы (магматические, осадочные и метаморфические) из которых U извлекается гидротермальными растворами, так и кристаллизующийся магматический расплав. С гидротермальными процессами связано формирование не только большинства месторождений U , но и значительной части месторождений полезных ископаемых. На высокотемпературные процессы изменения пород указывают U и Th , среднетемпературные - U и K , низкотемпературные - K .

Из-за большой подвижности U по сравнению с Th в экзогенных условиях, верхние (каолинитовые) горизонты коры выветривания характеризуются повышенным торий-урановым отношением. Высокой подвижностью U можно также объяснить нарушение в коре выветривания радиоактивного равновесия между Ra и U в сторону избытка Ra относительно равновесного количества U . Латеритная кора выветривания обогащена Th (до $7-10^{-3}\%$) за счет накопления в горизонтах выноса устойчивых акцессорных минералов типа циркона, монацита и др.

Искусственные радионуклиды Искусственная радиоактивность была открыта в 1934 г. И. и Ф. Жолио-Кюри, которые обнаружили, что при облучении алюминиевой фольги α -частицами Po испускание позитронов не прекращалось и после удаления α -источника.

Радиоактивные изотопы образуются в результате многих ядерных реакций. В настоящее время известно более 800 радиоактивных изотопов всех элементов от водорода до урана. Посты все источники излучений, используемые в ядерно-геофизических методах, получены искусственным путем.

У большинства искусственных радионуклидов наблюдается β -распад с испусканием электронов, реже позитронов, Вероятность взаимодействия бомбардирующей частицы с ядром облучаемого элемента (мишенью) выражается в единицах эффективного сечения - барнах (10^{-24} см²).

Перенос гамма и нейтронного излучения в горных породах.

Гамма - излучение представляет собой кванты электромагнитного излучения с длиной волны около $n 10^{-13}$ м. Оно сопровождает α и β - превращение, в результате которого ядро возбуждается. Переход возбужденного ядра в основное состояние может происходить в один или несколько этапов. Поэтому превращение разных атомов одного типа может сопровождаться одним или несколькими γ -квантами. В результате число γ -квантов на одно превращение не является целым. Энергия γ -квантов E выражается произведением $h\nu$, где h - постоянная Планка, ν - частота соответствующего колебания, обратно пропорциональная длине волны.

Ядерная геохронология

В геохронологии используют превращения одних радиоактивных элементов в другие. В основе метода лежит определение концентрации материнского радионуклида и количества накопившегося за определенный промежуток времени стабильного продукта его распада. Для этого используют масс-спектрометрический анализ.

Пусть N_0 - первоначальное количество ядер материнского радионуклида, которое входило в состав минералов в момент их образования, N_R - количество атомов данного радионуклида, сохранившееся спустя время t , прошедшее с момента образования минералов, N_S - количество атомов стабильного нуклида, накопившееся в породе за тот же промежуток времени. Тогда

$$N_S = N_0 - N_R. \quad (49)$$

Запишем закон радиоактивного распада в виде $N_0 = N_R e^{\lambda t}$. (50)

С учетом равенства (49), выражение (50) можно представить как

$$N_S = N_R e^{\lambda t} - N_R = N_R (e^{\lambda t} - 1),$$

или

$$(N_R + N_S) / N_R = e^{\lambda t} \quad (52)$$

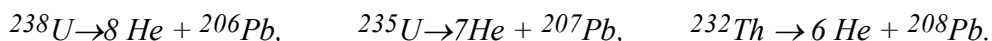
Логарифмируя (52), получают основное соотношение для вычисления возраста:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{N_S}{N_R} \right). \quad (53) \quad \text{?????}$$

В настоящее время разработано около 10 методов определения абсолютного возраста. Выбор метода, с помощью которого может быть определен возраст геологического образования, зависит от времени существования объекта исследования. Минералы, возраст которых определяется, должны иметь хорошую сохранность. Потеря или привнос материнского радионуклида или стабильного нуклида, по концентрации которых датируется возраст, не должны происходить в течение всего времени жизни минералов.

В соответствии с установившейся терминологией, названия методов определения абсолютного возраста древних образований отражают конечные стабильные продукты распада, используемые для датирования: свинцовый, гелиевый, аргоновый, стронциевый методы. В этих методах в качестве радионуклидов используют ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Rb . Для оценки возраста молодых образований применяют радиоуглеродный, радиевый и иониевый методы.

Наиболее распространенным и надежным является свинцовый метод датирования возраста. В его основе лежит процесс превращения урана, актиноурана и тория в радиогенный свинец:



Для определения возраста этим методом используются хорошо сохранившиеся минералы с содержанием U или Th более 1 %, такие как уранинит, урановая смолка, циркон, монацит, ортит, ксенотим, торит и другие.

При определении возраста урановых минералов приходится учитывать два нуклида урана, распадающиеся с разной скоростью ^{238}U и ^{235}U . Поскольку скорости накопления нуклидов свинца ^{206}Pb и ^{207}Pb различны, можно применить метод расчета, основанный на отношении $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$. В этом случае нет необходимости определять количество ^{238}U и ^{235}U в минерале. Из выражения (51) следует

$$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb} = (^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235} t} - 1)) / (^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238} t} - 1))$$

Здесь массы нуклидов выражены в граммах и для удобства обозначены символами.

Так как отношение $^{235}\text{U} / ^{238}\text{U}$ во всех исследованных минералах постоянно и равно 1/139, то

$$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb} = (e^{\lambda_{235} t} - 1) / 139 (e^{\lambda_{238} t} - 1).$$

Последнее уравнение позволяет по известному отношению $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ в минерале определить его возраст.

Гелиевый метод основан на определении соотношения между количеством накопившегося гелия и исходными нуклидами (U , Th , ^{235}U). Но минералы с высокими содержаниями исходных нуклидов непригодны для применения метода, т.к. образовавшийся гелий может иметь повышенное давление и будет диффундировать в окружающую среду.

При отсутствии потери гелия возраст минералов (<200 млн.лет) рассчитывается по формуле

$$t = 4,9 \cdot 10^{10} (P_{\text{He}} (\text{г}) / (P_{\text{U}} (\text{г}) + 0,2 P_{\text{Th}} (\text{г}))) \text{ лет.}$$

Одним из способов определения возраста молодых образований является *радиоуглеродный метод*. Суть метода состоит в том, что не радиоактивный ^{12}C и радиоактивный ^{14}C существуют в природе в определенном соотношении, причем ^{14}C постоянно образуется в атмосфере под действием космического излучения. При фотосинтезе оба углерода попадают в растения, а затем в живые организмы. После смерти организма ^{14}C больше не попадает в организм и в результате его β -распада соотношение $^{12}\text{C} / ^{14}\text{C}$ нарушается. Период полураспада ^{14}C равен 5568 лет. Время t , прошедшее после смерти организма, определяется из сравнения удельной активности исследуемого остатка I_0 и активности I_c современного материала с использованием соотношения: $I_0 = I_c e^{\lambda t}$.

Способы измерения γ - и нейтронных полей.

Существуют различные способы измерения радиоактивных излучений. Все они основаны на эффектах, прямо или косвенно связанных с ионизацией и возбуждением атомов, возникающих при взаимодействии излучений с веществом. Наибольшее распространение получили детекторы, в которых энергия излучения тем или иным способом преобразуется в электрическую (ионизационные, полупроводниковые и трековые).

Действие ионизационных камер и газоразрядных счетчиков основано на использовании ионизирующего действия излучений на газы. При ионизации газа появляется электрический ток. При этом *заряженные* частицы ионизируют газ сами, а γ -кванты и нейтроны, лишенные заряда, вызывают ионизацию благодаря вторичным заряженным частицам, образующимся в результате поглощения γ -квантов с образованием электронов или поглощения нейтронов с образованием α -частиц или протонов.

Счетчики, действие которых основано на ионизации газов, конструктивно представляют собой наполненные газом баллоны с двумя электродами (ионизационные камеры). В газоразрядных счетчиках одним из электродов является металлический (или металлизированный стек-

лянный) баллон. К электродам приложена разность потенциалов. Под действием излучения на стенку баллона в нем появляются ионы, которые начинают двигаться в электрическом поле: положительные ионы - к катоду, отрицательные - к аноду. Появляется электрический ток, который можно измерить индикатором. В современной аппаратуре, предназначенной для регистрации

γ -излучения, используют преимущественно твердотельные сцинтилляционные детекторы.

Сцинтилляционный детектор (рис.) состоит из люминофора (фосфора), в котором под действием γ -квантов возникает эмиссия фотонов (сцинтилляции) и фотоэлектронного умножителя (ФЭУ), преобразующего их в электрические импульсы. Число фотонов в одной сцинтилляции пропорционально поглощенной энергии. Люминофор соединяется с ФЭУ обычно через светопровод. Для измерения γ -излучения используют в качестве люминофора кристалл NaJ , активированный Tl . Эффективность регистрации γ -квантов с энергией менее 0,2 МэВ попавших на детектор - около 100%; по мере увеличения энергии квантов эффективность регистрации постепенно снижается и для квантов с энергией 1-2 МэВ эффективность составляет 50-60%.

Процесс формирования сигнала в сцинтилляционных детекторах, как и других приемниках излучения носит статистический характер. Это приводит к тому, что даже при одинаковой энергии γ -квантов амплитуды сигналов на выходе оказываются различными. Форма амплитудного распределения пикообразная, поэтому γ -кванты с близкими энергиями могут давать сливающиеся или трудноразрешимые пики. Отношение ширины пика (линии) на уровне половины его амплитуды к средней амплитуде импульса (энергии γ -гамма кванта) называется амплитудным разрешением детектора и выражается в процентах $\omega = (\Delta E/E) \%$.

Рис. . Форма амплитудного распределения импульсов.

Пропорциональные детекторы характеризуются линейной зависимостью амплитуды импульса от первичного заряда, что позволяет не только регистрировать ионизирующие излучения, но и изучать их природу и распределение по энергиям. Их широко применяют в ядерной геофизике для регистрации медленных нейтронов и изучения спектрального состава мягкого γ -излучения. В детекторах нейтронов в материал катода или в газ-наполнитель добавляют вещество, атомы которого, взаимодействуя с нейтронами, выделяют заряженные частицы (3He или BF_3), способные вызывать ионизацию. При поглощении медленных нейтронов этими веществами образуются протоны или α -частицы. Пропорциональные детекторы мягкого γ -излучения имеют тонкостенные окна из металлической фольги и заполняются смесью аргона и молекул спирта при пониженном давлении.

Для измерения мощности дозы ядерных излучений применяются радометры. При попадании излучения в детектор на его выходе образуются импульсы электрического тока и на-

пряжения, которые усиливаются предварительным усилителем. Далее, после усиления и дискриминации (для отделения шумовых импульсов), они формируются по амплитуде и длительности (стандартизируются) и подаются на индикатор, показания которого пропорциональны скорости счета, т.е. числу импульсов в единицу времени. Для функционирования прибора необходим источник высокого напряжения, которое в полевых приборах получают от преобразователей, питающихся от батарей сухих элементов или аккумуляторов.

Измерение энергетического распределения γ -квантов производится гамма-спектрометрами. Их основу составляют детектор, амплитуда импульсов на выходе которого пропорциональна энергии излучения и амплитудный анализатор. Последний обычно используют в дифференциальном режиме работы, когда выделяют импульсы в нешироком интервале амплитуд (энергий). В современной аппаратуре используют обычно многоканальные амплитудные анализаторы.

Для отбора проб почвенного воздуха, определения в пробах концентрации и природы эманаций при эманационной съемке применяют эманометры. Эманометры состоят из пробоотборника, поршневого насоса, сцинтилляционной камеры, измерительного пульта и соединительных резиновых трубок. Определение концентраций эманации основано на регистрации α -частиц, излучаемых радиоактивными элементами пробы с помощью открытого сцинтилляционного детектора. Последний состоит из эманационной камеры и ФЭУ. Поглощаясь люминофором (ZnS активированным Ag), покрывающим тонким слоем внутреннюю стенку камеры, α -частицы вызывают световые вспышки. Эти вспышки преобразуются ФЭУ в импульсы тока и регистрируются электронной схемой, аналогичной схеме радиометров.

Радиометрические методы разведки.

Радиометрические методы используются на всех стадиях геологоразведочных работ. Из полевых методов поисков и разведки широко применяют гамма- и эманационные методы. Общим недостатком гамма-методов является небольшая глубинность исследований, не превышающая 50 см при плотности пород 2 г/см^3 . Поэтому их применение эффективно лишь на обнаженных участках или районах с малой мощностью рыхлых экранирующих образований элювиально-делювиального происхождения.

Первичным объектом поисков являются *ореолы рассеяния* рудных тел. Нижний предел аномальной γ -активности $P_{ан}$ оценивают по величине нормального фона $P_{нф}$ под которым понимают сумму космического излучения, остаточного фона прибора и излучения пород с кларковыми содержаниями радионуклидов с учетом колебания этой величины $\sigma_{нф}$ по формуле $P_{ан} = P_{нф} + 3\sigma_{нф}$.

Аэрогамма - съемка.

Аэрогамма-съемка - скоростной метод геологического картирования, а также поисков месторождений радиоактивных руд и парагенетически или пространственно связанных с U и Th нерадиоактивных полезных ископаемых ($TR, Ta, Nb, P, Mo, Sn, Al$ и других).

На современном этапе ее выполняют в комплексе с магниторазведкой и электроразведкой. Съемки выполняют в масштабах 1:50000 - 1:10000 при высоте полета не более 75 м. При проведении съемок используют станции, аэрогамма спектрометры которых выполняют измерения

в 4-х энергетических интервалах (три из них измеряют усредненные по площади концентрации U (Ra), Th и K , а четвертым является канал общего счета (интенсивности) γ -квантов. Одновременно получают данные магнито- и электроразведочного каналов.

По результатам съемок строят карты распределения содержаний U (Ra), Th и K и выделяют аномальные участки, после чего выделяют наиболее перспективные из них для наземной проверки.

При геологическом картировании аэрогамма- съемка применяется для выделения комплексов пород, обладающих характерными особенностями распределения радиоактивных элементов. Можно картировать породы гранитного состава, основные, ультраосновные, осадочные, обогащенные глиной и органикой, а также с низкими содержаниями радиоактивных элементов (кварциты, известняки).

Использование гамма- съемка для поисков нерадиоактивных элементов основывается на существовании частых связей полезных ископаемых с U и Th . Частая, но непостоянная связь прослеживается между содержаниями U и Th с месторождениями Mo , S , W , фосфоритов, пегматитов с редкоземельными элементами цериевой группы и другими элементами. Для Al месторождений характерны повышенные кларки U и Th и пониженные - калия.

Автогамма-съемка применяется на равнинных слабозалесенных территориях, где развиты открытые вторичные ореолы рассеяния. Используются автомобильные четырехканальные гамма-спектрометры. Съемку проводят по правильной сети в масштабах 10000, 1:5000 (1:2000) на скорости 12-15 км/ч. и при 3-4 км/ч при детализации.

Результаты представляют в виде планов и графиков мощности экспозиционной дозы и концентраций радиоактивных элементов. Их интерпретация проводится в комплексе с геологическими данными.

Пешеходная гамма-съемка используется на всех этапах поисковых работ на территориях с хорошо расчлененным рельефом, хорошо развитой современной гидросетью и со сравнительно хорошей обнаженностью и наличием элювиально-делювиальных непромытых отложений. Используются по верхняя, шпуровая и спектротрическая съемки.

Поверхностную съемку выполняют с целью поисков месторождений урана по маршрутам вкост простирания пород и тектонических зон, контролирующих оруденение.

Шпуровую съемку используют на перспективных территориях при мощности наносов, превышающей 1,5-2 м. Ее проводят на забоях шпуров глубиной до 1 м по заранее разбитой сети наблюдений.

Спектротрическую гамма-съемку проводят на поверхности и в горных выработках в пределах γ -аномалий для изучения их природы. Для определения содержаний U (Ra), Th и K используют энергии их γ -излучения (соответственно 1,76, 2,62 и 1,46 МэВ). В каждой точке проводятся измерения интенсивности в пределах указанных энергетических окон ("К", "Р", "Т"). Содержания qU , qTh , qK вычисляются из решения системы уравнений:

$$\begin{aligned} N_1 &= a_1 qU + b_1 qTh + c_1 qK \\ N_2 &= a_2 qU + b_2 qTh \\ N_3 &= b_3 qTh , \end{aligned} \quad (\quad)$$

где $a_{1,2,3}$ $b_{1,2}$, c_1 - градуировочные коэффициенты от единичных концентраций U (Ra), Th и K в соответствующих каналах; N_1 , N_2 , N_3 - скорости счета по каналам.

Результаты гамма-съемок изображают в виде карт аномалий, представляя в виде изолиний мощности дозы γ -излучения или (для гамма-спектрометрии) в виде изолиний концентраций U (Ra), Th и K в масштабе съемки .

Морские съемки используют для геологического картирования дна, поисков россыпных месторождений, парагенетически связанных с радиоактивными элементами в зоне шельфа.

Эманационная съемка основана на исследовании распределения радиоактивных газов-эманаций радона и торона в рыхлых отложениях. Для этого используют: а) традиционную эманационную съемку с отбором проб почвенного воздуха и измерением альфа-излучения эманации и продуктов распада (RaA и RaC'); б) трековую съемку с экспонированием в течение 25-30 суток пленочного детектора в закопушках и последующего считывания числа треков-следов α -частиц, образовавшихся на детекторе под воздействием на него α -излучения нуклидов Rn и Tn и их продуктов распада; и в) способ активного налета (САН), заключающийся в измерении α -активности дочерних продуктов распада Rn , осевших на адсорбенте. Эманационная съемка может применяться на всех стадиях поисково-разведочных работ, но, в основном, это метод детальных поисков газовых ореолов радиоактивных руд. Ее применяют также для решения задач геологического картирования (для обнаружения зон тектонических нарушений, зон трещиноватости и т.д.) при мощности рыхлых отложений 6-10 м (для радонового метода).

Для проведения традиционной эманационной съемки используются полевые эманометры, позволяющие определять концентрации Rn в беккерелях на литр (Бк/л или Бк/м³). Отбор почвенного воздуха производится с помощью конусообразного пробоотборника и всасывающего насоса с глубины 0,8 м, для чего предварительно пробивают шпур. После отбора пробы краны прибора закрывают и производят отсчет "мгновенной" активности n_0 . Через 3 минуты после введения эманации в камеру производят второй отсчет. На аномалиях радоновой природы значения отсчетов близки, на тороновых аномалиях второй отсчет в несколько раз меньше.

Результаты эманационной съемки представляют в виде планов графиков или карт изо-концентраций эманаций. Результаты трековой съемки представляют числом треков на 1 мм² поверхности пленки, отнесенных к времени экспозиции (30 сут).

Радиоизотопные гамма-методы.

Методы ядерной геофизики основаны на использовании искусственных источников излучения, которые взаимодействуют с ядрами или электронами глубоких оболочек атомов анализируемых элементов. При взаимодействии возбуждающего (первичного) излучения с ядрами атомов образуются радиоактивные нуклиды, имеющие определенные периоды полураспада, вид и энергии испускаемых частиц и квантов. При взаимодействии первичного излучения с электронами атомов возбуждается характеристическое рентгеновское излучение. По вторичным излучениям (α , β , γ , n , *характеристического рентгеновского*) можно определить различные элементы как в пробах в условиях лаборатории, так и в рудах на месте их залегания.

В качестве первичного излучения используют в основном γ и нейтронные поскольку α и β -излучения имеют малую проникающую способность. Исходя из этого, все ядерно-геофизические методы (ЯГМ) условно делят на гамма- и нейтронные методы.

ЯГМ имеют небольшой радиус действия (первые десятки сантиметров) и это ограничивает их возможности при решении разнообразных геологических задач.

Рентгенорадиометрический метод (РРМ).

Метод основан на возбуждении атомов анализируемых элементов первичным излучением и на последующей регистрации *характеристического рентгеновского излучения* возбужденных

атомов. В результате фотоэлектрического взаимодействия мягкого γ -излучения источника с электронами *K*- и реже *L*- оболочки происходит ионизация атомов. При вырывании одного из электронов с этих оболочек атом оказывается в возбужденном состоянии. Через короткое время (10^{-8} с) на освободившееся место ионизированной оболочки переходит один из электронов с более удаленных оболочек. В процессе такого перехода избыток энергии атома выделяется в виде кванта характеристического излучения (для элементов с $Z > 13$) либо передается вторичному электрону (для элементов с $Z < 13$). При этом с увеличением Z элемента энергия характеристического излучения возрастает.

Для вырывания электрона с той или иной оболочки необходимо, чтобы энергия первичного излучения была больше энергии связи электрона на данной орбите (энергии края поглощения).

Характеристическое излучение, испускаемое возбужденными атомами, имеет линейчатый спектр, который состоит из нескольких групп или линий (*K*, *L*, *M* и т.д.) сильно различающихся по энергиям. Наибольшую энергию имеет излучение *K*-серии, которое возникает при переходе электрона с более удаленной орбиты на *K*-оболочку.

Определение большинства элементов производят именно по излучению этой серии, которое является не только наиболее жестким, но и наиболее интенсивным. Элементы с высокими атомными номерами ($Z > 70$) иногда определяют по *L* серии.

Интенсивность характеристического излучения зависит от энергии первичного излучения. При выборе источника важно обеспечить максимальную интенсивность аналитической линии определяемого элемента. Поэтому обычно применяют источники с энергией возбуждающего излучения примерно в 1,5 раз превышающей энергию соответствующего края поглощения определяемого элемента. Так для определения элементов с $Z = 20-30$ наиболее подходит нуклид ^{109}Cd ($E_{\gamma} = 22\text{кэВ}$), для элементов с $Z > 65$ - ^{57}Co (123кэВ). Иногда используют двухступенчатый способ возбуждения, при котором первичное излучение воздействует на мишень, характеристическое излучение которой возбуждает атомы анализируемых элементов.

Для регистрации характеристического излучения элементов используют анализаторы на базе сцинтилляционных, пропорциональных и полупроводниковых детекторов. Последние применяют только для лабораторных анализов.

РРМ успешно применяют для опробования поверхностей горных выработок, штуфных образцов, керн скважин и отбитой горной массы с целью определения *Sr* и *Fe* в хромитовых рудах, *Mn* и *Fe* в марганцевых рудах, *Pb* и *Zn* в свинцово-цинково-молибденовых рудах, а также *Sb*, *W*, *Sn*, *Mo* и др. Для этой цели выпускают двухканальные и 4-х канальные анализаторы, в которых можно использовать как сцинтилляционные (на элементы с $Z > 40$), так и пропорциональные (на элементы с $Z = 30-40$) детекторы характеристического излучения.

Для уменьшения влияния изменения вещественного состава вмещающей породы и руды используют способ спектральных отношений. Сущность его заключается в том, что измеряют отношения скоростей счета в двух участках спектра, один из которых выбирают в пределах энергии характеристического излучения, а второй - в области рассеянного излучения. Спектральное отношение- η линейно зависит от содержания анализируемого элемента.

Глубинность метода не превышает 10-12 мм. Предел обнаружения в зависимости от атомного номера исследуемых элементов составляет $n(10^{-1} - 10^{-2})\%$. Относительная погрешность РРМ- опробования по сравнению с бороздовым не превышает $\pm 20\%$ на интервал 1-3 м.

Применение РРМ перспективно для повышения эффективности геохимических поисков. С его помощью можно определять суммарное содержание халькофильных элементов (*Cu, Zn, As, Pb*) с пределом обнаружения $(2-3) \cdot 10^{-3} \%$ путем опробования пород в естественном

залегании или экспресс - анализа отобранных рыхлых образований. Эти элементы - характерные индикаторы полиметаллического, золото - сульфидного и других типов оруденения. Они формируют геохимические ореолы над рудными телами. Предпосылкой успешного применения РРМ для определения суммарного содержания *Cu, Zn, As, Pb* является возможность возбуждения и одновременной регистрации рентгеновского излучения К - серии *Cu, Zn, As* и L-серии *Pb* в энергетическом интервале 7-12,6 КэВ.

Гамма-гамма методы (ГГМ).

ГГМ в полевом варианте применяют главным образом для определения плотности пород и руд (плотностной гамма-гамма метод ГГМ-П) и концентрации некоторых тяжелых элементов (селективный гамма-гамма метод ГГМ-С). Для облучения среды в обоих случаях применяют точечные источники, γ -поле которых в конкретных условиях является функцией плотности среды σ и ее эффективного атомного номера $Z_{эф}$. Под $Z_{эф}$ породы понимают атомный номер такой моноэлементной среды, для которой полный коэффициент ослабления γ -излучения равен таковому для сложной среды. При определенных условиях влияние σ и $Z_{эф}$ можно выделить отдельно. На этом основано применение двух модификаций гамма-гамма методов.

Изучение плотности ГГМ-П производят помещая на поверхность породы или внутрь нее зонд, состоящий из корпуса и источника γ -излучения с его приемником, разделенных свинцовым экраном. Расстояние между источником и детектором называют длиной зонда R . Обычно $R=20-60$ см. Если влияние вещественного состава минимально, ($Z_{эф} = \text{const}$), то рассеяние γ -излучения будет только функцией плотности. Из всех процессов взаимодействия γ -излучения с веществом, только комптоновское рассеяние ($E > 0,5$ МэВ) не зависит от $Z_{эф}$. Поэтому в качестве источников используют радионуклиды ^{137}Cs (0,66 МэВ) и ^{60}Co (1,17 и 1,33 МэВ). Для регистрации рассеянного излучения применяют газоразрядные и сцинтилляционные детекторы в металлических фильтрах, имеющие малую эффективность регистрации в низкоэнергетической области γ -излучения. Характер зависимости рассеянного γ -излучения P_p от поверхностной плотности σR показан на рис. . Кривая имеет максимум (область инверсии), образовавшийся благодаря двум процессам: накоплению рассеянных квантов при комптон - эффекте (слева от максимума при малых σ) и их поглощению в породе в процессе фотоэффекта (справа от максимума). Положение максимума зависит от энергии первичного излучения и длины зонда R . Плотность большинства пород определяют, используя спадающую ветвь кривой, выбирая "заинверсионный" зонд, когда мощность дозы рассеянного излучения обратно пропорциональна плотности. ГГМ-П применяют для определения плотности пород и руд в обнажениях, выработках, шпурах и скважинах, а также при лабораторном анализе проб. Погрешность определения плотности различна для разных плотномеров и достигает $\pm 0,1$ г/см³ для плотномеров ПГП-2 и интервала плотностей 1,0 - 2,3 гсм⁻³. Глубинность исследований составляет 6-10 и 10-15 см для источников ^{137}Cs и ^{60}Co , соответственно.

В ГГМ-С используют мягкое γ -излучение ($E\gamma < 0,3$ МэВ), для которого существенную роль играет фотоэлектрическое поглощение рассеянного излучения в горных породах. В этом случае регистрируемая активность рассеянного излучения будет зависеть от σ и $Z_{эф}$ пород, который однозначно связан с примесями тяжелых элементов. ГГМ-С применяют для опробования руд в обнажениях и горных выработках с целью определения концентрации таких элементов как *Fe, Sn, Sb, Ba, W, Pb* и другие элементы.

В качестве источников мягкого γ -излучения применяют ^{75}Se ($E_\gamma=136$ и 279 кэВ), ^{170}Tm (тулий), ^{57}Co . Детекторами служат сцинтилляционные счетчики с тонкими кристаллами NaJ (Тl). Источник и детектор помещают в зонд, корпус которого пропускает γ -излучение с $E_\gamma < 0,3$ МэВ. Для уменьшения влияния плотности на результаты ГГМ-С используют следующие приемы: одновременно регистрируют γ -излучение с $E_\gamma < 0,3$ МэВ и $E_\gamma > 0,5$ МэВ; проводят измерения в области инверсии, применяют двойной зонд, в котором одновременное действие до- и заинверсионной областей будет компенсировать изменение плотности пород в интервале ± 1 г/см³.

Для опробования используют радиометры, предварительно отградуированные на рудных моделях. По полученному градуировочному графику определяют концентрацию искомого элемента. Глубинность исследований зависит от энергии γ -излучения источника, длины зонда, и Z эф руды или породы. Так при использовании источников ^{170}Tm и ^{57}Co глубинность не превышает 1-3 г/см³. Предел обнаружения Fe - около 0,5%, а Sn , Sb и Ba 0,2-0,4 %. Погрешность определения этих элементов на рудный интервал 1-2 м $< \pm 20\%$.

Гамма - нейтронный метод (ГНМ)

Метод основан на регистрации нейтронов, возникающих в результате фотонейтронной реакции (γ, n), заключающейся в расщеплении ядер элементов под действием жестких γ -квантов при облучении горных пород или отобранных из них проб. Фотонейтронная реакция (γ, n) имеет порог, равный энергии связи нейтронов в ядре (для большинства элементов 6-12 МэВ). Только для ^9Be и ^2H она мала настолько, что реакцию (γ, n) можно провести с помощью изотопных источников.

Для возбуждения ядер Be наиболее подходящим является источник ^{124}Sb ($T_{1/2}= 60$ сут., $E=1,69$ и $2,09$ МэВ). Проникающее в породу γ -излучение в случае наличия в ней Be образует поток нейтронов, величина которого пропорциональна концентрации в ней Be . Для изучения ореолов Be на поверхности пород и опробования руд применяют переносные приборы-бероллометры.

Благоприятным условием для поисков руд Be по ореолам рассеяния является довольно спокойный фон нейтронного излучения.

Радиоизотопные нейтронные методы.

К нейтронным методам в ядерной геофизике относят методы, основанные на взаимодействии нейтронов с породами и рудами и на последующей регистрации вторичных нейтронов, возникающих в результате ядерных реакций, либо вторичного γ -излучения, возникающего под воздействием нейтронов. В этих методах применяются изотопные(ампульные) источники, генераторы нейтронов и ядерные реакторы. Наиболее удобные из них - ампульные источники нейтронов, для которых характерны небольшие размеры и сравнительно небольшая мощность. В этих источниках нейтроны образуются в результате ядерных реакций типа (α, n). Мощность применяемых для исследований $\text{Pu}+\text{Be}$ источников обычно колеблется в пределах $(1-2)10^6$ с⁻¹, $\text{Po}+\text{Be}$ $-(1-3) 10^6$ с⁻¹.

Нейтрон - нейтронные методы

Использование нейтрон - нейтронных методов основано на том, что распространение нейтронов в горных породах зависит от замедляющих и поглощающих свойств этих пород. Замедление нейтронов определяется, в основном, содержанием H в горных породах, а поглощающие свойства - наличием элементов с высоким сечением поглощения тепловых и надтепловых нейтронов: B, Li, Cd, Mn, Cl и др.

О п р е д е л е н и е в л а ж н о с т и г о р н ы х п о р о д . Для определения влажности горных пород и грунтов используют приборы-влагомеры, с зондами небольшой длины (5-10 см), в которые помещают источник и детектор нейтронов, разделенные свинцовым и парафиновым фильтрами. В качестве источников применяют $Po+Be$ и $Pu+Be$, а в качестве детекторов - пропорциональные борные и сцинтилляционные детекторы тепловых нейтронов. Кожух, в который помещен зонд (обычно алюминиевый), является одновременно фильтром, поглощающим тепловые и замедляющим надтепловые нейтроны.

Приборы, используемые для измерений, предварительно градуируют на типичных грунтах с различной влажностью, которую определяют независимыми методами. Градуировочный график строят для среднего значения плотности сухого грунта, а изменения плотности при полевых исследованиях учитывают, вводя соответствующую поправку. Глубинность исследований при определении влажности грунтов составляет 140 г/см^2 при нулевой влажности и $30-50 \text{ г/см}^2$ при влажности 10-40%. Относительная погрешность ее определения 2-10%.

О п р е д е л е н и е э л е м е н т о в с в ы с о к и м с е ч е н и е м п о г л о щ е н и я н е й т р о н о в . Наиболее полно разработана методика определения B в лабораторных и полевых условиях. Используются зонды с $Po+Be$ источниками нейтронов и пропорциональными (в автомобильном варианте) или сцинтилляционными (для пешеходного варианта) детекторами нейтронов. Предел обнаружения B_2O_3 равен 0,01%. В борометрах на сцинтилляционном детекторе тепловых нейтронов, источник ($Po+Be$) помещен в парафиновый блок для их термализации. Глубинность метода 15-25 см. Перед измерениями приборы любого типа градуируют на искусственных пластах толщиной 30-40 см с известной концентрацией B_2O_3 . При поисках B нейтронным методом присутствие мешающих элементов (Cl, Fe, Cd) искажает результаты. Влияние Cl устраняется применением надтепловых нейтронов, которые практически не захватываются хлором. Влияние железа на порядок меньше (в 13 раз), чем хлора, и чтобы исключить его влияние на борометрическую съемку, предварительно для каждого типа руд определяют его содержание.

Нейтронно - активационный метод

Нейтронно -активационным методом называют способ определения элементного или изотопного состава вещества, основанный на измерении наведенной активности искусственных радиоактивных нуклидов, образующихся при облучении горных пород нейтронами. В нейтронно-активационном методе различают активацию т е п л о в ы м и нейтронами (n, γ) и б ы с т р ы м и нейтронами (n, p), (n, α). Образующийся радиоактивный нуклид характеризуется определенным периодом полураспада, видом и энергией излучения, что используется для идентификации элементов, входящих в горную породу.

Наведенная активность образца или горной породы At , которую регистрирует прибор в процессе измерений, определяется массой анализируемого нуклида m , потоком активирующего нейтронного излучения Φ , макроскопическим сечением активации Σ и временем активации ta .

$$A_t = \Phi \Sigma m (1 - e^{-\lambda t a}),$$

где λ -постоянная распада активированного радионуклида .

При бесконечном времени активации ($t_a \rightarrow \infty$), будет наблюдаться максимальная наведенная активность(активность насыщения): $A_\infty = \Phi \Sigma m$. При меньшем времени активации t_a активность $A_t = A_\infty (1 - e^{-\lambda t a})$. Последнее выражение можно представить в виде

$$A_t/A_\infty = (1 - e^{-\lambda t a}) = 1 - e^{-(t_a/T_{1/2}) \ln 2},$$

где $T_{1/2} = (\ln 2/\lambda)$ - период полураспада радионуклида.

На рисунке ниже приведен график зависимости A_t/A_∞ от $t_a/T_{1/2}$ из которого видно, что при $t_a = T_{1/2}$, активность A_t достигает $0,5 A_\infty$ и т.д. Увеличение времени облучения более чем на 3-4 $T_{1/2}$ незначительно влияет на увеличение активности, т.к. количество активированных ядер компенсируется их распадом. После окончания активации наведенная активность радионуклида уменьшается по закону $e^{-\lambda t a}$, а ее изменение во времени определяется выражением

$$A_t = A_\infty (1 - e^{-\lambda t a}) e^{-\lambda t_0},$$

где t_0 -время остывания.

Выбирая соответствующее время активации или остывания можно уменьшить влияние мешающих нуклидов, присутствующих в горной породе. Раздельно определить анализируемый и мешающий элементы можно также по виду или энергии испускаемых γ -квантов при использовании γ -спектрометрии.

Нейтронный активационный метод применяют для анализа образцов и для полевой активационной съемки на F , а также при поисках месторождений W, Mo, Hg . В основе метода определения F лежит ядерная реакция $^{19}F(n, \alpha) ^{16}N \rightarrow \beta\gamma^- \rightarrow ^{16}O$. Радионуклид ^{16}N ($T_{1/2}=7,4$ с) в

Рис. График зависимости A_t/A_∞ от $t_a/T_{1/2}$.

результате β -распада превращается в стабильный ^{16}O ; β -распад сопровождается испусканием γ -квантов с энергией 6,14 МэВ. В качестве источников нейтронов используют $Po + Be$. Наведенную γ -активность измеряют переносными гамма-спектрометрами в режиме пороговой или дифференциальной дискриминации.

Съемку выполняют по точкам профиля в закопках по 20-30 см. На каждой точке измеряют фоновое γ -излучение, затем в течение 30 с породу облучают нейтронами, выдерживают паузу в 5с и проводят измерение в течение 15 с. Предел обнаружения F для указанных режимов измерений и мощности источника 10^7 с⁻¹ составляет 0,05%, т.е. ниже кларковых концентраций F в земной коре (0,066%). Глубинность исследований не превышает 10 см.

Список литературы

9. ТЕРМОРАЗВЕДКА

Термическая разведка основана на изучении распределения теплового поля Земли с целью исследования строения ее коры и поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. По сравнению с другими геофизическими методами терморазведка пока не находит широкого применения, но в определенных геолого-геофизических ситуациях удачно дополняет комплексы геофизических исследований (рис.). Ведущим этот метод является при поисках геотермальных источников энергии.

Рис. ?????

Физико-геологические основы метода.

Тепловое поле Земли формируется в основном (50-75%) за счет радиогенного тепла, выделяющегося при распаде радиоактивных ядер U, Th, K, содержащихся в земной мантии. Эта гипотеза не противоречит известным экспериментальным данным. Средний тепловой поток, выходящий из недр через земную поверхность составляет $0,05 \text{ Вт м}^{-2}$, а общие потери тепла Землей оцениваются в $0,8 \cdot 10^{21} \text{ Дж/год}$. Количество радиогенного тепла, вычисленное по различным независимым моделям за последние 25 лет, составляет $(1-2,5) \cdot 10^{21} \text{ Дж/год}$. Огромная энергия, получаемая Землей от Солнца ($5,2 \cdot 10^{24} \text{ Дж/год}$), практически вся излучается обратно в космическое пространство в виде энергии отраженной от атмосферы и земной поверхности и теплового излучения в ночные часы и зимние периоды.

Теплоперенос в породах Земли осуществляется на основе конвекционного и лучистого механизмов. Если в среде происходит диффузионный процесс передачи кинетической энергии от одних молекул другим в определенном направлении, то такой перенос называют молекулярным (теплопроводность). Конвекционный перенос связан с движением среды как целого. Например, втекающая горячая жидкость нагревает холодную, и наоборот. Лучистый теплоперенос обусловлен переносом энергии электромагнитным излучением. Примером может служить перенос энергии от Солнца. В недрах Земли лучистый перенос малосущественен.

Распределение температуры в континентальной коре и литосфере определяется главным образом молекулярным выносом на земную поверхность тепла, создаваемого в них при распаде радиоактивных изотопов. Теплоперенос через океаническую кору и литосферу также в основном происходит за счет молекулярного механизма. Но вблизи океанических хребтов значительен и конвекционный теплоперенос, возникающий в результате циркуляции воды в базальтовых породах. Интрузивные магматические тела охлаждаются при молекулярном теплопереносе, а также вследствие конвекции подземных вод. Нагревание погребенных осадочных пород и изменения температуры, сопровождающие процессы эрозии и оледенения, происходят целиком под воздействием молекулярного теплопереноса.

Процесс молекулярного теплопереноса описывается законом Фурье, который для одномерного случая имеет вид

$$q = -\lambda \left(\frac{dT}{dy} \right),$$

где q -тепловой поток, т.е. количество тепла, протекающего через единичную площадь в единицу времени ($\text{Вт/м}^2 \text{ с}$); λ - коэффициент теплопроводности пород, характери-

зующий их способность переносить тепловую энергию [Вт / (м · с · К)], y - координата в направлении изменения температуры T . Знак минус в формуле означает, что поток тепла направлен в сторону убывания температуры.

Закон Фурье является уравнением прямой линии, и отклонение от нее означает наличие либо источников, либо стоков тепла или нестационарность теплового состояния. В геологическом отношении такие отклонения от закона Фурье могут быть обусловлены различием в теплопроводности пород и руд. Остывание изверженных масс пород (интрузий, даек, силлов) или нагревание пород в результате процессов окисления, например, сульфидных руд, либо распада локального скопления радиоактивных элементов также приводят к отклонению от закона Фурье.

Таким образом, изучая отклонения (термоаномалии) от закона Фурье (нормального теплового поля) можно решать задачи литологического структурного картирования, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

В терморазведке основной измеряемой характеристикой теплового поля является температура, поэтому решение прямых задач терморазведки рассматривается для изменения температуры.

Из уравнения Фурье следует, что при постоянном тепловом потоке q , но меняющемся коэффициенте теплопроводности (табл.), будут наблюдаться изменения температуры T .

Изометричное рудное тело в форме шара, например, будет деформировать распределение теплового поля таким образом, что на профилях измерения, расположенных выше шара, будет наблюдаться положительная температурная аномалия, а на профилях, расположенных ниже – аномалия будет отрицательной. Температурная аномалия отражает особенности антиклинальной структуры (рис. ,б), а сброс будет обнаруживаться только в случае смещения пластов пород, отличающихся по теплопроводности. Интрузивные породы, внедрившиеся в осадочные или слабо метаморфизованные комплексы, а также соляные купола, из-за их большей теплопроводности также будут отмечаться положительными термоаномалиями.

Рис. ?????

Наличие локальных тепловых источников внутри геологических образований, например скоплений радиоактивных элементов в виде отдельных тел или месторождений, процессов окисления сульфидных рудных залежей, нагрев при трении блоков пород на разломах, вулканизм и другие процессы также приводят к дополнительному тепловыделению. В соответствии с законом Фурье, изменение теплового потока при постоянном коэффициенте теплопроводности также вызовет появление температурных аномалий. Предполагается, что в реальном масштабе времени такие процессы, как радиоактивный распад, окисление, вулканизм могут рассматриваться как стационарные. В геологическом масштабе времени, эти процессы зависят от времени: радиоактивные элементы распадаются, а вулканы остывают.

Многие геологические процессы характеризуются нестационарностью теплопереноса во времени. Такими процессами являются остывание интрузивных изверженных масс, влияние на температуру процессов эрозии и седиментации, временные суточные и сезонные вариации температуры земной поверхности, движение термальных вод, и т.д. Во всех этих процессах отсутствуют внутренние источники тепловыделения, поэтому вытекающий или поступающий в геологический объект тепловой поток будет вызывать его охлаждение или нагрев. Для описания нестационарных процессов вводят понятия удельной теплоемкости

среды C , определяемое как количество теплоты, необходимое для повышения температуры единицы массы геологического объекта на 1°C . Применительно к процессам охлаждения, количество теплоты, теряемое в единицу времени элементарной ячейкой объекта единичного сечения и толщины δy , можно выразить через скорость остывания

$$-\delta T / \delta t = \sigma C (dT/dt) \delta y,$$

где $\sigma \delta y$ - масса элементарной ячейки имеющей единичную площадь сечения в направлении перпендикулярном тепловому потоку;

$\sigma C \delta y$ - теплоемкость этой ячейки.

В случае нестационарного процесса температура является функцией как пространственной координаты, так и времени. Тогда основное уравнение теплопереноса можно записать в частных производных в виде

$$\sigma C (\partial T / \partial t) = \lambda \partial^2 T / \partial y^2, \quad \text{или} \quad \partial T / \partial t = a \cdot \partial^2 T / \partial y^2,$$

где $a = \lambda / \sigma C$ - коэффициент температуропроводности, определяющий скорость изменения температуры среды и имеющий размерность m^2/c .

Если период температурной волны равняется τ , то глубина ее проникновения составит примерно $\sqrt{a \tau}$. Иными словами, для проникновения температурных вариаций на глубину h потребуется время h^2/a . Таким образом, основными теплофизическими параметрами пород и руд являются теплопроводность, теплоемкость и температуропроводность.

В настоящее время разработаны разнообразные способы определения петрофизических свойств пород и руд. Например, коэффициент теплопроводности можно определить следующим образом. Образец породы помещают между двумя медными блоками с известным λ_{Cu} . Измеряют температуры T_2 и T_x горячей и холодной поверхности металла и температуры T_1 и T_2 поверхностей металла, контактирующих с образцом породы. В стационарном состоянии через породу и медные блоки должно

Рис. . Схема измерения коэффициентов теплопроводности образца пород- а, температуропроводности в естественном залегании-б. в) Инфракрасные спектры поглощения сульфидов(1-галенит,2-пирротин,3-сфалерит,4-киноварь), теллуридов (5-аурипигмент,6-антимонит, 7-молибденит) и арсенидов, 8-пирит, 9-марказит, 10-аурипигмент.

проходить одно и то же количество тепла, что в соответствии с законом Фурье может быть записано в следующей форме:

$$\lambda_{\text{п}}(T_1 - T_2) / d = \lambda_{\text{Cu}} (T_{\text{г}} - T_1) / l,$$

откуда

$$\lambda_{\text{п}} = \lambda_{\text{Cu}} d (T_{\text{г}} - T_1) / l (T_1 - T_2)$$

Коэффициент температуропроводности можно определить в естественном залегании по результатам измерений суточных или сезонных изменений температуры на двух известных уровнях в скважине. В основе лежит зависимость скорости распространения тепловой волны от ее периода $T_1 - T_2$ и температуропроводности пород:

$$v = \sqrt{4\pi a / \tau}$$

Величины v и τ получают из экспериментальных данных. Скорость вычисляют как $v = \Delta h / \Delta t$, где Δh - разность глубин, на которых производят замеры температур, Δt - разность времен прихода температурной волны на глубинах h_1 и h_2 .

Выше отмечалось, что лучистый теплоперенос имеет наибольшую интенсивность в инфракрасной области солнечного спектра. Инфракрасное излучение по-разному отражается и поглощается различными минералами. Эта зависимость лежит в основе использования аэро- и спутниковых инфракрасных съемок для целей геологоразведки.

Аппаратура и методика съемок.

В терморазведке измеряют температуру, которая является мерой кинетической энергии движения молекул, т.е. условной величиной, пропорциональной кинетической энергии движения молекул вещества. Единицами измерения являются градусы температуры Цельсия ($^{\circ}\text{C}$) или Кельвина (K°).

Для измерения температуры теплового поля с молекулярным или конвективным механизмом теплопередачи используют контактные термометры. Температуру инфракрасного излучения при лучистом переносе измеряют бесконтактными термометрами - болометрами.

Контактные термометры изготовляют на основе проволочных и полупроводниковых термометров сопротивления. В проволочных термометрах используют медь или платину, омическое сопротивление которых R_t увеличивается с ростом температуры:

$$R_t = R_0 [1 + \alpha (T - T_0)],$$

где R_0 - сопротивление, Ом при температуре T_0 ,

α - температурный коэффициент 1/град.

Проволочные термометры имеют линейную зависимость сопротивления от температуры и могут обеспечить чувствительность 0,005 $^{\circ}\text{C}$. В полупроводниковых термометрах-терморезисторах (термисторах) сопротивление экспоненциально зависит от температуры, что обеспечивает погрешность измерения температуры примерно в 0,001 градуса, но, к сожалению она сильно зависит от температуры.

Термосопротивления и термисторы являются чувствительным элементом мостовой схемы измерения. Измерительным прибором - мостом - измеряют величину сопротивления, а затем по градуировочным графикам определяют температуру. Для полевых измерений из термосопротив-

тивлений собирают косы, которые опускают в скважины и шпуров. Это позволяет измерять температуру на разных глубинах без перестановки термочувствительных приборов.

В болометрах чувствительным элементом является тонкий слой различных металлов или полупроводников. Его сопротивление резко меняется при поглощении инфракрасного излучения, что, при использовании специальных схем преобразования, позволяет поднять чувствительность до 10^{-6} - 10^{-7} °С.

Температуру в скважинах или шурфах измеряют спустя некоторое время после окончания бурения, т.к. при бурении породы нагреваются. Это время примерно в 10 раз превышает время затраченное на бурение.

Терморазведка применяется в 2-х модификациях: шпуровой и скважинной. В первой измерения проводятся в шпурах, специально пробуренных до глубины (1-м), причем верхний термометр располагают на глубине, на которую не проникают суточные вариации температуры.

Для скважинной терморазведки используют существующие разведочные или картировочные скважины. В них также измерения проводят с глубины, на которую не проникает влияние сезонных вариаций температуры (в средней полосе эта глубина составляет 10-15 м).

термосопротивлений собирают косы, которые опускают в скважины и шпуров. Это позволяет измерять температуру на разных глубинах без перестановки термочувствительных приборов.

В болометрах чувствительным элементом является тонкий слой различных металлов или полупроводников. Его сопротивление резко меняется при поглощении инфракрасного излучения, что, при использовании специальных схем преобразования, позволяет поднять чувствительность до 10^{-6} - 10^{-7} град С.

Температуру в скважинах или шурфах измеряют спустя некоторое время после окончания бурения, т.к. при бурении породы нагреваются. Это время примерно в 10 раз превышает время затраченное на бурение.

Терморазведка применяется в 2-х модификациях: шпуровой и скважинной. В первой измерения проводятся в шпурах, специально пробуренных до глубины (1-2м), причем верхний термометр располагают на глубине, на которую не проникают суточные вариации температуры.

Для скважинной терморазведки используют существующие разведочные или картировочные скважины. В них также измерения проводят с глубины, куда не проникает влияние сезонных вариаций температуры. (10-15 м в средней полосе).

Список литературы

10. СКВАЖИННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Методы исследования скважин

Геофизические исследования в скважинах (ГИС) можно разделить на несколько видов в зависимости от решаемых задач. Геофизические исследования с целью изучения вскрытого скважиной геологического разреза называют **каротажем**. При каротаже с помощью каротажного зонда измеряют параметры различных физических полей, характеризующих физические, химические или какие другие свойства пород. В зависимости от изучаемых свойств пород различают **электрический, радиоактивный, акустический или другие виды каротажа**.

Общим для всех видов каротажа является объект исследования-разрез скважины и небольшой радиус исследования - от сантиметров до единиц метров.

При поисках и разведке рудных полезных ископаемых большое значение имеют методы околоскважинных и межскважинных исследований. В отличие от каротажа, объектом этого вида ГИС является массив горных пород в околоскважинном и межскважинном пространстве, а радиус исследования составляет от единиц до десятков метров. Благодаря этому, с помощью околоскважинных и межскважинных исследований могут быть обнаружены и исследованы объекты, не пересеченные скважиной (рудное тело или карстовые пустоты).

К геофизическим исследованиям в скважинах относят также отбор образцов пород из стенок скважины с целью изучения их вещественного состава и физических свойств, опробование пластов для отбора проб пластового флюида для определения характера насыщения коллекторов; контроль технического состояния скважины и разработки месторождений, необходимый в процессе бурения и эксплуатации скважин. Общая схема ГИС показана на рис.

Скважина представляет собой горную выработку большой глубины и малого диаметра, заполненную промывочной жидкостью - глинистым раствором или технической водой, с УЭС, изменяющимся от сотых долей до единиц омметров. Иногда скважину бурят на нефтяной эмульсии или с продувкой воздухом, что соответствует непроводящей электрический ток скважине.

Рис.

1-лаборатория каротажной станции; 2- подъемник; 3 - измеритель длины и натяжения кабеля; 4-каротажный кабель; 5 -метки глубин; 6 -направляющий блок; 7 - буровой элеватор с подвесным юлоком; 8 - основание буровой, 9 -скважинный прибор (каротажный зонд; 10 - груз.

Геологический разрез пород, пересекаемых скважиной, представлен толщей осадочных пород, состоящей из прослоев рачного состава. Прослой или несколько прослоев , в пределах которых свойства пород постоянны называют п л а с т о м. Породы, залегающие выше или ниже пласта или р у д н о г о т е л а называют вмещающими породами.

В разрезах скважин, бурящихся на газ, нефть, а также воду практический интерес педставлют пласты пористых проницаемых пород (песчаники ,известняки). Такие пласты , способные вмещать или отдавать пластовый флюид (нефть, газ, воду) называют коллекторами.

Столб промывочной жидкости, заполняющей скважину, оказывает гидростатическое давление на ее стенки. При пересечении скважиной пласта-коллектора наблюдается фильтрация в него промывочной жидкости, в результате чего на стенке скважины против пласта оседает слой глинистых частиц

– г л и н и с т а я к о р к а. Часть пласта, в которую проник фильтрат промывочной жидкости называют з о н о й п р о н и к н о в е н и я.

Электрический и электромагнитный каротаж.

Электрический (ЭК) и электромагнитный (ЭМК) каротаж основаны на измерении электрического поля, самопроизвольно возникающего в скважине или создаваемого в скважине искусственно.

Электрический каротаж составляет основу комплекса ГИС; основное ограничение его – невозможность проведения исследования скважин, закрепленных обсадной колонной.

Каротаж потенциалов самопроизвольной поляризации и вызванных потенциалов. Самопроизвольное образование электрического поля в скважине и вблизи нее, называют самопроизвольной поляризацией (ПС) Потенциалы самопроизвольной поляризации $U_{пс}$ возникают благодаря явлению диффузии, в меньшей степени – фильтрации, а также в связи с окислительно-восстановительными процессами. Промывочная жидкость и пластовая вода имеют различную минерализацию, причем минерализация пластовой воды выше. В связи с этим на границе "скважина - горная порода" возникает диффузионно-адсорбционный потенциал самопроизвольной поляризации (ПС).

Измеряют потенциал $U_{пс}$ при помощи двухэлектродной схемы: электрод N находится на поверхности, электрод M передвигается вдоль скважины, а прибор U регистрирует их разность потенциалов в милливольтках. Точкой записи кривой является электрод M. Относительно условно проведенной интерпретатором на кривой ПС линии глины отсчитывают амплитуды ПС.

Наибольшие амплитуды наблюдаются против мощных ($H \gg 4d$) и чистых неглинистых пластов. С уменьшением мощности пласта и повышением глинистости амплитуда $U_{пс}$ падает.

Для проведения каротажа ПС благоприятны песчано-глинистые разрезы с небольшим УЭС пород и пресными промывочными жидкостями. В таких породах кривая ПС - надежное средство выделения песчаных пластов - коллекторов и корреляции разрезов скважин.

Плохо дифференцированные кривые ПС получаются при высоких УЭС пород (карбонатный разрез), но особенно при наличии в разрезе пластов каменной соли. Соль, растворяясь в промывочной жидкости, повышает ее минерализацию до значений, характерных для пластовых вод. В районах, где скважины бурят на высокоминерализованных промывочных жидкостях, каротаж ПС не проводят.

В угольных и рудных скважинах ПС возникает в связи с окислительно-восстановительными процессами. На контакте пород и руд, обладающих естественной электронной проводимостью, с вмещающими породами и буровым раствором возникает электродный потенциал как на контакте металла с электролитом. На этом основан метод электродных потенциалов (ЭП), предназначенный для изучения пересеченных скважиной сульфидных рудных тел и пластов антрацита. Зонд метода ЭП состоит из центрального щеточного электрода M, скользящего по стенке скважины, и электрода сравнения N, расположенного выше и ниже электрода M и не касающегося стенки скважины. Наблюдаемая обычно разность потенциалов между электродами M и N невелика. При соприкосновении с рудным телом электрод M воспринимает его потенциал и разность потенциалов возрастает в десятки раз.

Для выделения в разрезе скважин вкрапленных руд с электронной проводимостью, например сульфидных, используют каротаж вызванных потенциалов (ВП).

При каротаже ВП используют 4-х электродную установку AMNB. Если через токовые электроды АВ пропустить постоянный ток, а затем его выключить, то электрическое поле исчезнет не сразу, а между измерительными электродами будет наблюдаться быстро

уменьшающаяся во времени разность потенциалов, которую называют **вызванными потенциалом**. Образование вызванных потенциалов объясняется тем, что под действием электрического поля на контакте руды и вмещающей породы образуется разность потенциалов, так как проводимость руды электронная, а породы - ионная. Против вкрапленных руд получаются большие аномалии ВП, что связано с большой суммарной поверхностью частичек руды.

Одноэлектродный (токовый) каротаж (**ТК**) - простейшая разновидность электрического каротажа, применяемая в скважинах угольных и рудных месторождений. Электрод В установлен на поверхности и имеет постоянное сопротивление заземления. Электрод А передвигается по скважине и, следовательно, сила тока в цепи питания пропорциональна сопротивлению заземления электрода А. При его передвижении вдоль пластов антрацита и рудных тел сила тока, регистрируемая при помощи мостовой схемы, резко возрастает.

Такая же измерительная схема используется при исследовании рудных скважин **методом скользящих контактов (СК)**. Скважинный зонд выполнен в виде деревянной или эбонитовой болванки, снабженной тремя рессорами - фонарями. На каждой из рессор установлен изолированный от корпуса зонда токовый электрод. Применяют также щеточный электрод из стальных проволок, зажатых так, чтобы они расходились по радиусу от оси прибора. При каротаже СК токовый электрод скользит вдоль стенки скважины, а измерительная схема регистрирует сопротивление его заземления; последнее резко падает при соприкосновении электрода с сульфидами и антрацитами.

Зонды, применяемые при ТК и СК часто изготавливаются в геофизических партиях, кривые измерений в скважинах не масштабированы и могут применяться только для качественных определений - обнаружения и оценки размеров рудных тел и рудных подсечений.

Каротаж сопротивления - это электрический каротаж, основанный на изучении удельного электрического сопротивления (**УЭС**) горных пород.

УЭС горных пород изменяется от долей до $n 100\ 000$ ом м в зависимости от электрических свойств твердого минерального скелета и строения порового пространства (пустоты между минеральными зернами, трещины, каверны). Отношение объема пустот к общему объему горной породы называют коэффициентом пористости k_n .

Пористое пространство заполнено пластовой водой, сопротивление которой $\rho_{пв}$ в основном определяет УЭС породы. Водонасыщенные породы с удельным сопротивлением $\rho_{ВП}$ характеризуются относительным сопротивлением $R = \rho_{ВП} / \rho_{пв}$. Оно связано с пористостью зависимостью, известной под названием формулы Арчи:

$$R = 1 / k_n^m,$$

где m - показатель степени пористости, изменяющийся в зависимости от типа пород.

По относительному удельному сопротивлению породы, определенному по данным каротажа сопротивления, можно оценить ее пористость, пользуясь формулой Арчи или соответствующей номограммой. Поэтому R называют также **параметром пористости**.

Каротаж сопротивления проводят при помощи **каротажного зонда**, состоящего из 4-х электродов А, М, N, В. Через токовые электроды АВ в скважину и окружающие породы вводится ток I , создающий электрическое поле. Между измерительными электродами М и N измеряется разность потенциалов ΔU . Разность потенциалов ΔU пропорциональна УЭС среды, в которой расположен зонд. Поскольку эта среда неоднородна, показания зонда не равны истинному УЭС изучаемого пласта, а в некоторой степени усреднены и называются кажущимся удельным сопротивлением (измеряется в **ом м**)

$$\rho_k = K \Delta U / I,$$

где K - коэффициент зонда, зависящий от размеров и взаимного расположения электродов.

Кривая изменения кажущегося сопротивления при передвижении зонда по скважине имеет характерную форму, связанную с мощностью и УЭС пласта (см рис.WW1). Кривые, полученные

г р а д и е н т - з о н д о м не симметричны относительно пластов, но отмечают их границы минимумами и максимумами. Кривые, полученные п о т е н ц и а л - з о н д о м, сглаженные, но не симметричны относительно середины пласта.

Стандартный каротаж включает измерения ρ_k одним-двумя стандартными зондами, **каротаж ПС и гамма-каротаж в масштабе 1: 500** по всему стволу скважины. В качестве стандартных зондов выбирают оптимальные для каждого района- обычно короткий потенциал-зонд - для выделения пласта - и длинный градиент-зонд для оценки их удельного сопротивления. Диаграммы стандартного каротажа применяют для корреляции разрезов и выделения в них коллекторов.

Боковое каротажное зондирование

Важнейшая задача ЭК - определение удельного электрического сопротивления пласта ρ зависит и от УЭС вмещающих пород ρ_p , зоны проникновения промывочной жидкости. Поэтому ρ_p нельзя определить по данным одного стандартного зонда. Наиболее точно ρ_p и ρ_{zp} определяются при помощи бокового каротажного зондирования (БКЗ), которое заключается в проведении измерений несколькими градиент-зондами различной длины. Показания малых зондов определяются в основном удельным сопротивлением ближайших к зонду участков среды (скважины, зоны проникновения), а показания больших - удельным сопротивлением удаленной, не измененной проникновением части пласта.

БКЗ входит в комплекс детальных исследований перспективных интервалов разведочных нефтяных и газовых скважин и выполняется в М 1 : 200.

Определение ρ_p по данным БКЗ с точностью 10-20% возможно для пластов с мощностью $h \geq 5-6$ м с $\rho_p / \rho_c \leq 250$. При частом чередовании тонких пластов, высоком удельном сопротивлении ρ_p , а также минерализованной промывочной жидкости эффективность БКЗ низкая и точность определения ρ_p неудовлетворительная.

В этих неблагоприятных для БКЗ условиях электрический каротаж проводят зондами с дополнительными, так называемыми экранными, электродами. Они препятствуют растеканию тока основного электрода по скважине и вмещающим породам и направляют его непосредственно в исследуемый пласт. Такое удержание поля называют фокусировкой, а электрический каротаж зондами с экранными электродами - фокусировкой поля - боковым каротажом (БК).

Влияние скважины и вмещающих пород на показания зондов БК намного меньше, чем при измерениями обычными зондами. В разрезе любого типа данные БК используют для выделения пластов, определения их мощности начиная с десятков сантиметров а также определения ρ_p пластов, в которых отсутствует проникновение.

Однако современная аппаратура БК обеспечивает измерение только одним - двумя зондами БК, в связи с чем, при наличии проникновения в пласты-коллекторы, возможности БК ограничены. Понижающее проникновение наблюдается при заполнении скважины минерализованной промывочной жидкостью и преобладании в разрезе карбонатных пород. Комплекс из двух зондов БК позволяет определить ρ_p . Показания даже одного зонда БК при понижающем проникновении важны для оценки ρ_p особенно если они дополнены данными бокового мик-

рокаротажа. БК является единственным методом для изучения $\rho_{п}$ в этих условиях, где другие разновидности каротажа не эффективны.

При пресной промывочной жидкости, песчано-глинистом разрезе, когда проникновение в пласты повышающее, радиус исследования всех зондов БК невелик и их показания зависят, в основном, от $\rho_{зп}$. Поэтому БК используется лишь дополнительно к другим основным разновидностям ЭК для расчленения разреза.

БК входит в комплекс детальных исследований нефтяных и газовых скважин. В комплексе с БК широко применяется боковой микрокаротаж (БМК) зондами небольшого размера (единицы сантиметров) на прижимном башмаке.

Электромагнитный каротаж

Для изучения электрических свойств горных пород наряду с электрическим используется электромагнитный каротаж (ЭМК), основанный на измерении параметров электромагнитного поля.

ЭМК в отличие от ЭК может применяться в скважинах с непроводящей промывочной жидкостью. В этих условиях он является единственным источником информации об электрических свойствах пород. Практическое применение находит индукционный каротаж (ИК).

Наиболее простой зонд ИК состоит из генераторной и измерительной (приемной) катушек. Через генераторную катушку пропускают переменный ток, создающий первичное магнитное поле. Оно возбуждает в окружающей среде вихревые токи и вторичное электромагнитное поле, которое, в свою очередь, наводит в приемной катушке электродвижущую силу E . Т.к. сила тока в генераторной катушке постоянна, измеряемая зондом ЭДС изменяется пропорционально удельной электропроводности среды, окружающей зонд.

$$E = K \gamma_k = K / \rho_k,$$

где ρ_k, γ_k - соответственно, кажущиеся сопротивление и проводимость среды, K - коэффициент зонда.

Зонды современной аппаратуры ИК кроме двух основных катушек содержат дополнительные фокусирующие катушки, которые снижают влияние вмещающих пород, скважины и зоны проникновения на показания зонда.

В результате ИК получают кривую кажущейся электропроводности по скважине, записанную в линейном масштабе, что соответствует кривой ρ_k в гиперболическом масштабе. По данным ИК надежно определяется ρ_k пластов низкого сопротивления, а против пластов высокого сопротивления кривая сглажена. При $\rho_{п} > 50$ Ом м достоверность ИК падает.

Основная область применения ИК - определение $\rho_{п}$ пластов в скважинах с пресной промывочной жидкостью, когда возможно только повышающее проникновение. Наилучшие результаты ИК дает в песчано-глинистых разрезах, с небольшим удельным сопротивлением пластов ($\rho_{п} < 30$ Ом м). В этих условиях, особенно при наличии в разрезе большого числа пластов малой и средней мощности ($h < 6$ м), ИК обеспечивает более точную оценку $\rho_{п}$, чем БКЗ и БК.

В карбонатных разрезах с высоким удельным сопротивлением пород и при минерализованной промывочной жидкости применение ИК нецелесообразно.

Радиоактивные методы исследования скважин.

При исследовании разрезов нефтяных и газовых скважин применяются гамма-, гамма-гамма и нейтронный каротажи. Точкой записи радиоактивных методов является середина индикатора (ГК), или середина зонда (ГГК, нейтронные методы). Регистрируемая при радиометрии скважин кривая, по форме отличается от кривой, показывающей фактическое изменение радиоактивных и нейтронных свойств пластов по разрезу. Это объясняется усреднением излучения из объема среды, а также инерцией измерительного канала. Радиус исследования (глубинность) в гамма-каротаже составляет около 30 см, в гамма-гамма-каротаже (ГГК) - около 10 см, НК - 20-60 см.

Определение литологического состава пород по диаграммам ГК основано на различии в естественной радиоактивности пород. Среди осадочных пород наиболее радиоактивны глины и калийные соли, а минимальные показания отмечаются у песков, песчаников, карбонатных пород и гидрхимических осадков, не содержащих калийных солей. Когда разрез исследуемой скважины представлен песчано-глинистыми породами, на кривых ГК минимумы соответствуют пластам песков и песчаников, максимумы - пластам глин, а промежуточные значения - глинистым пескам и песчаникам. Кривая ГК в этом случае повторяет кривую ПС, записанную при наличии пресной промывочной жидкости в скважине. Это свойство кривых ГК широко используют для литологического расчленения разрезов при заполнении скважин соленой водой. В этом случае кривая ПС слабо дифференцирована, и не может быть использована.

Показания ГГК находятся в обратной зависимости от объемной плотности. Плотность песчано-глинистых и карбонатных пород определяется, в основном, их пористостью. Это объясняется большой разностью между плотностью минерального скелета и плотностью флюида в порах. Например, минералогическая плотность для песчаников - около $2,65 \text{ гсм}^{-3}$, известняков - $2,7 \text{ гсм}^{-3}$, а плотность пластовой воды не превышает $1,2 \text{ гсм}^{-3}$. Плотность гидрхимических осадков в основном определяется их минералогической плотностью, т.к. пористость их незначительна и постоянна: для ангидрида $2,9 \text{ гсм}^{-3}$, гипса $2,3 \text{ гсм}^{-3}$, каменной соли $2,1 \text{ гсм}^{-3}$. Показания НК тем больше, чем меньше содержание водорода в породе.

Выделение рудных тел, зон оруденения и россыпей по данным каротажа.

Железные руды. Наиболее благоприятны для применения каротажа железные руды магматического или гидротермального генезиса, характеризующиеся высокими значениями магнитной восприимчивости и УЭС. При исследовании этих руд применяются электрические и магнитные методы, а также методы электрической корреляции. Выделение руд в разрезах скважин, определение их мощности и строения проводится по диаграмме χ . В отдельных случаях используют методы электродных потенциалов (МЭП), скользящих контактов (МСК) и рассеянного гамма-излучения (ГГМ-П). Пример выделения богатых магнетитом руд приведен на рис. 1, а. Руды выделяются низким сопротивлением, повышенной плотностью и магнитной восприимчивостью. При благоприятных условиях по ее величине можно определить процентное содержание Fe в разрезе скважины.

Для выделения слабо магнитных руд, образовавшихся по железистым кварцитам (типа руд КМА), отличающихся повышенным удельным сопротивлением и залегающих в проводящих породах, применяют комплекс методов ГГМ-П и ГГМ-С. Применение методов основано на пониженной плотности богатых железистых руд и сравнительно высоком атомном номере Fe ($Z_{\text{эф}} = 26$). Железистые кварциты, обладающие повышенной магнитностью выделяются по диаграммам χ . Пример интерпретации приведен на диаграмме 1, б. На диаграмме χ слабо магнит-

ные гематито-мартиито-сидеритовые руды не отличаются от вмещающих пород и отмечаются только по данным методов ГГМ-П и ГГМ-С. Определение содержания железа в таких рудах разрабатывается.

Марганец. Окисные и карбонатные марганцевые руды образуют пластовые залежи массивной, чаще вкрапленной текстуры, залегающие в песчано-глинистых отложениях. Марганец обладает повышенным (около 13,2 барн /*) сечением захвата тепловых нейтронов, поэтому породы с повышенным его содержанием выделяются на диаграммах нейтронного метода NM_T /* пониженными значениями. Применение для выделения Mn нейтрон-гамма метода и нейтронного метода по надтепловым нейтронам менее благоприятно, вследствие влияния водорода на результаты измерений. Руды часто характеризуются повышенными значениями χ и плотности, поэтому отмечаются на диаграммах χ и ГГМ-П повышенными значениями. Пример выделения Mn руд дан на рис .

Хром. Хромитовые руды залегают в виде жил в серпентинитах, дунитах, перидотитах; они бывают массивными и вкрапленными. Массивные характеризуются повышенным УЭС, избыточной плотностью и нулевой магнитной восприимчивостью по отношению к вмещающим породам. Они четко выделяются максимумами интенсивности нейтронного гамма-излучения при его регистрации в пределах > 8 МэВ. Вкрапленные руды во вмещающих породах не выделяются. Пример выделения массивных хромитовых руд по комплексу КС, ГГМ-П, КМВ приведен на рис .

Никель. Никелевые руды разделяются на сульфидные и силикатно-никелевые. Наибольший практический интерес представляют *магматические сульфидно-никелевые руды*. Последние подразделяются на вкрапленные и массивные. Состав руд довольно постоянен: пирротин, халькопирит, пентландит. Сплошные руды характеризуются повышенной электропроводностью, высокой плотностью, иногда магнитной восприимчивостью χ . У вкрапленных руд дифференциация по физическим свойствам значительно хуже, рудные интервалы выделяются аномалиями меньшей величины.

Для выделения *сульфидных никелевых руд*, применяется комплекс, включающий методы КС, СП, МСК, МЭП, ГГМ-П, ГГМ-С. Пример выделения никелевых руд дан на рис .

Наиболее эффективной методикой выделения Ni и определения его количественного содержания является спектрометрический ГГМ радиационного захвата γ -квантов при $E > 7.6$ Мэв.

Вольфрам. Месторождения W по условиям образования относятся к скарновому и гидротермальному типам. На скарновых месторождениях руды представлены шеелитом, а вмещающими породами - карбонаты, сланцы, роговики, граниты, гранодиориты; на гидротермальных - руды вольфрамитовые и гюбнеритовые, вмещающие породы - гранодиориты, граниты, кварцевые порфиры. Руды обладают массивными, пятнистыми, прожилково-вкрапленными и полосчатыми текстурами. Вмещающие породы и руды достаточно хорошо дифференцированы по плотности. По электрическим свойствам литологические разности пород не различаются; в разрезе четко отмечаются лишь зоны сульфидной минерализации.

Основной физической параметр, по которому выделяются руды вольфрама, является их эффективный атомный номер ($Z_{эф}(W) = 74$). Пример выделения вольфрамовых руд скарнового типа приведен на рис . На диаграммах методов РРМ и ГГМ-С четко отмечаются интервалы залегания руд. Количественное определение содержания W проводится рентгено-радиометрическим методом.

Медь Месторождения медистых песчаников- основной поставщик меди. Важным типом месторождений меди являются гидротермальные медно-колчеданные месторождения, приуро-

ченые к различным вулканогенным породам. Менее распространены метасоматические месторождения. Руды медных месторождений комплексные и содержат Cu, Zn, Pb, Fe, Au и другие элементы. Главные рудообразующие минералы - халькопирит, пирит и сфалерит. Рудные залежи, в основном, представляют собой линзы разных размеров и пластообразные тела.

Выделение рудных горизонтов, определение их мощности производится геофизикой на месторождениях всех типов. При этом используются методы электроразведки, КС, МСК, МЭП, и СП. Для определения элементов залегания рудных тел и рудных зон, уточнения их структурных особенностей применяются методы скважинной геофизики: МЭК, РВП и др. Пример выделения медно-колчеданного оруденения приведен на рис. . Количественная оценка содержания меди выполняется по данным нейтронно-активационного метода (НА) по короткоживущему изотопу ^{66}Cu и долгоживущему ^{64}Cu . Результаты сравнения количественного определения меди по данным НА и по химанализам керна приведены на рис. .

Свинец и цинк. Главные минералы полиметаллических руд - галенит и сфалерит, содержание которых находится в различных пропорциях. В состав руд входит также много сульфидных минералов, из которых наиболее распространены халькопирит и пирит. Полиметаллические руды отличаются низким УЭС, повышенной плотностью и большим эффективным атомным номером $Z_{\text{эф}}(\text{Pb}) = 82$, $Z_{\text{эф}}(\text{Zn}) = 30$; они характеризуются также наличием электронной проводимости. Комплекс геофизических исследовательских методов включает электрические (КС, ПС, МЭП, МСК) и радиоактивные (ГГМ-П, ГГМ-С, РРМ) методы. На полиметаллических месторождениях имеются благоприятные условия для постановки методов скважинной геофизики (МЭК, МДЭК, РВП) и др. Для количественного определения содержания свинца используется РРМ. Пример выделения полиметаллических руд приведен на рис 136.

Олово. Оловорудные месторождения в зависимости от их минералогического состава делятся на два типа: сульфидно-касситеритовые и кварц-касситеритовые. Для месторождений первого типа характерными минералами являются галенит, сфалерит, арсенопирит, касситерит, кварц; для месторождений второго - кварц, хлорит, касситерит. Хорошая электропроводность сульфидных минералов сопутствующих касситериту позволяет по электрическим методам (КС, ПС, МЭП, МСК) выявлять в разрезах скважин интервалы сульфидной минерализации. Тесной связи между содержанием касситерита и показаниями электрических методов не установлено. Кварц касситеритовые руды (2-й тип) по электрическим свойствам не выделяются. Селективный гамма-метод дает возможность определять в разрезе суммарное содержание всех тяжелых элементов - олова, свинца, цинка, железа и др. Единственный метод, позволяющий однозначно выделять в разрезе интервалы, содержащие олово - это РРМ. Пример выделения олово-рудных интервалов в разрезе скважин методом РРМ приведен на рис 137. Метод РРМ дает возможность с достаточной точностью не только выявлять оловорудные интервалы, но и определять процентное содержание олова.

Прочие тяжелые элементы (Sb, Mo, Hg). Руды этих элементов имеют *аномально высокие эффективные атомные номера*, и поэтому однозначно выделяются на диаграммах РРМ. Для выделения оруденения ртути перспективен также импульсный нейтронный метод.

Алюминий. Основным сырьем на алюминий являются бокситы. Бокситы - это осадочная (или остаточная) порода, богатая свободным глиноземом (от 28 % до 52 % Al_2O_3) и обедненная кремнеземом. По физическим свойствам бокситы близки к глинам и характеризуются низким УЭС, повышенным потенциалом ЕП, повышенной по Th и пониженной по К радиоактивно-

стью (от Th/K? 20 для латформенных месторождений до Th/K? 300 – 400 для геосинклинальных). В ряде случаев бокситы обладают повышенной магнитной восприимчивостью (в ед. 10^{-5} СИ): $n \cdot 100 < \chi < n \cdot 10^4$. Наиболее эффективен для выделения боксита в разрезе скважин метод наведенной активности (рис.). Этот метод основан на измерении интенсивности от радиоактивного изотопа ^{28}Al (период полураспада 2,3 с), который образуется из природного ^{27}Al под действием тепловых нейтронов. Содержание алюминия находят по экспериментальным зависимостям $J_\gamma = f(C_{\text{Al}})$. Одновременно необходимо контролировать содержание кремнезема.

Бериллий. Бериллий, является элементом с пороговым значением фотоядерной реакции ниже энергий естественных гамма - излучателей. Бериллиевые руды однозначно выделяются повышенными значениями потока нейтронов на диаграммах гамма-нейтронных методов.

Калийные соли. Основным поисковым признаком калийных солей является их повышенная естественная радиоактивность, связанная с изотопом ^{40}K . Калийные соли характеризуются очень высоким УЭС, а также повышенной интенсивностью радиационного и рассеянного гамма-излучения. При проходке скважин в интервалах залегания солей наблюдается сильное увеличение диаметра скважин. Пример выделения калийных солей по диаграмме ГМ приведен на рис. .

Флюорит. Плавиковый шпат, (CaF_2). Из существующих методов ГИС наиболее эффективным при разведке месторождений флюорита является нейтронно-активационный метод. По результатам интерпретации НА - диаграмм выделяют рудные зоны, определяют глубину их залегания и мощность, а также устанавливают количественное содержание флюорита непосредственно в скважине. Наведенную активность получают как разность активностей, измеренных при спуске и при подъеме скважинного снаряда. Если источник находится ниже счетчика, то диаграмма, зарегистрированная при спуске является суммой диаграмм ГМ, НГМ и НА (рис.). Диаграмма, зарегистрированная при подъеме, есть сумма только диаграмм ГМ и НГМ. Разность замеров определяет величину наведенной активности от содержания фтора. Зависимость интенсивности от содержания фтора линейна.

Бор. Выделение в разрезах бороносных пород основано на способности бора поглощать тепло-вые нейтроны. В связи с этим, на диаграммах нейтронных методов (НГМ, НМ_τ , $\text{НМ}_{\text{нт}}$) против интервала породы, содержащего бор, наблюдается четкий минимум (рис.).

Список литературы

Геофизические методы исследования скважин. Справочник геофизика. - М.: Недра, 1983.

11. КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Список литературы

Комплексирование геофизических методов исследования. Справочник геофизика. - М.: Недра, 1989.

В.И. Пятницкий, В.Ю. Абрамов и др. Многоцелевые электромагнитные многочастотные геофизические технологии. Монография под ред. Пятницкого В.И. – Москва: ЦНИГРИ, 2003. 239 с. ил. 107. табл. 21. библи. 109 назв.

12. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Список литературы

ПРИЛОЖЕНИЯ

ВОПРОСЫ и БИЛЕТЫ

ЭКЗАМЕНАЦИОННЫЕ БИЛЕТЫ по курсу «Основы геофизики»

Билет 1.

1. Радиоволновые методы(применяемые частоты, изучаемые параметры разрезов).
2. МПВ - системы встречных и нагняющих годографов.
3. Характеристика семейств естественных радиоактивных нуклидов.

Билет 2.

1. Метод заряда и его применение.
2. Понятие о скважинной сейсмической томографии.
3. Единицы радиоактивности(активность, концентрация, экспозиционная доза, мощность дозы).

Билет 3.

1. Радиоактивные превращения. Постоянная распада, период полураспада нуклидов. Радиоактивное равновесие.
2. Терморазведка. Основные теплофизические параметры. Применение терморазведки.
3. Обработка и интерпретация материалов сейсморазведки.

Билет 4.

1. МОВ. Простейшие системы наблюдений. Однократное и непрерывное профилирование. МОГТ.
2. Ядерная геохронология. Соотношение для вычисления абсолютного возраста.
3. Вариации магнитного поля Земли. Учет вариаций поля.

Билет 5.

1. Методы постоянного электрического поля. Электрическое профилирование и зондирование. Типы геоэлектрических разрезов.
2. Поле времен. Годограф прямой и отраженной волн.
3. Радиоизотопные нейтронные методы. Определение влажности горных пород.

Билет 6.

1. Методы низкочастотного электромагнитного поля. Параметр низкочастотного поля $P = \kappa \cdot k$. Волновое число k и его зависимость от частоты и характеристик разреза. Понятие нестационарных и установившихся полей.
2. Скорости волн: средняя, пластовая. Отражение и прохождение волн, поглощение сейсмической энергии.
3. Методы электрического каротажа.

Билет 7.

1. Естественные и искусственные электромагнитные поля.
2. Пьезоэлектрический метод разведки. Уравнение пьезоэффекта.
3. Методы определения абсолютного возраста.

Билет 8.

1. Гамма -нейтронный метод. Его применение.
2. Электромагнитные свойства пород и руд: удельное электрическое сопротивление, электрохимическая активность, поляризуемость.
3. Типы упругих волн и соотношение скоростей (продольная, поперечная, Релея, Лява, моно-типная, обменная. Дифрагированные волны).

Билет 9.

1. Методика гравиметрических съемок. Наземная, морская, скважинная съемки.
2. Метод радиокомпарации и пеленгации (КИП) и СДВ – радио КИП.
3. Способы измерения гамма - полей. Аппаратура: ионизационные камеры, газоразрядные и сцинтилляционные детекторы. Понятие разрешения детектора. Радиометр.

Билет 10.

1. Источники сейсмических колебаний.
2. Относительные и абсолютные измерения гравитационного поля. Измерения вторых производных гравитационного потенциала.
3. Гамма-гамма методы. ГГМ-П и ГГМ-С.

Билет 11.

1. Понятие гравитационного потенциала и его производных.
2. Методы электрических полей физико-химической природы.
3. Радиометрический метод разведки. Естественный фон и выделение аномалий.

Билет 12.

1. Сила тяжести. Геоид. Нормальное гравитационное поле. Поправки Буге, Фая, за влияние рельефа.
2. Виды радиоактивного каротажа
3. Области применения сейсморазведки.

Билет 13.

1. Перенос гамма- и нейтронного излучения в горных породах.
2. АК, МК, КМВ, Измерение параметров скважин: инклинометрия, наклонометрия, кавернометрия, отбор образцов и др.
3. Понятие о сейсмостратиграфии.

Билет 14.

1. Радиоизотопные нейтронные методы (определение элементов с высоким сечением поглощения).
2. Магнитные свойства вещества (намагниченность, Q-фактор, магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность. Диа-, пара-, ферромагнетики в магнитном поле).
3. Аппаратура и методика тепловых съемок.

Билет 15.

1. Сейсмоэлектрический метод разведки. Его использование для поисков полезных ископаемых.
2. Магнитное поле Земли. Поведение компонент поля по широте.
3. Раздельное определение естественных радионуклидов.

Билет 16.

1. Относительные и абсолютные измерения индукции магнитного поля. Квантовые и протонные магнитометры, Принципы измерения.
2. Метод вызванной поляризации. Измерение ВП на постоянном и переменном токе.
3. Спектрометрическая и эманационная съемки.

Билет 17.

1. Метод поляризационных кривых (КСПК) и частичного извлечения металлов (ЧИМ).
2. Сила тяжести и гравитационное поле Земли.
3. Использование аэрогамма-съемки для геокартирования и поисков месторождений радиоактивных и не радиоактивных руд.

Билет 18.

1. Импульсные источники возбуждения в сейсморазведке.
2. Нейтронный активационный метод. Его использование для поисков месторождений.
3. Методика магнитных съемок. Наземные, авто- и аэросъемки.

Билет 19.

1. Нормальное и аномальное тепловые поля. Закон Фурье. Отражение особенностей геологического строения в тепловых полях.
2. Магнитные свойства магматических, метаморфических и осадочных горных пород и руд.
3. Наземная гамма-съемка. Типы съемок. Назначение.

Билет 20.

1. Электромагнитные зондирования (дистанционные и частотные), зондирование становлением. Магнитотеллурический метод. Метод естественного электрического поля.
2. Устройство простейшей сеймостанции. Сейсмоприемник – фильтры - мультиплексор-АЦП - регистратор.
3. Тепловое поле Земли. Источники тепла, механизмы теплопереноса.