

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ
БЕЛАРУСЬ
Учреждение образования
«Гомельский государственный университет имени
Франциска Скорины»

М.Г. Верутин

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА

Курс лекций по спецкурсу

Гомель 2005

Автор - составитель:
М.Г. Верутин, старший преподаватель

ВЕРУТИН Михаил Григорьевич

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА

Курс лекций по спецкурсу

В авторской редакции

Рецензент:
кафедра геологии и разведки полезных ископаемых учреждения образования «Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины»

Рекомендовано к изданию научно-методическим советом учреждения образования «Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины» 23 ноября 2005 года, протокол № 3.

В курсе лекций рассматриваются геофизические методы применяемые для решения инженерно-геологических и гидрогеологических задач, методика полевых исследований и основные принципы обработки и интерпретации данных. Приведены примеры решения конкретных задач инженерной геофизики. Адресовано студентам специализации I-51 01 01 02 «Геофизические методы поисков и разведки» специальности I-51 01 01 – «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых».

Подписано в печать 25.11. 2005 г. (231) Формат 60х84 1/16.
Бумага писчая №1. Печать на ризографе. Гарнитура Times New Roman. Усл. печ. л. 8,8 . Уч-изд. л. 5,5 . Тираж 25 экз.

Учреждение образования
«Гомельский государственный университет
имени Франциска Скорины»
246019, г. Гомель, ул. Советская, 104

Отпечатано в учреждении образования
«Гомельский государственный университет
имени Франциска Скорины»
246019, г. Гомель, ул. Советская, 104

Содержание

Раздел 1. ОСНОВЫ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОФИЗИКИ	4
Лекция 1 Области применения и задачи инженерной геофизики.....	4
Лекция 2 Физические свойства горных пород.....	6
Лекция 3 Физические поля в массивах горных пород.....	17
Раздел 2 МЕТОДЫ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОФИЗИКИ	27
Лекция 4, 5 Методы электроразведки.....	27
Лекция 6 Методы сейсморазведки.....	40
Лекция 7 Сейсморазведочная акустическая и ультразвуковая аппаратура.....	46
Лекция 8 Методика сейсмических наблюдений на дневной поверхности.....	51
Лекция 9 Методика сейсмических наблюдений во внутренних точках среды.....	57
Лекция 10 Методика ультразвуковых наблюдений.....	63
Лекция 11 Обработка и интерпретация материалов сейсмических наблюдений на дневной поверхности.....	67
Лекция 12 Обработка данных скважинных сейсмических и геоакустических наблюдений.....	76
Лекция 13 Метод георадиолокационного подповерхностного зондирования.....	82
Лекция 14 Гравиразведка, магниторазведка, термометрия, ядерная геофизика.....	91
Лекция 15 Методы ГИС.....	97
Раздел 3. ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГИДРОГЕОЛОГИИ	105
Лекция 16 Изучение геологического строения массивов горных пород.....	105
Лекция 17 Изучение свойств и характеристик пород.....	119
Лекция 18 Изучение подземных вод в массивах горных пород.....	116
Лекция 19 Изучение карстовых и оползневых процессов..	134
Лекция 20 Изучение техногенного загрязнения окружающей среды.....	141
Литература.....	153

Раздел 1. ОСНОВЫ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОФИЗИКИ

Лекция 1

ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ И ЗАДАЧИ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОФИЗИКИ

1. Определение инженерной геофизики
2. Сущность инженерной геофизики и ее место в общем комплексе геофизических методов
3. Области применения инженерной геофизики
4. Задачи инженерной геофизики

Инженерная геофизика это самостоятельный раздел разведочной геофизики, призванный изучать самую верхнюю часть земной коры, в пределах которой протекает вся строительная и хозяйственная деятельность человека.

В настоящее время при инженерно-гидрогеологических исследованиях возможно применение практически всех геофизических методов: сейсмо-, электро-, магнито- и гравиразведку, ядерные методы, термометрию, все методы геофизических исследований скважин (ГИС). Однако инженерно-геофизические исследования отличаются от других видов разведочной геофизики спецификой решаемых задач и условиями проведения работ. Для инженерной геофизики обязательным является изучение состава горных пород, состояния и свойств массивов горных пород и грунтовых толщ со всеми присущими им неоднородностями. А также изучение разнообразных физических полей характерных для обследуемых участков, с целью прогноза кратковременных и долговременных изменений геологической среды, которые в дальнейшем могут произойти под влиянием как природных, так и техногенных факторов. Кроме того, инженерную геофизику все шире используют для контроля различных операций, выполняемых при строительстве (замораживание, цементация, уплотнение, физикохимическое закрепление).

Существуют четыре основных направления применения методов инженерной геофизики, в каждом из которых можно выделить большое число отдельных областей приложения рассматриваемого метода и многочисленные задачи.

- 1) исследования, проводимые для обоснования проектов

Литература

1. Огильви А.А. Основы инженерной геофизики. - М.: Недра, 1990г.
2. Ляховицкий Ф.М., Хмелевской В.К. Инженерная геофизика. – М.: Недра, 1989.
3. Никитин В.Н. Инженерная сейсморазведка. – М.: МГУ, 1981.
4. Горяинов Н.Н., Ляховицкий Ф.М. Сейсмические методы в инженерной геологии. – М.: Недра, 1979.
5. Хмелевской В.К. Электроразведка. Учеб. пособие. 2-е изд., переработанное и дополненное. - М.: Издательство Моск. ун-та, 1984г.

ческие измерения микродеформаций земной поверхности с точностью $\pm 0,01$ мм. Данные сейсмических измерений, повторяемых во времени, позволяют характеризовать изменение упругих модулей как в горизонтальной плоскости, так и по вертикали. Это дает возможность создавать объемные реологические модели для прогнозирования неблагоприятных геодинамических процессов.

Развитие карстовых процессов также тесно связано с техногенными факторами. Разнообразные виды хозяйственной деятельности, меняющие динамику или повышающие агрессивность подземных вод, влекут за собой интенсификацию карстообразования. При этом приходится сталкиваться с такими быстро протекающими во времени процессами, как раскрытие карстовых полостей в плохо растворимых и образование пустот и трещин в хорошо растворимых породах.

Известно много примеров, когда резкое понижение уровня подземных вод, вследствие откачки вод из шахт или вследствие интенсивной эксплуатации водоносных горизонтов, влекло за собой возникновение повышенных гидравлических градиентов, под действием которых усиливалась взаимосвязь отдельных водоносных горизонтов. Это приводило к раскрытию карстовых полостей, образованию новых путей фильтрации, усиливающих процессы водообмена между подземными и поверхностными водами и, в свою очередь, интенсифицирующих карстообразование.

Геофизические исследования позволяют оценивать как изменение условий обводненности, так и степени закарстованности пород. Ценную информацию дают скважинные и наземные методы, из которых, прежде всего, необходимо отметить электрометрические.

строительства;

- построение структурной модели участка будущего строительства,
- изучение водно-физических и физико-механических свойств горных пород,
- гидрогеологические исследования,
- изучение экзогенных физико-геологических явлений и процессов,
- разведка месторождений строительных материалов,
- археологические исследования.

2) исследования, способствующие успешному проведению самого строительства;

- уточнение физико-геологической модели участка строительства,
- исследования при освоении подземного пространства,
- наблюдения за инженерно-геологическими явлениями и процессами,
- контроль качества технической мелиорацией грунтов,
- контроль за изменением свойств строительных материалов.

3) наблюдения за работой законченных сооружений и наблюдения за взаимодействиями их с окружающей средой;

- наблюдения за работой гидротехнических сооружений,
- наблюдения на дорогах,
- наблюдения за состоянием трубопроводных систем.

4) анализ влияния антропогенной нагрузки на геологическую среду.

- районирование территорий по признаку чувствительности горных пород к различным видам загрязнения,
- нахождение очагов загрязнения и определение границ распространения этого загрязнения,
- получение количественных показателей, характеризующих степень воздействия загрязнителя на геологическую среду,
- оценка тенденций развития загрязнения с течением времени,
- прогноз воздействия антропогенной деятельности на конкретные экосистемы.

Лекция 2

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

1. Основные инженерно-геологические свойства горных пород
2. Электромагнитные свойства горных пород
3. Магнитные свойства горных пород
4. Упругие и физико-механические свойства горных пород
5. Термические и ядерно-физические свойства горных пород

Инженерной геофизикой используются следующие физические свойства горных пород: *плотность, пористость, проницаемость, удельное электрическое сопротивление, поляризуемость, диэлектрическая проницаемость, намагниченность, магнитная восприимчивость, скорость распространения упругих волн, естественная радиоактивность, теплопроводность, теплоемкость.*

Основные инженерно-геологические характеристики горных пород

Плотность ρ - отношение массы породы к занимаемому ею объему; измеряется в г/см^3 . Различают: 1) плотность горных пород с естественной влажностью; 2) плотность газонасыщенной или газонефтенасыщенной горной породы; 3) плотность газонасыщенной горной породы; 4) приведенную плотность горной породы, рассчитанную для определенного газонасыщения; 4) минеральную плотность.

Пористость n - объем первичных и вторичных пустот (пор, каверн, микротрещин) в горной породе. Пористость определяется отношением объема пор ко всему объему породы и выражается в процентах. Она может определяться коэффициентом пористости, представляющим собой отношение объема пор к объему минерального скелета горной породы, и является безразмерной величиной.

Различают:

- 1) общую пористость - суммарный объем всех пустот независимо от их формы, величины и взаимного расположения;
- 2) пористость закрытую - совокупность замкнутых пор, не имеющих между собой сообщения;
- 3) пористость открытую - совокупность сообщающихся между собой пор и пустот (в пределах этой пористости возможно

тенциала по площади не превышают фоновых значений. Режимные наблюдения ПС дают возможность характеризовать особенности работы дренажа при сезонных колебаниях уровня грунтовых вод. Анализ карт ПС, построенных по данным разновременных наблюдений, оказывается полезным при оценке эффективности работы дренажа в различных условиях обводненности. Дополнительную информацию о работе дренажных устройств получают по данным ВЭЗ. На разрезах ρ_k максимальные значения сопротивлений соответствуют наиболее осушенным участкам.

Создание крупных водохранилищ существенно меняет гидрогеологическую обстановку на обширных территориях. Возникновение заболачивания, просадок и ряда других неблагоприятных явлений требует для проектирования защитных мероприятий сведений о поведении УГВ и особенностях фильтрации вблизи водоема. Для решения этих задач в основном применяют методы ВЭЗ и МПВ.

Одним из видов эндогенного воздействия хозяйственной деятельности на геологическую среду является активное использование ресурсов подземных вод. В результате интенсивных откачек подземных вод из водоносных горизонтов, в эти горизонты могут поступать загрязненные воды (особенно в районах крупных промышленных предприятий химической промышленности). С помощью геофизических методов можно выделить участки с плохой сохранностью водоупорных пород

Интенсивная разработка твердых и жидких полезных ископаемых часто приводит к таким неблагоприятным последствиям, как просадки, сдвиги и другие деформации пород в кровле подземных выработок, которые достигают земной поверхности и нарушают устойчивость массивов пород и построенных на них сооружений. Геодинамические процессы начинают активизироваться обычно на определенной стадии разработки, когда, вследствие образования пустот, резко меняется распределение внутренних сил в горных породах. При помощи геофизических методов оцениваются как объемы пустот в массиве пород, так и начинающиеся деформации. В первом случае эффективны точные гравиметрические наблюдения, проводимые над горными выработками и скважинами, во втором - наклонометри-

рицательным последствиям приводит выпадение вредных веществ из воздуха и их поступление в почву вместе с инфильтрующимися атмосферными осадками.

Для того, чтобы предугадать возможность проникновения опасных веществ в подземные воды и, следовательно, в геологическую среду, необходимо знать проницаемость грунтов районирования которой может быть выполнено только на основании анализа ряда геофизических параметров, и в первую очередь, сопротивления и поляризуемости, а также распределения электрических полей фильтрационного происхождения. Экспериментально установлено, что в условиях песчано-глинистого разреза участки, характеризующиеся повышенным сопротивлением и отрицательными аномалиями естественного электрического поля, представляют наибольшую опасность, так как в их пределах инфильтрация должна происходить наиболее интенсивно.

В пределах распространения скальных пород ценную информацию получают по данным круговых зондирования (КВЗ). Трещиноватые зоны выделяются по вытянутости полярных (круговых) диаграмм ρ_k , построенных для различных разносов питающих электродов AB .

Недостаточно продуманная мелиорация земель нередко приводит к вторичному засолению грунтов. Для контроля за этим неблагоприятным в основном применяют наземные электрометрические методы. В связи с тем, что электропроводность подземных вод и грунтов чутко реагирует на изменение концентрации солей, возникает возможность изучения особенностей влаго-солепереноса по данным площадных измерений УЭС, выполняемым с поверхности земли, в скважинах и шурфах. Вторичное засоление тесно связано с качеством работы дренажных устройств. Контроль за работой дренажных устройств может осуществляться путем анализа электрического поля фильтрации, создаваемого потоком грунтовых вод. Карты ПС позволяют в благоприятных условиях оценить размеры зоны водопонижения. При этом область влияния депрессионной воронки, образуемой дренажной, определяется шириной наблюдаемой аномалии ПС, т. е. расстоянием между экстремальными значениями потенциала над осью дрены и областью «нормального поля», где изменения по-

движение жидкости и газов при определенных давлении и температуре).

Проницаемость k_{np} - способность горных пород пропускать через себя жидкости и газы при перепаде давления. Коэффициент проницаемости k_{np} пород характеризует пропускную способность сухой породы в отношении любой однородной жидкости или газа в условиях вязкого потока. По степени проницаемости породы делятся на проницаемые (галечники, гравий, песок), полупроницаемые (мелкозернистый песок, торф, лёсс.) и непроницаемые (глина, плотные осадочные и кристаллические породы).

Электромагнитные свойства горных пород

Основными (первичными) электромагнитными свойствами горных пород являются: удельное электрическое сопротивление ρ , диэлектрическая проницаемость ϵ , естественная электрохимическая активность A_e и вызванная электрохимическая активность $A_в$.

Удельное электрическое сопротивление (УЭС) является важнейшей характеристикой токопроводящей способности геологической среды, предопределяющее распределение постоянного и в значительной степени переменного электрического тока. УЭС измеряется в Омах на метр (**Ом·м**) и численно равно сопротивлению одного кубического метра породы с сечением в 1 м^2 , измеренному перпендикулярно к этому сечению. Обратной величиной является удельная электрическая проводимость $\gamma = 1/\rho$, измеряемая в сименсах на метр (**См/м**). Электропроводность, как и все остальные электрофизические свойства, зависит от минералогического состава, структуры твердой фазы и характера заполнителя пустот (водные растворы солей, лед, воздух). Минералы, слагающие горные породы, имеют как электронную, так и ионную электропроводность, причем у минералов, относящихся к группе проводников и полупроводников, главенствует электронная, а у минералов-диэлектриков - ионная электропроводность. Большинство широко распространенных породообразующих минералов характеризуется высокими сопротивлениями, колеблющимися в пределах 10^6 - 10^{16} **Ом·м**. Это обстоятельство позволяет считать, что практически все осадочные, а также в значительной мере изверженные и метаморфические породы, слагающие верхнюю часть геологического разреза, проводят электрический ток

только благодаря наличию в их порах и трещинах водных растворов солей.

Температура оказывает влияние, как на сопротивление минерального скелета породы, так и на сопротивление проводящей компоненты, т. е. водных растворов, насыщающих пустоты породы. Однако сопротивление большинства породообразующих минералов в диапазоне температур, с которыми приходится иметь дело при инженерно-геологических изысканиях (от -20 до +100°C), изменяется настолько незначительно, что с ним практически не считаются. Поэтому считают, что воздействие температуры на горные породы соответствует воздействию этого фактора на ее жидкую фазу.

При возрастании температуры подвижность ионов увеличивается, и сопротивление горных пород понижается.

Реакция УЭС горных пород на давление, под которым они находятся, сложна и зависит от характера их электропроводности, структурных и текстурных особенностей, степени заполнения пор влагой и некоторых других факторов. Оно может быть даже неодинаковым по знаку в различных диапазонах действующих механических нагрузок. Сопротивление минерального скелета с увеличением давления обычно уменьшается.

У грунтов, не полностью насыщенных водой, что особенно характерно для зоны аэрации, может наблюдаться уменьшение сопротивлений с ростом давления. В этом случае под воздействием давления часть пор смыкается, что способствует более равномерному распределению влаги в остальных порах и, следовательно, образованию менее извилистых токопроводящих каналов.

Горные породы могут быть электрически анизотропными, т. е. могут обладать неодинаковой электропроводностью (сопротивлением) в различных направлениях. Она может быть обусловлена особенностями отложений тех или иных пород, процессами метаморфизма, трещиноватостью, выветриванием, воздействием внешних физических полей и другими факторами. Анизотропия проявляется почти во всех осадочных породах, которые состоят из чередования пропластков с различным сопротивлением. Такая система, естественно, будет лучше проводить

нений геологической среды, определяемых несколькими геофизическими полями примерно равной интенсивности, целесообразно использовать параметр θ , называемый функцией комплексного показателя, который в простейшем случае имеет вид

$$\theta = \sum_i^n |\gamma_i|$$

где n - количество входящих в комплекс геофизических методов, γ_i - контрастность i -го метода.

Если по данным разновременных наблюдений известно как меняются контрастности нескольких геофизических параметров, то режим θ будет отображать динамику физико-геологической модели изучаемого участка, а следовательно, и общие тенденции временной изменчивости геологической среды.

Если по данным комплексных геофизических наблюдений необходимо выделить отдельные факторы, определяющие сложные процессы в геологической среде, или дать прогноз их интенсивности, целесообразно использовать комплексный параметр иного вида. Для его получения необходимо располагать ФГМ, построенной для эталонного участка на основе разнометодных наблюдений. Параметры ФГМ удобнее всего представлять в матричной форме. Так, например, матрица, полученная по данным наблюдений четырьмя методами, упомянутыми в предыдущем примере, будет иметь вид:

$$[\vec{P}] = \begin{bmatrix} A_1 & A_2 \\ A_3 & A_4 \end{bmatrix}$$

где A_1, A_2, A_3, A_4 - контрастности измеряемых параметров

Используя гидрогеологическую или инженерно-геологическую информацию, полученную на эталонных участках, можно направленно подбирать комплексные параметры, чувствительные только к одному из нескольких факторов, определяющих изменчивость геологической среды.

Экзогенные и эндогенные загрязнения

Одним из основных видов экзогенного загрязнения почв и подпочвенных отложений являются удобрения и ядохимикаты с помощью которых проводится обработка почв и растений и которые проникают в землю на большую глубину. К столь же от-

фальтового и бетонного покрытий и подстилающего их материала. Это резко ограничивает, а порой делает практически невозможным применение многих традиционных методов. Влияние зданий и различных по глубине заложения подземных сооружений значительно искажает структуру физических полей. Техногенные помехи электромагнитного и сейсмического происхождения могут на порядок, а то и на несколько порядков, превышать уровень полезных сигналов. Поэтому приходится применять нестандартные методики исследований, аппаратуру и приемы интерпретации.

Анализ изменения геологической среды во времени осуществляется путем проведения режимных геофизических наблюдений, которые дают возможность оценить изменения размеров и формы геологических тел, свойств и состояний массивов горных пород и грунтовых толщ с течением времени. Необходимая длительность эксперимента определяется природой изучаемых явлений и процессов.

Общей целью при интерпретации результатов геофизических исследований является прогнозирование изменений, происходящих в геологической среде под влиянием техногенных факторов. Обычный путь интерпретации - это построение ФГМ, в которой предусматривается переход от тех или иных параметров силовых полей к определению пространственного положения геологических тел, их свойств и состояний и распространение этих сведений на весь массив или на его часть. При этом используются двумерные или многомерные связи геофизических параметров с водно-физическими или физико-механическими свойствами геологической среды.

Однако наиболее характерной и важной задачей при изучении влияния техногенной нагрузки на геологическую среду является оценка ее изменения с течением времени, на чем, по существу, и основано проведение мониторинга. Если по данным разновременных наблюдений известен режим нескольких геофизических параметров, то этот режим будет отображать динамику физико-геологической модели участка, а следовательно, и общие тенденции временной изменчивости геологической среды.

Если необходимо получить характеристику общих изме-

электрический ток по напластованию, чем в других направлениях. Метаморфические породы также чаще всего состоят из ориентированных частиц, имеющих различные электрические свойства, что приводит к более легкому прохождению электрического тока по простиранию. Трещиноватые горные породы также обладают анизотропией, так как они представляют собой среду, в которой токопроводящие каналы ориентированы в плоскости трещин.

Величина анизотропии определяется коэффициентом анизотропии:

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_l}}$$

где ρ_n - УЭС по нормали к напластованию; ρ_l — та же величина по напластованию. При этом ρ_n всегда больше ρ_l .

Диэлектрическая проницаемость ε . Этот параметр является коэффициентом обратной пропорциональности в формуле Кулона, описывающей взаимодействие между двумя электрическими зарядами в среде.

С формальной стороны диэлектрическая проницаемость характеризует способность среды сгущать или же разрежать силовые линии электромагнитного поля при постоянном значении его напряженности.

В отличие от электрической проводимости диэлектрическая проницаемость в значительной степени зависит от минерального состава скелета горной породы. Для большинства минералов величина ε не превышает 10-12 единиц. При температуре 18°C диэлектрическая проницаемость чистой свободной воды равна 81, т. е. она почти на порядок выше, чем среднее значение этого параметра у породообразующих минералов.

Диэлектрическая проницаемость горной породы как гетерогенной системы зависит от соответствующих значений этого параметра для отдельных слагающих ее фаз, их количественного соотношения и взаимного расположения.

Естественная и вызванная электрохимическая активность горных пород. В результате естественных электрохимических процессов, протекающих в природной геологической среде, горные породы в ряде случаев оказываются электрически

поляризованными, что приводит к возникновению естественных электрических полей. Такие локальные поля определяются различными геолого-гидрогеологическими факторами и подразделяются на диффузионно-адсорбционные, фильтрационные и окислительно-восстановительные.

Интенсивность этих полей характеризуется через особый электромагнитный параметр среды - электрохимическую активность. Различают следующие виды электрохимической активности.

Диффузионно-адсорбционная активность - определяет свойство пород создавать естественную разность потенциалов вследствие диффузии ионов, находящихся в подземных водах разной концентрации, и адсорбции некоторых из них на поверхности твердых частиц.

Вследствие различной электролитической подвижности ионов на контакте двух одинаковых по составу электролитов разной концентрации возникают диффузионные потенциалы, величина ЭДС которых определяется формулой (Нернста):

$$E_d = k_d \lg(\rho_2 / \rho_1)$$

где k_d – коэффициент диффузионной ЭДС.

Если между растворами различной концентрации располагаются перегородки из глины или какой-либо другой мелко-дисперсной породы, характер прохождения ионов в порах нарушается. В результате образуется двойной электрический слой, состоящий из слоя ионов, непосредственно прилегающего к твердой фазе породы (неподвижный слой), и слоя менее прочно связанного с поверхностью и имеющего постепенно убывающую плотность по направлению от твердой фазы в глубь жидкой фазы (подвижный слой или диффузионный).

Возникающая вследствие указанного распределения зарядов диффузионно-адсорбционная ЭДС рассчитывается по формуле:

$$E_{da} = k_{da} \lg(\rho_2 / \rho_1)$$

где k_{da} – коэффициент диффузионно-адсорбционной ЭДС, который зависит не только от химического состава электролитов и температуры, но и в значительной степени от минералогического состава, размеров и конфигурации пор породы, слагающей

разнообразных сведений об изучаемой территории. Она позволяет определить выбор методов исследований и ранжирует их детальность на отдельных участках. Конечно, подобные карты весьма условные и их уточнение - одна из задач геофизических исследований.

Карты загрязнителей позволяют также выбирать участки для расположения прогностических полигонов (ключевых участков), роль которых в значительной степени определяется экономической и технической невозможностью обследования всей изучаемой территории с равновысокой детальностью.

Сопоставление результатов исследований на ключевых участках с аналогичными наблюдениями за пределами распространения техногенной нагрузки позволяет: 1) установить изменение свойств и состояний одинаковых по возрасту, литологии и гранулометрическому составу пород под влиянием техногенных факторов; 2) выявить наличие или отсутствие отложений, связанных с техногенным воздействием (при наличии подобных отложений определить границы их распространения и мощность); 3) оценить положение уровня подземных вод, их динамические параметры и химические показатели в ненарушенных и нарушенных условиях; 4) сопоставить интенсивность и другие определяющие характеристики электрических, термических и ряда других силовых полей в природной и измененной человеческой деятельностью обстановке.

Территории с повышенной техногенной нагрузкой в целом крайне неблагоприятны для проведения геофизических наблюдений. Прежде всего, это касается исследований, выполняемых с поверхности земли, когда особенности застройки диктуют выбор положения точек наблюдения: почти полностью выпадают площади, находящиеся под жилыми и промышленными строениями. Приходится отказываться от геометрически правильной сети наблюдений, которая в других условиях была бы оптимальной для решения стоящих задач.

При изучении вертикального разреза часто не удается обеспечить необходимое удаление источника поля от точки измерения, что при использовании ряда электрометрических и сейсмоакустических методов ограничивает глубину исследований. Значительные трудности возникают в связи с наличием ас-

Методика наблюдений и интерпретация результатов

Геофизические исследования при проведении эколого-геофизического мониторинга в большинстве случаев должны быть комплексными. Для каждого типичных геологических условий и специфических техногенных нагрузок вырабатывается свой рациональный комплекс методов.

В состав комплекса должны вводиться различные по своей физической основе методы в космических, воздушных, наземных, скважинных и шахтных вариантах.

Важнейшими задачами геофизических исследований являются:

- 1) районирование территорий по признаку чувствительности горных пород к различным видам загрязнений;
- 2) нахождение очагов загрязнения и определение границ распространения этого загрязнения;
- 3) получение количественных показателей, характеризующих степень воздействия загрязнителей на геологическую среду;
- 4) оценка тенденций развития загрязнения с течением времени;
- 5) прогноз воздействия антропогенной деятельности на конкретные экосистемы.

Огромная роль в эколого-геофизическом мониторинге принадлежит дистанционным методам. В зависимости от стоящих задач они позволяют осуществлять обследование местности и анализ проявленности региональных техногенных факторов, или детализацию отдельных участков с целью выделения точечных источников и областей распространения загрязнения. Так, выполняемая с воздушных носителей инфракрасная и радиотепловая аэросъемки позволяют непосредственно характеризовать поверхностное тепловое загрязнение. Дистанционные съемки как бы организуют все остальные виды исследований и вводят в соответствующее русло сбор ретроспективной информации по изучаемой территории. По существу, создается ее первая приближенная модель, дальнейшая конкретизация и уточнение которой ведется наземными, скважинными и аквальными геофизическими методами. При этом данные дистанционных наблюдений могут дополняться картой (или каталогом) предполагаемых загрязнителей геологической среды, составленной на основании самых

перегородку между электролитами.

Величину $A_{oa} = (E_{oa} - E_o) / \lg(\rho_2 / \rho_1)$

принято называть диффузионно-адсорбционной активностью. Она характеризует свойства пород адсорбировать из растворов наряду с молекулами воды ионы определенного знака.

Фильтрационная активность пород характеризует свойство пород создавать естественную разность потенциалов при фильтрации подземных вод через поры в породе. Величина фильтрационных потенциалов может быть определена по формуле:

$$\Delta U_\phi \approx \alpha_\phi \Delta P$$

где α_ϕ – фильтрационная активность породы, ΔP – перепад давлений, под действием которого происходит фильтрация.

Окислительно-восстановительная активность характеризует свойства металлов создавать на контакте с ионопроводящей средой разность потенциалов (электродный потенциал). Электродные потенциалы возникают при переходе катионов из металла в раствор. Раствор при этом заряжается положительно. Что касается металла, то за счет избыточных электронов его поверхность заряжается отрицательно. Таким образом, на границе электронных и ионных проводников образуется двойной электрический слой. Под влиянием целого ряда факторов, связанных с физико-химическими особенностями среды, потенциал этого слоя не остается постоянным на различных участках поверхности раздела. В результате в окружающем пространстве создается электрическое поле, параметры которого зависят от минералогического и структурного состава контактирующих проводников, концентрации электролита, его pH , подвижности подземных вод и многих других причин.

Вызванная поляризация (ВП). При прохождении электрического тока через горные породы физико-химические процессы и явления, наблюдаемые в природных условиях, искусственно активизируются. Эта активизация приводит к возникновению электрических полей, которые складываются с первичным полем электрического тока, введенного в геологическую среду. После отключения электрического поля в течение некоторого отрезка времени будет существовать вторичная (наведенная)

ЭДС, которую можно наблюдать как самостоятельное явление.

Интенсивность и временные параметры ВП зависят от минералогических и структурных особенностей горных пород, а также минерализации и ионного состава подземных вод. Основной, но не единственной причиной возникновения ВП в ионопроводящих средах являются диффузионные потенциалы в токопроводящих каналах (порах). Под влиянием электрического тока движение ионов в них активизируется, причем подвижность катионов и анионов оказывается различной в зависимости от сечения поровых каналов. Тем самым нарушается равенство чисел переносов в узких и широких капиллярах. Отсюда локальное увеличение концентрации электролита в местах выхода электрического тока из узких капилляров, что приводит к возникновению диффузии ионов в обратном направлении. Как следствие в каждой из элементарных ячеек, объединяющих широкие и узкие капилляры, создаются вторичные диффузионные электродвижущие силы. В объеме горных пород возникает как бы множество элементарных диполей, в своей совокупности обуславливающих электрическое поле, которое накладывается на первичное.

Когда поступление первичного электрического тока в геологическую среду прекращается, вторичное наведенное электрическое поле исчезает не сразу, а в течение некоторого отрезка времени.

Вызванную электрохимическую поляризацию характеризует ее активность

$$A_B = \Delta U_{ВП}(t_1) / \Delta U = E_{ВП}(t_1) / E$$

где ΔU и E - разность потенциалов и напряженность поляризуемого поля; $\Delta U_{ВП}(t_1)$ и $E_{ВП}(t_1)$ - разность потенциалов и напряженность поля, замеренного через определенный фиксированный интервал времени после отключения тока (чаще всего через 0,5 с).

Поляризация, выраженная в процентах, обозначается обычно через η . Для ионопроводящих пород она меняется от десятых и даже сотых долей процента до 5-6%.

Магнитные свойства

Наиболее важными магнитными параметрами горных пород и руд являются магнитная восприимчивость, магнитная прони-

К эколого-геофизическому мониторингу относится, в частности, получение данных о физическом загрязнении литосферы, гидросферы и атмосферы, влияющем на состояние экосистем и живых организмов. Иногда сюда относится мониторинг геологических и техногенных процессов, влияющих на условия жизни, а также функционирование различных объектов техносферы - инженерных сооружений разного назначения.

При проведении эколого-геофизического мониторинга, наряду с наблюдениями за изменением геофизических параметров, используются данные геологических, гидрогеологических, климатических, геохимических, экологических и других исследований. Все это в сочетании с оптимальным образом, выбранным пространственно-временным распределением наблюдений позволяет получать достаточный объем достоверной и надежной информации, которая может быть положена в основу кратковременных и долгосрочных прогнозов эволюции геоэкологической обстановки, а также разрабатываемых социальных и экономических программ. Получаемая информация может оказаться полезной и при оценке внезапных быстрых изменений ситуации, обычно возникающих в случае природных, природно-техногенных и техногенных катастроф.

Объектом исследования при проведении эколого-геофизического мониторинга является вся совокупность естественных и техногенных (антропогенных) геофизических полей, а также вызываемые ими изменения в биосфере. Изучаемыми геофизическими характеристиками (параметрами), позволяющими наблюдать за изменением состояния окружающей среды в целом и отдельных ее компонентов, являются ускорение силы тяжести, напряженность магнитного и электростатического полей, напряженность электрической и магнитной составляющих электромагнитного поля, естественный электрический потенциал, скорость распространения и затухание продольных и поперечных упругих волн, температура, давление, мощность дозы радиоактивного излучения. Измерения указанных параметров могут проводиться в разных естественных средах и на различных уровнях по отношению к поверхности Земли, что делает геофизический мониторинг надежным и удобным средством получения экологической информации.

дельных участках урбанизированных территорий и сельскохозяйственных угодий разнообразных химических элементов и их соединений. В качестве основных причин этого явления можно назвать поверхностное накопление отходов производства и быта, их подземное захоронение, сброс промышленных и хозяйственно-бытовых стоков и др. В результате происходит увеличение минерализации, возникновение пестроты химического состава и агрессивности поверхностных и подземных вод, а также засоление грунтов, сопровождающееся в некоторых случаях изменением их состава.

Значительно менее изученным является воздействие на геосистему таких искусственных физических полей, как температурное поле, поле упругих колебаний и электромагнитное поле. Вследствие пространственно-временной изменчивости этих полей, их влияние обуславливает изменения геологической среды, которые могут либо полностью релаксироваться, либо накапливаться и со временем приводить к необратимым изменениям. Интенсивность искусственных полей может во много раз превосходить уровень их природных аналогов и в конечном счете нарушать равновесие геологической среды. При этом техногенное физическое воздействие характеризуется определенной избирательностью. Иначе говоря, различные его виды вызывают неодинаковую реакцию отдельных элементов литосферного пространства.

Эколого-геофизический мониторинг

Эколого-геофизический мониторинг представляет собой многофакторную и многосвязную структуру геофизических наблюдений за изменениями окружающей среды, влияющими на состояние биоты и здоровье человека и обусловленными действием внешних по отношению к Земле и внутренними природными сил, а также взаимодействием природных, природно-технических и технических систем.

При осуществлении эколого-геофизического мониторинга объектами изучения являются геофизические параметры среды, например температура, барическое давление, сейсмичность и т.д., и широко используются геофизические методы в качестве *инструмента наблюдения* за изменениями, происходящими в *природных и природно-технических системах (экосистемах)*.

цаемость, индуцированная намагниченность, остаточная намагниченность и естественная остаточная намагниченность.

Магнитная восприимчивость характеризует способность горных пород намагничиваться (изменять свой магнитный момент) под действием внешнего магнитного поля (***H***Тл).

Магнитная проницаемость μ - способность горных пород изменять свою индукцию под действием внешнего магнитного поля. Измеряется в генри на метр (***Гн/м***).

Индукционная намагниченность I_i - намагниченность, создаваемая магнитным полем и исчезающая после прекращения его воздействия. Измеряется в амперах на метр (***А/м***).

Остаточная намагниченность I_r - намагниченность, создаваемая магнитным полем и сохраняющаяся после прекращения его действия (***А/м***).

Естественная остаточная намагниченность I_n - остаточная намагниченность, создаваемая древним или современным полем Земли. (***А/м***).

Упругие и физико-механические свойства

Упругие свойства горных пород в основном характеризуются скоростями распространения продольных и поперечных волн, модулем Юнга (динамическим модулем упругости), коэффициентом Пуассона, модулем сдвига и модулем деформации.

Скорости распространения сейсмических волн характеризуют упругие свойства среды. Различают продольные волны (волны сжатия) ***P*** и поперечные волны (сдвиговые волны) ***S***. При прохождении продольных волн смещение частиц среды происходит в направлении ее распространения, т. е. вдоль луча. При прохождении поперечных волн смещение частиц среды происходит в плоскости, нормальной к лучу.

Для большинства горных пород скорость распространения продольных волн приблизительно в 2 раза больше скорости поперечных волн.

Модуль Юнга (динамический модуль упругости) ***E_д*** имеет размерность силы на единицу площади. Модуль Юнга - это величина напряжения, которая вызывает удлинение стержня единичного сечения вдвое. Измеряется в ньютонах на квадратный метр (***Н/м²***) или паскалях (***Па***).

Коэффициент Пуассона σ (коэффициент поперечного сжатия), или коэффициент пропорциональности между относительным сокращением (удлинением) стержня под действием нагрузки и относительным увеличением (сокращением) его поперечных размеров. Коэффициент Пуассона - величина безразмерная, может принимать значения от 0 до 0,5.

Модуль сдвига G определяется отношением касательного напряжения к величине угла сдвига и характеризует способность тел сопротивляться изменению формы. Измеряется в H/m^2 .

Модуль деформации $E_{\text{деф}}$ является одной из основных характеристик пород, он равен отношению нормального напряжения к производимому им полному относительному удлинению и используется при расчетах устойчивости любых инженерных сооружений. Обычно $E_{\text{деф}}$ вычисляют на основании значений, получаемых в результате статических нагрузок при испытании породы в лаборатории. Измеряется в ньютонах на метр (H/m).

Термические свойства

Температурное поле верхних слоев земной коры обусловлено наличием тепловых потоков. Тепловой поток - это количество теплоты, проходящее в единицу времени через произвольную изометрическую поверхность. Основными параметрами, определяющими термические свойства горных пород, являются теплопроводность, теплоемкость и геотермический градиент

Теплопроводность λ - это свойство среды передавать кинетическую тепловую энергию ее молекул. Она определяется из известного уравнения Фурье:

$$dq = \lambda(dS/dl)dt d\tau,$$

описывающего передачу количества тепла dq за время $d\tau$ через элемент среды с поперечным сечением dS длиной dl при перепаде температур dt . В системе СИ имеет размерность $Bm/m \cdot \text{град}$. Теплопроводность горных пород в первую очередь зависит от вида породы (минеральный состав, структура), пористости и трещиноватости, типа порозаполнителя и степени насыщенности, температуры (особенно при отрицательных температурах).

Среди чаще всего встречающихся породообразующих минералов кварц характеризуется особенно высоко λ . Поэтому теплопроводность магматических пород возрастает с увеличением

ниями и сооружениями различного назначения. В отдельных случаях возникают гравитационные оползни и обвалы. Противоположное влияние на поле силы тяжести оказывают срезка и снятие грунтов при вертикальной планировке города, их удаление при строительстве наземных и подземных сооружений, горные работы и некоторые другие технические мероприятия. На этих участках наблюдается разуплотнение пород, сопровождающееся снижением плотности и напряженного состояния и возникновения ряда геодинамических процессов и явлений

Техногенные изменения гидродинамического поля формируются главным образом за счет длительной эксплуатационной откачки подземных вод, связанной с питьевым, техническим и хозяйственным водоснабжением, а также осушением месторождений полезных ископаемых. Возникают обширные депрессии поверхности грунтовых вод и гидростатического уровня напорных вод. Эти депрессии охватывают нередко тысячи и даже десятки тысяч квадратных километров, а по амплитуде достигают 100 м и более. Понижению уровня подземных вод способствует также уменьшение инфильтрации поверхностных вод за счет застройки местности, асфальтового покрытия, устройства водосточных систем и т. д. В то же время на отдельных участках возможно возникновение и противоположных явлений: повышение уровня подземных вод за счет подпитки рек, повышенной инфильтрации из водохранилищ и искусственно созданных прудов, утечек воды из водопроводных систем и т.д. В результате создаются совершенно особые гидродинамические условия, характеризующиеся резкими перепадами гидравлических градиентов, исчезновением отдельных водоносных горизонтов, изменением путей движения и областей питания подземных вод. Наиболее характерны последствия преобразования гидросферы на территории больших городов. Здесь осушение и уплотнение пород приводит к значительному неравномерному опусканию рельефа местности, а в ряде случаев, к возникновению карстово-суффозионных, оползневых и некоторых других явлений. Нередко наблюдается подтопление и заболачивание территории.

Геохимическое загрязнение геологической среды, которое можно рассматривать как некоторое вторичное поле техногенного происхождения, связано с привносом и концентрацией на от-

4. Экзогенные и эндогенные загрязнения

Источники техногенного загрязнения

Техногенное воздействие на геологическую среду разнообразно по своей природе, геометрическим параметрам источников возмущения, их гипсометрии, интенсивности, временной характеристике и ряду других признаков. Техногенное воздействие включает: изъятие и перемещение горных пород, изменение их свойств и состояния, антропогенный литогенез, нарушение режима подземных вод, возникновение новых или изменение существующих природных физических и химических полей. Основными источниками техногенного загрязнения являются энергетические комплексы, горнодобывающие промышленные предприятия, строительство, транспортная сеть, радио- и телепередающие станции и сельскохозяйственная деятельность в разнообразных своих проявлениях. Эти источники классифицируются по форме и размерам, по времени действия и по многим другим признакам. Они могут быть точечными, линейными, площадными и объемными, являясь постоянными, временными, периодическими и эпизодическими. Условно источники подразделяются на слабые, средней интенсивности и сильные.

Все виды загрязнения теснейшим образом связаны друг с другом и во многих случаях вообще не могут анализироваться порознь. Они в своем большинстве оказывают влияние на физические поля, используемые для целей исследования и, таким образом, являются для геофизика объектом изучения. В современных условиях велика роль новообразованных техногенных полей (поле силы тяжести, поле напряжения, гидродинамическое поле, геохимическое поле и др.). Эти поля определяют наиболее значительные изменения геологической среды.

Воздействие поля силы тяжести обусловлено весом промышленных и гражданских сооружений, повышением рельефа за счет насыпных и намывных грунтов, толщ культурного слоя, грунтовых отвалов, отходов производства и т. д. Под его влиянием происходит увеличение напряженного состояния горных пород, достигающее подчас десятков килограммов на квадратный сантиметр. Как следствие, наблюдается уплотнение грунтов и оседание земной поверхности с расположенными на ней зда-

содержания кремнезема. Если к горной породе приложить давление, то пористость и трещиноватость ее уменьшаются, и контакты между соприкасающимися частицами улучшаются, следствием чего является общее увеличение λ . Этот параметр возрастает также в мерзлых породах по мере замещения воды в порах и трещинах льдом.

Если заполняющая поры и трещины вода движется, то за счет дополнительного конвекционного переноса тепла наблюдается резкое увеличение λ . В данном случае говорят о кажущейся теплопроводности (λ_k), которая приводит к возникновению геотемпературных аномалий и определяет возможность применения геотермии в качестве эффективного метода гидрогеологических исследований.

Удельная теплоемкость C - теплоемкость тела, имеющего массу m и повышающего температуру на один градус при подведении к нему количества теплоты Q при постоянном давлении. Она характеризует свойство среды изменять свою температуру. Измеряется в джоулях на килограмм-кельвин [$\text{Дж}/(\text{кг}\cdot\text{К})$].

Геотермический градиент G характеризует интенсивность возрастания температуры. Величина обратная геотермическому градиенту называется геотермической ступенью.

Ядерно-физические свойства

Под ядерно-физическими свойствами принято понимать *естественную радиоактивность горных пород, а также особенности взаимодействия с ними искусственного ядерного излучения*.

Естественная радиоактивность. Естественная радиоактивность горных пород связана с наличием в них изотопов, которые обладают свойством самопроизвольно распадаться. Этот распад может сопровождаться как выбросом α - и β -частиц, так и излучением электромагнитной волны (γ -излучение). При проведении геофизических исследований γ -излучение имеет наибольшее значение, так как имеет сравнительно высокую проникающую способность (20-30 см).

Радиоактивность горных пород определяется присутствием урана и тория с продуктами их распада, а также радиоактивным калием K^{40} . Остальные радиоактивные изотопы, число которых

достигает 180, практически не оказывают сколько-нибудь существенного влияния на радиоактивные свойства пород.

Свойства, определяющие взаимодействие горных пород с искусственным излучением. Ряд методов инженерной геофизики основан на изучении реакции взаимодействия горных пород с γ -квантами и нейтронным излучением.

Помещенный в геологическую среду источник γ -квантов создает вокруг себя некоторое их распределение - «облако», размеры и плотность которого обусловлены способностью окружающей среды рассеивать и поглощать кванты. Ослабление потока квантов происходит по закону $I = I_0 e^{-nsR}$, где I_0 - интенсивность излучения источника; I - интенсивность на расстоянии R от источника; s - плотность вещества; n - массовый коэффициент поглощения, определяющий вероятность взаимодействия γ -квантов с веществом, которая зависит от энергии излучения, заряда и атомного номера атомов.

Как следует из приведенной формулы, поток излучения быстро убывает по мере удаления от источника (особенно с увеличением плотности горных пород и концентрации в них тяжелых элементов). Основными видами взаимодействия γ -кванта с веществом являются: образование электрон-позитронных пар, фотоэффект и, что особенно важно, эффект Комптона, при котором одному из внешних электронов атомов передается часть энергии γ -кванта. В результате квант изменяет направление своего движения («рассеивается»). Вероятность возникновения эффекта Комптона пропорциональна количеству электронов в единице объема среды, иначе говоря, ее плотности. На использовании эффекта Комптона основаны приемы определения плотности и связанной с ней пористости горных пород.

При облучении горных пород потоком нейтронов они, не являясь носителями электрических зарядов, беспрепятственно проникают сквозь электронные оболочки атомов и взаимодействуют с их ядрами. Основным видом взаимодействий при этом является упругое рассеивание. Оно сводится к столкновению нейтрона с ядром, причем последнему передается часть энергии нейтрона. Это явление носит название замедления, а изменение после соударения направления движения нейтронов - рассеивания. При

этого состояния является процесс развития системы трещин, которая и определяет упругую анизотропию.

Круговые ВЭЗ и ЭП позволяют изучать трещиноватость горных пород в оползневом массиве. Метод ЕП позволяет отслеживать поведение гидроизогипс.

Применение магниторазведки основано на использовании специальных магнитных реперов, погружаемых через скважину в тело оползня. При выборе места для заложения репера необходимо следить, чтобы поблизости не было железных конструкций, линий электропередач и других источников паразитных магнитных полей. Измерения магнитного поля ведутся по радиальной или квадратной сети с расстоянием между точками 0,25-0,5 м. Для измерений применяются высокоточные квантовые магнитометры. Точки должны жестко закрепляться на местности. Перед заложением реперов проводится съемка нормального фонового магнитного поля. Для повышения точности измерений проводят синхронные наблюдения двумя магнитометрами, один из которых находится на контрольном пункте.

Каждый цикл наблюдений представляют в виде карты изодинам, на которой максимум отвечает положению проекции репера на земную поверхность. Оценить смещение проекции можно с помощью топографических засечек с неподвижных точек склона или в результате измерения расстояния до проекции репера, заложенного в толщу устойчивых пород ниже поверхности скольжения. Частота повторных измерений зависит от оползневой активности того или иного склона. По их результатам строят разностные карты, позволяющие более надежно оценивать горизонтальные смещения репера.

Совместный анализ электроразведочных, сейсморазведочных, магниторазведочных и геодезических работ позволяет определить неравномерность смещения частей оползня по площади и глубине.

Лекция 20

ИЗУЧЕНИЕ ТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

1. Источники техногенного загрязнения
2. Эколого-геофизический мониторинг
3. Методика наблюдений и интерпретация результатов

оползневой массы - характеризуется повышенной влажностью (34 - 37 %) и как следствие - пониженным сопротивлением (4-5 Ом·м). Третий слой (ρ_3) - глинистые породы, не затронутые оползневыми процессами с влажностью 25 - 28 %, дает тот же порядок сопротивлений, что и первый слой.

Электропрофилирование используется при картировании оползневых массивов. Профиля задаются по направлениям, соединяющим точки зондирований. Расстояние между точками наблюдений не должно превышать 5 м, а расстояние между профилями – 10-25 м. Профилирование ведется установками, обеспечивающими исследование на двух глубинах: на глубине, соответствующей зоне смещения и на уровне, характеризующем верхнюю часть разреза (главным образом зону аэрации). Оптимальные разности выбирают по данным предварительно выполненных одиночных зондирований.

Для изучения гидрогеологических условий в зоне оползня наиболее широко применяют методы электроразведки (метод заряда, метод ЕП) и термометрию. С помощью метода заряда при наличии скважины можно определить направление движения и скорость подземных вод.

Исследования по методу ЕП, характеризуют поведение геофильтрационного поля, что позволяет определить направление подземного потока. Расстояние между точками наблюдений не должно превышать 5 м, а расстояние между профилями - 10 м. Метод ЕП позволяет выделять участки выхода фильтрационных потоков. На графиках такие участки отмечаются максимумом электрических потенциалов, спадающим более или менее равномерно по всем направлениям.

Для изучения динамики оползневых процессов проводят режимные геофизические наблюдения. Для решения данной задачи применяют методы сейсморазведки, электроразведки и магниторазведки. Из сейсмических и электрических методов в основном используют круговые сейсмические зондирования (КСЗ), круговые вертикальные электрические зондирования (КВЭЗ), круговые электропрофилирование (КЭП), метод ЕП.

Круговые сейсмические зондирования МПВ позволяют изучать скоростную анизотропию, которая имеет четкую связь с напряженным состоянием оползневого массива. А индикатором

упругом столкновении энергия передается от одного тела к другому тем больше, чем ближе их массы. Поэтому водород, масса ядра которого соответствует нейтрону, является наиболее эффективным из замедлителей. Длина замедления пути нейтрона L_z представляет собой один из основных нейтронных параметров и определяется как среднее расстояние по прямой линии от места вылета нейтронов до места, где они превращаются в тепловые, т. е. начинают принимать участие в тепловом движении вещества. Для большинства пород L_z колеблется от 10 до 30 см и оказывается тем меньше, чем больше содержится в породе воды, являющейся основным носителем водорода.

Тепловые нейтроны, в отличие от нейтронов большей энергии, сталкиваясь с ядрами атомов, не теряют и не приобретают в среднем энергии. В результате такой диффузии происходит захват этих нейтронов ядром атома того или иного элемента. Захват нейтрона ядром атома сопровождается выделением энергии, обычно в форме одного или нескольких γ -квантов. Наиболее активные поглотители нейтронов - хлор и бор, в связи, с чем горные породы и подземные воды, содержащие в большом количестве упомянутые элементы, хорошо выделяются по этой их особенности.

При инженерно-геофизических исследованиях нейтронные методы используют для оценки пористости по замедляющему эффекту среды. Эффект замедления при полном водонасыщении пропорционален общей пористости породы.

Лекция 3

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ В МАССИВАХ ГОРНЫХ ПОРОД

1. Понятие массива горных пород
2. Тепловое поле в массивах горных пород
3. Электромагнитное поле в массивах горных пород
4. Связь геофильтрационного и электрических полей
5. Магнетизм горных пород
6. Радиоактивность горных пород
7. Поле напряжений

Понятие массива горных пород

Под понятием массива горных пород следует понимать обо-

собленную часть геологической среды, находящуюся в сфере инженерного воздействия. В понятие «массив» входят все неоднородности, подземные воды, газы и физические поля, сформировавшиеся в нем под влиянием внутренних и внешних факторов.

Структура массива горных пород носит иерархический характер. В ее формировании участвуют элементы различных рангов, в первую очередь геологические тела неодинаковых размеров и степени сложности. Эти тела представляют собой определенную часть геологической среды, которая характеризуется общими признаками (свойствами), делающими ее отличной от окружающего геологического пространства. Сочетание простых геологических тел имеющих общие границы образует сложные геологические тела. А сочетание последних - еще более сложные и т.д.

Однако в геофизике интересны не сами тела, а особенности границ, отделяющих одни тела от других. Наличие границ во многом определяют возможность получения количественной информации по материалам наблюдений. Границы подразделяются по целому ряду признаков. В первую очередь выделяют плоскопараллельные границы раздела, для которых легче всего находить решения прямых и обратных геофизических задач и границы, аппроксимируемые поверхностями второго порядка и различными их сочетаниями для которых решение прямых и обратных задач довольно сложное.

Границы могут быть контрастными и градиентными. При контрастных границах наблюдается резкое изменение одного или нескольких свойств, четко фиксируемое в поведении физических полей, используемых для исследований. При градиентных границах наблюдается постепенный переход от одного тела к другому, что создает трудности при нахождении границ раздела. В этом случае обычно ориентируются на участки наибольшего градиента изменения измеряемых параметров.

Кроме того границы подразделяются на гладкие и шероховатые. Гладкие границы создают более благоприятные условия для применения любых геофизических методов. Шероховатые границы неблагоприятны при применении волновых методов (сейсмоакустических, высокочастотных электрометрических,

стоянном шаге приборов и двух-, трехкратном перекрытии каждого интервала между пунктами ударов. Расстояния между ПУ выбираются в зависимости от мощности оползня и неоднородности его состава по скоростям. Минимальная величина расстояния между ПУ может быть равна 10 м, максимальная - 20-30 м при наблюдениях с одноканальными установками и 50-100 м - с многоканальными станциями (на оползнях большой мощности). Получение одиночных годографов нецелесообразно из-за невозможности распознавания горизонтальных и вертикальных границ раздела, наличия наклонных и криволинейных границ раздела. Многократное перекрытие годографов необходимо для более уверенной интерпретации при определении скоростного разреза. Интерпретация ведется способом разностного годографа и способом t_0 . В основном по данным МПВ выделяется нижняя поверхность зоны скольжения.

Применение методов электроразведки для изучения структуры оползня основано на том, что в зоне скольжения отмечается уменьшение удельного электрического сопротивления. ВЭЗ используется для определения верхней поверхности зоны скольжения. Максимальные разносы питающей линии AB выбирают исходя из предполагаемой мощности оползня h . Он должен превышать $10h$, а их направление разносов должно совпадать с горизонталями рельефа. Расстояние между профилями не должно превышать 50м, а расстояние между точками не более 20м.

При выполнении работ методом ВЭЗ можно использовать симметричные четырехэлектродные или трехэлектродные двусторонние установки зондирования (второй питающий электрод C выносится за пределы оползня на расстоянии $AC = 10AO$ (OB)). Однако предпочтение отдается трехэлектродным двусторонним. Анализ расхождения право- и левосторонних кривых дает представление о том, с какой стороны находятся значительные неоднородности, а в благоприятном случае позволяет оценивать и падение тех или иных геологических тел.

При обследовании оползневого склона с помощью электрических зондирований наиболее вероятно получение геоэлектрического разреза имеющего три слоя. Верхний слой (ρ_1) сравнительно сухих оползневых накоплений имеет удельное сопротивление примерно 20 Ом·м. Второй слой (ρ_2) - основная часть

значениями ρ_k . Наиболее характерные для этих зон сопротивления в десятки и первые сотни омметров. Диаграммы ρ_k в пределах закарстованных толщ пород характеризуются сильно изломанной пилообразной формой.

На диаграммах ПС закарстованные зоны выделяются экстремумами (максимумами или минимумами), характер которых позволяет в благоприятных случаях высказать предположение о степени заполнения их глинистым материалом.

Акустический каротаж позволяет по возрастанию времени пробега упругих волн определять положение закарстованных зон, количественно оценивать степень закарстованности и характеризовать состав заполнителя.

Методы ядерного каротажа позволяют решать вопросы, связанные с изучением петрофизических свойств заполнителя карстовых нарушений и определять их приуроченность к отдельным интервалам скважин. Эти наблюдения могут проводиться в зоне как аэрации, так и полного водонасыщения, причем наличие обсадных труб не является непреодолимым препятствием для их осуществления.

Изучение оползней

При изучении оползней с помощью геофизических методов решаются три вида задач:

- определение структуры оползня, т. е. прослеживание зеркала скольжения, зоны отрыва, определение мощности нарушенной толщи и ее расчленение;
- изучение гидрогеологических условий;
- изучение динамики оползня (скорости перемещения, изменений напряженного состояния).

Для решения этих задач успешно применяют сейсморазведку, электроразведку, магнитометрию, скважинные методы и термометрию.

Для определения структуры оползня успешно применяется сейсморазведка (МПВ) и электроразведка (ВЭЗ и ЭП). Предпосылкой применения МПВ является изменение скорости сейсмических волн в зоне скольжения оползня. В ее пределах наблюдается уменьшение скорости. Оптимальной методикой наблюдений при изучении оползней является продольное профилирование с системами встречных и нагоняющих годографов при по-

радарных).

Физические поля неотделимы от массивов горных пород. Источники этих полей могут быть как внешними по отношению к массивам, так и находиться внутри их границ. Возможны и промежуточные ситуации.

Тепловое поле

Температурное поле в массивах горных пород можно подразделить на зону переменных температур (до глубин 20-30 м) и зону установившихся или почти установившихся температур более глубоких слоев литосферы.

В зоне переменных температур на формирование температурного поля большое влияние оказывает солнечная энергия, проникающая в почву и в толщу подпочвенных отложений. Сезонные и суточные изменения солнечной активности и ряд других причин обуславливают сложный переменный тепловой поток, направляющийся в глубь земли. В самом поверхностном, так называемом деятельном слое, совпадающем в основном с почвенным слоем, теплопередача происходит сложным путем. На процесс теплопередачи влияют следующие факторы:

- молекулярная теплопроводность;
- перенос тепла инфильтрационным потоком грунтовых вод;
- переносом тепла конвекционным движением воздуха и паров воды в порах;
- изменением агрегатного состояния воды, т. е. при ее переходе в пар или лед.

С возрастанием глубины условия теплопередачи упрощаются, теплопроводность пород постепенно становится более стабильной, перенос тепла инфильтрационными осадками перестает играть заметную роль, отпадает его перенос за счет конвекции и лучеиспускания. В результате ниже деятельного слоя теплопередача обуславливается почти исключительно молекулярной теплопроводностью.

Распространение переменного теплового потока ниже деятельного слоя в однородных горных породах характеризуется:

- затуханием с глубиной амплитуд высокочастотных колебаний более быстрым, чем низкочастотных,
- неизменностью периода колебаний температур,

- затуханием амплитуд колебаний температурного поля с глубиной по экспоненциальному закону.

Горизонт, в пределах которого сезонные колебания температуры становятся меньше точности наблюдений (обычно принимаемой равной 0,1 °C), называется горизонтом постоянных температур. Ниже горизонта постоянных температур происходит постепенное нарастание температур с глубиной в соответствии с геотермическим градиентом, характерным для данного района.

На величину геотермического градиента влияют следующие факторы:

- интенсивность теплового потока, идущего с больших глубин;
- условия залегания горных пород, имеющих различную теплопроводность;
- рельеф горизонта постоянной температуры и ее значение;
- проявления современного вулканизма;
- выделение тепла за счет кинетической энергии тектонических движений, за счет радиоактивного распада, за счет экзотермических и эндотермических реакций;
- условия циркуляции подземных вод и газов, переносящих тепло;
- многолетняя мерзлота.

Геотермическая ступень для кристаллических щитов равна в среднем 100 м/град, для платформ - от 8 до 30 м/град, по окраинам областей кайнозойской складчатости и в третичных передовых прогибах - от 20 до 30 м/град и в областях новейшего вулканизма - от 5 до 20 м/град.

Электромагнитное поле

Массивы горных пород находятся под воздействием разнообразных электромагнитных полей естественного и искусственного происхождения. По отношению к массивам они могут быть условно подразделены на внутренние, поверхностные и внешние (табл. 1). К поверхностным относятся те поля, источники которых приурочены либо непосредственно к границе раздела земля - воздух, либо заключены в двухметровом слое ниже этой границы. К внутренним относятся те поля, которые лежат на больших глубинах, однако не ниже той зоны, которая находится или может находиться под воздействием инженерных сооружений.

густой сети наблюдений, чем в районах, не затронутых карстом

Для кривых ρ_k , получаемых на интенсивно закарстованных территориях, характерна крайняя изломанность и большие разрывы при переходе с одной приемной линии на другую.

Метод естественного поля используется в том случае, если в зоне развития карста предполагается фильтрация воды и необходимо определить направление фильтрации. Обычно съемку методом ЕП выполняют по площади. По данным этой съемки строится карта эквипотенциальных линий, которая и дает представление о направлении фильтрации воды.

Если карстовую полость вскрыта буровой скважиной, то она может быть обследована методом заряженного тела. Высокое сопротивление карстующихся пород (200-2000 Ом·м) дает возможность рассматривать полость, заполненную водой и глинистым материалом (в среднем 5-60 Ом·м), как эквипотенциальное тело, т. е. такое, все точки которого находятся примерно под одним и тем же потенциалом. Наблюдаемые на поверхности земли эквипотенциальные линии будут повторять контур карстовой полости. А максимальная их концентрация наблюдается примерно над проекцией ее границ на земную поверхность.

Сейсморазведка. Сейсмические исследования карста основаны на применении методов МПВ, и сейсмического просвечивания. При использовании МПВ закарстованные зоны отмечаются как участки пониженных значений граничных скоростей. При наличии скважин можно применять сейсмическое просвечивание как на пересекающихся лучах так и на параллельных.

Методы ГИС. Методы ГИС позволяют: выделять закарстованные и трещиноватые интервалы в разрезе; оценивать относительную и абсолютную пустотность пород; характеризовать состав, свойства и состояние заполнителя полостей; находить глубину залегания базиса коррозии; изучать зональность трещинно-карстовых подземных вод, определять их минерализацию и динамические характеристики; выяснять структуру физических полей, присущих данному массиву.

Основным видом исследований является электрический каротаж (КС и ПС), акустический каротаж и ядерный каротаж. *Электрический каротаж.* Ниже уровня подземных вод кавернозные трещиноватые зоны выделяются резко пониженными

правлением трещиноватости вне зависимости от того, заполнены трещины водой, глинистым материалом или они пустые.

Исследования методом электропрофилирования выполняют обычной симметричной установкой с двумя разносами питающих электродов ($AA'MNB'B$). При малых разносах получают сведения о толще пород в пределах зоны аэрации. При больших питающих линиях основная информация должна поступать о породах в зоне полного водонасыщения. Размер установок выбирают, исходя из особенностей кривых рекогносцировочных зондирований, предварительно выполненных в различных точках обследуемого участка.

При большой мощности покровных электропрофилирование рекомендуется выполнять при трех разносах питающих электродов с таким расчетом, чтобы графики ρ_k на меньшем разносе характеризовали изменения в покрывающих карстующиеся породы отложениях. Два последующих разноса должны характеризовать толщу карстующихся пород. Электропрофилирование на двух больших разносах проводят комбинированной установкой, на меньшем разносе можно и обычной симметричной установкой.

Для выявления отдельных карстовых полостей применяется электропрофилирование комбинированной установкой с двумя разносами питающих электродов. Разносы выбирают с таким расчетом, чтобы меньший характеризовал самую верхнюю часть карстующихся пород, а больший - зону возможного распространения карста. Осевая плоскость карстовой воронки отмечается пересечением графиков и минимумом симметричной установки. Пересечение графиков комбинированного профилирования (левосторонней и правосторонней трехэлектродных установок) позволяет с достаточной точностью определить местоположение центра карстовой воронки. На аномальных участках графика ρ_k (в местах пересечения графиков комбинированного профилирования) выполняют ВЭЗ и круговые зондирования.

Максимальные разносы установки ВЭЗ определяются выходом правой ветви кривой ρ_k на асимптоту, для неглубокого карста это соответствует сопротивлению пород, подстилающих растворимые, а для глубокого карста - сопротивлению пород ниже базиса коррозии. Зондирования должны выполняться по более

По пространственным признакам электромагнитные поля делятся на глобальные, региональные и локальные.

К внешним полям естественного происхождения относятся теллурические поля космического происхождения, которые можно одновременно считать глобальными и региональными вследствие действия ионосферных и атмосферных процессов. Эти поля проявляются в виде разнопериодных вариаций, микропульсаций, регулярных пульсаций и бухт. Частотный спектр теллурических токов колеблется от 10^{-4} до 10^2 Гц.

В средних широтах амплитуда напряженности токов космического и ионосферного происхождения варьирует от 0,1 до 10 мВ/км. В северных широтах их интенсивность значительно больше. Теллурические токи оказывают коррозионное воздействие на металлические конструкции.

К естественным электромагнитным полям могут быть отнесены поля, возникающие в геологической среде за счет окислительно-восстановительных, фильтрационных и диффузионно-адсорбционных явлений. При длительном воздействии они создают

Таблица 1 Источники электромагнитных полей в геологической среде

Местоположение	Происхождение	
	Естественные	Искусственные (техногенные)
Внутренние	Электрохимические процессы	Подземный транспорт Заглубленные металлические конструкции
	Фильтрация	Заглубленные устройства противокоррозионной защиты
	Диффузионно-адсорбционные процессы	
Поверхностные	Электрохимические процессы	Электрифицированный рельсовый транспорт
	Фильтрация	Силовые электрические кабели и кабели связи
	Диффузионно-адсорбционные процессы	Заземление энергетических установок и электрооборудования
Внешние	Космические, ионосферные и атмосферные процессы, грозовые разряды	Подвесные линии ЛЭП, установки высокого напряжения, радиостанции и телевизионные передатчики

неблагоприятные условия для эксплуатации некоторых металлических и цементных подземных конструкций.

Однако наибольшее воздействие на массивы горных пород и находящиеся в них сооружения оказывают поля техногенного происхождения, связанные с функционированием различного рода промышленных и транспортных силовых установок. Частотный спектр этих полей очень широк: от постоянного тока до токов промышленной частоты и высокочастотных полей, создаваемых мощными радио- и телевизионными станциями. При этом загрязняют литосферное пространство в основном постоянные токи электрифицированных железных дорог, трамваев, метрополитенов и шахтного транспорта.

Связь геофильтрационного и электрических полей

Движение воды в горных породах приводит к возникновению электрического поля фильтрации. Природа этого поля связана с образованием двойного электрического слоя на границе минерального скелета и поровой влаги. В связи с тем, что двойной слой имеет диффузионный характер, часть его в жидкой фазе перемещается при движении поровой влаги. В природных условиях неподвижная часть двойного слоя имеет отрицательный заряд, а подвижная - положительный. Таким образом, в направлении движения жидкости происходит вынос положительных зарядов.

В однородных проницаемых грунтах электрофильтрационные потенциалы отражают поведение гидроизогипс. Они возрастают в направлении движения потока, причем их интенсивность пропорциональна гидравлическим градиентам. Карты равных значений потенциалов характеризуют пространственную форму фильтрационного потока, направление его движения и до некоторой степени скорость.

В области формирования грунтовых вод отрицательными аномалиями потенциалов выделяются участки повышенной инфильтрации, связанной с выпадением атмосферных осадков, таянием снега и льда и другими причинами. При поступлении талых вод в карстовые полости отрицательные аномалии могут достигать десятков милливольт.

Движение подземных вод снизу вверх, т. е. их разгрузка приводит к возникновению электрических потенциалов, харак-

3. Изучение оползней

Возможность применения геофизических методов для изучения карста

Образование карста приводит к изменению поверхностных форм рельефа и к нарушению внутреннего строения всего объема подвергшихся коррозии пород. Следовательно, закарстованные породы по физическим и гидрогеологическим свойствам будут отличаться от тех же пород не затронутых растворяющим воздействием движущихся подземных вод. Карстовые зоны и полости могут иметь разнообразную форму и размеры, кроме того, весьма разнообразны виды заполнителя карстовых форм. Это может быть воздух (в зоне аэрации), вода, глина, карбонатная мука, обломки пород и др.

Основными задачами при изучения карста геофизическими методами являются; обнаружение и картирование закарстованных зон, и выяснение условий движения подземных вод в зоне развития карста зон.

Для решения указанных задач в основном применяют электроразведку, сейсморазведку, методы ГИС и межскважинное просвечивание.

Изучение карста

Методы электроразведки. Из большого числа методов электроразведки наиболее широко применяют следующие методы; ВЭЗ (КВЭЗ), ЭП (КЭП), ЕП, метод заряд. С помощью этих методов можно с успехом выявлять и оконтуривать в плане зоны повышенной трещиноватости и закарстованности, определять глубины распространения закарстованности и повышенной трещиноватости горных пород.

На графиках кажущихся сопротивлений карстовые и трещиноватые зоны при заполнении полостей и трещин рыхлым материалом отмечаются пониженными значениями, а зоны с незаполненными полостями и трещинами - повышенными значениями кажущегося сопротивления.

Полярные диаграммы круговых зондирований в районе закарстованных пород будут иметь форму вытянутых эллипсов, в то время как на участках сохранных пород они близки к окружности. Большая ось эллипса обычно совпадает с основным на-

противление связано с целым рядом показателей геологической среды оказывающих непосредственное влияние на коррозионный процесс. В каждой стране устанавливают нормативы значений сопротивлений, определяющих возможное развитие коррозионных явлений (>100 – низкая коррозионная активность, $100-20$ – средняя, $20-10$ – повышенная, <10 – высокая).

Помимо низких абсолютных значений сопротивлений, повышению коррозионной опасности способствует дисперсия этого параметра. Чередование участков распространения низких и повышенных ρ_k (литологическая смена пород, разрывные нарушения, различная обводненность) указывает на условия, способствующие возникновению дополнительных катодных и анодных зон, иначе говоря, новых систем коррозионных центров.

Измерения ρ_k осуществляются на глубинах, соответствующих глубине погружения металлических конструкций. При прокладке трубопроводов, протяженность которых сотни тысяч километров, как правило, используются установки профилирования с двумя разносами питающих электродов. Значение ρ_k на малых разносах ($A'B' = 4-8$ м) должно контролировать степень обводненности почвогрунтов и наличие зон повышенной их минерализации. В то же время ρ_k , замеренное на больших разносах ($AB = 10$ м), позволяет составить характеристику рабочего горизонта грунтов, вмещающих тело трубы. Шаг измерений зависит от конкретных местных условий и может варьировать от 5 до 50 м.

Параллельно с замерами сопротивлений и поляризуемости ведутся наблюдения за интенсивностью естественных и особенно техногенных электрических полей. Области их концентрации неблагоприятны для погруженных в грунт металлических конструкций. В процессе эксплуатации трубопроводов вдоль их трасс периодически проводят замеры электрических потенциалов.

Лекция 19

ИЗУЧЕНИЕ КАРСТОВЫХ И ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ

1. Возможность применения геофизических методов для изучения карста
2. Изучение карста (методы электроразведки, сейсморазведки, ГИС)

теризующихся максимумом, спадающим более или менее равномерно по всем направлениям.

В пределах области транзита подземных вод структура электрофильтрационного поля имеет ряд специфических особенностей. В случае неоднородной проницаемости грунтов изолинии потенциала вытягиваются вдоль основных фильтрационных потоков, а отдельные локализованные аномалии характеризуют особенности растекания грунтовых вод, связанные с конфигурацией местных водоупоров. По мере приближения к области разгрузки значения потенциалов возрастают. Над сосредоточенными потоками подземных вод отмечаются максимумы, тем более значительные, чем выше скорости их движения и меньше глубина залегания. Следует иметь в виду, что на электрофильтрационное поле в области транзита влияет не только движение воды в зоне полного водонасыщения, но и связанное с ним перемещение влаги в зоне аэрации.

Поведение электрического поля фильтрации в области инфильтрации, транзита и разгрузки легче всего проследить на картах и графиках электрических потенциалов.

Магнетизм горных пород

Магнитные свойства горных пород определяются, в первую очередь, наличием или отсутствием в них ферромагнитных минералов. При большом содержании таких минералов вся горная порода приобретает ферромагнитные свойства. Помимо количества магнитных минералов на магнитные свойства породы существенное влияние оказывает их форма и взаимное расположение, отражающееся на величине фактора размагничивания.

Магнитная восприимчивость магматических пород изменяется в широких пределах от очень сильномагнитных до слабомагнитных. С повышением основности растет содержание окислов железа, что создает благоприятные условия для увеличения содержания ферромагнитных минералов и, как следствие, возрастания α в верхних частях разреза. На величину α сильно влияет выветривание, которое может снижать ее в 10 - 20 раз. Осадочные породы, как правило, слабомагнитны. Их магнитные свойства в основном зависят от наличия частиц ферромагнитных минералов и темноцветных парамагнетиков, общее количество которых обычно незначительно. Магнитные свойства терриген-

ных осадков возрастают по мере приближения к областям сноса массивов магматогенных пород. Характерной особенностью многих осадочных пород является их магнитная анизотропия. Так, например, в ленточных глинах по напластованию отмечается большая магнитная восприимчивость, чем вкрест напластования. Метаморфические породы по своим магнитным свойствам занимают промежуточное положение между магматическими и осадочными. Значение и дисперсия параметра α в них зависят от состава материнских пород и степени их измененности.

Радиоактивность горных пород

Радиоактивность горных пород определяется присутствием урана и тория с продуктами их распада, а также радиоактивным калием K^{40} . Остальные радиоактивные изотопы, число которых достигает 180, практически не оказывают сколько-нибудь существенного влияния на радиоактивные свойства пород. Наибольшей радиоактивностью обладают магматические породы, самой низкой - осадочные, метаморфические - промежуточной. В связи с тем, что в магматических породах радиоактивные элементы концентрируются в кислых компонентах, интенсивность γ -излучения убывает от кислых к основным породам. Колебание их концентрации может достигать двух-трех порядков.

Основным носителем радиоактивности в осадочных породах являются пелитовые разности. Глинистые частицы обладают способностью в процессе литогенеза абсорбировать радиоактивные элементы. Кроме того, в них содержатся богатые калием минералы, что также способствует повышению их активности. Наибольшей радиоактивностью отличаются глубоководные отложения. Она уменьшается в несколько раз для мелководных осадков. Радиоактивность карбонатных пород, как правило, ниже и изменяется в меньших пределах, чем в песчано-глинистых. Прямая закономерная связь радиоактивности песчаных пород с их глинистостью позволяет оценивать по интенсивности γ -излучения их проницаемость.

Распад радиоактивных элементов в геологической среде приводит к образованию радиоактивных газов, так называемых эманаций, из которых практическое значение для целей инженерно-геофизических исследований имеют радон (Rn^{222}) и в

бенностей горных пород. В результате образуются многочисленные коррозионные центры типа гальванических пар. При соприкосновении с поровым электролитом участки, характеризующиеся относительно более отрицательными потенциалами, становятся миникатодами, а более положительными - минианодами. Образуются системы замкнутых электрических цепей. В электролите (грунтах) ток течет от катода к аноду, а в металле - в противоположном направлении. Катодом обычно становятся участки поверхности конструкции, к которым поступает большее количество кислорода (чем выше концентрация кислорода в растворе, тем более положительным оказывается потенциал металла). Анодам соответствуют участки дефицитного поступления кислорода. В их пределах и происходит вынос ионов и, следовательно, разрушение его поверхности.

Коррозионная активность системы металл - электролит грунтов резко возрастает под влиянием сторонних электромагнитных полей, которыми могут являться поля природного и техногенного происхождения.

Электрические токи концентрируются в металлических конструкциях, находящихся в грунтах, и, стекая с них, образуют анодные зоны, в пределах которых и происходит наиболее энергичный вынос ионов металлов. Чем меньше переходное сопротивление, которое определяется УЭС грунта, тем выше плотность отекания тока и, следовательно, интенсивнее происходит разрушение металла.

Особое значение имеет борьба с коррозионным разрушением трубопроводов. Благодаря своей высокой электропроводности по отношению к окружающей среде трубопровод концентрирует в себе промышленные и природные токи и канализирует их до места, где сопротивление грунтов минимально. Здесь и образуются анодные зоны, приводящие к коррозионному разрушению сооружения. Существенное значение имеет и гидрохимический фактор: обводненные породы препятствуют доступу кислорода к металлу, что приводит к уменьшению деполяризации на катоде. В результате увеличивается разность потенциалов между катодом и анодом и повышается вынос ионов металла.

Для изучения коррозионных процессов применяют такие методы электроразведки как ЭП и ВП, так как электрическое со-

зацию. В этих условиях водоупор на кривых ВЭЗ (тип **Q**) характеризуется пониженным по сравнению с вышележащей водонасыщенной толщей удельным электрическим сопротивлением.

Но наиболее сложными являются условия определения глубины до глинистого водоупора, залегающего под толщей, насыщенной грунтовыми водами с высокой (более 3 г/л) минерализацией. В этом случае обязательно применение метода ВЭЗ-ВП, так как породы такого водоупора характеризуются повышенными значениями относительной поляризуемости, а по удельному электрическому сопротивлению могут практически не отличаться от пород вышележащей толщи.

Определения глубины залегания регионального водоупора сейсморазведкой дает наилучшие результаты, если водоупор представлен скальными породами. Значительная разница в скоростях распространения продольных волн в водонасыщенных рыхлых породах ($v_p=1500 - 2500$ м/с) и в скальных породах ($v_p=3000 - 6000$ м/с), позволяет уверенно выделить скальный водоупор при использовании продольных волн. В случае, если региональный водоупор представлен глинами, скорость распространения волн в которых соизмерима со скоростью распространения волн в водонасыщенной рыхлой толще, то сейсморазведка не всегда дает положительные результаты, т.е. глинистый водоупор по продольным волнам выделяется, но глубина до него часто определяется со значительными ошибками. Это обусловлено наличием протяженной зоной интерференции продольной волны, связанной с границей водонасыщения, и волны, связанной с глинистым водоупором.

Наблюдения за коррозионными процессами

Среди множества причин, приводящих к коррозии металлических конструкций, находящихся в геологической среде ведущее место занимают электрохимические явления, протекающие в переходной зоне металл - грунт. Коррозия возникает в том случае, когда отдельные участки поверхности металла приобретают неодинаковый электродный потенциал. Подобные условия могут создаваться при различном качестве обработки металла и изменении напряженного состояния отдельных элементов конструкции, а также в результате воздействия внешних факторов: изменения состава и состояния поровой влаги и литологических осо-

меньшей степени торон (Tn^{220}). Эманацию, выделяющуюся из твердой фазы, принято называть свободной, а остающуюся в ней - связанной. Эманирующая способность пород численно оценивается количеством свободной эманации, выделяемой одним граммом породы за время, достаточное для установления равновесия с материнским изотопом. Процесс эманирования связан, в первую очередь, с радиоактивной отдачей, в результате которой атомы отдачи удаляются от места распада. Длина пробега атомов эманации зависит от свойств среды, в которой пролегал их путь. Далее начинается их миграция. Под миграцией эманации понимается комплекс физических и физико-химических процессов, в результате которых происходит перемещение их атомов и молекул в горных породах. Наибольшая миграционная активность наблюдается в геодинамических зонах при повышенной проницаемости пород и повышенных напряжениях.

Поле напряжений

Под воздействием гравитационных, тектонических, эрозийных и других сил природного и техногенного происхождения массивы горных пород оказываются в сложном напряженно-деформационном состоянии.

На напряженное состояние горных пород очень сильно влияют тектонические процессы, силы которых могут во много раз (вплоть до изменения знака) менять горизонтальные составляющие напряжений. Не меньшую роль играет рельеф местности, создающий принципиально различные условия формирования напряжений в пределах днища долин, на склонах и на водоразделах. На естественное поле напряжений накладываются напряжения техногенного происхождения, связанные с созданием крупных наземных и подземных сооружений и, в частности, высотных плотин, высоконапорных гидротехнических и транспортных тоннелей и т. д. Их влияние на отдельные участки массивов может значительно превосходить природные составляющие. В результате уменьшения природной или искусственной нагрузки, происходит снижение плотности пород. Это явление связано с раскрытием существующих и образованием новых трещин, т. е. с необратимым изменением структуры пород. Столь же большую роль в процессе разуплотнения играет увеличение объема пор. Оно особенно характерно

для высокопористых пород, находящихся в состоянии интенсивного сжатия, Как трещинное, так и поровое разуплотнение находит отражение в уменьшении сопротивляемости пород сдвигу, что является следствием нарушения структурного сцепления. Одновременно увеличивается их сжимаемость и водопроницаемость. Все это в ряде случаев определяет конструкцию основания сооружения и другие его строительные параметры. Определение мощности зоны разуплотнения - необходимый этап прогнозирования последующих осадок строений, проектирования типа и глубины противofiltrационных завес и решения ряда других практически важных задач.

В основе геофизических методов изучения напряженного состояния и разгрузки пород лежат корреляционные связи измеряемых параметров с величиной действующих в массиве напряжений.

ными приемами с применением малых потенциал- и градиент-зондов. По величине ρ_B оценивают далее минерализацию воды в эквиваленте наиболее преобладающей соли по соответствующим номограммам.

По данным ПС, общая минерализация пластовой воды может быть оценена, если измерение аномалий ПС в скважине производится при двух различных концентрациях бурового раствора.

Методически работы строятся следующим образом. Сначала регистрируют одну кривую ПС при заполнении скважины раствором, при котором производилось бурение. Затем опускают на забой скважины бурильные трубы и проводят несколько циркуляционных циклов закачки раствора новой концентрации. После извлечения труб регистрируют вторую кривую ПС. Второй раствор обычно приготавливается с добавкой поваренной соли из расчета, чтобы его сопротивление уменьшилось в несколько раз. Из совместного решения двух уравнений Нернста получают

$$\lg \rho_B = \frac{\Delta U_{ПС2} \lg \rho_{\Phi 1} - U_{ПС1} \lg \rho_{\Phi 2}}{\Delta U_{ПС2} - \Delta U_{ПС1}}$$

где $\rho_{\Phi 1}$ и $\rho_{\Phi 2}$ - сопротивления фильтрата бурового раствора при первом и втором измерениях; $\Delta U_{ПС1}$ и $\Delta U_{ПС2}$ - аномалии ПС соответственно при первом и втором измерениях, отсчитываемые от пласта глин, залегающего рядом с исследуемым и насыщенного водой той же минерализации.

Зная ρ_B , общую минерализацию оценивают по номограммам.

Определение глубины залегания регионального водоупора

Эта задача в основном решается с помощью таких геофизических методов как ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, сейсморазведка. Метод ВЭЗ дает хорошие результаты в случае, когда региональный водоупор представлен скальными породами (известняками, мергелями, эффузивами и т. д.), которые характеризуются существенно повышенным сопротивлением по отношению к вышележащей толще рыхлых образований. Несколько осложняется решение этой задачи в случае, когда региональный водоупор представлен глинами, а подземные воды имеют низкую (до 3 г/л) минерали-

пластах можно производить электроразведочными методами. Физической предпосылкой их применения является зависимость электрического сопротивления и амплитуды ПС от минерализации пластовой воды. На практике в основном применяют методы электрического каротажа (БКЗ, ПС) и резистивиметрический метод

Резистивиметрический метод позволяет получить достаточно надежные данные о минерализации только в случае безнапорных вод при высоких скоростях их движения и бурении без глинистого раствора. Для измерений используется скважинный резистивиметр. УЭС вычисляется по формуле $\rho_k = K \Delta U / I$ где ΔU - разность потенциалов; I - сила тока; K - геометрический коэффициент, зависящий от расстояния между электродами. Для перехода от единиц УЭС к единицам минерализации резистивиметр градуируют, используя растворы с известной минерализацией, сопротивление которых легко может быть установлено по таблицам и графикам. По результатам градуировки строится градуировочный график, который позволяет быстро определить минерализацию вод по значению УЭС в полевых условиях.

В сложных гидравлических системах электролит, заполняющий скважину, может в значительной степени отличаться от пластовых и трещинных вод как по концентрации, так и по составу. В таких случаях используются косвенные приемы электрометрических наблюдений, позволяющие определить общую минерализацию подземных вод. Обычно устанавливается связь между УЭС пород за пределами воздействия буровой скважины (ρ_n) и сопротивления насыщающих их вод: $\rho_v = \rho_n / P$. Для пластов мощностью более 3-4 м ρ_n находят по результатам бокового каротажного зондирования. Относительное сопротивление P определяется с учетом особенностей различных горных пород. На практике при определении минерализации воды в песках величину P для различных по гранулярному составу песков берут равной; $P=4$ общий случай; для тонкозернистых песков $P=3$; для уплотненных песков (как правило, до палеогенового возраста) $P=5$. Для песчаников, известняков и ряда других пород P находят из отношения $\rho_{зп} / \rho_c$, где $\rho_{зп}$ - сопротивление пород в зоне проникновения промывочной жидкости, ρ_c - сопротивление промывочной жидкости. Это отношение определяют специаль-

Раздел 2 МЕТОДЫ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОФИЗИКИ

Лекция 4, 5

МЕТОДЫ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

1. Классификация методов инженерной геофизики
2. Физические основы методов сопротивлений
3. Метод вертикального электрического зондирования (ВЭЗ)
4. Круговые зондирования (КВЭЗ)
5. Методы электропрофилирования (ЭП)
6. Метод заряда
7. Метод постоянного естественного электрического поля (ЕП)
8. Метод вызванной поляризации (ВП)

Классификация методов инженерной геофизики

Для решения инженерно-геологических и гидрогеологических задач можно использовать практически все методы разведочной геофизики, такие как сейсморазведку, электроразведку, магниторазведку и гравиразведку, ядерные методы, термометрию, все методы геофизических исследований скважин (ГИС), аэрокосмические съемки.

Геофизические методы основаны на изучении реакции физических полей на особенности строения литосферы или процессы и явления протекающие в ней. По природе изучаемых физических полей они подразделяются на методы изучения естественных и искусственных полей. К первым относится поле силы тяжести (гравитационное поле), магнитное поле Земли, электро-магнитное и термическое поля различного происхождения, поля упругих колебаний, возникающих за счет природных механических процессов в геологической среде, и некоторые другие. Искусственные поля - это в первую очередь электромагнитные поля, создаваемые контактным (гальваническим) или индукционным способами при помощи специальных генераторов.

ров, и поля упругих колебаний, вызываемых взрывами, ударами или вибрациями, в основе которых лежит механическое воздействие на грунт. Методы, основанные на изучении природных полей можно отнести к категории пассивных, а искусственных - к категории активных. Для ряда методов характерно использование как природных (естественных), так и искусственных полей.

В зависимости от условий проведения геофизических работ в инженерной геофизике выделяют следующие виды исследований: наземные, в горных выработках и в скважинах.

В инженерной геофизике ведущая роль принадлежит электромагнитным и сейсмическим методам. Но наибольшим числом методов и модификаций характеризуется электроразведка, которые по частотному спектру, природе полей и аномалий подразделяются на:

- Методы естественных электромагнитных полей (МТЗ, МТП, ЕП);
- Методы сопротивлений (ВЭЗ, ДЗ, ЭП, КЭП, КВЭЗ);
- Поляризационные методы (ВП, ВЭЗ-ВП);
- Методы искусственных низкочастотных полей (ЧЗ, ЗС, МПП);
- Высокочастотные и сверхвысокочастотные (РВЗ, РВП, РЛЗ, РТС).

Методы сейсморазведки, применяемые в инженерной геофизике в зависимости от частоты используемых упругих волн делятся на:

- Сейсмические методы (частоты 100 - 500 Гц)
- Геоакустические методы (частоты 600 - 3000 Гц)
- Ультразвуковые методы (частоты свыше 20000 Гц)

Гравиметрические, магнитометрические, термометрические и ядерно-физические методы имеют менее важное значение, хотя при решении определенного круга задач в благоприятных геологических условиях их применение оказывается весьма эффективным.

Из всего разнообразия методов электроразведки наиболее широко применяются методы сопротивлений (ВЭЗ, ЭП, метод заряда), метод вызванной поляризации (ВЭЗ-ВП), метод естественного поля (ЕП).

сят от количества опресняющей воды и колеблются от 15-30 мин до нескольких суток и даже недель. При этом записывается время начала и окончания снятия каждой резистивиметрической диаграммы. Полученные в результате наблюдений кривые удельных сопротивлений характеризуют изменение концентрации электролита вдоль исследованного интервала в последовательные моменты времени (рис. 38).

Рисунок 37. Совокупность резистивиметрических кривых

Анализ совокупности этих кривых позволяет выделить отдельные участки или зоны относительно быстрого возрастания сопротивления, соответствующие местам интенсивного опреснения раствора, т. е. местам наиболее активной циркуляции подземных вод. По конфигурации кривых сопротивлений можно определить качественные особенности фильтрации подземных вод, а также степень трещиноватости и проницаемости стенок скважины в исследуемом интервале.

Кроме того, анализ, конфигурации резистивиметрических кривых в ряде случаев позволяет установить наличие вертикальных перемещений подземных вод водоносных горизонтов, обладающих различными напорами.

Равномерный вымыв электролита из скважин позволяет вычислить скорость фильтрации для различных интервалов.

Для ламинарного течения используется следующая формула определения скорости фильтрации в породе:

$$V_{\phi} = \frac{1,81d}{m(t_n - t_1)} \lg \frac{C_1 - C_0}{C_n - C_0}, \quad (58)$$

где d - диаметр скважины; C_0 - естественная концентрация электролита в подземных водах; C_1 и C_n - концентрация электролита в скважине в моменты времени t_1 и t_n ; m - коэффициент проницаемости стенок скважины, изменяющийся от 0,5 до 4; для хорошо промытых необсаженных скважин $m=2$.

Определение минерализации подземных вод

Оценку общей минерализации подземных вод в водоносных

отклонений, представляет собой прямую линию, наклоненную под тем или иным углом к оси абсцисс. Задавшись в этой части графика двумя точками, находят действительную скорость потока и как отношение смещения солевого тела Δl за промежуток времени Δt

$$v = \Delta l / \Delta t$$

Определение гидродинамических параметров

Для разработки конкретных мер по борьбе с повышенными притоками подземных вод к инженерным сооружениям необходимо знать не только общие условия формирования и движения фильтрационного потока, но и конкретные его параметры в различных точках и на различных глубинах. Такие данные получают по данным опытно-фильтрационных откачек и нагнетаний в специально оборудованных гидрогеологических скважинах.

Применение геофизических методов для определения гидродинамических параметров позволяет использовать не только специально оборудованные гидрогеологические скважины, но и скважины любого другого назначения (если они не обсажены). На практике в основном применяют метод резистивиметрического каротажа. Суть метода заключается в определении удельных электрических сопротивлений промывочной жидкости или воды, заполняющей ствол скважины. Сопротивление жидкости в стволе скважины замеряется резистивиметром, представляющим собой каротажный зонд малых размеров (в виде отрезка трубы) изготовленный из изоляционного материала. С помощью резистивиметра определяется сопротивление воды по всему стволу скважины. Затем в скважине создают повышенную концентрацию электролита, для чего по всему стволу несколько раз перемещают прикрепленные к каротажному кабелю мешки, наполненные солью (NaCl). Концентрацию электролита доводят до 2-3 г/л, что соответствует удельному сопротивлению примерно 2-3 Ом·м. О равномерности созданной концентрации электролита судят по контрольной резистивиметрической диаграмме, снятой по всему стволу скважины или в пределах подлежащего изучению интервала. Повторные замеры сопротивлений, т. е. снятие резистивиметрических диаграмм, по которым определяют скорости вымывания электролита из ствола скважин, начинают производить через определенные интервалы времени, которые зави-

Физические основы методов сопротивлений

Физической основой методов сопротивлений является то что, в земле с помощью металлических стержневых заземлителей (питающих) AB , гальваническим или индукционным способом, создается искусственное постоянное электрическое поле, которое затем исследуют путем измерения разности потенциалов между двумя приемными заземлениями MN , подключенными к прибору (рис. 1).

Особенности распространения электрического поля в земной

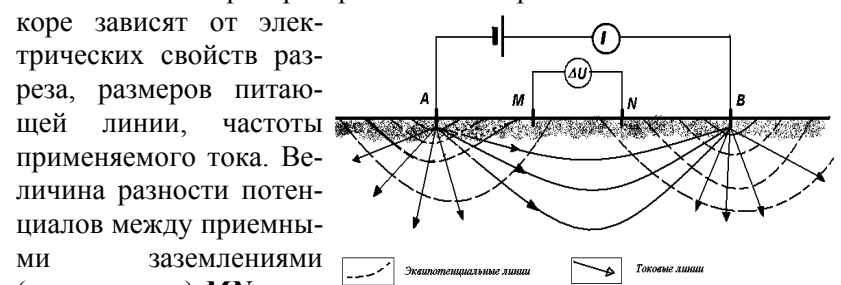


Рисунок 1 Схема измерения разности потенциалов и силы тока в методе сопротивлений

Особенности распространения электрического поля в земной

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

Из приведенной формулы можно вычислить удельное электрическое сопротивление среды

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

Выражение

$$\frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)} \quad (3)$$

называется коэффициентом установки, обозначается K и измеряется в метрах. Следовательно, по формуле

$$\rho = k \frac{\Delta U}{I} \quad (4),$$

можно рассчитать удельное электрическое сопротивление пород. Однако данное выражение справедливо однородной среды. В случае неоднородной среды истинное удельное электрическое сопротивление изменяется за счет влияния окружающей вмещающей среды и поэтому измеренное удельное сопротивление - величина условная, и ее называют кажущимся удельным электрическим сопротивлением

$$\rho_k = k \frac{\Delta U}{I} \quad (5).$$

Величина ρ_k зависит от геологического строения разреза. При наличии в разрезе объекта с хорошей проводимостью ток концентрируется в проводящем объекте, поэтому плотность вмещающей среды уменьшается, и на поверхности земли над проводящим объектом будет отмечаться малое значение ρ_k . При наличии плохо проводящего объекта ток обтекает его и во вмещающей среде увеличивается плотность тока, а на поверхности над плохо проводящим объектом возрастает величина ρ_k .

Метод вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) основан на изучении изменения удельного электрического сопротивления горных пород (по вертикали) на глубину. Метод ВЭЗ служит для вертикальной стратификации геологических и гидрогеологических разрезов. Глубина проникновения электрического тока регулируется расстоянием между источником тока и приемником. Она возрастает с увеличением разности.

Работы обычно выполняют симметричной четырехэлектродной установкой, размеры которой все время увеличивают, при этом пункт наблюдения (центр установки) оставляют постоянным. Аппаратуру и оборудование устанавливают около пункта наблюдения. Приемную и питающую линии составляют из полуразносов $AB/2$ и $MN/2$. Величина $AB/2$ выбирается равной 1,5; 3; 4,5; 6; 8; 10; 15; 25; 40; 65; 100 м и т.д. При изменении величины $AB/2$ от 1,5 до 10 м, от 15 до 100 м и от 150 до 1000 м линии MN соответственно берут близкой к 1; 10 и 100 м. Измерения выполняют с помощью переносных приборов АЭ-72, ЭРА, МЭРИ.

размер в необсаженных скважинах будет определяться мощностью водоносного пласта, а для обсаженных - интервалом, соответствующим длине фильтра. Его ширина в несколько раз превышает диаметр скважины. На поверхности земли по наблюдательным лучам находят положение эквипотенциальной линии, соответствующей начальной форме зоны электролита («заряженного тела»). При малых скоростях потока эта форма близка к круговой (рис. 37,б). Если через некоторое время вновь определить положение эквипотенциальных линий, то оно окажется смещенным по отношению к начальному. Это смещение будет наибольшим в направлении перемещения тела высокой электропроводности, иначе говоря, в направлении движения подземных вод. Для получения более надежных данных последовательно снимают несколько эквипотенциальных линий. При скорости движения потока, превышающей 3 м/сут, эти линии снимают непрерывно. В случае меньших скоростей между последующими съемками допускается перерыв в 1-2 ч. Продолжительность всего цикла наблюдений на скважине обычно длится от 8-10 ч до 2-3 сут. В течение этого времени в скважину несколько раз добавляют соль, добываясь тем самым непрерывного поступления электролита в окружающую среду.

По направлению среднemaxимального смещения всех эквипотенциальных линий находят наиболее вероятное направление движения подземных вод. Для определения скорости потока строят график, по оси ординат, которого откладывают значения максимального смещения Δl , а по оси абсцисс - промежуток времени между съемками эквипотенциальных линий (Рис 37,в). Конечная часть графика постепенно выполаживается. Это явление связано с тем, что после того, как солевое тело сильно вытянется, оно перестает уже быть эквипотенциальным, т. е. таким, в котором все точки находятся под одним и тем же потенциалом. Потенциал вдоль языка электролита заметно падает. В результате приращение его длины приводит к меньшему, чем в начале, смещению эквипотенциальных линий. Наконец, это смещение становится совершенно незаметным, и график переходит в прямую линию, параллельную оси абсцисс.

Скорость движения подземных вод лучше всего определять по средней части графика, где он, после усреднения случайных

гидрогеологический вариант.

Метод естественного поля позволяет определить направление движения подземных вод без скважины при мелком залегании. Физико-геологической предпосылкой применения метода ЕП является тесная связь электрического и фильтрационного полей. Потенциал поля возрастает в направлении движения потока.

Методика наблюдений сводится к измерению разности потенциалов ΔU по разным направлениям (через 30-45°). Обработка результатов сводится к построению круговой диаграммы (рис 36). При построении по каждому направлению от центрального пункта в обе стороны откладывают измеренные разности потенциалов. Концы отрезков $\Delta U_1, \Delta U_2, \Delta U_3, \Delta U_4$ соединяют и получают «восьмерку», длинная ось которой вытянута по течению потока. Направление потока определяют по направлению возрастания потенциала.

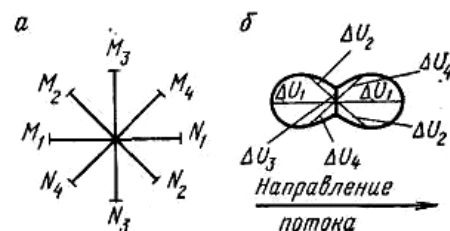


Рисунок 36. Определение направления подземного потока методом ЕП: а – расположение приемных линий; б- изменение ΔU

Если водоносный горизонт вскрыт только одной скважиной, то для определения направления и скорости движения подземных вод применяют гидрогеологический вариант метода заряда. Этот метод, основанный на изучении искажений в искусственном электрическом поле, создаваемом движением электролита в водном потоке.

В однородном гранулярном фильтрующем пласте зона пород, насыщенных электролитом, примет форму вытянутого языка (рис. 37,а). По вертикали его



Рисунок 37 Определение направления движения и скорости подземных вод методом заряженного тела

На каждом разное измеряют ΔU и I и затем рассчитывают коэффициент установки по формуле (3) и величину кажущегося сопротивления по формуле (5). Результаты измерений методом ВЭЗ изображают в виде кривых ВЭЗ построенных на билогарифмическом бланке.

Интерпретация данных ВЭЗ подразделяется на качественную и количественную. В ходе качественной интерпретации по кривым ВЭЗ определяют тип кривой и выделяют горизонты, которые наиболее резко отличаются по электрическим свойствам от лежащих рядом горизонтов, а также делается заключение о пригодности кривой ВЭЗ для количественной интерпретации. Чтобы получить общее представление об исследуемой площади, в ходе качественной интерпретации составляют, карты типов кривых для всей площади, разрезы кажущихся сопротивлений для каждого профиля, планы изоом для определенных разностей AB .

Карта типов кривых позволяет определить площади, в пределах которых выделяются кривые одного типа.

Разрезы кажущихся сопротивлений используют для общей характеристики геологического разреза (рис. 2).

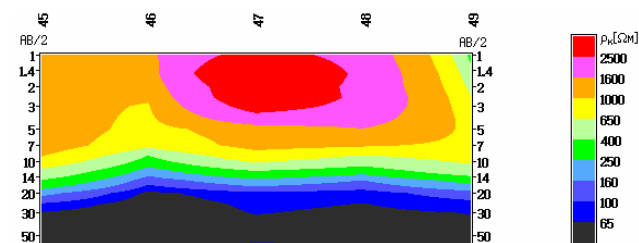


Рисунок 2 Разрез кажущихся сопротивлений

Планы изоом ρ_k строят по результатам площадных работ (рис. 3). По ним выделяют объекты высокого и низкого сопротивления. Построение нескольких планов изоом для разных разностей AB дает возможность проследить выделенные объекты на глубину.

Наиболее полные геологические выводы может дать количественная интерпретация кривых ВЭЗ сводится к определению числа горизонтов в разрезе, сопротивления и мощности каждого

горизонта. По результатам количественной интерпретации строится геоэлектрический разрез, который позволяет выявить структурные особенности слагающих геологических толщ. Количественная интерпретация выполняется палеточным способом или с помощью ЭВМ.

Круговые зондирования (КВЭЗ). Это модификация ВЭЗ, которую целесообразно проводить при наличии анизотропной среды, обусловленной слоистостью и негоризонтальностью залегания осадочных отложений, трещиноватостью горных пород и т. п.

Методика измерений сводится к тому, что на одном и том же пункте в различных азимутах (обычно через 45°) выполняют вертикальные электрические зондирования. По результатам измерений строятся круговые диаграммы, на которых по направлениям, соответствующим азимутам разносов, откладывают в обе стороны от точки измеренные значения ρ_k . Круговые диаграммы строятся для всех питающих разносов AB (рис. 4).

Интерпретация результатов КВЭЗ сводится к анализу круговых диаграмм и определению коэффициента анизотропии по формуле

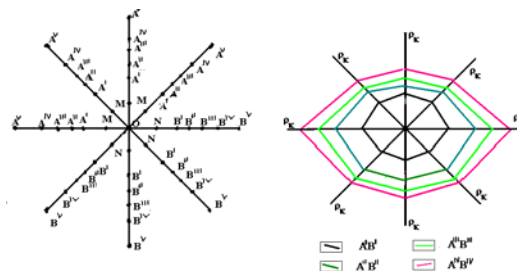


Рисунок 4 Круговое электрическое зондирование; схема работ и круговые диаграммы

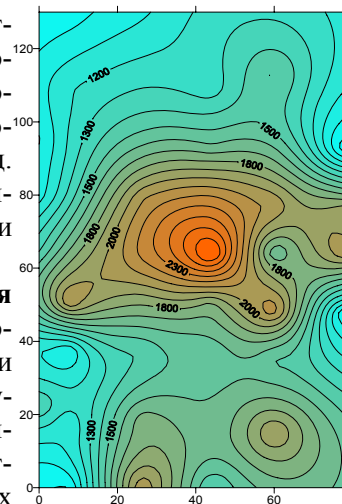


Рисунок 3 План изом

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_l}} \quad (6).$$

При отсутствии анизотропии диаграмма имеет вид окружности, над анизотропной средой имеет вид эллипса.

где $x_{ТВ}$ — точка выхода в первые вступления волны.

При интерпретации следует учитывать, что если УГВ залегает в суглинистых и глинистых породах то его глубина, определенная по сейсморазведке может не совпадать с глубиной УГВ определенной по данным бурения. Это связано с существованием в таких породах капиллярной каймы, т.е. подъема грунтовых вод за счет капиллярных явлений. В этом случае сейсморазведка дает границу разделяющую область влажных полностью водонасыщенных суглинков и глин.

Электроразведка. Эффективность применения электроразведки зависит в первую очередь от контрастности свойств па границе неполного и полного насыщения подземными водами пустот в горных породах. В случае однородных песчано-гравелистых грунтов УГВ на кривых электрических зондирования отмечается понижением ρ_k и возрастанием η_k . Считается, что надежные результаты можно получить в случае, если электрическое сопротивление и поляризуемость пород зоны аэрации отличаются от тех же параметров пород водонасыщенной толщи не менее, чем в 3 раза. При этом нужно учитывать степень засоления подземных вод и грунтов. Благоприятны для изучения разрезы с пресными (до 1 г/л) грунтовыми водами. При высокой и особенно построй минерализации воды и заселенных почвогрунтах контрастность между зонами аэрации и полного водонасыщения по параметру ρ заметно снижается. Более устойчивым в этом отношении является параметр η , что и обуславливает преимущественное использование зондирований ВЭЗ-ВП в сложных гидрохимических условиях. Однако по надежности получаемых результатов электрометрия во всех случаях оценки мощности зоны аэрации в разрезах, сложенных рыхлыми породами, как правило, уступает сейсмометрии.

Изучение динамики подземных вод

Изучение динамики подземных вод подразумевает решение следующих задач; определения направлений и скорости движения подземных вод, определение скорости фильтрации подземных вод.

Для определения направления и скорости движения подземных вод с успехом используются методы электроразведки: метод естественного поля (ЕП) и метод заряженного тела (МЗТ)

образом, чтобы наблюдать $t_{УГВ}$ в первых вступлениях. Обусловлено это тем, что при малом различии скоростей волны $t_{УГВ}$ и волны в подстилающем водоупоре (коренные глины, зона выветривания) существуют протяженные зоны интерференции, в пределах которой корреляция волн невозможна (рис. 35). В общем случае область существования волны $t_{УГВ}$ зависит от мощности водонасыщенного слоя и соотношения скоростей в отдельных слоях среды, преобладающего периода волны $t_{УГВ}$ и глубины залегания УГВ.

Обработка сейсмических данных, как правило, осуществляется способом t_0 и разностного годографа.

В случае горизонтальной поверхности наблюдений, годографы продольной волны, преломленной на УГВ, имеют форму, близкую к прямолинейной; кажущиеся скорости, определенные по встречным годографам, близки между собой; нагоняющие годографы практически параллельны нагоняемым.

При размещении УГВ в нескальных породах граничная скорость продольной волны изменяется в сравнительно узких пределах: от 1450 м/с, при залегании УГВ на глубин первых метров в песчано-глинистых породах до 2500-2700 м. при залегании УГВ в крупнообломочных породах- гравии.

Характерные граничные скорости продольной волны, а также сравнительно неширокий диапазон изменения скорости продольных волн в неглубоко залегающих рыхлых породах зоны аэрации позволяют для быстрой оценки глубины залегания УГВ в рыхлых породах использовать простую приближенную формулу

$$H_B \approx 0,4x_{ТВ}$$

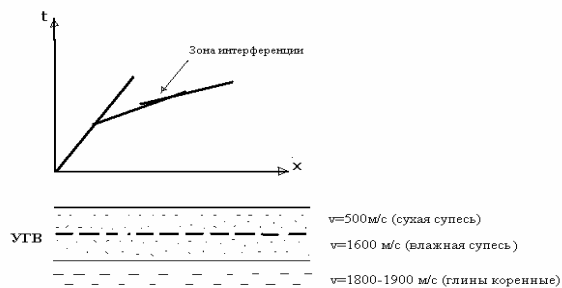


Рисунок 35. Пример выбора участка первых вступлений волн из УГВ

Методы электропрофилирования (ЭП)

Основаны на изучении кажущегося удельного сопротивления пород при постоянных размерах установки, т. е. взаимное положение питающих и приемных заземлений остается постоянным, в то время как вся установка от пункта к пункту перемещается вдоль профиля. Это позволяет изучать геологический разрез вдоль линий наблюдений примерно на одинаковой глубине. Для получения наиболее четких результатов в различных геологических условиях применяют различные установки электропрофилирования. В зависимости от применяемой установки и методики полевых работ различают методы симметричного, дипольного, комбинированного профилирования, метод срединного градиента и т. п. В инженерной геофизике предпочтение отдается симметричному и комбинированному профилированиям.

Симметричное профилирование (СЭП). При работах этим методом используют симметричную четырехэлектродную установку, которую перемещают вдоль профиля с шагом, чаще всего равным расстоянию MN .

Для измерений используют симметричные установки с двумя питающими линиями ($AA'MNB'B$). AB - большой разнос подбирается так, чтобы получить наиболее полную информацию на глубине залегания искомых объектов. Малый разнос $A'B'$ - должен характеризовать особенности верхней части разреза. Иногда применяют установку с тремя питающими линиями $AA'A''MNB''B'B$, которая позволяет изучать геологический разрез на трех глубинах и еще более повысить геологическую информативность метода. Величина разносов определяется по данным предварительно выполненных рекогносцировочных ВЭЗ.

На каждом пункте наблюдения в линии MN измеряют ΔU , в линии AB - ток I и рассчитывают значение ρ_k по формуле (5). По значениям ρ_k строят графики, карты графики кажущихся сопротивлений.

Интерпретация результатов электропрофилирования является качественной. В результате интерпретации на картах графиков и изолиний ρ_k проводят корреляцию однотипных элементов и выделяют аномалии. Сопоставляя графики; с фактическими геологическими материалами по данной площади, определяют

тип геоэлектрического разреза, плановое положение структур (оси складок, выходы пластов под покровные отложения, положения зон тектонических нарушений и т. п.), направление падения пластов и другие качественные характеристики разреза.

Круговое профилирование. Применяется в основном для определения направления трещиноватости горных пород. Суть данного метода сводится к тому что на каждом пункте профиля определяют не одно, а несколько значений ρ_k в разных направлениях; ρ_{k1} - с установкой A_1MNB_1 , ρ_{k2} - с установкой A_2MNB_2 и т. д. Затем по направлениям, соответствующим азимутам разносов, откладывают в обе стороны от точки измеренные значения ρ_k и получают полярную диаграмму.

Интерпретацию круговых диаграмм выполняют с учетом парадокса анизотропии. Когда установка расположена вдоль трещиноватости, ток от электрода A течет к электроду B вдоль трещин, плотность тока в линии MN высокая, разность потенциалов ΔU большая, а следовательно, и значения ρ_k высокие. Когда установка ориентирована поперек трещин, ток растекается в стороны вдоль трещин, плотность тока в линии MN меньше а, следовательно, и значения ρ_k минимальные, хотя фактически сопротивление пород в этом направлении наиболее высокое.

Метод комбинированного профилирования применяют для поисков и прослеживания, крутопадающих хорошо проводящих тел.

Установка комбинированного профилирования состоит из двух встречных несимметричных трехэлектродных установок AMN и BNM с общим питающим электродом C , отнесенным от середины MN в перпендикулярном направлении на большое расстояние (обычно равное 10-15 AO , т. е. в бесконечность). Измерение разности потенциалов между электродами MN выполняется на каждом пункте дважды: одно измерение при токе в линии AC (прямая установка $AMNC$), другое - при токе в линии BC (обратная установка $BNMC$). Это позволяет получить для каждого пункта по два значения ρ_k , а по профилю построить два графика ρ_k .

Пересечение графиков ρ_k полученных двумя установками, позволяет наиболее точно определить положение крутонаклон-

ны аэрации и полного водонасыщения. Для пород с гранулярной и трещинной пустотностью наличие такой контрастности доказано теоретическими расчетами и подтверждено лабораторными и полевыми наблюдениями.

Для определения глубины залегания границ раздела зоны аэрации и зоны полного водонасыщения в рыхлых породах при гидромелиоративных исследованиях применяются методы ВЭЗ в варианте микрозондирований, ВЭЗ-ВП и сейсморазведка методом преломленных волн (МПВ).

Сейсморазведка. Физико-геологической предпосылкой применения сейсмических методов для определения глубины залегания грунтовых вод является различие скоростей продольных волн в неводонасыщенных (v_1) и полностью водонасыщенных (v_2) породах. При этом всегда выполняется неравенство $v_2 > v_1$. Для различных литологических разностей соотношение v_1/v_2 имеет значение $1,5 < v_1/v_2 < 4$. Например, суглинки и супеси - $v_1/v_2 \approx 3$, пески - $v_1/v_2 \approx 2,5$, глины - $v_1/v_2 \approx 1,8$, т.е. чем более глиниста порода, тем слабее и менее четка, выражена преломленная волна.

Таким образом, для нескальных пород переход от неполного водонасыщения к полному сопровождается скачкообразным возрастанием скорости продольных волн. В результате граница между водонасыщенными и неводонасыщенными зонами в нескальных породах является сильной преломляющей границей для продольных волн.

Для скальных пород переход от неводонасыщенного состояния к водонасыщенному приводит к менее заметному возрастанию скорости продольных волн, причем степень увеличения скорости продольных волн во многом зависит от пустотности породы. Таким образом, в скальных массивах граница УГВ является слабой преломляющей границей для продольных волн.

Поскольку скорость поперечных волн не зависит от степени водонасыщенности породы, граница зоны полного водонасыщения не является для них преломляющей.

В связи с тем, что граница УГВ является преломляющей для продольных волн, то и системы наблюдений рассчитывают для этих волн. Чтобы уверенно прослеживать преломленную волну от УГВ ($t_{УГВ}$) необходимо систему наблюдений строить таким

чинами можно представить в виде

$$\lg \kappa_{\phi} = A_{\phi} + B_{\phi} \lg \rho, \quad (57)$$

где A_{ϕ} и B_{ϕ} - коэффициенты, определяемые опытным путем для изучаемого района или, еще лучше, для отдельно взятого участка. Таким образом, имея эмпирические зависимости между геофизическими параметрами и коэффициентом фильтрации г/п, полученным по результатам геологического опробования и параметрических измерений у горных выработок можно определить коэффициент фильтрации..

Изменение минерализации подземных вод может нарушить вышеприведенную связь УЭС и проницаемости пород. Поэтому более обосновано использование вспомогательного параметра - относительного сопротивления $P = \rho_n / \rho_w$, где ρ_n и ρ_w - соответственно сопротивление породы и воды, заполняющей поры. Величина ρ_n получается в результате количественной интерпретации кривых ВЭЗ, ρ_w определяется по данным резистивиметрии.

Связь относительного сопротивления с коэффициентом фильтрации k_{ϕ} можно представить в самом общем виде:

$$P = b_{cp} / k_{\phi}^m$$

где коэффициент b_{cp} и показатель степени m - постоянны для отложений определенного литологического и гранулометрического состава.

Помимо УЭС и относительного сопротивления, для определения проницаемости довольно широко используют поляризуемость. Для рыхлых пород в зоне аэрации и пород, насыщенных пресными водами, наблюдается связь вида $h = a k_{\phi}^b$, где a и b - величины, зависящие от состава пород и степени их литификации. Прослеживается также достаточно тесная корреляционная зависимость между поляризуемостью и водоотдачей рыхлых пород, а также поляризуемостью и числом пластичности глинистых пород.

Таким образом, для определения коэффициента фильтрации по данным геофизических методов, необходимо иметь знать зависимости между УЭС, P , h и коэффициентом фильтрации г/п.

Определение уровня грунтовых вод (УГВ)

Возможность решения задачи определения УГВ зависит от контрастности физических свойств на поверхности раздела зо-

ных маломощных геологических тел, трещиноватых зон и небольших нарушений. Если проводящих тел несколько, то и пересечение будет не одно. С увеличением глубины залегания рудных тел, возможности метода значительно уменьшаются.

Метод заряда

В инженерной геофизике применяют гидрогеологический вариант метода заряда. Сущность метода заключается в изучении электрического поля, создаваемого питающим электродом A , заземленным в скважину ниже уровня грунтовых вод (УГВ). Второй электрод B относят на расстояние, в 10 раз превышающее глубину залегания УГВ, чтобы можно было пренебречь влиянием его потенциала. С помощью приемных электродов MN изучается поле «заряженного» тела.

Работы выполняют как в необсаженных, так и в обсаженных скважинах, оборудованных фильтрами. Глубина залегания изучаемого водоносного горизонта не должна превышать 100 м.

Установка для работы методом заряда состоит из питающей линии AB с источником тока и электродами, приемной линии MN с электродами и измерительного устройства.

Методика работ сводится к следующему. В скважину в водоносный горизонт опускают питающий электрод A . Второй электрод B относят в бесконечность (рис. 5, а).

Затем радиально от скважины под углом 45° разбиваются лучи. Приемный электрод N устанавливают неподвижно вдоль луча, направленного в противоположную сторону от предполагаемого направления потока. Вторым приемным электродом перемещают по лучам, отыскивая по нулевому отсчету пункт, где потенциал равен потенциалу в пункте N . Расстояние от A до N выбирают таким образом, чтобы оно в 1,5 - 2 раза было больше глубины залегания водоносного горизонта. На каждом луче находят точки равных потенциалов; соединив их, получают изолинию потенциала, называемой базисной. После этого в скважину опускают мешок с солью. При растворении соли образуется линза минерализованной хорошо проводящей воды - заряженное тело. Минерализованная вода быстро перемещается вдоль течения подземного потока, медленнее - в поперечном направлении и практически не перемещается против течения. После засолки через определенные промежутки времени по тем же лучам (при

тех же неподвижных электродах N) проводят измерения и строят изолинии. В первый момент опускания соли изолинии потенциала будут иметь вид окружностей с центром, соответствующим устью скважины. С течением времени изолинии будут принимать форму вытянутых по течению потока фигур (рис. 5, б).

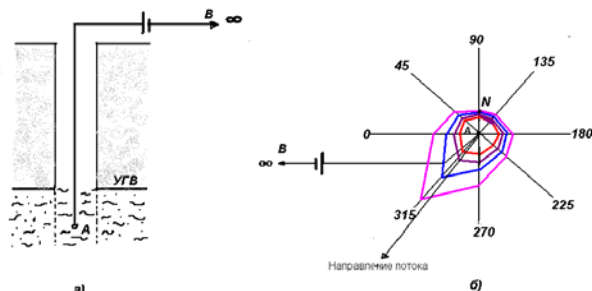


Рисунок 5 Гидрогеологический вариант метода заряда

Метод постоянного естественного электрического поля (ЕП)

Этот метод основан на изучении локальных электрических полей электрокинетической и электрохимической природы. Естественные электрические поля создаются в Земле без вмешательства человека благодаря электродвижущим силам химического, фильтрационного и диффузионного происхождения.

Возникают естественные электрические поля в пористых пластах с циркулирующими в них водами, на границе с рудными телами или на границе двух пластов с различной электронной проводимостью, а также возле искусственных металлических сооружений, погруженных в землю (трубопроводов, рельсов).

Установка метода ЕП состоит из приемной линии MN , измерительного прибора, приемных электродов и проводов. Питающая линия отсутствует. Для работы методом ЕП применяют измерительную аппаратуру метода сопротивлений (АЭ-72, ЭРА, МЭРИ). В качестве измерительных электродов используют неполяризующиеся электроды.

С помощью метода ЕП можно определить направление движения грунтовых вод, потоков, обнаружить выходы трещинных вод под наносы, фильтрацию вод из водоемов и т. п. Измерения методом ЕП проводят на поверхности, в скважинах, подземных

Величина p_I может варьировать от 0 до 1, имея некоторое примерно постоянное значение для каждого типа пород.

Лекция 18 ИЗУЧЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В МАССИВАХ ГОРНЫХ ПОРОД

1. Определение водопроницаемости массивов скальных и рыхлых горных пород
2. Определение уровня грунтовых вод
3. Изучение динамики подземных вод
4. Определение гидродинамических параметров
5. Определение глубины залегания регионального водоупора
6. Изучение минерализации и температуры подземных вод
7. Наблюдения за коррозионными процессами

Определение водопроницаемости массивов скальных и рыхлых горных пород;

Под водопроницаемостью понимается способность горных пород пропускать через себя воду при наличии гидравлического градиента. В скальных породах она почти исключительно определяется открытой трещиноватостью и наличием каверн. В рыхлых - присутствием крупных взаимосвязанных пор, характерных для гранулярных структур. В полускальных породах водопроницаемость носит смешанный трещинно-поровый характер. Все виды водопроницаемости горных пород находятся в тесной связи с изучаемыми в геофизике свойствами и, в первую очередь - электрофизическими. Фактически, эта связь весьма сложной, т.к. имеют значения размер и форма зерен, слагающих породу, общая пористость, конфигурация порового пространства, минерализация воды, температура, состав цемента и многие другие факторы.

Для изучения водопроницаемости в основном применяют методы электроразведки ВЭЗ и ВЭЗ-ВП. Экспериментально установлено, что для маломинерализованных (до 1 г/л) вод нередко можно наблюдать сравнительно стабильную корреляционную связь УЭС и коэффициента фильтрации. Для песчано-глинистых пород на ограниченных участках УЭС обычно монотонно увеличивается с ростом k_f . Уравнение связи между этими двумя вели-

Определение пористости. Общая пористость, или пустотность, породы n складывается из собственно пористости n_{II} и трещиноватости, или трещинной пустотности, $n_{тр}$:

$$n = n_{II} + n_{тр} \quad (55).$$

Под трещинной пустотностью понимается отношение объема пустот, занятых трещинами, к общему объему породы.

Пористость, или пустотность, могут быть выражены или в процентах или в долях единицы. Первая является характеристикой малых монолитных, т. е. без видимых трещин, объемов породы. Трещинная пустотность характеризует большие объемы породы в ее естественном залегании.

Пористость можно достаточно просто определить в лабораторных условиях на образцах породы по различию удельной плотности γ и плотности скелета δ

$$n_{II} = \frac{\gamma - \delta}{\delta}$$

Значительно сложнее определить трещинную пустотность.

Для определения пористости и трещинной пустотности с большим успехом применяются сейсмический и ультразвуковой методы. Физической предпосылкой применения этих методов для решения данной задачи является зависимость средних значений измеряемых скоростей от пористости и трещинной пустотности массива.

Определению трещинной пустотности по данным сейсмических и ультразвуковых методов рассматривалось в предыдущей лекции. Аналогично определяется и общая пористость.

Поскольку величина скорости тесно связана с общей пористостью n , а в водонасыщении породы участвует лишь открытая пористость, иногда бывает необходимо найти не общую, а именно открытую пористость, которая определяет фильтрационные свойства грунтов.

Открытая пористость составляет обычно определенный процент t общей пористости, т.е.

$$n_{откр} = p_1 n \quad (56).$$

горных выработках.

Наблюдения проводят по готовой топографической сети. Обычно применяется прямоугольная сеть, профили ориентируются вкрест простирания искоемых или прослеживаемых объектов. Густота сети зависит от масштаба съемки. Съемки ведут двумя способами: потенциала и градиента потенциала.

При *способе потенциала* работы выполняют с перемещением только одного приемного электрода M , второй N устанавливают на магистрали неподвижно и величину потенциала на нем условно принимают за нуль. Неподвижный электрод N устанавливается на расстоянии 0,1- 0,2 м от нулевой точки профиля. Наблюдения начинают с измерения поляризации электродов, для чего подвижный электрод M устанавливается рядом с неподвижным. Затем подвижный электрод последовательно переставляют на нулевую, первую и другие точки профиля и измеряют разности потенциалов (рис. 6).

После того как профиль в одном направлении будет пройден, выполняют наблюдения в другом направлении профиля. Затем переходят на другой профиль. При переходе с одного профиля на другой увязывают наблюдения, т.е. делаются два измерения: одно при подвижном электроде на нулевой (увязочной) точке только что набранного профиля, другое при перестановке подвижного электрода на нулевую точку следующего профиля. Каждое измерение повторяют 2 - 3 раза. Разность между средними значениями второго и первого измерений: принимается за разность потенциалов между нулевыми (увязочными) точками данных профилей.

В *способе градиента потенциала* переносят оба электрода MN на одинаковые расстояния, обозначенные пикетами; измеренная разность потенциалов между ними соответствует точке в центре MN . Методика наблюдений следующая: после наблюдений с данным расположением электродов отключают от них провода и переносят задний по ходу электрод на два интервала вперед, а передний остается на месте. Причем провод от клеммы M измерительного прибора всегда должен быть подсоединен к переднему по ходу электроду. При такой схеме работ нет необходимости измерять разность потенциалов, обусловленную поляризацией электродов. Это связано с тем что, разность потен-

циалов поляризации α электродов на двух соседних точках имеет разные знаки и при вычислении кривой потенциала автоматически исключается.

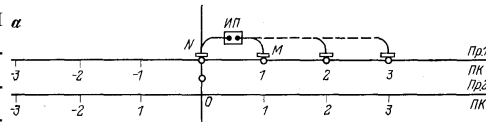


Рисунок 6 Схема работ способом потенциала

Работа по способу градиента обычно ведутся замкнутыми полигонами (рис. 7). Дойдя до конца одного профиля, наблюдатель переходит на конец другого, производя между ними увязочные наблюдения. Второй профиль проходят уже от конца до магистральной.

Дойдя до магистрали, наблюдатель снова возвращается к исходной точке, увязывая измерения по магистрали. Затем таким же образом наблюдения выполняются на других половинах профилей. В результате получают систему увязанных полигонов, что позволяет рассчитать потенциалы всех точек площади по отношению к потенциалу исходной точки.

Обработка результатов наблюдений в методе ЕП сводится к вычислению потенциала в каждой точке относительно нулевой по формуле

$$U_i = \Delta U_i - U_{\Sigma} + \frac{\Delta U'_1}{n} \quad (7),$$

где ΔU_i – измеренная разность потенциалов в i -той точке; U_{Σ} – средняя электродная разность потенциалов; $\Delta U'_1$ – невязка по полигону, т.е. разность отсчетов на первой точке в начале и конце рабочего дня; n – общее число точек за день.

Результаты работ методом ЕП изображают в виде графиков, карт графиков потенциалов или градиент потенциалов и карты потенциалов.

Качественная интерпретация данных метода естественного электрического поля (ЕП) начинается с оценки природы и устойчивости аномалий, наблюдаемых на картах и графиках потенциала U или градиента потенциала.

Для геологической интерпретации используются лишь устойчивые во времени аномалии.

При качественной интерпретации данных съемки U

предполагается измерять влажность и строят градуировочный график выражающий зависимость счета тепловых нейтронов от влажности грунта. Для градуировки берут бак высотой 70-100 см и диаметром 60-80 см, заполненный грунтом. Различные величины влажности грунта в нем создаются путем его увлажнения.

При полевых определениях влажности почвогрунтов в необходимых местах устанавливаются обсадные трубы, в которые на необходимую глубину опускается зонд нейтронного влагомера. Получив по прибору число зарегистрированных импульсов, по градуировочному графику находят значения влажности.

Определение упругих свойств пород. С помощью геоакустических методов могут быть определены динамические модули упругости пород – коэффициент Пуассона μ , модуль Юнга E и модуль сдвига G , представляющие интерес, при изысканиях под некоторые строительные объекты, а также при сейсмическом микрорайонировании. Величина динамического коэффициента Пуассона μ полностью определяется отношением скоростей поперечных и продольных волн (v_s/v_p). Для определения динамического модуля Юнга E и динамического модуля сдвига G кроме сейсмических скоростей необходимо дополнительно знать величину плотности ρ . Но поскольку от скоростей волн величины E и G зависят в гораздо большей степени, чем от плотности, то их можно оценивать с достаточно высокой точностью по результатам геоакустических измерений. Вычисления ведутся по формулам

$$\mu = \frac{1 - 2\left(\frac{v_s}{v_p}\right)^2}{2 - 2\left(\frac{v_s}{v_p}\right)^2}; \quad E = 2v_s^2\rho(1 + \mu) = v_p^2\rho \frac{(1 + \mu)(1 - 2\mu)}{1 - \mu}; \quad G = v_s^2\rho \quad (54).$$

Для оценки E и G значение ρ берется по табличным данным, исходя из состава пород, или оценивается по результатам сейсмических (геоакустических) измерений. Вычисленные значения динамических модулей упругости, и зависимости от диапазона частот, характеризуют тот или иной объем породы.

В случае, если по каким-либо причинам не удастся определить скорость поперечных волн, для оценки μ и E могут использоваться корреляционные зависимости $\mu = f(v_p)$, $E = f(v_p)$].

источника изучения. Это расстояние принято считать длиной базы зонда. Оно зависит от энергии гамма-лучей и от глубины, на которую предполагают распространять результаты определений плотности. С увеличением длины базы зонда глубинность определения плотности пород возрастает. Когда зонд введен в исследуемую на плотность среду, то детектор регистрирует рассеянные (вторичные) гамма-кванты, которые потеряли часть своей энергии в результате взаимодействия с электронами и атомами среды.

Зависимость рассеянного гамма-излучения от плотности среды имеет вид:

$$I_{\gamma} = \kappa \sigma \exp(-\lambda x) \quad (53)$$

(κ и λ - постоянные, зависящие от конструкции зонда).

Зависимость между регистрируемой интенсивностью рассеянного гамма-излучения и плотностью среды для конкретной конструкции зонда получают экспериментальным путем при градуировке этого зонда на моделях среды с известной плотностью.

Точность определения плотности пород по рассеянному гамма-излучению зависит от ряда факторов: точности определения плотности модели среды при калибровке зонда плотномера, точности счета гамма-квантов прибором, влияния каверн в скважинах, зазора между зондом и обсадными трубами скважины, толщины обсадных труб, химического состава породы, влажности грунта и наличия воды в обсадных трубах.

Определение влажности пород при помощи нейтронов. Метод основан на том, что быстрые нейтроны, излучаемые источниками нейтронов в результате упругого взаимодействия с ядрами водорода (протонами), замедляются. Поскольку водород в почво-грунтах находится главным образом в норовой влаге, количество регистрируемых медленных (тепловых) нейтронов будет характеризовать влажность грунта. Чем выше влажность грунта, тем больше регистрируется тепловых нейтронов.

В качестве источников нейтронов в нейтронных влагомерах используются ампульные полоний-берилевые (Po+Be), плутоний-берилевые (Pu+Be) или радий-берилевые (Ra+Be) источники. Нейтронный влагомер градуируют на грунтах, в которых

или ΔU выделяются интенсивные аномалии, коррелируются по соседним профилям и проводится их геологическое истолкование с учетом ожидаемой природы естественного электрического поля.

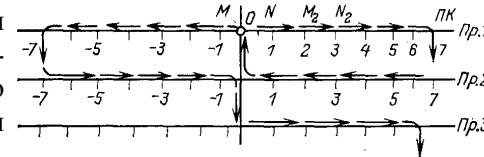


Рисунок 7 Схема работ по способу градиент потенциала

Метод вызванной поляризации (ВП)

Этот метод основан на изучении вторичных электрических полей, наблюдаемых в земле после пропускания длительных импульсов постоянного электрического тока. При этом на границе твердой и жидкой фаз (влаги в порах горных пород), а также в присутствии рядом с диэлектриками электропроводящих минералов происходит электрохимическая реакция, за счет которой и возникает вторичное электрическое поле, получившее название вызванной поляризации. Интенсивность ВП растет с увеличением времени зарядки. Она в значительной мере зависит от состава и концентрации внутривещного электролита и от структуры пор, что создает предпосылки применения метода ВП для решения задач гидрогеологии и инженерной геологии. Время зарядки 3-5 мин обеспечивает вызванную поляризацию, близкую к предельной ΔU_{np} .

При измерениях в методе ВП используются такие же установки, как и в методах сопротивлений. В качестве измерителей используют специальные станции ВП. Для питания линии **AB** применяют токи большой величины (25-30А), которые получают от генератора. Для уменьшения общего сопротивления на концах питающей линии **AB** забивают по несколько десятков стержневых электродов, соединяя их параллельно. В качестве приемных электродов используют неполяризующиеся электроды.

При выключении тока в линии **AB** первичное электрическое поле исчезает мгновенно, а поле ВП спадает со временем до нуля. Спад ВП протекает в первые секунды, поэтому измерять его нужно сразу после выключения зарядки.

Наблюдения выполняют методом профилирования ВП и зондирования ВП. Расчеты полей ВП сводятся к определению: 1) ΔU_{np} в линии MN в период зарядки; 2) I_{AB} в линии AB в период зарядки; 3) ΔU_{en} в линии MN после выключения тока в питающей линии.

По полученным значениям вычисляют

$$\rho_k = K \frac{\Delta U_{np}}{I}, \quad \eta_k = \frac{\Delta U_{вп}}{\Delta U_{np}} 100 \quad (8)$$

где η_k называется кажущейся поляризуемостью горных пород и измеряется в процентах.

При проведении работ методом профилирования ВП строят карты графиков для участка и графики ρ_k и η_k вдоль профиля.

По наблюдениям с установкой ВЭЗ вычерчивают на биологарифмическом бланке кривые ВЭЗ-ВП параметров r_k и h_k , строят вертикальные разрезы измеренных параметров. Полученные материалы интерпретируют в основном качественно.

Лекция 6 МЕТОДЫ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

1. Типы сейсмических волн
2. Законы геометрической сейсмики
3. Годографы сейсмических волн
4. Скорости изучаемые в инженерной сейсмике

Типы сейсмических волн

В инженерной геофизике в основном используют сейсмические и ультразвуковые методы, основанные на изучении полей упругих волн, распространяющихся в горных породах в результате искусственного внешнего воздействия (взрыва, удара или иного начального импульса).

Как известно в однородной изотропной идеально упругой среде могут возникать два типа объемных волн - *продольные* P и *поперечные* S , которые различаются по характеру смещений частиц среды при распространении и по скоростям. Продольные волны распространяются примерно в два раза быстрее поперечных.

$$\sigma = \frac{-\ln I_0 - \ln I_1}{\mu d} \quad (52)$$

Использование массового коэффициента поглощения гамма-лучей при просвечивании ими слоя породы позволяет, как бы взвешивать этот слой в его естественном состоянии и получать массу вещества в граммах на квадратный сантиметр поверхности.

Определения плотности данным методом могут как на образцах горных пород, так и в естественном залегании.

При лабораторных исследованиях используется специальная установка позволяющая создать каллимированный пучок гамма-квантов от источника. Сначала производят измерение интенсивности гамма-квантов в отсутствии образца горной породы. Затем исследуемый образец располагается между источником и детектором, и проводятся измерение интенсивности гамма-квантов после прохождения горной породы.

Массовый коэффициент поглощения гамма-лучей μ для данного радиометрического устройства должен быть определяется экспериментально.

При измерениях плотности горных пород в естественном залегании на некоторой глубине довольно трудно создать узкий каллимированным пучок гамма-квантов, поэтому измерения выполняют в условиях широкого пучка. Это приводит к тому, что на детектор попадают не только гамма-кванты, прошедшие сквозь среду без рассеяния, но и вторичные, т. е. рассеянные, гамма-лучи, а это, приводит к уменьшению коэффициента поглощения гамма-лучей. Определенный экспериментальным путем массовый коэффициент поглощения учитывает и рассеянное излучение, попадаемое на детектор, и поэтому называется эффективным массовым коэффициентом поглощения гамма-лучей данной энергии.

Определение плотности пород по рассеянному гамма-излучению (метод ГГК). Данный метод основан на зависимости интенсивности рассеянного излучения, регистрируемого прибором, от плотности среды, в которую помещен зонд (датчик). Зонд представляет собой устройство, в котором на некотором расстоянии (30-50 см) друг от друга располагаются детектор и

признаки указывают на регистрацию волны соответствующей относительно сохранным породам, залегающим ниже ЗВ.

Если принять гипотезу о пластовом строении ЗВ то при обработке применяют метод пластовых скоростей, в случае предположения что ЗВ- это градиентная среда применяют методы обработки годографов рефрагированных волн.

Лекция 17

ИЗУЧЕНИЕ СВОЙСТВ И ХАРАКТЕРИСТИК ПОРОД

1. Определение плотности пород
2. Определение влажности пород
3. Определение упругих свойств пород
4. Определение пористости

Определение плотности пород по поглощению гамма-лучей. Данный способ основан на поглощении горной породой гамма-лучей испускаемых источником. Используются гамма-лучи таких радиоактивных изотопов как Co^{60} и Cs^{137} , которые имеют энергию гамма-излучения соответственно 1,25 Мэв (средняя для Co^{60}) и 0,66 Мэв (для Cs^{137}). Для этих энергий и для элементов горных пород с $Z < 30$ (где Z - номер элемента в таблице Менделеева) основной эффект поглощения гамма-лучей в породе будет обусловлен комптоновским рассеянием гамма-квантов при взаимодействии их с электронами атомов вещества. Степень поглощения и рассеяния гамма-лучей в породе зависит от начальной энергии гамма-лучей от толщины и плотности породы s . Для узкого коллимированного пучка гамма-лучей их поглощение в среде происходит по экспоненциальному закону:

$$I_1 = I_0 \exp(-\mu \sigma d) \quad (51)$$

где I_1 - интенсивность гамма-лучей, когда на их пути имеет-ся вещество с плотностью σ (в г/см³), толщиной d (в см); I_0 - интенсивность гамма-лучей, когда на их пути нет поглощающей среды; μ - массовый коэффициент поглощения гамма-лучей в веществе (в г/см³). Решая это уравнение относительно σ , получим

Скорости продольной P - и поперечной S -волн связаны с упругими характеристиками среды следующими соотношениями:

$$v_p = \sqrt{\frac{E(1-\mu)}{\Delta(1+\mu)(1-2\mu)}}, \quad v_s = \sqrt{\frac{E}{2\Delta(1+\mu)}} \quad (9)$$

где μ - коэффициент Пуассона; E - модуль продольной упругости, или модуль Юнга; Δ - плотность среды;

$$\frac{v_s}{v_p} = \gamma = \sqrt{\frac{1-2\mu}{2(1+\mu)}} \quad (10)$$

На границе раздела земля-воздух возникают поверхностные волны релеевского типа R . Скорость этих волн составляет примерно 0,9 величины скорости поперечных волн v_s , а частицы среды при прохождении волны движутся по траекториям, близким к эллиптическим. Амплитуда смещений у релеевской волны, достигая максимума на некоторой небольшой глубине от свободной поверхности, далее уменьшается в глубину по экспоненциальному закону. Этим и объясняется тот факт, что волны этого типа могут быть зарегистрированы лишь на свободной поверхности.

В инженерной геофизике используют все три типа волн. В то время как в обычной разведочной сейсморазведке, в основном используют продольные волны, а поверхностные волны относятся к волнам-помехам.

Законы геометрической сейсмологии

Распространение сейсмических волн в горных породах и отложениях происходит по законам геометрической оптики, т. е. на границах раздела и неоднородностей волны могут отражаться, преломляться и рассеиваться подобно тому, как это происходит со световыми волнами на поверхностях раздела сред с различной оптической плотностью (воздух-вода, воздух-стекло и т. п.). По этому принципу различают волны прямые, отраженные, преломленные проходящие, преломленные скользкие, рефрагированные (рис.8). Из перечисленных в инженерной геофизике используют все типы волн, за исключением отраженных.

Если имеются два пласта большой мощности, соприкасающиеся вдоль плоской границы раздела со скоростями v_1 и v_2 , то

из пункта возбуждения в первом пласте со скоростью v_1 будет распространяться прямая волна которая, достигнув границы раздела пластов, отражается и преломляется. В результате за счет энергии падающей волны образуются вторичные волны: *отраженная* распространяющаяся в первом пласте со скоростью v_1 и *преломленная (проходящая)* распространяющаяся во втором пласте со скоростью v_2 .

В том случае, когда скорости распространения прямой (падающей) и отраженной волн в первом пласте равны, выполняется закон отражения: угол падения равен углу отражения (рис. 8).

Преломление на границе происходит по закону синусов, который устанавливает взаимосвязь между углами падения α , преломления β и скоростями распространения упругих волн v_1 и v_2 в пластах

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{\sin \alpha}{\sin \beta} \quad (11)$$

Из этого закона следует, что после преломления сейсмический луч может либо отклониться в сторону границы раздела тогда $\beta > \alpha$, либо приблизиться к ее нормали тогда $\beta < \alpha$. Граница, на которой происходит излом лучей волн, называется скоростной границей.

Однако при определенной геологической ситуации может возникнуть момент, когда угол преломления β станет равным 90° и преломленный луч пойдет по границе раздела - появится скользкая (граничная) волна, скорость распространения которой практически равна скорости преломленной волны v_2 .

Согласно принципу Гюйгенса-Френеля, скользкая волна является источником элементарных колебаний, которые достигнут поверхности. Упругие волны, рожденные скользкой волной, называются *головными*. Наблюдаемая скорость распространения головных волн вдоль поверхности земли равна истинной скорости движения скользкой волны, а следовательно, и скорости преломленной волны v_2 . Таким образом, зарегистрировав на поверхности головную волну, мы можем считать скорость распространения преломленной волны.

зоны выветривания характерно возрастание скорости упругих волн вниз по разрезу связанное с постепенным затуханием трещиноватости с глубиной. Характеристикой степени выветренности служит отношение скорости распространения сейсмической волны в зоне выветривания к скорости распространения в сохранных породах $v_{30}/v_{сохр}$. Для зоны выветривания эта величина находится в пределах 0,5-0,8.

Процессы выветривания зависят от литологии, характера трещиноватости, рельефа, гидрогеологии, что приводит к сложному изменению скоростей в ЗВ по площади и с глубиной. В общем случае выделяют четыре зоны: I – четвертичные отложения, II- сильно выветрелые горные породы, III – выветрелые, IV-относительно сохранные породы (рис. 34,а). Из рисунка видно, что градиент скорости во II зоне больше чем в III, а в IV зоне он практически отсутствует. Это объясняется тем, что во II зоне породы дезинтегрированы и в значительной степени утратили литологические особенности материнских сохранных пород, а в III зоне отложения сохраняют структурные особенности.

При изучении зоны выветривания в основном применяется продольное профилирование с получением встречных и нагоняющих годографов с двойным перекрытием и при длине годографа не менее 100-120 м. При наличии скважин применяется сейсмокаротаж с шагом - единицы метров.

Профилирование позволяет получить совокупность годографов характеризующих строение зоны выветривания. Так как зона выветривания неоднородна, то получаемые годографы продольной или поперечной волны t_{3B} , имеют очень изломанную форму. При интерпретации группы годографов условно строят от одного общего начала координат и проводят осреднение. В результате получают сглаженный годограф, на котором увеличение кажущейся скорости с глубиной проявляется более четко (рис. 34). Начиная с определенных расстояний от ПВ, закономерного увеличения кажущейся скорости не наблюдается и отмечается примерная параллельность нагоняющих годографов. Эти

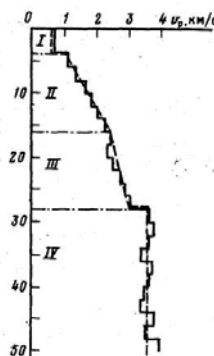


Рисунок 34. Изменение скоростей

ми их нескальными («рыхлыми») образованиями. Степень скоростной дифференциации зависит от состава и сохранности скальных пород, а также состояния рыхлых отложений.

Наиболее благоприятной для решения этой задачи является ситуация, когда рыхлые породы находятся в неводонасыщенном состоянии. Тогда кровля скальных пород будет сильной преломляющей границей, как для продольных, так и для поперечных волн. В этом случае удастся зарегистрировать не только преломленную продольную волну, но и обменные **PSP** или **PSS** волны, с помощью которых можно определить скорость поперечных волн.

В случае если скальные породы залегают ниже уровня грунтовых вод (т.е. рыхлые породы водонасыщены), то скоростная дифференциация для продольных волн очень слабая, а для поперечных волн - значительная. Поэтому для определения глубины залегания кровли скальных пород в этом случае используют поперечные волны. В соответствии со сказанным выше определение глубины залегания кровли скальных пород может производиться с использованием как продольных, так и поперечных волн, причем с принципиальной точки зрения применение поперечных волн предпочтительнее.

На практике для определения глубины залегания кровли скальных пород обычно используют наземные наблюдения.

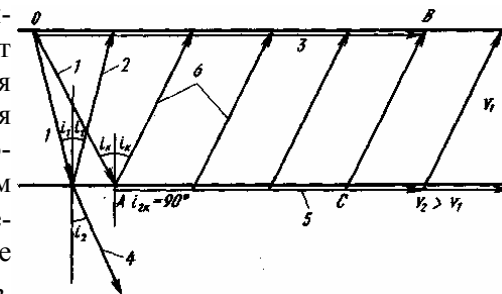
Существует три основных признака, позволяющие достаточно уверенно отличать границу, соответствующую кровле скальных пород, от других сейсмических границ:

- сравнительно высокая частота соответствующей преломленной волны,
- криволинейность и изломанность годографов преломленных волн;
- высокие скорости продольных и особенно поперечных волн.

Определение мощности и строения зоны выветривания. Для скальных пород, залегающие на небольшой глубине, характерно наличие зоны выветривания (ЗВ).

Физической предпосылкой применения сейсмического метода для определения мощности и строения зоны выветривания служит зависимость скорости распространения упругих волн от степени трещиноватости и выветренности горных пород. Для

Основным условием, при котором может возникнуть скользящая и вслед за ней головная волны является то, чтобы угол β стал равным 90° ($\sin \beta = 1$). Закон преломления в этом случае примет вид: $\sin \alpha = v_1/v_2$.



Но угол падения прямой волны α обязательно должен быть меньше 90° , иначе прямой луч не попадет на границу раздела. Следовательно, $\sin$

$\alpha < 1$, т.е. $v_1/v_2 < 1$ или $v_2 > v_1$. Угол α при котором образуются преломленные (головные) волны в сейсморазведке называется **критическим** и обозначается i .

Упругая волна распространяется во все стороны от точки возбуждения с постоянной скоростью, определяемой свойствами среды. Поверхность, отделяющая область колебаний от области, где они еще не начались, называется **передним фронтом** волны.

Годографы сейсмических волн

При распространении волны в однородной изотропной среде фронт представляет собой расширяющуюся сферу. Поверхность, с которой фронт волны совпадает в любой фиксированный момент времени, называется **изохроной**. График зависимости времени прихода волны t от расстояния до источника колебаний x называют **годографом**. Математическое выражение зависимости $t=f(x)$ носит название **уравнения годографа**. Сейсмические годографы являются исходным материалом для решения обратной задачи сейсморазведки - определения в пространстве положения и формы границ раздела и скоростей распространения упругих волн в пластах.

Годограф прямой волны, распространяющейся вдоль профиля, представляет собой прямую линию, выходящую из начала

координат (рис. 9).

Уравнением годографа прямой волны имеет вид

$$t = \frac{x}{v} \quad (12).$$

Для преломленной волны, образовавшейся на плоской границе раздела, параллельной дневной поверхности, уравнение годографа запишется в виде

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2h \cos i}{v_1}$$

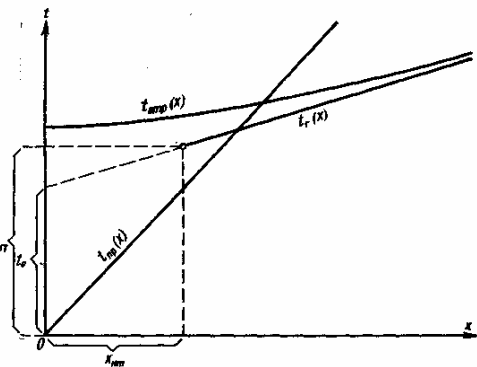


Рисунок 9. Годографы сейсмических волн

(13),

а сам годограф также представляет собой прямую линию, начинающуюся в точке с координатами

$$x_{nm} = 2ht \operatorname{tg} i \quad \text{и} \quad t_{nm} = \frac{2h}{v_1 \cos i} \quad (14)$$

и отсекающую своим продолжением на оси ординат время

$$t_0 = \frac{2h \cos i}{v_1} \quad (15)$$

называемое в сейсморазведке временем t_0

Для случая плоской границы, наклоненной по отношению к дневной поверхности под углом φ , уравнение годографа записывается в виде

$$t = \frac{x \sin(i \pm \varphi)}{v_2} + \frac{2h \cos i}{v_1} \quad (16)$$

где угол i имеет знак «+» в сторону падения пласта и «-» - в сторону восстания.

Общее выражение для уравнения годографа в многослойной среде с плоскими горизонтальными границами раздела записы-

го залегающих слоев геологических разрезов (с углами падения меньше 15°) используется метод вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ). С его помощью изучаются разрезы в которых слои мощностью $h_1, h_2, \dots, h_{n-1}$, различаются по удельному сопротивлению $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \dots, \rho_n$.

Интерпретация наблюдаемой кривой ВЭЗ $\rho_k = f(AB/2)$ сводится к определению числа слоев в разрезе, их сопротивлений и мощностей. Анализ кривых ВЭЗ начинается с качественной интерпретации. При этом в первую очередь выявляется число электрических горизонтов на каждой кривой ВЭЗ и оценивается соотношение сопротивлений этих горизонтов

Различают двухслойные кривые ВЭЗ с $\rho_1 > \rho_2$ и $\rho_1 < \rho_2$, трехслойные кривые типа К ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$), типа Н ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$), типа Q ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$) и типа А ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$). Тип многослойной кривой - это сочетание типов трехслойных кривых, на которые можно разбить многослойную кривую, например, кривая с $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$ является четырехслойной типа QH.

Количественная интерпретация кривой зондирования заключается в определении (или оценке) параметров разреза $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \dots, \rho_n, h_1, h_2, \dots, h_{n-1}$. Существуют следующие способы количественной интерпретации, в основе которых лежит совмещение наблюдаемой кривой с теоретической - методы подбора: с помощью ЭВМ, с помощью альбомов палеток, с помощью двухслойной палетки и вспомогательных палеток.

По результатам интерпретации строится геоэлектрический разрез.

Сейсморазведка. Выделение литологических границ сейсмическими методами довольно сложная задача. Особенно это касается толщи рыхлых пород, так как там наблюдаются слабо преломляющие границы, идентифицировать которые во многих случаях довольно трудно. Сейсмические методы чаще всего применяются для определения кровли скальных пород и изучения зоны выветривания.

Определение глубины залегания скальных пород. Предпосылкой использования сейсмических методов для определения глубины залегания скальных пород является наличие скоростной дифференциации между скальными породами и перекрывающими

где $k=v_{CK}/v_3$; v_{CK} , v_3 , $\bar{v}$ - скорости распространения упругих волн в скелете породы, материале заполнителя, и средняя или измеренная скорость.

Скорость в скелете породы определяется по формуле

$$v_{CK} = \bar{v}_p + 2,7\sigma_{v_p}, \quad (49)$$

где $\bar{v}_p$, σ_{v_p} - соответственно математическое ожидание и среднеквадратичное отклонение в распределении v_p .

На практике часто за v_{CK} принимают среднемаксимальное значение скорости продольных волн, полученное при ультразвуковом каротаже.

Если считать что заполнитель пустот вода с $v_p=1430$ м/с, то вместо v_3 можно брать $v_{вод}=1430$ м/с.

Сейсмический метод. Если мы располагаем сведениями о значениях скоростей продольных волн, определенных сейсмическим методом (по результатам наблюдений на дневной поверхности, в горных выработках и т. п.), то трещинную пустотность для да иного типа породы можно найти из того же соотношения

$$n = \frac{\frac{v_{CK}}{\bar{v}} - 1}{k - 1}. \quad (50)$$

Скорость в скелете породы v_{CK} можно взять из данных сейсмического метода (аналогично ультразвуковому методу). Скорость в заполнителе пор v_3 принимается исходя из того, где расположен изучаемый массив породы: ниже (заполнитель вода $v_3 = 1500$ м/с) или выше уровня грунтовых вод (заполнитель воздух $v_3 = 300-400$ м/с).

Наконец, при комплексном использовании сейсмического и ультразвукового метода определяется $\bar{v}$ сейсмическим и v_{CK} - ультразвуковыми методами. Скорость в заполнителе пустот выбирается на основании изложенных выше соображений.

Расчленение горизонтально слоистых сред

Для расчленения горизонтально-слоистых сред в основном применяют методы электроразведки и сейсморазведки

Электроразведка. Из большого числа методов электроразведки для расчленения горизонтально-слоистых сред или поло-

вается следующим образом:

$$t = \frac{x}{v_e} + 2 \sum_{k=1}^{k=m} \frac{h_k \cos i_{mk}}{v_{1k}} \quad (17)$$

где v_T - скорость в нижнем преломляющем слое; v_k - скорость в k -том слое; h_k - мощность k -того слоя; i_{mk} - угол между лучом падающей волны и нормалью к границе в k -том слое.

Скорость распространения волны вдоль профиля определяется наклоном годографа. Эта скорость называется *кажущейся*, так как в соответствии с выражением для годографа величина ее в случае наклонной преломляющей границы будет зависеть от того, в какую сторону (падения или восстания) получен годограф.

В неоднородной (градиентной) среде, характеризующейся плавным возрастанием скоростей от дневной поверхности в глубь разреза, возникает особый вид волн, называемый *рефрагированными*. Для них характерна криволинейная форма лучей, которая зависит от закона изменения скорости в глубину.

Образуются рефрагированные волны следующим образом. Пусть имеем среду, состоящую из отдельных слоев малой мощ-

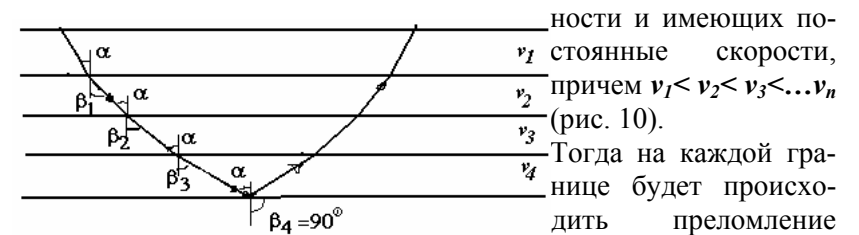


Рисунок. 10. Образование рефрагированных волн, распространяющихся от источника колебаний, в соответствии с законами преломления и отражения

$$\frac{v_1}{\sin \beta_1} = \frac{v_2}{\sin \beta_2} = \frac{v_3}{\sin \beta_3} = \dots = \frac{v_n}{\sin \beta_n} = const \quad (18).$$

Так как скорости v с глубиной возрастают то, и углы β также будут увеличиваться с глубиной и на определенной глубине $\beta=90^\circ$. Начиная с этой глубины волны, будут выходить на зем-

ную поверхность. Причем путь, который пройдет волна, будет таким же, как и путь до точки с максимальной глубиной проникновения волны. Если мощность слоев будет стремиться к нулю, а количество таких слоев к бесконечности то луч волны станет криволинейным. Таким образом, плавное увеличение скорости с глубиной приводит к образованию рефрагированных волн.

В некоторых случаях возможна такая ситуация когда скорость распространения упругих волн выше преломляющей границы $v(z)$ возрастает, а ниже этой границы скорость v_r остается постоянной. Тогда если угол α , под которым луч падает на преломляющую границу, меньше критического, то преломленная волна уходит на глубину и ее нельзя зарегистрировать на поверхности. Если угол α больше критического угла i то преломления не происходит а происходит отражение.

И только в том случае когда $\alpha = i$ происходит явление полного внутреннего отражения и преломленная волна скользит вдоль преломляющей границы в подстилающей среде со скоростью v_r . Это волна в каждой точке, которой она достигла, порождает другую преломленную волну – головную рефрагированную (лучи этой волны имеют криволинейную форму) (рис. 11).

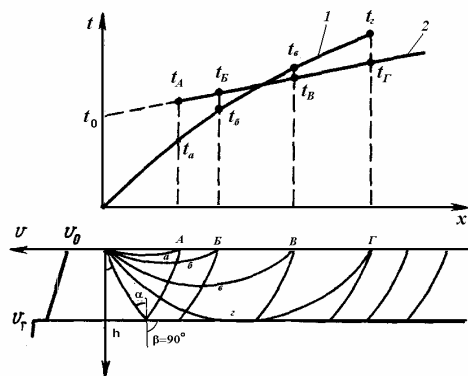


Рисунок 11 Схема образования прямой и головной рефрагированных волн

Лекция 7

СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНАЯ, АКУСТИЧЕСКАЯ И УЛЬТРАЗВУКОВАЯ АППАРАТУРА

1. Сейсморазведочная аппаратура
2. Многоканальные и одноканальные сейсмические станции
3. Акустическая аппаратура
4. Ультразвуковая аппаратура

крупнообломочного заполнителя). Корреляция трещиноватых зон по системам графиков сопротивлений осуществляется по амплитуде и форме аномалий.

Трещиноватость горной породы не только изменяет сопротивление, но и приводит к их электрической анизотропии. Анизотропия проявляется практически во всех горных породах. При этом глинистые осадочные горные породы и сланцы лучше проводят электрический ток по напластованию, чем вкrest напластования. У метаморфических пород также наблюдается высокая электропроводность по простиранию.

Трещиноватые скальные породы представляют собой анизотропные среды, в которых наиболее благоприятное направление распространения тока совпадает с простиранием преобладающих трещин, что и приводит к анизотропии.

Для оценки анизотропности и трещиноватости пород в массиве проводятся круговые вертикальные электрические зондирования или круговое электрическое профилирование. По данным измерений строят круговые или полярные диаграммы ρ_k .

Интерпретацию круговой диаграммы проводят с учетом парадокса анизотропии. При отсутствии анизотропии диаграмма имеет вид окружности, а над анизотропной средой получается эллипс. Длинная ось эллипса указывает направление максимальной концентрации тока, т. е. господствующее направление трещиноватости или сланцеватости пород. Уменьшение коэффициента анизотропии с глубиной свидетельствует о понижении степени трещиноватости.

Сейсмические методы. С помощью ультразвукового и сейсмического методов может быть определена трещинная пустотность массива.

Ультразвуковой метод. По данным ультразвукового каротажа строится график зависимости $v=f(h)$. На измеренные скорости оказывает суммарное влияние пористость и трещиноватость породы. Для определения трещинной пустотности используют формулу

$$n = \frac{\frac{v_{CK}}{\bar{v}} - 1}{\kappa - 1}, \quad (48)$$

его водонасыщения).

Поэтому, в общем случае поведение петрофизических свойств и измеряемых физических полей непредсказуемо.

Из всех параметров трещиноватых горных пород лучше всего изучены электрофизические, поэтому для изучения трещиноватости в основном используется электрометрические наземные и скважинные методы. Реже применяются сейсмоакустические методы.

Электроразведка. Наиболее распространенными из наземных электрометрических методов изучения трещиноватости являются методы ВЭЗ и ЭП. Они дают возможность характеризовать распределение трещинной пустотности по глубине, определить господствующее простирание вертикальных и наклонных систем трещин, картировать их по площади.

Вертикальный геоэлектрический разрез в пределах развития трещиноватых горных пород имеет характерные зоны (при отсутствии коры выветривания). Первая лежит между земной поверхностью и уровнем подземных вод, т. е. соответствует зоне аэрации. В зависимости от степени трещиноватости и характера заполнителя сопротивление в ее пределах может быть выше или ниже сопротивления монолитных пород того же состава. При наличии значительного числа зияющих трещин или в случае их заполненности крупнообломочным материалом сопротивление в этой зоне будет выше, чем в нижележащей области полного водонасыщения. На уровне замирания трещиноватости сопротивление возрастает и стремится к асимптотическому значению, соответствующему сопротивлению монолитных пород.

Для изучения распределения трещиноватости по площади используется электропрофилирование. Которое выполняется при двух разносах питающих электродов, а следовательно и двух глубинах исследований. При этом малый разнос выбирается с учетом характеристики пород в зоне аэрации, а большой - в зоне полного водонасыщения. Участки повышенной трещиноватости на больших разносах характеризуются минимальными значениями сопротивлений. В зависимости от соотношения зияющих и заполненных трещин те же участки в зоне аэрации могут характеризоваться либо минимумами (преобладание глинистого заполнителя), либо максимумами (преобладание воздушного или

Сейсморазведочная аппаратура

Полевые сейсморазведочные наблюдения производятся с помощью сейсмостанций, представляющих собой комплекты аппаратуры, предназначенной для регистрации упругих колебаний, искусственно создаваемых в породах с помощью взрыва или удара.

Сейсмическая станция состоит из следующих основных элементов: сейсμοприемников, усилителей и регистрирующих устройств, совокупность которых образует так называемые сейсмические каналы. По числу каналов сейсмические станции делятся на малоканальные сейсмические установки (1-3 канала) и многоканальные сейсмостанции, объединяющие 12, 24, 30 и более каналов.

По способу регистрации сейсморазведочная аппаратура делится на:

- сейсмостанции с регистрацией волнового процесса на электронно-лучевую трубку; этот принцип используется в большинстве портативных одно-, двухканальных установок;
- сейсмостанции с осциллографической записью - регистрация волновых процессов на фотобумагу;
- сейсмостанции с магнитной записью - регистрация на магнитную пленку;
- цифровые сейсмостанции.

В инженерной сейсморазведке в основном применяют многоканальные сейсмостанции с осциллографической записью и одноканальные сейсмические установки. Применяемая сейсморазведочная аппаратура должна быть высокочастотной это связано с необходимостью изучения малых глубин (30 – 200 Гц). Кроме того, аппаратура должна быть портативной и обеспечивать возможность переноски ее вручную.

Многоканальные сейсмостанции. Они обеспечивают более качественный первичный материал, позволяют использовать его более полно и получить в конечном итоге более надежные результаты.

К аналоговым многоканальным сейсмостанциям отечественного производства относятся сейсмостанции типа «Поиск-1-6/12-АСМ-ОВ», «СМП-24», к цифровым сейсмостанциям - «Диоген-12/12СЛ».

Станция Поиск-1-6/12-АСМ-ОВ, предназначенная специально для инженерно-геологических и гидрогеологических исследований, предусматривает возможность работы как в режиме магнитной записи (6-канальный вариант), так и с осциллографической регистрацией на фотобумагу (12-канальный вариант). Частотный диапазон станции 15-125 Гц. Большой общий собственный вес узлов аппаратуры (220 кг) практически исключает возможность использования ее в переносном варианте.

Станция СМП-24 (СМОВ) работает в режиме магнитной записи с последующей перезаписью сейсмограмм с помощью перописца. Состоит она из двух блоков весом 40 и 37 кг, размещенных в кузове автомобиля. Частотный диапазон 14-200 Гц.

Специализированная инженерная сейсмостанция «Диоген-12/12СЛ» предназначена для работ методами МПВ и МОВ при инженерно-геологических и гидрогеологических изысканиях, поисках воды, «прозвучивания» относительно небольших (от 1-х метров) объектов (стенки, фундаментов, железобетонных изделий и т.д.). Станция имеет 12 каналов. Полоса регистрируемых частот 5-8000 Гц., а при работе в режиме сейсмологическом - от единиц герц до 250 Гц. Аппаратное обеспечение станции включает бортовой компьютер, жесткий диск - 30-40 Гб, дисковод, набор стандартных интерфейсов и дополнительно аудио- входы/выходы, USB - интерфейсы, P/S-2, UTP (сеть - Ethernet), функциональную клавиатуру, цветной TFT жидкокристаллический экран 10", набор сервисных блоков. На станции можно производить просмотр и обработку полученных данных. Габариты станции: 330x250x220 мм. Вес станции: около 5 кг (без аккумулятора).

Малоканальные установки. Малоканальную аппаратуру применяют только при ручном ударном способе возбуждения колебаний.

К одноканальным аналоговым станциям относятся ранее выпускаемые сейсмические установки типа ОСУ, к цифровым одноканальным станциям относятся станции типа СНЦ.

Одноканальная модернизированная установка ОСУ-1М состоит из регистрирующего устройства с электронно-лучевой трубкой, сейсмической косы с сейсмоприемниками и переключателем каналов и приспособлением для возбуждения упругих

Для измерений используются высокочувствительные квантовые магнитометры.

Радиометрия. Для картирования разрывных нарушений с успехом можно использовать такой радиометрический метод как эманационная съемка. Наибольший эффект данный метод дает в районах развития кислых изверженных пород. При эманационной съемке признаком существования разрывного нарушения является повышение содержания радона в почвенном воздухе. Это объясняется в данном случае увеличением пористости и проницаемости пород, что облегчает перемещение газов. Наблюдения выполняются по системам параллельных профилей ориентированных вкрест простирания зоны разлома. Для измерений используют специальные радиометрические приборы эманометры.

Кроме того, в зонах тектонических нарушений наблюдается увеличение концентрации гелия, как в подземных водах, так и в воздухе (так называемое гелиевое дыхание разломов).

Изучение трещиноватости

Трещиноватость является основной причиной, определяющей водопроницаемость скальных и полускальных горных пород. От нее также зависят их прочностные и деформационные свойства.

Трещиноватость горных пород влияет на все без исключения петрофизические свойства и, следовательно, на физические поля. Основными аномалиеобразующими факторами являются следующие:

1. Общий объем трещин по отношению к изучаемому объему горных пород. Чем больше это отношение, тем больше отличаются свойства изучаемого трещиноватого массива от свойств пород в монолитном залегании.

2. Распределение и ориентация трещин в геологической среде. Системы ориентированных трещин определяют анизотропию массивов и связанные с ней особенности структуры физических полей.

3. Характер заполнителя трещин. Трещины могут быть зияющими, т. е. заполненными воздухом, водой, льдом и переотложенным материалом, состав которого меняется от тонкопылеватого глинистого до грубой брекчии (изменчива также и степень

ной *PSP*, многократных волн)

В последнее время для картирования разрывных нарушений стали использоваться метод отраженных волн (МОГТ). На временных разрезах МОГТ зоны тектонических нарушений отмечаются следующими признаками:

- смещением осей синфазности или заметным изменением их наклона;
- наличием субвертикальной узкой зоны разрыва временных осей (или зоны хаотической записи);
- наличием локальных участков уменьшения эффективной скорости за счет эффекта просвечивания нарушения отраженными волнами.

Гравиразведка и магниторазведка. При гравиметрических наблюдениях положение разрывных нарушений фиксируется или по эффекту, вызванному смещением аномалеобразующих масс, или по непосредственному воздействию зоны дробления на наблюдаемое поле силы тяжести. Нарушения типов сбросов и взбросов, сопровождающихся вертикальным перемещением блоков пород различной плотности, отмечаются аномалиями класса «уступ». Смещение в плане осей аномалий указывает на возможность существования сдвигов и надвигов с заметным горизонтальным перемещением. Зоны дробления характеризуются вытянутыми линейными аномалиями гравитационного поля. В условиях перемежающихся толщ песчаников, сланцев, известняков и глин зоны дробления при средней их мощности и степени переработки материала выражаются в случае отсутствия покровных отложений аномалиями с амплитудой примерно 0,5 мГал. При мощности рыхлых отложений в 10 м их амплитуда уменьшается примерно вдвое. Для измерений используются высокоточные гравиметры.

При магнитометрических наблюдениях признаком существования разломов служит скачкообразное изменение глубины залегания верхней и нижней кромок магнитовозмущающих стратиграфических толщ. Нарушения типа сдвигов проявляются резким изменением простирания аномальных зон, сменой ориентировки осей магнитных аномалий и перерывами в возможности их прослеживания. Над зонами дробления наблюдаются цепочки линейно вытянутых положительных и отрицательных аномалий.

волн - молота с пружинным замыкателем для отметки момента удара и запуска горизонтальной развертки электронно-лучевой трубки. Число каналов на косе равно 16. Частотный диапазон 20—300 Гц.

Сейсмостанция СНЦ-1 обеспечивает непосредственно в полевых условиях наблюдение волнового процесса на экране ЭЛТ и запись его на электропроводящую бумагу. Сейсмостанция снабжена памятью, что позволяет удерживать изображение волнового процесса на экране электронно-лучевой трубки произвольно долгое время. Кроме того, установка позволяет осуществлять суммирование сигналов от ряда последовательных ударов. Частотный диапазон 10 – 1000 Гц.

Цифровая сейсмостанция СНЦ-3 «Талгар» предназначена для работы с источниками импульсного типа и может производить синхронное накопление сигналов. Станция имеет 3 канала. Частотный диапазон 16-1000 Гц. Колебания, записанные по всем трем каналам могут воспроизводиться на экране ЭЛТ. Имеется блок регистрации для поканального воспроизведения сейсмических сигналов хранящихся в памяти, на электроэрозионную бумагу. Масса основного блока сейсмостанции 12 кг, регистратора – 4 кг.

В качестве источников при проведении сейсморазведочных работ в основном используют взрывные и невзрывные источники. Взрывные источники не имеют ограничений по мощности и используются при наблюдениях с многоканальной аппаратурой, а также во всех случаях, когда необходимо изучить глубины, большие 20—30 м. Взрывы могут производиться в сухих и обводненных скважинах, водоемах, неглубоких шурфах-закопушках, непосредственно на поверхности земли и в воздухе.

Ударные источники уступают взрывным по мощности, но зато не требуют специальной службы для их организации и очень экономичны. Начальный импульс в этом способе создается ударом тяжелого груза о поверхность земли. Ударные источники могут быть трех типов: тяжелый груз, сбрасываемый на землю с определенной высоты, удар молотом либо кувалдой и удар специальным приспособлением типа трам-

бовки. Ударные источники применяют при работах с одноканальными сейсмическими установками, а также с многоканальными станциями, если глубина исследований не превышает 15—20 м (предельная длина годографа менее 60—100 м).

Акустическая аппаратура

Особенностью акустической аппаратуры является то, что она работает на частотах 1 - 3 кГц и предназначена для проведения исследований в скважинах и на акваториях.

Комплект акустической аппаратуры состоит из следующих основных блоков: 1) блок возбуждения упругих колебаний; 2) блок приема упругих колебаний; 3) блок регистрации, осуществляющий регистрацию импульсов в аналоговой или цифровой форме.

В качестве источников упругих колебаний используют механические пружинные ударники, электродинамические источники с управляемой направленностью, а при наличии гидронаполненных скважин и на акваториях применяют электроискровые источники (типа «Спаркер»), принцип действия которых основан на электрогидравлическом эффекте, заключающемся в возникновении в жидкости ударной волны при высоковольтном разряде электричества. В качестве приемников используются обычные сейсмоприемники типа СПМ (электродинамические) или СПЭД (пьезоэлектрические), предварительно гидроизолированные. Из электродинамических сейсмоприемников собирается обычная сейсмокофа а из пьезоэлектрических – пьезокофа, состоящая из гибкого полиэтиленового шланга в котором располагают пьезоприемники и заполненного касторовым маслом.

При исследованиях на акваториях излучатель и приемная группа крепятся под дном судна на небольшом расстоянии друг от друга (6- 8 м), что позволяет вести работы по методу вертикального времени

Для скважинных исследований источник и приемник колебаний собирают в специальный сейсмический зонд (рис.12). Они могут быть двух типов: с прижимом к стене скважины и свободные без прижимов.

Ультразвуковая аппаратура

Ультразвуковая аппаратура работает на частотах равных десяткам килогерц. В основном такая аппаратура предназначена для измерения скоростей сейсмических волн на малых базах или в

ских нарушений, и пород, находящихся вне ее пределов; 2) сложном характере рельефа коренных пород на границах зоны тектонического нарушения. В основном сейсморазведку применяют для обнаружения малоамплитудных крутопадающих нарушений. Это связано с тем что, такую зону тектонических нарушений можно в первом приближении моделировать тонким крутопадающим пластом пониженной скорости и повышенного поглощения упругих волн.

Для поисков тектонических нарушений такого типа применяют метод преломленных волн МПВ. Наблюдения выполняют по системе параллельных профилей, направленных вкост предпологаемой системы нарушений. Из за малой протяженностью зон нарушений по профилю используют детальные системы наблюдений (шаг Δx - 2,5 м и расстояния между профилями до 100-200 м).

Выявление тектонических нарушений осуществляют по следующим признакам:

- на наблюденных годографах отмечают участки как пониженных, так и повышенных значений v_K за счет регистрации дифрагированной волны, причем указанные участки смещены на встречных годографах;
- на разностном годографе выделяются участки пониженной, а также аномально большой граничной скоростей, иногда нарушения отмечают по повышенному разбросу точек разностного годографа;
- в ряде случаев наблюдается уменьшение интенсивности и преобладающей частоты преломленной волны;
- отмечают изменения волновой картины (нарушается прослеживание ряда волн в последующих вступлениях - обмен-

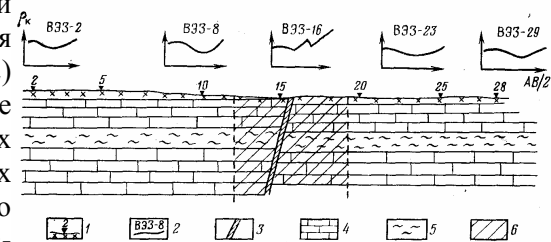


Рисунок 33. Определение положения разрывного нарушения по данным ВЭЗ: 1 - точки ВЭЗ, 2 - кривые зондирования, 3 - разрывное нарушение, 4 - известняки, 5 - сланцы, 6 - зона влияния разрывного нарушения

горизонтов в плане; смещение геоэлектрических горизонтов в разрезе. Поэтому направление профилей, по которым ведутся измерения, определяется тем, какой из отмеченных признаков проявления тектонического нарушения в электрических полях положен в основу методики работ. Так, если наблюдается смещение геоэлектрических горизонтов в плане, то линии наблюдений ориентируются перпендикулярно простиранию пород. Однако при выявлении зон разломов по создаваемым им отрицательным аномалиям приходится исходить из иных принципов. Необходимо подавлять воздействие литологических неоднородностей пород и подчеркивать влияние тектонических нарушений. Для этого измерительные установки располагают по простиранию пород (отсутствуют резкие перепады плотности тока и соответствующих изменений ρ_k). Для каждого конкретного участка необходимо подбирать такие параметры установок, которые свели бы к минимуму экранные эффекты.

Длину питающего разнота AB необходимо выбирать таким, чтобы влияние поверхностных отложений было сведено к минимуму. Обычно его выбирают исходя из данных электрических зондирований. В случае пониженного отношения сопротивления коренных пород ($\rho_{кор}$) к сопротивлению покровных отложений ($\rho_{пок}$) разнос AB должен соответствовать выходу кривой ВЭЗ на горизонтальную асимптоту. В случае $\rho_{кор}/\rho_{пок} \rightarrow \infty$ $AB/2$ необходимо брать равным абсциссе точек, соответствующих примерно десятикратному отношению $r\rho_{кор}/\rho_{пок}$.

Длину приемной линии MN необходимо брать равной примерно половине ожидаемой ширины зоны нарушения.

Для изучения разрывных нарушений широко используются *вертикальные электрические зондирования*. При использовании метода ВЭЗ необходимо учитывать то, что, кривые ВЭЗ, получаемые в непосредственной близости от нарушений, обычно сильно искажены (рис. 33). Поэтому для интерпретации используют не искаженные кривые, полученные в точках, сравнительно удаленных от изучаемой зоны.

Сейсморазведка. Возможности использования сейсмических методов для обнаружения и прослеживания зон тектонических нарушений основаны на: 1) резком различии сейсмических свойств трещиноватых пород, приуроченных к зоне тектониче-

образцах горных пород.

Ультразвуковые наблюдения осуществляются с помощью специальных приборов - сейсмоскопов. Любой сейсмоскоп представляет собой электронное устройство, позволяющее видеть на экране электронно-лучевой трубки стационарное изображение волнового пакета, посылаемого в исследуемую среду. В отличие от импульсного сейсмического метода, в котором создается упругий одиночный импульс, в ультразвуковом методе упругие импульсы задаются периодически, обычно с частотой 50 раз в секунду. Упругие колебания, приходящие в точку приема, преобразуются в электрические колебания, временная развертка которых проектируется на экран электронно-лучевой трубки также 50 раз в секунду, что создает иллюзию неподвижного изображения. Совокупность возбуждаемых в среде упругих колебаний, пришедших в точку приема, регистрируется на фотобумаге или магнитной ленте,

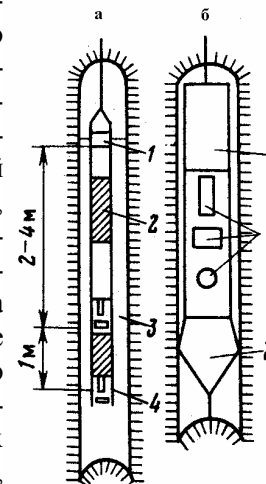


Рисунок 12 Скважинные-сейсмические зонды

Сейсмоскоп состоит из излучателя упругих импульсов, приемника упругих волн и регистрирующего устройства или собственно сейсмоскопа. В качестве излучателя используют генератор синусоидальных колебаний и пьезопреобразователь с помощью которого преобразовываются электрические колебания в механические. В качестве приемников также используют пьезопреобразователи.

Лекция 8 МЕТОДИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ДНЕВНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

1. Классификация методов сейсмических наблюдений
2. Продольное непрерывное профилирование
3. Непродольное профилирование
4. Сейсмопрофилирование с фиксированным расстоянием ПВ-СП

- 5. Сейсмическое зондирование
- 6. Симметричное и круговое сейсмозондирование (ССЗ)

Классификация методов сейсмических наблюдений

Сейморазведочные исследования для решения инженерно-геологических задач могут проводиться как на дневной поверхности так и внутри среды.

В зависимости от решаемых задач сейсмические наблюдения на дневной поверхности подразделяются на: продольное и непродольное профилирование, сеймопрофилирование с фиксированным расстоянием – пункт удара (ПУ) – прибор, сейсмическое зондирование, симметричное сейсмозондирование (ССЗ), круговое сейсмическое зондирование, площадная съемка.

Сейсмические наблюдения внутри среды подразделяются на: продольное профилирование в горных выработках, вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) и сейсмокаротаж, сейсмическое просвечивание.

Нетрудно заметить что, все перечисленные виды наблюдений сводятся к двум основным - профилированию или просвечиванию.

Однако основным видом сейсмических исследований является продольное профилирование, которое заключается в наблюдениях вдоль протяженных, обычно прямолинейных профилей за распространением различных типов волн, приходящих к расположенным на профилях сеймоприемникам разными путями, зависящими от строения среды. При профилировании регистрируются прямые и преломленные (рефрагированные) волны.

Сейсмическое просвечивание позволяет по времени распространения волны, прошедшей через определенный участок породы «на просвет», определить среднюю скорость распространения волны на этой базе. При просвечивании регистрируются только прямые волны

Продольное непрерывное профилирование.

Суть его сводится к тому, что пункт возбуждения и сеймоприемники располагаются на одном прямолинейном профиле. При продольном профилировании наблюдения выполняют по сис-

Раздел 3. ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГИДРОГЕОЛОГИИ

Лекция 16

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАССИВОВ ГОРНЫХ ПОРОД

1. Изучение трещиноватости
2. Изучение разрывных нарушений

Геологическое строение является основным компонентом комплекса инженерно-геологических условий. Его изучение включает в себя выделение и прослеживание геологических тел разного ранга (слоев, линз и т. д.), а также тектонических элементов, имеющих существенное инженерно-геологическое значение (зон трещиноватости, разломов и т. д.).

Изучение разрывных нарушений

Зоны развития разрывных нарушений характеризуются резким изменением свойств горных пород, напряженного состояния и гидрогеологических условий. Изменение электрических характеристик зависит от типа заполнителя трещин и трещиноватых зон и свойств ненарушенных пород. Нарушенные зоны различаются по фильтрационным характеристикам, что отражается на изменении температурного поля. В зоне нарушений часто изменяются и магнитные свойства горных пород в связи с процессами ожелезнения, гидротермальной деятельности и др. Таким образом, существуют предпосылки применения основных геофизических методов: гравиметрии, сейморазведки, электроразведки, магниторазведки и термометрии, а также эманационной и гелиевой съемок.

Электроразведка. Основным геофизическим методом изучения разрывных нарушений является электропрофилирование, которое дает возможность фиксировать положение нарушений, как по смещению пластов, так и по аномалиям физических свойств в зоне нарушения.

Получаемые аномалии имеют характерные особенности: вытянутость зон пониженных сопротивлений, в ряде случаев несовпадающая с простиранием пород; смещение геоэлектрических

Термический каротаж

Термический каротаж заключается в изучении распределения температуры по стволу скважины. Он основан на связи температуры в скважине с тепловыми свойствами горных пород, с характером и интенсивностью тепловых процессов, происходящих в геологической среде и в системе горные породы - скважина. При проведении термического каротажа изучают или естественные, или искусственно созданные тепловые поля.

Методом естественного теплового поля изучают геотермический градиент - изменение температуры Земли в градусах Цельсия на 100 м глубины и геотермическую ступень - разность глубин, соответствующую изменению температуры на 1°C в районе работ. Геотермический градиент пропорционален тепловому сопротивлению породы, которое зависит от литологического разреза скважин, поэтому термограмма скважины имеет разный наклон относительно вертикали против пластов с разной теплопроводностью. Местные или локальные тепловые поля обычно связаны с пластами-коллекторами, сульфидными рудами, углями, солями

Метод искусственного теплового поля основан на наличии в скважине неустановившегося теплового режима, возникающего сразу после прекращения циркуляции бурового раствора. Так как окружающие скважину породы обладают разной теплопроводностью, то и скорость восприятия раствором температуры окружающих пород будет неодинаковая. Это фиксируется термограммой раствора. Например, если температура раствора ниже естественной температуры пластов, то песчаный пласт отметится более резким повышением температуры раствора, чем глинистый пласт, так как пески обладают большей теплопроводностью по сравнению с глинами. По температурным кривым выделяют пласты с большей или меньшей теплопроводностью.

Для измерения температуры в скважине применяют электрические термометры сопротивлений, опускаемые в скважину. Их действие основано, на свойстве металлического проводника изменять свое сопротивление с изменением температуры окружающей среды и, следовательно, самого проводника.

теме встречных годографов и системе нагоняющих годографов.

Наблюдения по системе встречных годографов позволяет получить два *встречных годографа*, относящихся к одному участку преломляющей границы (рис. 13, а).

При возбуждении в пункте O_1 преломленная волна прослеживается на отрезке C_1O_2 профиля и получается годограф Γ_1 . При возбуждении в пункте O_2 преломленная волна наблюдается на отрезке C_2O_1 и получается встречный годограф Γ_2 . Преломляющая граница будет надежно выделена на интервале АВ.

Наблюдения по системе нагоняющих годографов позволяют получить два годографа Γ_1 и Γ_2 , на одном и том же участке C_1C_2 при возбуждениях в



пунктах O_1 и O_2 , расположенных по одну сторону от этого участка (рис. 13, в). Годограф Γ_2 называют нагоняющим, а Γ_1 - нагоняемым. Годографы Γ_1 и Γ_2 подобны между собой, так как кажущиеся скорости для общих точек наблюдения совпадают. Это является основанием для переноса, например, годографа Γ_1 на разность времен Δt в направлении оси ординат с целью получения сводного годографа, состоящего из Γ_2 и Γ_1 (части годографа Γ_1). Аналогично можно продлить годограф Γ_1 , параллельно переместив часть Γ_2 .

Расстояние между сейсмоприемниками может составлять 2, 5, 10 м. Работы ведут методом первых вступлений. На каждой установке сейсмоприемников записываются сейсмограммы из нескольких пунктов взрыва (удара), чаще из четырех, реже из шести - восьми, располагаемых на концах, иногда в середине установки и на расстояниях, кратных длине установки (выносные пункты взрыва). Таким образом, при продольном профилировании используют 4, 6 или 8 кратное перекрытие каждого интервала. Это связано с изменчиво-

стью скоростей и непостоянством сейсмо-геологического разреза.

Непродольное профилирование.

При непродольном профилировании источник колебаний располагается не по линии профиля, а в стороне от него, на некотором расстоянии, обеспечивающем прослеживание в первых вступлениях волны от изучаемой преломляющей границы (рис. 14).

Непродольное профилирование применяется обычно при изучении вертикальных или крутопадающих контактов (сбросы, разломы, погребенные русла рек и т.п.) на основании анализа динамических особенностей записи. Линии профилей ориентируются при этом примерно вкрест ожидаемому простиранию тектонического нарушения. Максимальная длина сейсмического профиля зависит от задач исследования. Минимальная длина определяется глубиной залегания изучаемой преломляющей границы. Расстояния между соседними профилями выбираются такими, чтобы обеспечить надежное выделение и прослеживание нарушения от профиля к профилю.

Расстояния между соседними сейсмоприемниками такое же как и при продольном профилировании.

Сеймопрофилирование с фиксированным расстоянием ПВ-сейсмоприемник

Этот метод применяется для быстрой оценки степени неоднородности покровных отложений. Сущность его заключается в измерении вдоль прямолинейных профилей времен распространения упругих волн на двух постоянных базах измерений (рис. 15, а). Точки измерений размещаются вдоль профиля на постоянном расстоянии друг от друга (шаг профилирования). Для удобства измерений шаг профилирования лучше принять равным меньшей базе измерений l_1 . На каждой точке измеряются времена t_1 и t_2 прихода первых вступлений сейсмических волн при двух постоянных для данного профиля расстояниях ПВ — прибор l_1 и l_2 .

По результатам измерений вычисляются величины кажущихся скоростей

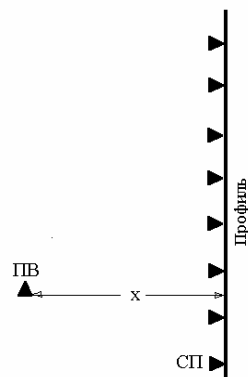


Рисунок 14 Схема проведения непродольного профилирования

пород в условиях развития многолетней мерзлоты.

Акустический каротаж (АК)

Акустический каротаж основан на изучении полей упругих колебаний в звуковом и ультразвуковом диапазоне частот. Основное назначение АК состоит в том, чтобы детально расчленять разрез, ориентируясь на различие скоростей распространения упругих колебаний в горных породах.

Различают сейсмический и собственно акустический каротаж. При сейсмическом каротаже упругие колебания возбуждаются взрывом или электрическим разрядом вблизи устья скважины, а время прихода колебаний к различным точкам наблюдения по стволу скважины регистрируется сейсмоприемниками. Акустический каротаж предполагает возбуждение колебаний магнитострикционным излучением с частотой 10-100 КГц и регистрацию колебаний в точках приема пьезоэлектрическими сейсмоприемниками. Излучатель и приемник разделены акустическими изоляторами. Работу проводят с помощью акустического зонда, опущенного в скважину, и наземной аппаратуры. Существует двухэлементный и трехэлементный. Двухэлементный зонд состоит из излучателя и детектора (сейсмоприемника). Трехэлементный зонд содержит излучатель и два приемника, расположенных по одну сторону от излучателя.

В различных установках акустического каротажа регистрируются: интервал времени Δt между двумя приемниками, интенсивность затухания a упругих колебаний в породах, вскрываемых скважиной. На величину затухания сильное влияние оказывают глинистость, трещиноватость, кавернозность пород, характер насыщения пор.

На диаграммах АК минимумами Δt и a выделяются скальные породы, более высокие их значения соответствуют рыхлым породам. По мере увеличения степени уплотнения пород и их возраста скорости имеют тенденцию возрастать, поэтому величины Δt и a уменьшаются. Метод АК широко используется для определения пористости и трещиноватости горных пород (в этом случае вычисления выполняются по уравнению среднего времени) и для контроля качества цементации затрубного пространства.

сивности рассеянного гамма-излучения, которое возникает вследствие взаимодействия гамма-излучений радиоактивного источника (обычно препарат Co^{60}) с горными породами, окружающими ствол скважины. Интенсивность рассеянного гамма-излучения, прошедшего через горные породы зависит от плотности этих пород. Чем больше плотность горных пород, тем меньше интенсивность рассеянного излучения.

Измерения проводят зондом содержащим источник γ -квантов и детектор, разделенные стальным или свинцовым экраном (расстояние между ними составляет 20 -70 см). Существуют два варианта ГГК: плотностной гамма-гамма-каротаж (ГГК-П) и селективный гамма-гамма-каротаж (ГГК-С). В инженерной геофизике применяют плотностной гамма-гамма-каротаж, который дает возможность изучать плотностной разрез толщи пород, пройденных скважиной.

Нейтронный каротаж основан на анализе реакции горных пород на их облучение потоком нейтронов. В практике инженерно геологических исследований наиболее часто применяют две разновидности нейтронного каротажа: нейтрон-нейтронный каротаж (ННК) и нейтронный-гамма каротаж (НГК).

Нейтрон-нейтронный каротаж (ННК) основан на регистрации потока нейтронов, замедлившихся до тепловой и надтепловой энергии при облучении пород источником быстрых нейтронов. Измерения проводят зондом, содержащим источник нейтронов и детектор нейтронов. Регистрируют плотность тепловых и надтепловых нейтронов по стволу скважины.

Нейтронный-гамма каротаж (НГК) основан на регистрации гамма-излучения радиационного захвата нейтронов. Если порода, расположенная около зонда НГК, обладает повышенным содержанием водорода (в породе много воды, нефти или газа) то быстрые нейтроны, испущенные излучателем при взаимодействии с ней переходят в тепловые и поглощаются. При этом возникает вторичное гамма-излучение. Это вторичное гамма-излучение регистрируется детектором.

Нейтронные методы каротажа служат для дифференциации геологического разреза по содержанию в породах водорода. Они позволяют выделять водоносные породы и оценивать их емкостные характеристики. Используются для определения льдистости

$$v_{1k} = \frac{l_1}{t_1} \quad \text{и} \quad v_{2k} = \frac{l_1 - l_2}{t_1 - t_2} \quad (19).$$

Расстояния l_1 и l_2 подбираются на основании анализа наблюдаемых на данном участке годографов таким образом, чтобы величина v_1 характеризовала поверхностный слой отложений, а величина v_2 - слой, расположенный несколько глубже.

Материалы наблюдений оформляются в виде графиков $v_{1k}=f(x)$ и $v_{2k}=f(x)$, которые качественно отражают изменение мощностей отдельных слоев и скоростей распространения в них сейсмических волн (рис. 15, б). Совместный анализ форм графиков позволяет выяснить, какие из названных параметров оказывают преобладающее влияние.

Сейсмическое зондирование

Сейсмическое зондирование является модификацией продольного профилирования. Наблюдения выполняются вдоль короткого профиля, состоящего из нескольких (1-2, а иногда и 3-4) установок СП по способу встречных годографов. Длина профиля сейсмозондирования определяется глубиной залегания преломляющей границы, для которой должны быть получены ветви годографов из ПВ. Все выносные ПУ, числом один-два в каждую сторону, располагаются на расстояниях, кратных длине установки на одной прямой линии, являющейся продолжением в обе стороны профиля-сейсмозондирования. Системы встречных годографов дополняют нагоняющими годографами. По результатам наблюдений строят полные системы встречных годографов, увязанные во взаимных точках для нескольких преломляющих границ. Сейсмозондирование позволяет найти положение линии t_0 и определить граничные скорости вдоль каждо-

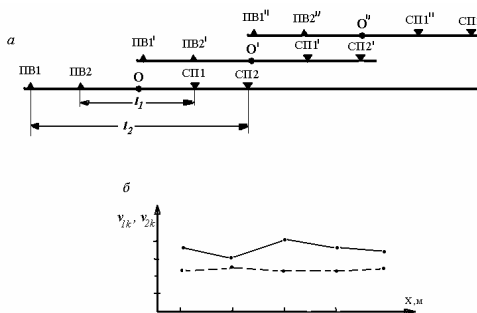


Рисунок 15 Сейсмопрофилрование с фиксированным расстоянием ПВ-СП: а – схема работ, б – получаемые

го преломляющего горизонта на всем протяжении профиля-сейсмондирования или интервала, соответствующего расстановке приборов. На основании в последующем можно найти положение каждой из преломляющих границ (форму и глубину в каждой точке профиля).

Симметричное сейсмондирование (ССЗ)

Методика сейсмондирования заключается в том, что пункт удара и сейсмоприемник последовательно и одновременно относятся на все увеличивающиеся и равные расстояния от центра установки-профиля (рис. 16, а). Если СП и ПВ перемещаются каждый в свою сторону с шагом dx , то эффективный шаг приборов равен $\Delta x = 2dx$. По данным измерений строится обычный годограф, начало координат, которого условно относится к центру установки (рис. 16, б).

Особенность этой методики заключается в том, что в результате наблюдений получают годограф, исправленный за возможный наклон преломляющей границы. Следовательно, по наклону ветви наблюдаемого годографа можно сразу определить граничную скорость в подстилающей среде.

Метод эффективен только в равнинной местности, при слабой горизонтальной неоднородности геологического разреза. Он позволяет за короткое время обследовать обширные территории.

Круговое сейсмическое зондирование (КСЗ)

Круговое сейсмическое зондирование (КСЗ) применяется для изучения анизотропии скоростей в исследуемых породах в условиях естественного залегания.

Сущность методики состоит в наблюдениях по четырем азимутам, пересекающимся в одной точке (рис. 17, а). Измерения по каждому из четырех азимутов выполняются по методике симметричного сейсмондирования. Работы обычно выполняют одноканальной сейсмической станцией. Сейсмоприемники собираются в

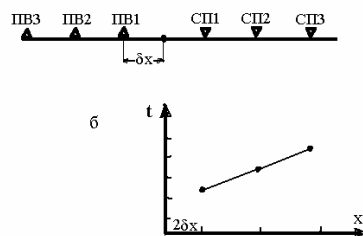


Рисунок 16 Симметричное сейсмическое зондирование: а- схема работ, б - годограф

земленного у устья скважины. Подвижный электрод M перемещают по стволу скважины и на пульте регистрации записывают диаграмму ΔU_{nc} . В способе градиента потенциала оба приемных электрода M и N передвигают по скважине на постоянном расстоянии друг от друга, равном 1-2 м.

Метод ПС используется для выделения глинистых тел (обычно максимумы на диаграммах) среди песчаных пород и, наоборот, песчаных (минимумы) - среди глинистых. Он дает также возможность определять границы между тальными и мерзлыми породами. Повторные наблюдения при различных концентрациях электролита, заполняющего ствол скважины, позволяют характеризовать минерализацию пластовых вод. Применение метода ограничено в условиях высокого уровня блуждающих токов.

Радиоактивный каротаж (РК)

Радиоактивный каротаж это совокупность методов, основанных на изучении полей ионизирующих излучений (в основном γ -квантов и нейтронов). Методы радиоактивного каротажа можно разделить на пассивные (методы регистрации естественного излучения) и активные (методы регистрации излучений, возникающих при облучении горных пород γ -квантами или нейтронами, создаваемыми источниками, находящимися в глубинном приборе). Основными методами радиоактивного каротажа являются гамма-каротаж, гамма-гамма-каротаж и нейтронный каротаж.

Гамма-каротаж (ГК) основан на изучение разрезов скважин по интенсивности гамма-излучений, создаваемых породами, окружающими ствол скважины в радиусе 30-40 см. Работы методом ГК выполняют скважинным радиометром, состоящим из зонда (детектора) и пульта регистрации.

На диаграммах ГК выделяются пласты с различной радиоактивностью: максимумами отмечают породы и руды, содержащие естественные радиоактивные элементы (U , Th , Ra , K и др.), а также граниты и глины; минимумами отмечают песчаные карбонатные породы, каменная соль, угли. Основной задачей гамма-каротажа является литологическое расчленение пород и их дифференциация по содержанию глинистых компонентов.

Гамма-гамма каротаж (ГГК) основан на изучении интен-

окружающих пород на измерения. При перемещении зонда по скважине внутри трубки свободно проходит жидкость, заполняющая скважину, и производится измерение сопротивления раствора ρ_p по обычной методике КС. Результаты резистивиметрии используются для качественной интерпретации материалов электрического каротажа и для решения гидрогеологических задач.

Каротаж потенциалов собственной поляризации (ПС) основан на измерении естественных потенциалов, возникающих у пластов с разной электрохимической активностью или на границе между породой и буровым раствором. Как известно естественные потенциалы собственной поляризации образуются в результате протекания окислительно-восстановительных, диффузионно-адсорбционных и фильтрационных процессов, которые обязательно проявляются в присутствии высокоминерализованного бурового раствора, создающего в скважине давление, превышающее давление в пласте. Минерализованный буровой раствор под давлением проникает в поры пласта на определенную глубину, зависящую от пористости породы, и возникает фильтрационный потенциал. Соприкасаясь с поровой влагой, ионы более концентрированного фильтрата бурового раствора переходят в менее концентрированный пластовый, и на контакте растворов появляется диффузионный потенциал. Окислительно-восстановительный потенциал появляется в горных породах, содержащих минералы с электронной проводимостью. Соприкасаясь с электролитом - буровым раствором, минералы окисляются или восстанавливаются, реакция сопровождается возникновением э. д. с. Все эти возникающие потенциалы накладываются на потенциалы собственной поляризации, существующие в результате природных условий, и создаются естественные электрические поля, фиксируемые методом ПС.

Работы методом ПС выполняют установкой, содержащей только два приемных электрода - *М* и *Н*. В качестве электродов используются неполяризующиеся или свинцовые электроды. Измерения проводят способом потенциалов или способом градиента потенциалов. Способ потенциалов заключается в том, что измерение ΔU_{nc} выполняют установкой, состоящей из подвижного электрода *М* и неподвижного электрода *Н* за-

сейсмокосу.

При наблюдениях через центр КСЗ растягивается сейсмическая коса, таким образом, чтобы ее середина или конец (в зависимости от максимальных расстояний пункт удара - прибор) приходились на эту точку. После этого поочередно производится возбуждение сейсмических колебаний в ПВ1, ПВ2, ПВ3 и поочередная регистрация времен распространения сейсмических колебаний в точках и СП1, СП, СП3'. Основное требование это чтобы в каждом положении ПВ и сейсмоприемник располагаются симметрично от центра установки.

Количество разносов по каждому из азимутов выбирается в зависимости от вида одиночного годографа, полученного предварительно в данной точке или вблизи нее.

По окончании наблюдений по азимуту I—I коса с приборами перемещается на линию II—II, где наблюдения повторяются по той же схеме. Аналогично производятся измерения по линиям III—III и IV—IV.

По результатам работ для каждого азимута строят годографы ССЗ и по ним определяют скорости сейсмических волн. Затем строят индикатрису скоростей (рис. 17, б), которая позволяет определить коэффициент анизотропии скоростей на данном участке.

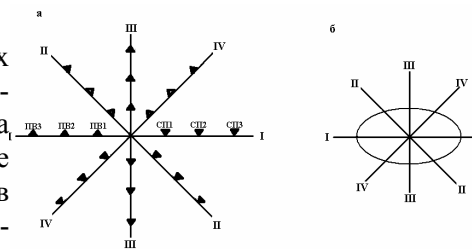


Рисунок 17 Круговое сейсмическое зондирование: а- схема работ, б – индикатриса скоростей

Лекция 9 МЕТОДИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ВО ВНУТРЕННИХ ТОЧКАХ СРЕДЫ

1. Продольное профилирование в горных выработках
2. Сейсмокаротаж
3. Вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП)
4. Сейсмическое просвечивание или наблюдения на проходящих лучах

Продольное профилирование в горных выработках

Продольное профилирование в горных выработках выполняются с целью детального расчленения пород по значениям скоростей упругих волн.

Основная методика наблюдений в штольнях это, продольное профилирование с получением встречных и нагоняющих годографов с двойным перекрытием каждого интервала. Линию наблюдений размещают в средней по высоте части стенки горной выработки. Это связано с тем, что при наблюдениях на некотором уровне от почвы получается более качественный материал, чем при наблюдениях на почве.

Расстояние между пунктами возбуждения при работе с одноканальной аппаратурой должно составлять 10 м при длине годографа 20 м. Это объясняется тем, что непараллельные участки годографов, наличие которых обусловлено влиянием зоны ослабленных пород, обычно чуть больше или чуть меньше 10 м. В горных выработках большого диаметра это расстояние может быть увеличено. Шаг приборов равен 1 м. При выборе систем наблюдений необходимо исходить из того чтобы параллельные участки годографов перекрывались на интервале не менее 8-10 м.

Пункты возбуждения также располагают на стене. Для этого подыскивают небольшую площадку, с поверхностью наклонной под тупым углом в сторону сейсмоприемника или от него. По этой площадке и наносятся удары в течение всего времени получения данной ветви годографа. Наилучшее качество удара будет в том случае, если порода на месте удара массивна, не имеет трещин, звук удара звонкий. Если в процессе наблюдений отмечается, что после нанесения определенного количества ударов звук меняется, становится глухим, точку ПВ следует сместить на 0,5—1 м в сторону (вверх-вниз или даже по профилю). Необходимость этого объясняется тем, что глухой звук свидетельствует о растрескивании породы в точке удара, следствием чего является увеличение периода регистрируемых колебаний, уменьшение интенсивности возбуждаемого импульса и возрастание времени его прихода на 0,1-1 мс.

Крепление сейсмоприемников может осуществляться несколькими способами. При наблюдениях в одноканальном варианте без сейсмокосы, сейсмоприемники в точке наблю-

превышает расстояние между непарными электродами. Расстояние между непарными электродами называется длиной потенциал-зонда $L_{ПЗ}$. В градиент-зонде расстояние между парными электродами во много раз меньше расстояния между непарными электродами. Длина градиент-зонда $L_{ГЗ}$ определяется расстоянием от непарного электрода до середины между парными электродами. Чем больше эта величина, тем больше глубина исследований (обычно $L_{ГЗ} \approx 2$ м). В зависимости от расположения парных электродов относительно непарного различают градиент-зонды подошвенный и кровельный. В подошвенном зонде парные электроды расположены ниже непарного и поэтому таким зондом отчетливо фиксируется подошва пласта высокого сопротивления (отмечается максимум на диаграмме). В кровельном зонде парные электроды расположены выше непарного и поэтому таким зондом отбиваются подошва пласта (отмечается максимум на диаграмме).

Каротажные диаграммы, полученные потенциал-зондом при пересечении пласта мощностью, большей, чем длина зонда, дают симметричный максимум или минимум, в зависимости от того, больше или меньше сопротивление пласта по отношению к вмещающим породам. Однако, если мощность h пласта соизмерима с размером зонда, аномалия становится расплывчатой и не позволяет надежно определять положение пласта в разрезе.

Выделение тонких пластов осуществляется при помощи градиент-зондов. Для сравнения между собой диаграмм КС, полученных в скважинах на той или иной территории с определенными условиями залегания пород, используют зонды одних и тех же размеров и типов, которые носят название стандартных. В качестве стандартного принимают выбранный экспериментально зонд такого размера, который позволяет выделить большее количество слоев и оптимальным образом оценить их удельные электрические сопротивления.

Резистивиметрический каротаж основан на измерении удельного электрического сопротивления бурового раствора или воды в скважине специальным прибором, называемым скважинным резистивиметром. Он представляет собой трех- или четырехэлектродный зонд небольшого размера, заключенный в трубку из изолятора. Трубка предназначена для исключения влияния

осуществляются следующим образом; скважинный снаряд при помощи лебедки на трехжильном или многожильном каротажном кабеле опускают в скважину на забой и затем начинают медленно его поднимать, осуществляя при этом регистрацию различных физических параметров. Регистрация осуществляется или на каротажные диаграммы или в цифровой форме. Измеряют в основном такие параметры физических полей как кажущееся электрическое сопротивление, потенциалы собственной и вызванной поляризации горных пород, силу тока, сопротивление заземлений, интенсивность гамма-излучения, плотность тепловых и надтепловых нейтронов, скорости и затухание упругих колебаний, температуру, диаметр скважины и др.

Электрический каротаж

Он является основным при изучении разрезов инженерно-геологических и гидрогеологических скважин. На практике применяют в основном три разновидности электрического каротажа: каротаж по методу сопротивлений (КС, ρ_k), резистивиметрический каротаж и самопроизвольной поляризации (СП).

Каротаж по методу сопротивлений (КС, ρ_k) основан на расчленении пород по кажущемуся удельному электрическому сопротивлению. Этот метод является аналогом электрического профилирования с той, разницей, что при профилировании установка постоянных размеров перемещается по поверхности земли, а при каротаже - вдоль ствола скважины. Измерения выполняются в необсаженных скважинах, заполненных водой или промывочной жидкостью, через которые осуществляется электрический контакт электродов зонда с окружающей средой. Кажущееся удельное электрическое сопротивление рассчитывается по формуле (5).

Обычно применяют четырехэлектродную установку *AMNB*, но в скважину опускаются только три электрода *AMN* или *ABM*, а четвертый электрод *B* или *N* заземляют на поверхности возле скважины.

Зонд *AMN* называется однополюсным а *ABM* – двухполюсным. Расстояния между парными и непарными электродами в зонде оказывают влияние на результаты измерений, поэтому различают потенциал-зонд и градиент-зонд. В потенциал-зонде расстояние между парными электродами в 5-10 раз

меньше, чем в градиент-зонде. При измерении потенциал-зондом просто прижимается к стенке рукой. Для снижения фона помех, создаваемых вибрацией мышц человеческого тела, между сейсмоприемником и рукой помещается прослойка из поролона. При наблюдениях с многоканальной аппаратурой или с одноканальной, но с использованием сейсмокосы, приборы крепятся к стенке штольни вязкой глиной или алебастром.

Сеймокаротаж

Сеймокаротаж выполняется в скважинах для определения пластовых и средних скоростей в выделяемых при этом пластах.

В скважинах заполненных водой или буровым раствором наблюдения выполняют по методике сейсмического профилирования, т.е. в скважину опускаются сейсмоприемники, а пункт возбуждения располагают у устья скважины (рис. 18, а). Такая методика еще называется прямым сейсмокаротажом.

При изучении сухих скважин, применяют методику так называемого обращенного сейсмокаротажа, когда регистрирующие приборы располагаются на поверхности земли вдоль короткого профиля, проходящего через устье скважины. А в скважине производят возбуждение сейсмических колебаний с помощью взрывов. При постоянной установке приборов производится регистрация серии взрывов, выполняемых в скважине, начиная от ее забоя, через постоянный интервал, равный 5-10 м (рис. 18, б).

Наблюдения выполняются как с многоканальной, так и одноканальной

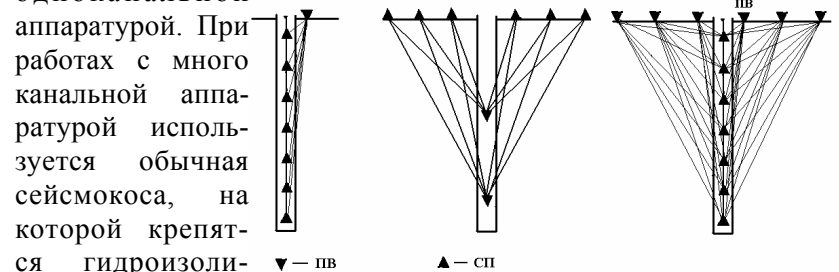


Рисунок 18 Сейсмические наблюдения в скважинах:
а – прямой сейсмокаротаж, б – обращенный сейсмокаротаж, в - ВСП

между СП определяются глубинами исследуемых скважин и требуемой точностью определения скоростей. Для неглубоких скважин он обычно равен 1 м, для более глубоких 3 - 10 м. Естественно, что шаг приборов, как и в обычном профилировании, зависит также и от скорости в исследуемой породе: чем больше скорость, тем больше и шаг. Число приборов принимается преимущественно равным числу приемных каналов сейсмостанции.

При работах с одноканальными станциями используется специальный каротажный зонд с прижимным устройством. Зонд опускается на забой скважины и затем с шагом 1—2 м или менее, в зависимости от глубины скважины, поднимается и прижимается к стенке. На каждой стоянке производится регистрация сейсмических волн, возбуждаемых ударом кувалды у устья скважины.

Вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП)

Это аналог сейсмокаротажа, который применяют для детального изучения скоростного строения среды с определением величин скоростей в выделяемых при этом пластах. Методика ВСП заключается в том что регистрация упругих колебаний производится от пунктов возбуждения расположенных на разных расстояниях от устья скважины (рис. 18, в). Наблюдения по методу ВСП выполняют только много канальными установками.

Сейсмическое просвечивание или наблюдения на проходящих лучах

Оно применяют для изучения свойств и состояния крупных блоков породы находящейся в массиве. Методика наблюдений сводится к регистрации времен прихода сейсмических волн прошедших определенную часть массива «на просвет» от источника до приемника. сейсмического просвечивания.

Материалы сейсмического просвечивания могут быть использованы при изучении скоростного строения блоков, оценке анизотропности породы по скоростям, оценке трещиноватости внутри изучаемого блока, а также для выделения в пространстве ослабленных участков породы.

Сейсмическое просвечивание выполняется с помощью, как многоканальных сейсмостанций, так и одноканальных устано-

эманометры, предназначенные для отбора проб почвенного воздуха, определения в пробах концентрации и природы эманации по сцинтилляциям от α -частиц на станках камер, покрытых тонким слоем сернистого цинка.

Интерпретация результатов эманационной съемки носит качественный характер и сводится к выделению аномалий и анализу их.

Эманационная съемка позволяет обнаруживать зоны тектонических нарушений, зоны трещиноватости и т. д. под рыхлыми отложениями небольшой мощности.

Лекция 15 МЕТОДЫ ГИС

- 1.Электрический каротаж
- 2.Радиоактивный каротаж (РК)
- 3.Акустический каротаж (АК)
- 4.Термический каротаж

Неотъемлемой частью инженерной геофизики являются методы геофизических исследований скважин (ГИС). Они дают возможность при использовании надлежащей методики устанавливать положение границ с точностью до первых сантиметров, исключают пропуск даже тонких пропластков и позволяют изучать характеристики пород за пределами зоны их интенсивного изменения вблизи ствола скважины.

При изучении геологического разреза скважин применяют электрометрические, ядерно-физические (радиометрические), сейсмоакустические и термические методы. Измеряются параметры естественных и искусственных полей различной природы. Интенсивность и характер распределения этих параметров зависят от ряда факторов, связанных с физическими свойствами горных пород, влиянием ствола скважины, динамическими процессами около него и другими особенностями обследуемой среды.

Измерения в скважинах выполняют комплектом аппаратуры, называемым каротажной станцией. В состав каротажной станции входят: скважинный снаряд (обычно называемый зондом), наземный пульт управления и регистрации, кабель для соединения скважинного снаряда с пультом регистрации. Наблюдения

ные на регистрации теплового излучения поверхностями различных сред). Изучается влажность почвогрунтов и ее колебание с течением времени, определяются места инфильтрации воды, картируются места разгрузки подземных вод, решается широкий круг задач геокриологического характера.

Измерения температуры в скважинах выполняют с помощью электрических термометров сопротивлений.

Интерпретация данных ведется на качественном уровне.

Ядерная геофизика

При наземных инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях возможно применение только *гамма- и эманиционной* съемок.

Гамма-съемка основана на изучении радиоактивного гамма-излучения горных пород. Она позволяет получить только качественную характеристику поля γ -излучения, отражающую распределение суммы природных радионуклидов. При пешеходной съемке полевым радиометром измеряют интенсивность γ -излучения пород и руд в точках, расположенных по намеченному заранее маршруту или профилю.

Результаты гамма-съемок изображают в виде карт, карт графиков и графиков мощности экспозиционной дозы. Интерпретация результатов в основном качественная и сводится к оценке естественного фона, выделению аномалий, определению их размеров, интенсивности и установлению их геологических причин.

Глубинность гамма-метода относительно невелика (около 30 см). Это связано с поглощением гамма-лучей толщей горных пород. Однако в связи с миграцией газообразных радиоактивных эманации верхний слой может нести в себе информацию о радиоактивности коренных пород, что дает возможность в ряде случаев успешно выделять тектонические нарушения и геодинамические зоны.

Эманиционная съемка, основанная на определении содержания эманации радиоактивных газов, находящихся в почвенном воздухе, пробы которого берутся при помощи специального щупа с глубины примерно 1 м. Исследуется главным образом радон - радиоактивный газ ряда урана.

Для проведения эманиционной съемки используют полевые

вок.

Наблюдений на проходящих лучах выполняют в близко расположенных параллельных или расходящихся под малым углом выработках или в угловых частях пересекающихся выработок. Источник колебаний и регистрирующий прибор располагают на противоположных сторонах изучаемого блока породы. Для получения четких первых вступлений необходимо соблюдать одинаковую ориентировку начального смещения в точке удара или взрыва и оси максимальной чувствительности прибора.

База просвечивания при наблюдениях с одноканальными установками обычно значительно меньше, чем при работах с многоканальными станциями. Размер базы в общем случае определяется разрешающей способностью аппаратуры или ее способностью измерять малые времена и мощностью источника колебаний. При работах с многоканальными станциями база просвечивания обычно изменяется в пределах от 30-40 до 50-100 м. Просвечивание больших баз осуществляется обычно с помощью взрывных источников колебаний. Величины зарядов при этом нередко достигают 1-2 кг.

При наблюдениях с одноканальными база просвечивания может варьировать в пределах 5-25 м, достигая в благоприятных случаях 50-60 м.

В зависимости от взаимного расположения разведочных выработок возможны три варианта методики наблюдений на проходящих волнах.

Измерения на параллельных лучах. Такие измерения выполняются только в двух близкорасположенных примерно параллельных выработках. При измерениях ПВ и сейсмоприемник перемещаются одновременно каждый вдоль своей выработки в одном направлении и с равным шагом (рис. 19, а). Данный вид просвечивания характеризует изменение свойств породы от точки к точке для одного направления. Влияние анизотропии на результаты наблюдений исключено.

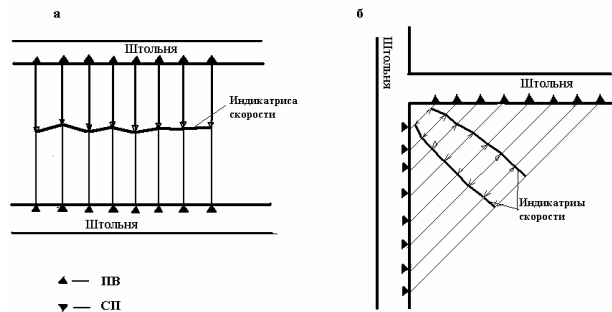


Рисунок 19 Сейсмическое просвечивание на параллельных лучах; а – в параллельных штольнях, б – в блоке имеющем угловую точку

Измерения на параллельных лучах в блоке, имеющем угловую точку. При таких измерениях ПВ и СП последовательно и одновременно помещаются на равных расстояниях от угловой точки. Блок просвечивается системой параллельных лучей под углом, близким к 45° , к каждой из стенок. При сохранении постоянства направления распространения волны в данном случае непрерывно меняется база просвечивания. Влияние анизотропии исключено. Расстояния вычисляются по известному углу между стенками пересекающихся выработок и расстоянию от угловой точки (рис. 19, б).

Измерения по системам пересекающихся лучей. Выполняют в блоках, имеющих одну или более угловых точек. При выполнении наблюдений ПВ неподвижен и находится на некотором расстоянии от угла, а сейсмоприемник перемещается по противоположной грани по возможности дальше от источников механических помех. Затем ПВ на другой грани перемещается, и процесс измерения повторяется (рис. 20).

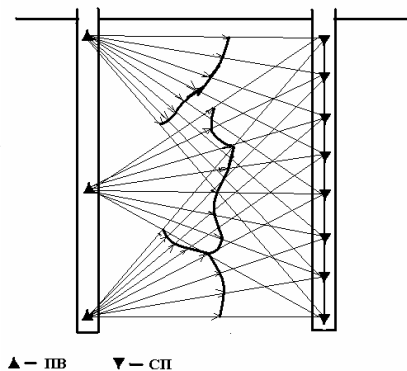


Рисунок 20 Сейсмическое просвечивание на пересекающихся лучах

Расстояние между профилями полосы может быть таким же или увеличивается с двух - трехкратным превышением шага наблюдений. Это зависит от степени устойчивости корреляционных признаков.

В результате съемки полосы могут быть построены: карты изодинам, карты графиков ΔT , графики по профилям, проложенным по центральным или краевым пикетам полосы, розы напряженности изодинам вдоль всей полосы. Розы направленности изодинам дают возможность определить преимущественное простирание нарушенных зон и трещиноватости, установить возникновение вторичной текстуры пород и проследить ее развитие вдоль всей структуры. Такую серию роз изодинам можно получить, разбивая всю полосу на отдельные микроплощадки с перекрытием в один-два и больше профилей.

Повысотные наблюдения магнитного поля в пределах микроплощадок и микрополос выполняют с целью изучения геологической природы микроаномалий, а также для определения уровня их затухания и выбора оптимальной высоты рядовых наблюдений; для изучения внутреннего строения магнитовозмущающих объектов, для выделения в осложненных условиях аномальных эффектов от всякого рода помех. Высота наблюдений с использованием квантовых магнитометров типа М-60 может варьировать в пределах от 0 до 4-5 м. Основные требования к повысотным наблюдениям: строгая фиксация высоты наблюдений, постоянный интервал измерений по высоте, расчет коэффициентов затухания по профилям, пересекающим эпицентры аномалий, шаг наблюдений повышенной густоты; учет короткопериодных вариаций геомагнитного поля, постоянство азимута и ориентировки магниточувствительного преобразователя.

Термометрия

Термометрические методы основаны на изучении распространения в горных породах естественных и искусственных тепловых полей. Интенсивность и распространение тепловых полей зависят от геотермических свойств, геометрических форм и размеров исследуемых сред.

Наблюдения выполняют как на поверхности земли так и в скважинах. Наблюдения на дневной поверхности осуществляют при помощи термощупов и тепловизоров (приборы, основан-

Микромагнитная съемка на площадках эффективно используется при изучении зон трещиноватости и оползневых структур. Сочетание съемки с повысотными и режимными наблюдениями при изучении оползневых структур позволяет проследить изменение вторичной трещиноватости, возникающей под действием динамических напряжений, с глубиной и во времени.

В основу интерпретации данных микромагнитных наблюдений положен анализ изменений простираания изодинам микромагнитного поля, выявленных в процессе статистической обработки данных методом угловой статистики (построение роз направлений изодинам), а также некоторых других статистических признаков элементарных аномалий. Интервал группирования для построения роз направлений изодинам выбирается 5 - 10°. Для этого каждую изолинию делят на отрезки в 5 (10) мм, определяют азимут направления каждого отрезка по азимуту касательной к середине отрезка кривой и подсчитывают число точек с одинаковыми азимутами, округленными до 5 (10)°. Затем по радиусам, идущим через 5 (10)°, откладывают в определенном масштабе расстояния, пропорциональные числам повторяемости азимутов.

Установление неоднородной намагниченности образований приповерхностного слоя позволило обосновать привлечение высокоточной микромагнитной съемки к исследованию некоторых типов локальных структур - оползней, карстов и депрессий в кровле кристаллического фундамента, тектонических нарушений, зон повышенной трещиноватости пород и других элементов.

Полосовая микромагнитная съемка применяется для изучения таких геологических структур, как зоны разломов, тектонические нарушения, зоны трещиноватости, погребенные долины, дайки и другие, имеющие четко выраженный линейный характер, а также оползни. Полосы размещают, как правило, вдоль длинной оси структуры. Для изометричных объектов (карсты, трубки взрыва, жерла и др.) небольших размеров (десятки - первые сотни метров) съемкой покрывается вся площадь квадрата, охватывающего объект. Наблюдения на микрополосе производятся по прямоугольной, квадратной или треугольной сети. Шаг по профилю, как правило, составляет 1-2 м.

мы скоростей, число которых может быть равно числу пунктов действовавших источников колебаний. На значения скоростей в данном случае могут оказывать влияние, как анизотропия массива, так и изменение состояния породы с удалением от стенок выработок. При наблюдениях по описанной системе просвечивания обычно стремятся получить значения скоростей по возможно большему количеству лучевых направлений, чтобы наиболее полно охарактеризовать состояние породы внутри изучаемого блока. Данная схема просвечивания эффективна при выделении внутри блоков породы ослабленных участков.

Лекция 10

МЕТОДИКА УЛЬТРАЗВУКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

1. Применение ультразвуковых наблюдений
2. Ультразвуковое профилирование
3. Ультразвуковое просвечивание
4. Ультразвуковой каротаж

Применение ультразвуковых наблюдений

Ультразвуковой метод применяют для измерения скоростей упругих волн в скальных и полускальных породах в лабораторных (на образцах пород) и естественных условиях (на обнажениях, стенках горных выработок и в разведочных шпурах и скважинах).

Методика ультразвуковых наблюдений на образцах горных пород сводится к основным двум - профилированию и просвечиванию.

Ультразвуковое профилирование

При профилировании один из датчиков, служащий излучателем, остается неподвижным, а второй последовательно перемещается через постоянный интервал Δx в точки наблюдений, расположенные вдоль прямой линии, проходящей через центр излучателя (рис. 21). В результате регистрируются времена прихода прямой продольной волны t_p и поверхностной релеевской волны t_R . Для надежного прослеживания обоих типов волн один и тот же профиль необходимо проходить два-три

ды (с большим усилением для регистрации продольной волны и с меньшим - для прослеживания поверхностной волны). Это связано с тем, что в жестких скальных породах релеевская волна может иметь интенсивность почти на порядок большую, чем у прямой продольной волны.

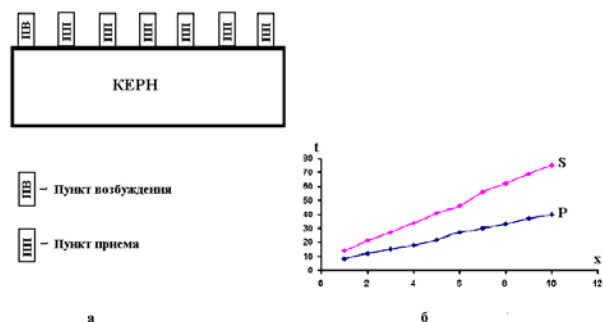


Рисунок 21. Ультразвуковое профилирование: а – схема работ, б – годографы сейсмических волн Р и S

В качестве образцов при ультразвуковых наблюдениях используются керны породы, отобранные из разведочных скважин. Линию наблюдений располагают по образующей керна, заранее разметив ее с шагом 1-2 см в зависимости от размеров образца, датчиков и величины скорости в породе. Поскольку линия профиля представляет собой прямую, а скорость остается практически постоянной и вдоль профиля и внутри образца, то при наблюдениях ограничиваются получением одиночного годографа с 10-12 точками на нем.

Однако следует иметь в виду, что скорость распространения упругих колебаний зависит не только от материала образца, но при определенных условиях и от его формы. Поэтому при выполнении ультразвуковых наблюдений необходимо знать, условия при которых могут быть получены значения скорости, отличающиеся от скорости в массиве v_{pm} .

Исследователями установлено, что определяющим фактором является величина отношения диаметра образца к длине волны d/l_{pm} .

Если $d/l < 0,6$, то фазовая скорость, определенная по наклону годографа будет соответствовать значению скорости в стержне.

петрографического и структурного изучения неглубоко залегающих пород (до 10-15 м). Высокая точность и технологическая мобильность протонных и квантовых магнитометров обусловили широкое привлечение микромагнитной съемки для решения многих задач поисков и разведки рудных месторождений, при гидрогеологических и инженерно-геологических изысканиях.

На современном этапе можно выделить три вида микромагнитной съемки: по микроплощадкам; по микрополосам; корреляционный способ. Первый вид применяется, главным образом, для литологического расчленения пород, перекрытых маломощными рыхлыми отложениями. В его основе лежит связь элементарных магнитных аномалий, или микроаномалий, с литолого-петрографическими или структурными особенностями пород. Съемка выполняется при относительно ровном рельефе земной поверхности и

Кровли изучаемых пород на площадках ограниченных размеров, рассредоточенных на исследуемой площади. Число и размеры площадок устанавливаются с учетом решаемых задач. При изучении поверхностных неоднородностей длина стороны такой площадки должна быть меньше глубины залегания коренных пород, что позволяет ослабить влияние неоднородности последних. Для изучения строения (состава и структуры) коренных пород при выборе размера микроплощадок и сети наблюдений необходимо соблюдать условия ослабления влияния поверхностных образований и усиления проявления неоднородностей коренных пород.

Флюктуации магнитного поля, вызванные неоднородной намагниченностью образований в приповерхностном слое, исследуются, как правило, с помощью измерений на микроплощадках. размером 10x10, 20x20 и 40x40 м. При этом обязателен учет короткопериодных вариаций геомагнитного поля. Сеть наблюдений принимается соответственно 1x1, 2x2 и 4x4 м с учетом размеров магнитных неоднородностей (до 3-5 м и более). Погрешность съемки с квантовыми магнитометрами не более 1 нТл, с протонными - 2 нТл.

Для измерений используют высокоточные магнитометры типа ММП-203МС, ММ-60М1, возможно также использовать МВС, расположенной вблизи участка исследований.

времени между наблюдениями на рядовых и опорных пунктах в предположении, что положение нуль-пункта изменяется линейно.

При гравиметрических исследованиях в инженерной геофизике используют, в основном, высокоточные гравиметры.

Интерпретация данных гравirazведки состоит в выявлении закономерности распределения гравитационных аномалий на исследуемой территории и установлении связи этих аномалий с геолого-тектоническим строением участка. Интерпретация подразделяется на качественную и количественную.

В ходе качественной интерпретации устанавливают границы между различными комплексами пород, определяют вероятное расположение зон разломов, выявляют участки предположительно закарстованных пород и т. п. При проведении качественной интерпретации необходимо привлечение всей имеющейся геолого-геофизической информации по изучаемой территории.

Количественная интерпретация сводится к решению прямой или обратной задачи. Решение прямой задачи сводится к нахождению гравитационных аномалий, обусловленных телом, размеры, форма и плотность которого известны. Обратная задача заключается в вычислении по заданному (или полученному) распределению аномального гравитационного поля параметров тела: формы, размеров, плотности.

Магниторазведка

Магниторазведка изучает магнитное поле Земли и его составляющие. Основным параметром, по которому ведется выделение геологических тел, является магнитная восприимчивость. Наземный вариант магнитометрических исследований применяется главным образом для целей геологического картирования в условиях развития магнитоактивных пород (основные изверженные, некоторые метаморфические и ряд других).

Микромагнитная съемка - один из видов магниторазведочных работ, предназначенный для изучения локальных геологических элементов, отражающихся в микроструктуре магнитного поля; выполняется с высокой точностью и большой густотой сети точек наблюдений; применяется в основном для литолого-

Если $d/l > 2$, то можно быть уверенным, что определенная скорость будет соответствовать значению скорости в массиве.

В промежуточных случаях ($0,6 < d/l < 2$), скорость определенная по наклону фазового годографа будет отличаться, от скорости в стержне и от скорости в массиве.

Таким образом, при профилировании на тонких стержнях вблизи источника колебаний существует область, где по годографу первых вступлений определяется скорость в массиве.

Ультразвуковое просвечивание

Методика просвечивания позволяет измерять скорости продольных, а при наличии специальных датчиков поперечных колебаний - и скорости сдвиговых волн. При просвечивании цилиндрических образцов-кернов, отобранных из скважин, датчик и приемник располагают на противоположных сторонах керна - по диаметру или оси. При наблюдениях должны выполняться следующие требования: 1) образцы должны иметь ровные параллельные друг другу поверхности; 2) датчики должны прикладываться строго напротив, чтобы ось одного являлась продолжением оси другого; 3) вступление импульса должно быть четким, т. е. момент прихода волны должен отмечаться резким срывом. Качество волновой картины зависит от надежности контакта. Поэтому для улучшения контакта поверхность датчиков слегка смазывают солидолом или вазелином.

Данные измерений скорости во взаимно перпендикулярных направлениях позволяют составить представление о скоростной анизотропии породы.

Ультразвуковой каротаж

Ультразвуковое профилирование в разведочных скважинах является специальным видом наблюдений и называется *ультразвуковым каротажем (УЗК)*. При УЗК, как правило, получают встречные системы годографов. Это обусловлено не всегда ровной по-верхностью стенок скважин, что может вызвать искажение формы наблюдаемых годографов. УЗК проводится только в заполненных водой скважинах с помощью специальных зондов с надежной гидроизоляцией датчиков.

В практике инженерно-геологических исследований получил распространение детальный ультразвуковой каротаж с се-

миэлементным зондом. Зонд опускается до забоя исследуемой скважины, а затем поднимается с шагом $\Delta x = 1$ м. На каждой станции зонд прижимается к стенке скважины и проводится регистрация упругих волн. Для этого один из крайних датчиков, например верхний, включается в качестве излучателя, а соседний - в качестве приемника ультразвука. На регистрирующем приборе проводят запись трассы. Затем включают на прием, следующий к излучателю датчик, и производят запись следующей трассы. Эти операции повторяются, пока не будут записаны трассы, соответствующие всем шести приемным датчикам. Затем в качестве излучателя включается нижний датчик, и весь цикл наблюдений повторяется в описанном выше порядке.

В результате на каждой стоянке зонда получается система встречных годографов. После отработки всей скважины с шагом зонда 1 м получается непрерывная система встречных и нагоняющих годографов со взаимными точками и перекрытиями на участке 20 см. Наблюдения по такой системе называют еще корреляционным каротажем (так как осуществляется корреляционное прослеживание волн в области, как первых, так и последующих вступлений).

Наблюдения по описанной методике дают возможность одновременного прослеживания продольных и поперечных волн, что существенно увеличивает информацию об исследуемой породе.

Недостатком корреляционного каротажа является высокая трудоемкость полевых исследований и, особенно, последующей обработки данных наблюдений. Поэтому в нефтяной геологии, где необходимо исследовать очень глубокие скважины, большее распространение получил автоматический ультразвуковой каротаж, называемый там акустическим. В этом варианте каротажа запись времени распространения упругой волны от датчика к приемнику производится непрерывно во время подъема зонда.

Лекция 14 ГРАВИРАЗВЕДКА, МАГНИТОРАЗВЕДКА, ТЕРМОМЕТРИЯ, ЯДЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА

1. Гравиразведка
2. Магниторазведка
3. Термометрия
4. Ядерная геофизика

Гравиразведка

Гравиметрический метод исследований основан на изучении поля силы тяжести и ее производных. Параметром, определяющим возможность применения метода, является плотность горных пород, т. е. гравитационные аномалии могут наблюдаться лишь в случае, когда горные породы, слагающие район исследований, различаются по плотности и границы пород с различной плотностью не являются горизонтальными.

В инженерной геофизике гравиразведку применяют для изучения литологического строения разреза; при поисках и изучении зон повышенной трещиноватости и тектонических нарушений; для выявления карстовых зон; определения залегания кровли коренных пород; при инженерно-геологическом и гидрогеологическом районировании площадей. Но в основном гравиразведка в инженерной геофизике используют лишь как вспомогательный метод и, как правило, проводится в комплексе с другими методами инженерной геофизики.

Гравиметрические наблюдения выполняются в виде площадной или профильной съемок. Детальность гравиразведочных исследований зависит от поставленных задач. Перед началом гравиметрической съемки создают опорную гравиметрическую сеть обычно III класса. В пунктах опорной сети сила тяжести должна быть с более высокой точностью, чем на остальных пунктах съемки. Опорная сеть необходима для учета смещения нуля-пункта гравиметра. Наблюдения всегда начинают и заканчивают на опорных пунктах. На каждом рядовом пункте определяют приращение силы тяжести относительно некоторого пункта в районе исследования, которое называется исходным и на котором обычно известно абсолютное значение силы тяжести. Поправку за смещение нуля-пункта гравиметра вводят пропорционально

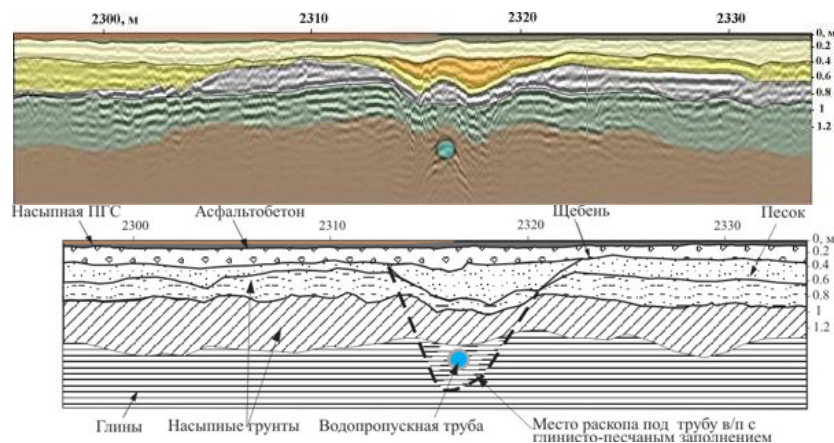


Рисунок 32. Строение участка дороги с водопроводной трубой по георадиолокационным данным: сверху - радарограмма, внизу - геологический разрез

Лекция 11

ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ДНЕВНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

1. Обработка и интерпретация материалов продольного профилирования. Вычисление глубин
2. Построение преломляющих границ
3. Интерпретация годографов рефрагированных волн
4. Обработка и интерпретация годографов симметричного сейсмического зондирования
5. Интерпретация данных неперодольного профилирования

Обработка первичных сейсмических материалов сводится к определению двух основных величин - глубин залегания сейсмических границ или мощностей пластов и скоростей распространения в них сейсмических волн. Материалы обработки представляются в виде сейсмических разрезов, которые затем преобразуются в инженерно-геологический, на котором выделенным пластам придается конкретное геологическое содержание, а для пород определяются те или иные инженерно-геологические показатели свойств.

Обработка и интерпретация материалов продольного профилирования

Обработка результатов продольного профилирования сводится к построению графиков разности $t_2(x) - t_1(x)$. При обработке наблюдаемых годографов в инженерной сейсморазведке, в отличие от обычной сейсморазведки, значительные трудности возникают при определении точек смены волн. Основным признаком смены волн является изменение наклона годографа при выходе в первые вступления волны от более глубокой преломляющей границы. Но бывают случаи, когда форма наблюдаемого годографа сильно искажена за счет

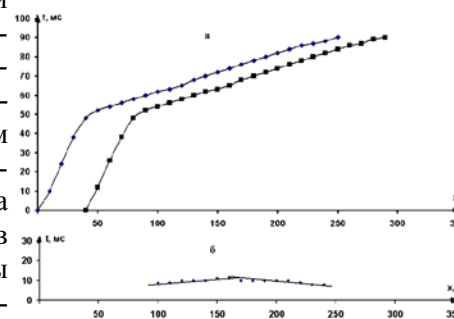


Рисунок 22 Наблюдаемые годографы зарегистрированных волн (а) и зависимость разности времен нагоняющих и от расстояния (б)

поверхностных неоднородностей и рельефа, и определить точку перегиба годографов невозможно. В этом случае применяют способ исправления формы наблюдаемых годографов путем использования графика разности времен между парой нагоняющих годографов (рис. 22, б). Сущность способа основана на предположении, что на интервале совместного существования нагоняющих годографов скорость в верхнем слое и его мощность сохраняются примерно постоянными. Изменение наклона по графику разности видно намного лучше. Помимо координат точек пересечения по исправленному годографу можно определить и скорости в пластах.

Вычисление глубин. Глубины залегания преломляющих границ, соответствующих тем или иным геологическим границам, получают на основании обработки наблюдаемых сейсмических годографов.

По одиночному годографу глубины до соответствующих границ раздела могут быть надежно определены лишь в случае плоскопараллельного залегания пластов. Получаемый разрез условно совмещается с нормалью к дневной поверхности в точке расположения источника колебаний. Для определения положения границ вдоль протяженного профиля необходимо иметь системы встречных годографов на всем интервале профиля. Если встречные годографы для данной границы получены не на всем профиле, то положение границы может быть найдено лишь на участке взаимного их существования. Приближенное вычисление глубин можно производить по одиночным годографам.

При обработке одиночных годографов могут быть использованы два способа:

- способ t_0 , который является универсальным и может быть использован для обработки как одиночных, так и встречных годографов и дает более точные результаты при резких скоростных границах;

- способ координат точек пересечения годографов применяется только для обработки одиночных годографов и дает точные результаты при небольших перепадах скоростей.

Способ t_0 . Вычисления глубин ведутся с помощью формулы

указано расстояние в метрах, а по вертикали - напряженность электрического поля в зависимости от времени и положения установки на профиле. Задачей обработки и интерпретации радарограмм является выделение и прослеживание осей синфазности отраженных волн от различных границ раздела (отражающих границ или горизонтов) волн и их сопоставление с гидрогеологическими особенностями разреза. Признаки, по которым объект распознается на радарограммах в процессе обработки, могут служить различные характеристики волнового поля (участки с различными типами записи).

При геологической интерпретации используются основные положения методики, разработанной в сейсморазведке для метода t_0 , получившей название сейсмостратиграфии.

При отсутствии геологических данных о разрезе интерпретация радарограмм может проводиться только на качественном уровне.

Перед началом интерпретации необходимо убедиться в том, что отражающие горизонты на радарограмме являются однократными отражениями. Основным признаком многократных отражений является кратное увеличение времени прихода отраженной волны. В случае наклона отражающей границы с номером кратности будет увеличиваться наклон многократных отражений.

При проведении георадарных исследований с ненаправленными антеннами на радарограммах могут фиксироваться интенсивные воздушные отражения (отражения от объектов, находящихся в воздухе - столбы, деревья, дома). При наличии подозрений на воздушные отражения необходимо по годографам дифрагированных волн оценить скорость (30 см/нс), расстояние до объекта, и исключить их из рассмотрения. Очевидно, что наличие кратных и воздушных волн-помех проверяется по всей системе профилей.

Анализ волновой картины на радарограмме заключается в расчленении разреза на ряд участков или областей, которые отличаются друг от друга характером рисунка либо поверхностями угловых несогласий, либо интенсивными отражающими горизонтами. На рисунке 32 представлены результаты профильных георадарных работ на участке автомобильной дороги.

законам геометрической оптики и там и там), поэтому и граф обработки целиком позаимствован у малоглубинной сейсморазведки.

Исключением является процедура *вычитания средней трассы*. Эта особенность георадара вызвана работой на малых временах задержки. Поэтому в регистрируемом сигнале присутствует интенсивная составляющая, связанная с приходом прямой волны и явлением реверберации (многократного отражения волны от приемной и передающей антенн). Эти волны распространяются по воздуху и поэтому почти не зависят от положения установки на профиле. Таким образом, средняя трасса будет содержать, главным образом, волны-помехи. В результате вычитания средней трассы (горизонтальной составляющей) из всех трасс мы избавляемся от волн-помех и одновременно теряем информацию о горизонтальных границах.

Ввод статических поправок. Цель процедуры состоит в удалении задержки сигнала при записи, т.е. в приведении времени первого вступления прямой волны к нулю.

Фильтрация. Эта процедура производится в тех случаях, когда частотный спектр помехи или шума занимают на оси частот интервал, отличный или лишь частично перекрывающийся с частотным диапазоном полезного сигнала. В этом случае частотная фильтрация позволяет ослабить помеху и (или) шум, практически без ослабления и искажения сигнала. При отсутствии помех эту процедуру применять не рекомендуется.

Определение скорости распространения волн. При наличии на радарограмме гипербол дифрагированной волны можно определить:

среднеквадратическую скорость распространения волны в вышележащей толще;

глубину залегания объекта и место его проекции на профиль.

Для этого нужно совместить наблюдаемый годограф с теоретическим.

Интерпретация георадарных данных

Результатом георадиолокационной съемки являются временные разрезы (радарограммы), на которых по горизонтали

$$h = \frac{v_1 t_0}{2 \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}} = \frac{v_1 t_0}{2 \cos i_2} \quad (20),$$

где t_0 - время, отсекаемое продолжением годографа преломленной волны на оси времен; v_1 , v_2 - скорости упругих волн в верхнем и нижнем пластах определенные по наклону годогра-

фов прямой и преломленной волн $v_1 = \frac{\Delta x}{\Delta t}$ и $v_2 = \frac{\Delta x^1}{\Delta t^1}$ (Рис. 23, а).

При обработке годографов, соответствующих многослойным разрезам, вычисление глубин может быть осуществлено с помощью двух модификаций метода t_0 - *средних скоростей и пластовых скоростей*.

Способ средних скоростей. Сущность его состоит в приведении многослойной среды к двухслойной. Верхняя часть разреза заменяется одним пластом с мощностью, равной суммарной мощности вышележащей толщи, и характеризуется некоторой средней скоростью. Условием замены является равенство по вертикали времен пробега волны в слоистой и заменяющей ее однородной средах. Численное значение средней скорости на практике находится по координатам точек пересечения годографов первых вступлений преломленных волн, соответствующих двум соседним преломляющим границам:

$$v = v_{эф} = \frac{x_{mn}}{t_{mn}} \quad (21),$$

где x_{mn} и t_{mn} - координаты точек пересечения годографов (рис. 23, б).

Найденное описанным способом значение средней скорости является приближенным, отличающимся от истинного ее значения, а сама скорость в этой связи называется эффективной $v_{эф}$.

Схема определения средних скоростей и вычисления глубин до преломляющих границ в случае трехслойной среды дана на рис. 23, б. Вычисления глубин производятся по формуле

(20), в которой под h понимается суммарная глубина до данной преломляющей границы.

В способ пластовых скоростей вычисляют мощности пластов, а не суммарную глубину залегания данной преломляющей границы.

Мощность первого слоя под пунктом взрыва (удара) или при наличии линии t_0 в каждой ее точке вычисляется по формуле (20).

Для определения мощности второго слоя применяется формула

$$h_2 = \frac{v_{Г1}}{2 \cos i_{13}} (t_{02} - t_{01} \frac{\cos i_{13}}{\cos i_{12}}) \quad (22).$$

Мощность третьего слоя находится из следующего выражения:

$$h_3 = \frac{v_{Г2}}{2 \cos i_{34}} \{ t_{03} - t_{01} \frac{\cos i_{14}}{\cos i_{12}} - (t_{02} - t_{01} \frac{\cos i_{13}}{\cos i_{12}}) \frac{\cos i_{24}}{\cos i_{23}} \} \quad (23)$$

$$\begin{aligned} \text{где } i_{12} &= \arcsin v_1/v_2 = \arcsin v_1/v_{2Г}; \\ i_{13} &= \arcsin v_1/v_3 = \arcsin v_1/v_{3Г}; \\ i_{23} &= \arcsin v_2/v_3 = \arcsin v_{2Г}/v_{3Г}; \\ i_{14} &= \arcsin v_1/v_4 = \arcsin v_1/v_{4Г}; \\ i_{24} &= \arcsin v_2/v_4 = \arcsin v_{2Г}/v_{4Г}; \\ i_{34} &= \arcsin v_3/v_4 = \arcsin v_{3Г}/v_{4Г}; \end{aligned}$$

Скорости, входящие в эти выражения, имеют смысл пластовых скоростей, но в связи с невозможностью непосредственного определения их заменяют при вычислениях на граничные. Но так как, $v_Г > v_n$, то следствием такой замены может быть некоторое завышение мощностей пластов. Эта погрешность может быть снижена, если имеются места, где сейсми-

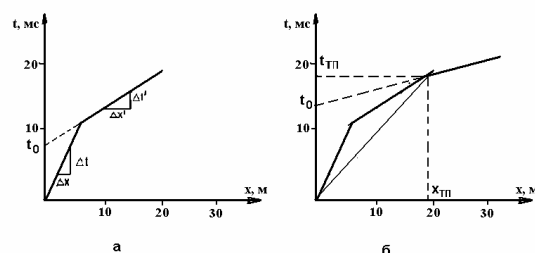


Рисунок 23 К вычислению средней скорости, мощности слоев и глубин залегания преломляющих границ

зашкаливания по амплитуде и сравнимые интенсивности сигналов в начале и в конце интервала регистрации.

Аппаратура для георадиолокационных исследований

Георадар представляет собой комбинированный прибор, содержащий генератор и измеритель в одном корпусе.

Генераторная часть прибора обеспечивает возбуждение зондирующих импульсов в генераторной антенне на разных частотах. Измеритель, обеспечивает регистрацию отраженных волн с приемной антенны.

На рисунке 31 представлена блок-схема георадара «Зонд-10». Генератор обеспечивает возбуждение зондирующих импульсов в генераторной антенне на частотах 75 и 150 МГц. Частота излучения импульсов - 10 КГц. Изменения центральной частоты зондирующего импульса происходит за счет подключения антенн разной длины. Общая длина антенн должна быть кратна 1/2 длины волны в воздухе. Размах антенн при частоте 75 МГц составляет 2 метра ($l = 4$ м.), а при частоте 150 МГц - 1 метр ($l = 2$ м.).

Измерительный блок выполняет автоматическую временную регулировку усиления (ВАРУ) и оцифровку сигнала. Результат измерений может выводиться на дисплей осциллографа, записывается на аналоговый магнитофон и может непосредственно выводиться и записываться на жесткий диск компьютера типа «notebook».



Рисунок 31. Блок-схема георадара «Зонд-10»

Обработка и интерпретация данных

Сущность обработки георадиолокационных данных состоит в выделении полезного сигнала на фоне помех и шума. С помощью разнообразных приемов преобразования сигналов, волны-помехи стараются удалить с записи, ослабить или хотя бы опознать их на записи и не принимать за полезные волны.

В связи с тем, что получаемые георадарные данные очень похожи на сейсмические (отражающие границы образуются по

Разрешающей способностью по глубине называют минимальное расстояние по глубине, на котором могут быть различимы два отражающих объекта или их детали. Она определяется длиной волны, которая прямо пропорциональна скорости и обратно пропорциональна частоте электромагнитных волн в среде.

Разрешающая способность по горизонтали определяется размером первой зоны Френеля.

При понижении частоты падает разрешающая способность, но увеличивается глубинность исследований. Например, при сопротивлениях 150 - 300 Ом×м и частоте 50 - 100 МГц глубинность составляет в среднем 10 - 15 метров, а разрешающая способность при этом составит 0.5 - 1 м.

Детальность или интервал наблюдений (расстояние между трассами) по профилю зависит от свойств аппаратуры и способа наблюдений. Она определяется двумя характеристиками - количеством сигналов, возбуждаемых и принимаемых в единицу времени и скоростью перемещения по профилю при работе в движении. Рекомендуемое расстояние между трассами 4 - 5 см.

Методика георадарных работ - это аналог метода t_0 в сейсморазведке. Работы ведутся на постоянной малой базе (расстоянии между источником и приемником). Регистрируются времена прихода отраженных волн, и по этому времени, зная скорость электромагнитной волны, мы можем определить глубину залегания объекта.

Длительность записи одной трассы (развертка) должна, по крайней мере, превышать двойное время пробега до самого глубокого объекта исследований. Основанием для выбора развертки служат сведения о глубинах и предполагаемые или заранее известные значения скоростей распространения электромагнитных волн в среде. При этом шаг дискретизации по времени должен быть достаточным для детального описания сигнала (10-20 точек на период центральной частоты).

При центральной частоте излучения 75 МГц рекомендуется использовать развертку 200-300 нс, а при частоте 150 МГц - 100-200 нс.

Выбор усиления регистрируемого сигнала осуществляется непосредственно в начале полевых наблюдений. Оптимально подобранные параметры усиления должны обеспечить запись без

ческие профили проходят через разведочные скважины. Сопоставляя в этих точках вычисленные и истинные глубины, можно значения скоростей умножить на соответствующие поправочные коэффициенты, равные отношению истинной и вычисленной глубин, и при дальнейших вычислениях использовать уже исправленные значения скоростей.

При вычислении по способу пластовых скоростей ошибки в определении каждой последующей границы накапливаются, поэтому данный способ нецелесообразно применять для среды имеющей более трех слоев

Способ определения глубин по абсциссе точек пересечения годографов. Этот способ целесообразно применять для вычисления глубин при небольших перепадах скоростей на преломляющей границе или, точнее, при $0,5 < v_1/v_2 < 1$. Мощность покрывающего слоя h_1 определяется из выражения

$$h_1 = \frac{x_{m1}}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}} \quad (24),$$

где x_{m1} - абсцисса точки пересечения годографов.

Мощность второго слоя находится из выражения

$$\Delta h_2 = \frac{x_{m2}}{2} \sqrt{\frac{v_3 - v_2}{v_3 + v_2}} - h_1 y_{21} \quad (25),$$

где h_1 — мощность первого слоя, а

$$y_{21} = \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_3}\right)^2} - \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}}{\sqrt{\left(\frac{v_2}{v_3}\right)^2 - \left(\frac{v_1}{v_3}\right)^2}} \quad (26).$$

Аналогичным образом можно определить мощность более глубоких слоев

Построение преломляющих границ. Для того чтобы найти положение преломляющей границы при любой ее форме вдоль всей линии сейсмического профиля, необходимо иметь пару встречных годографов (рис. 24). Наличие встречных годографов позволяет на всем интервале взаимного их существования найти значения времен t_0 равное времени приема волны в

пункте возбуждения, если этот пункт перенести в точку x .

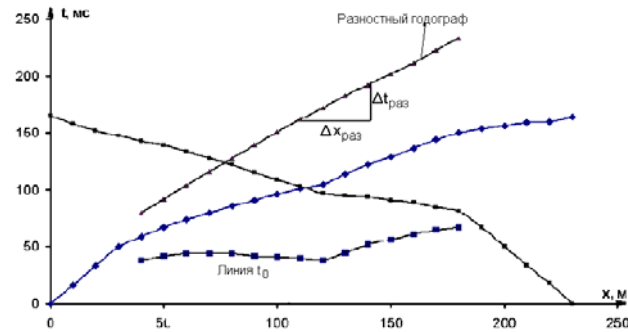


Рисунок 24 Построение разностного годографа и линии t_0

Для определения t_0 используется следующее выражение:

$$t_0(x) = \bar{t}(x) - [T - \bar{t}(x)] \quad (27),$$

где $\bar{t}(x)$ и $\bar{t}(x)$ - времена по встречным годографам в точке x профиля; T - взаимное время.

Эту величину определяют в каждой из точек стояния сейсмоприемников.

Тогда глубина h до преломляющей границы определяется по формуле

$$h = \frac{t_0}{2 \sqrt{\frac{1}{v_{cp}^2} - \frac{1}{v_2^2}}} \quad (28).$$

Граничная скорость вдоль преломляющей границы, т. е. скорость в подстилающей среде, находится также путем обработки встречных годографов способом, носящим название «разностного годографа», определяемого выражением

$$t_{раз} = \bar{t}(x) + [T - \bar{t}(x)] \quad (29).$$

Разностный годограф также находится графически.

$$K_{отр} = \frac{\sqrt{\epsilon_2} - \sqrt{\epsilon_1}}{\sqrt{\epsilon_2} + \sqrt{\epsilon_1}}. \quad (47)$$

Дифракция электромагнитных волн. Это явление возникает в том случае, когда электромагнитными волнами облучается объект, размеры которого сравнимы с преобладающей длиной волны (Рис. 30).

Это чрезвычайно важное для георадиолокационных исследований явление, которое позволяет определить глубину залегания объекта и скорость распространения электромагнитных волн в среде над объектом. Дифрагированная волна на радарограмме выражается в виде гиперболы (годографа дифрагированной волны), которая описывается следующим уравнением:

$$t(x) = \frac{2L}{V} = \frac{2\sqrt{x^2 + h^2}}{V}$$

где L - путь, пройденный волной, V - скорость, h - глубина залегания объекта.

Методика полевых наблюдений

Глубинностью исследований называется максимальная глубина отражающего объекта, который проявляется на радарограмме. Глубинность исследований тем больше, чем ниже центральная частота возбуждаемых электромагнитных колебаний и выше удельное сопротивление разреза, т.к. поглощение электромагнитного поля (скин-эффект) пропорционально частоте и проводимости.

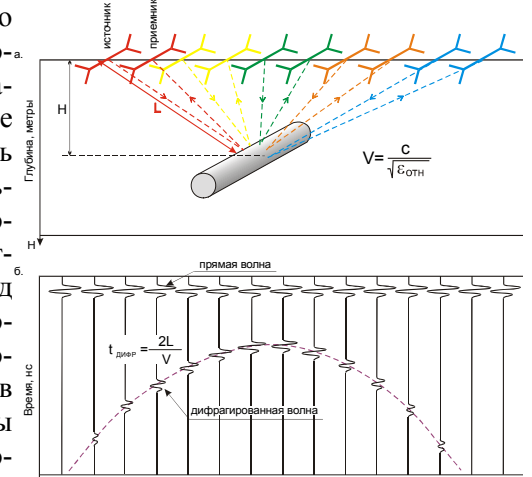


Рисунок 30. Схема образования дифрагированной волны электромагнитной волны от трубы, залегающей на глубине H : а – глубинный разрез, б – временной разрез (пунктиром показан годограф волны)

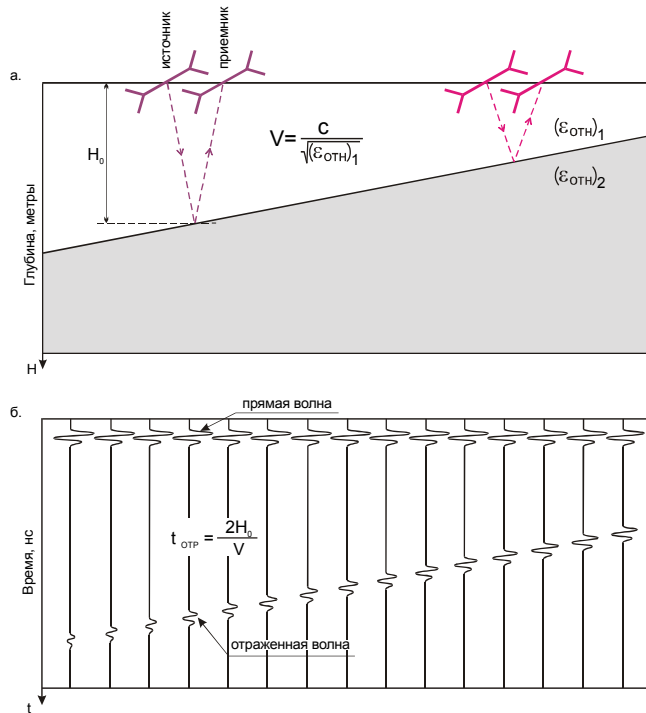


Рисунок 29. Схема образования электромагнитной волны от наклонной границы раздела сред с разными диэлектрическими проницаемостями ϵ : а – глубинный разрез, б – временной разрез

и приемником практически невозможно. Реальные скорости можно определить либо используя априорную информацию о строении разреза, либо по дифрагированным волнам, возникающих на неоднородностях разреза.

Распространение электромагнитных волн в первом приближении подчиняется законам геометрической оптики (рис.29).

Отражение электромагнитных волн. Коэффициент отражения при нормальном падении волны на границу двух сред 1 и 2 с различной диэлектрической проницаемостью ϵ будет:

Скорость, определенная по наклону разностного годографа

связана с граничной скоростью следующим соотношением:

$$v_{\text{раз}} = \frac{\Delta x_{\text{раз}}}{\Delta t_{\text{раз}}} \quad v_{\text{г}} = 2v_{\text{раз}} \cos \varphi = 2 \frac{\Delta x_{\text{раз}}}{\Delta t_{\text{раз}}} \cos \varphi \quad (30).$$

Если на интервале определения $v_{\text{г}}$ наклон преломляющей границы не превышает 15° , то граничная скорость определяется с ошибкой, не превышающей 3,5% (если $\varphi=10^\circ$, то $\Delta v/v=1,5\%$). Способ тем точнее, чем больше перепад скоростей на границе раздела.

Интерпретация годографов рефрагированных волн. Обработка годографов рефрагированных волн сводится к отысканию закона изменения скорости в глубину. Разрез определен, если закон $v=f(h)$ известен. Скорость на глубине максимального проникновения луча рефрагированной волны, пришедшей в данную точку годографа первых вступлений, определяется наклоном касательной к годографу в этой точке. Следовательно, задача отыскания закона $v=f(h)$ сводится к определению глубин проникновения лучей рефрагированных волн, пришедших в каждую точку наблюдаемого годографа.

Для интерпретации используется эмпирический способ Кондратьева. Суть данного способа сводится к тому что, на годографе прямой рефрагированной волны выбирается несколько (до 5) точек $t_1, t_2, \dots$ с абсциссами $x_1, x_2, \dots$ в каждой из которых проводится касательная (рис. 25, а), по пересечению касательных с осью времени t определяется $t_{01}, t_{02}, \dots$, а по наклону касательных – кажущиеся скорости $v_{k1}, v_{k2}, \dots$, равные скоростям $v(h)$ в градиентной среде на глубинах $h_1, h_2, \dots$. Для определения глубин h соответствующих точкам годографа $t_1, t_2, \dots$ с абсциссами $x_1, x_2, \dots$ используется формула t_0 :

$$H = \frac{t_0 \bar{v}(h)}{2 \sqrt{1 - \left(\frac{\bar{v}(h)}{v(h)} \right)^2}} \quad (31),$$

где $\bar{v}(H)$ - средняя скорость в среде от земной поверхности до глубины H

$$\bar{v}(h) = \frac{1}{2} \left(\frac{x_i}{t_i} + \sqrt{\frac{x_i}{t_i} v(h)} \right) \quad (32).$$

По результатам расчетов строится график изменения скорости с глубиной (рис. 25, б).

Для определения глубины залегания преломляющей границы достаточно определить глубину h для последней точки годографа прямой рефрагированной волны (точка соответствует выходу волне коснувшейся преломляющей границы).

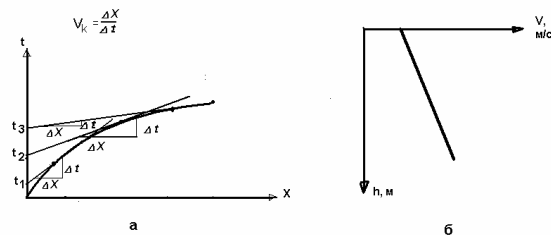


Рисунок 25 Интерпретация годографов рефрагированных волн: а – определение скорости, б – график изменения скорости

Обработка и интерпретация годографов симметричного сейсмического зондирования.

Как уже говорилось выше, особенностью годографов симметричного зондирования является то, что по ним непосредственно, без каких-либо дополнительных построений, можно определить скорость распространения сейсмических волн в подстилающей среде и глубину залегания преломляющей границы в центре ССЗ.

Уравнение годографа преломленной волны от плоской границы, падающей под углом φ , записывается в виде

$$t(x) = \frac{x \cos \varphi}{v_2} + \frac{2h_0 \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}}{v_1} \quad (33),$$

где v_1 и v_2 - скорости в покрывающей и подстилающей средах, h_0 - эхо глубина под центром установки.

Величина, обратная кажущейся скорости, равна произ-

Скорость распространения электромагнитной волны зависит от диэлектрической и магнитной проницаемостей среды. Для большинства горных пород значение магнитной проницаемости близко к единице и не зависит от частоты поля. С учетом этого, скорость распространения волны будет

$$V = \frac{c}{\sqrt{\mu_{отн} \epsilon_{отн}}} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_{отн}}}, \quad (44)$$

где c - скорость распространения электромагнитных волн в вакууме

$$c = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \epsilon_0}} \quad (45)$$

μ_0 и ϵ_0 - магнитная и диэлектрическая проницаемости в вакууме.

Скорость электромагнитных волн - наиболее важный для радарных исследований параметр среды, т.к., во первых, отраженные волны, которые мы регистрируем, возникают на границах сред с разными скоростями. С другой стороны, разрешающая способность волновых методов определяется длиной волны (λ), которая равна:

$$\lambda = \frac{V}{f}, \quad (46)$$

где f - это частота.

Диэлектрическая проницаемость, а следовательно, и скорость распространения электромагнитных волн незначительно зависят от частоты и типа грунтов, а определяются, главным образом, их влагонасыщенностью.

Определить скорости электромагнитных волн в радиолокации способами применяемыми в обычной сейсмике очень трудно. Электромагнитные волны быстро затухают, и регистрировать сигналы при большом расстоянии между источником

Лекция 13

МЕТОД ГЕОРАДИОЛАКАЦИОННОГО ПОДПОВЕРХНОСТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

1. Задачи, решаемые методом георадара
2. Физические основы метода
3. Методика полевых наблюдений и аппаратура
4. Обработка и интерпретация результатов

Метод георадиолокационного подповерхностного зондирования (георадар) основан на изучении распространения электромагнитных волн в среде.

Задачи, решаемые с помощью георадара, можно разделить на две большие группы с характерными для каждой группы методиками исследований, способами обработки, типами отображения объектов исследования в поле электромагнитных волн и представления результатов. Первая группа включает в себя геологические, гидрогеологические и инженерно-геологические задачи, такие как:

- картирование геологических структур - поверхности коренных пород под рыхлыми осадками, уровня грунтовых вод, границ между слоями с различной степенью водонасыщения;
- определение мощности водного слоя и картирование поддонных отложений.

Вторая группа задач включает в себя поиск локальных объектов, обследование инженерных сооружений, нарушение штатной ситуации, например:

- картирование коммуникаций (трубопроводов и кабелей);
- участков разреза с нарушенным естественным залеганием грунта - рекультивированных земель, засыпанных выемок.

Физические основы метода

Суть метода заключается в излучении импульсов электромагнитных волн и регистрации сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондируемой среды, имеющих различные электрофизические свойства. Такими границами раздела в исследуемых средах являются, например, контакт между сухими и влагонасыщенными грунтами (уровень грунтовых вод), контакты между породами различного литологического состава, между породой и материалом искусственного сооружения, между мерзлыми и талыми грунтами, между коренными и рыхлыми породами и т.д.

водной по x

$$\frac{1}{v_k} = \frac{dt}{dx} = \frac{\cos \varphi}{v_2}, \text{ или } v_2 = v_k \cos \varphi$$

Последняя формула показывает, что если угол $\varphi \leq 15^\circ$, то для определения скорости v_2 достаточно определить кажущуюся скорость по наклону годографа ССЗ.

Величина t_0 не зависит от угла φ и определяется по формуле:

$$t_0 = \frac{2h_0}{v_1} \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2} \quad (34).$$

Глубину h до преломляющей границы определяют по формуле

$$h = \frac{v_1 t_0}{2 \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}} \quad (35).$$

Интерпретация данных неперодольного профилирования

При неперодольном профилировании получают годографы преломленной волны, соответствующие определенной преломляющей границе. Методы обработки таких годографов основываются на предположении, что скорость в подстилающем слое v_2 известна.

Основным методом обработки результатов неперодольного профилирования является метод *нормального годографа*. Этот метод основан на сопоставлении экспериментального и теоретического годографов. Причем теоретический рассчитывается для случая плоской границы и заданных значений v_2 , v_1 и h_1 . Уравнение неперодольного годографа для ПВ, находящегося на расстоянии R от профиля, имеет следующий вид:

$$t(y) = \frac{\sqrt{R^2 + y^2}}{v_2^2} + \frac{2h_1 \cos i_{12}}{v_1} \quad (36),$$

где расстояние y отсчитывается по профилю от точки M основания перпендикуляра R .

Уравнение годографа для точки M будет иметь вид.

$$t(M) = \frac{R}{v_2} + \frac{2h_1 \cos i_{12}}{v_1}, \quad \frac{2h_1 \cos i_{12}}{v_1} = t(M) - \frac{R}{v_2} \quad (37).$$

$$t(y) = \frac{\sqrt{R^2 + y^2}}{v_2} - \frac{R}{v_2} + t(M) = \frac{R}{v_2} \left(\sqrt{1 + \frac{y^2}{R^2}} - 1 \right) + t(M) = f(y) + t(M) \quad (38)$$

Тогда где $t(M)$ - время в точке профиля $M(y=0)$; $f(y)$ - нормальный годограф, учитывающий изменения времени за счет изменения расстояний y . График $f(y)$ рассчитывается для известных значений v_2 , R в функции y . Он является симметричной кривой относительно оси ординат.

Для определения относительных превышений преломляющей границы в каждой точке профиля вычисляются разности $\Delta t = t(y) - f(y)$. В точке M $\Delta t = 0$. Далее устанавливаются изменения глубин по отношению к точке M

$$\Delta h_1 = \frac{\Delta t v_1}{\cos i_{12}} \quad (39).$$

Данный способ можно применять для углов наклона границы не более 10-15 градусов. При углах более 15 градусов для вычислений глубины залегания преломляющей границы используют аналогичный способ, но в данном случае при составлении экспериментального и теоретического годографов учитывают угол наклона φ .

Лекция 12

ОБРАБОТКА ДАННЫХ СКВАЖИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

1. Обработка продольных вертикальных наблюдений
2. Обработка непродольных вертикальных наблюдений
3. Интерпретация данных сейсмического просвечивания
4. Обработка материалов профилирования в горных выработках
5. Обработка материалов ультразвуковых наблюдений

Обработка продольных вертикальных наблюдений.

По результатам продольных вертикальных наблюдений строят

катрисы скоростей. Обработка данных просвечивания также более проста и надежна, так как измерение расстояний или баз просвечивания в данном случае выполняется с большей точностью.

Обработка данных ультразвукового каротажа сводится к анализу сейсмограмм. На получаемых сейсмограммах доминируют две основные волны: продольная волна по вмещающим породам (волна P) и поверхностная волна по стенке скважины (волна R).

Поверхностная волна R доминирует в области последующих вступлений. Она имеет большую интенсивность и несколько меньшую частоту, чем волна P . Относительная интенсивность волны R , численно равная отношению максимальных амплитуд A_R/A_P поверхностной и продольной волн, зависит от крепости и сохранности пород. Наибольших значений величина A_R/A_P достигает в крепких сохранных породах, в то время как на участках слабых, сильно трещиноватых пород она уменьшается и может достигать единицы, что сильно затрудняет выделение волны R .

Для изучения распределения скоростей v_P и v_R вдоль скважины используется способ вычисления интервальных скоростей для каждого интервала между соседними приемниками, разделенных базой Δl . Интервальная скорость v_P и v_R вычисляется по

среднему значению, $\Delta \ddot{t}_P, \Delta \ddot{t}_R$ полученному из разностей

$\Delta \bar{t}_P, \Delta \bar{t}_P$ и $\Delta \bar{t}_R, \Delta \bar{t}_R$ для встречных годографов

$$\Delta \ddot{t}_P = \frac{\Delta \bar{t}_P + \Delta \bar{t}_P}{2}, \quad \Delta \ddot{t}_R = \frac{\Delta \bar{t}_R + \Delta \bar{t}_R}{2}, \quad v_P = \frac{\Delta \ddot{t}_P}{\Delta l}, \quad v_R = \frac{\Delta \ddot{t}_R}{\Delta l} \quad (43)$$

Вычисленные по всей глубине скважины для каждого интервала скорости волн P и R оформляются в виде графиков $v = f(z)$ против геологического разреза скважины.

Заключительным этапом обработки является аппроксимация графиков v_R и v_P пластинами конечной мощности с постоянными значениями скоростей.

проводят его сглаживание методом скользящего среднего. Он заключается в том, что для каждого интервала вычисляется среднее значение скорости по трем соседним участкам. Сначала вычисляют

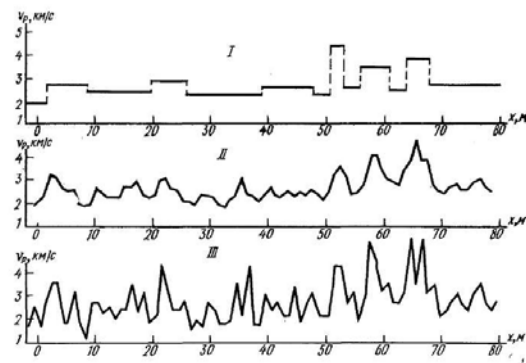
$$\Delta \bar{t}_{icp} = \frac{\Delta \bar{t}_i + \Delta \bar{t}_{i-1} + \Delta \bar{t}_{i+1}}{3}, \quad \Delta \bar{t}_{icp} = \frac{\Delta \bar{t}_i + \Delta \bar{t}_{i-1} + \Delta \bar{t}_{i+1}}{3} \quad (42),$$

а потом, используя эти значения, применяют предыдущую формулу для вычисления v_i .

В результате изучения скоростей вдоль профиля получаем графики скоростей (рис. 28).

Хорошо видно, что дифференциальный график скоростей, сглаженный способом скользящего среднего, не имея резко пилообразного характера, в то же время более четко оттеняет все особенности распределения скоростей вдоль изучаемой горной выработки, чем интегральный график. При обработке материалов следует представлять два вида графиков $v=f(x)$ - сглаженный дифференциальный и интегральный. Первый помогает более обоснованно определять границы участков на сводном разностном годографе.

Рисунок 28 Различные способы аппроксимации данных сейсмического профилирования: I - интегральный способ, II - дифференциальный способ, III - то же, без осреднения



Обработка материалов ультразвуковых наблюдений

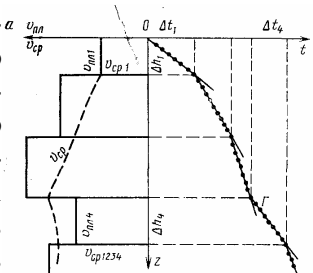
Обработка данных ультразвукового профилирования на образцах сводится к построению годографов продольных и поперечных волн и определению по ним сейсмических скоростей.

Обработка данных просвечивания на образцах сводится к вычислению скоростей сейсмических волн и построению инди-

вертикальные годографы, которые затем усредняются ломаной линией. По точкам излома годографа определяют границы выделенных пластов, по наклону годографа - величины скоростей (рис. 26). По данным нескольких скважин, расположенных вдоль профиля, можно построить разрез в изолиниях скоростей

$$v_1 = \frac{H_1}{t_1}, \quad v_2 = \frac{H_2}{t_2} \quad \text{и т.д.}$$

Рисунок 26 Результаты вертикальных продольных наблюдений



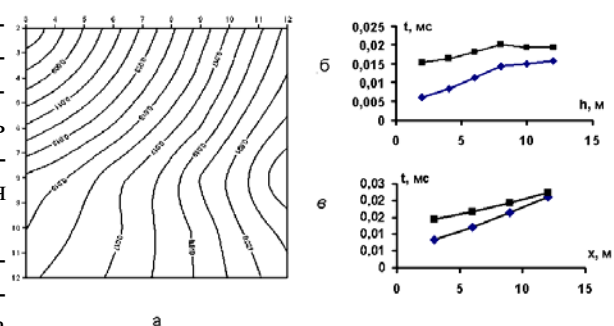
Обработка непродольных вертикальных наблюдений

При непродольных вертикальных наблюдениях получают совокупность времен прихода волн к сейсмоприемникам расположенных в скважине на глубине $h_1, h_2, \dots, h_n$ из ПВ расположенных на поверхности в точках $x_1, x_2, \dots, x_n$. Совокупность времен первых вступлений $t(x_i, h_i)$ может быть представлена в виде обычных годографов $t(x)$ - параметр h (рис. 27, в); или вертикальных $t(h)$ - параметр x (рис. 27, б).

Наибольшее распространение получили вертикальные годографы. Они изображаются на одной плоскости (t, h) , при $x = \text{const}$. По множеству вертикальных годографов определяют

характер изменения скорости с глубиной и вдоль профиля. Например, для градиентной среды характерно смещение минимума графика $t(z)$ при увеличении x . В случае

Рисунок 27 Непродольное сейсмическое профилирование: а - поле изохрон, б - вертикальные годографы, в - горизонтальные годографы



же резкой границы (увеличение скорости) положение минимума постоянно и соответствует глубине залегания преломляющей поверхности.

Если изобразить совокупность $t(x_i, h_i)$ на плоскости (x, h) определив при этом для каждой точки (x_i, h_i) значение времени $t(x_i, h_i)$, то получим поле изохрон для источника у устья скважины (рис. 27, а). По характеру изохрон делаются выводы о строении среды. По сгущению изохрон определяют зоны уменьшения скорости, по разрежению изохрон определяют участки увеличения скорости.

Интерпретация данных сейсмического просвечивания

Интерпретация СП проводится по временам первых вступлений проходящих волн. На основе интерпретации СП определяется скоростное строение массива.

Простейшая обработка заключается в расчете для каждого ПВ полярных диаграмм скорости (индикатрис) из предположения о прямолинейном распространении регистрируемой

$$v_i = l_i / t_i$$

полны от источника до приемника- где v_i - скорость упругих волн вдоль i -го луча, l_i – i -я база просвечивания, t_i – время прихода волны вдоль i -го луча. В случае просвечивания на параллельных лучах получают график изменения скорости между горными выработками.

В случае однородной изотропной среды индикатриса имеет круговую форму. Закономерные изменения v_i в зависимости от направления могут быть вызваны упругой анизотропией, связанной с упорядоченной гетерогенностью среды (мелкая слоистость, ориентированная трещиноватость и т. п.). Резкие локальные уменьшения v_i для определенных направлений указывают на наличие зон с пониженной скоростью (карст, зоны нарушений и т. п.).

Обработка материалов профилирования в горных выработках

Она заключается в изучении распределения скорости вдоль профиля.

Определение скоростей производится способом разност-

ного годографа. Применяются два способа обработки - интегральный и дифференциальный.

Интегральный способ заключается в разбивке разностного годографа на ряд прямолинейных отрезков и на протяжении каждого из отрезков определяют v_i – скорость неизменной части массива. При этом подразумевается, что на протяжении каждого прямолинейного отрезка скорость сохраняет некоторое постоянное значение. Точность способа тем выше, чем больше длина прямолинейного отрезка годографа и чем меньше величины отклонений от него отдельных точек.

Дифференциальный способ заключается в вычислении скорости для каждого интервала между сейсмоприемниками. Исходным материалом также служит разностный годограф, с которого снимаются приращения времен между соседними приборами, а скорость вычисляется по формуле

$$v_i = \frac{2\Delta x_i}{\Delta t_i} \quad (40).$$

Для повышения точности вычислений целесообразно времена не снимать с годографа, а брать непосредственно из полевого журнала (если наблюдения проводились с одноканальной установкой), тогда

$$v_i = \frac{2\Delta x_i}{(\Delta \bar{x}_i + \Delta \bar{x}_i)} \quad (41)$$

где $\Delta \bar{x}_i$ и $\Delta \bar{x}_i$ — приращения времен на данном интервале Δx по прямому и обратному годографам.

Построенный график $v_i=f(x)$ отражают общий ход изменения скорости вдоль горной выработки, выделяя отдельные локальные особенности, в то время как в интегральном способе они нивелируются. Кроме того, на дифференциальных графиках можно выделить положение отдельных трещин. На графиках они обычно выражаются в виде резких минимумов скорости, рядом с которыми могут соседствовать узкие максимумы.

Для придания графику скорости более «читаемого» вида