

Н.Г. Истомина

ФИЗИКА ЗЕМЛИ

Методические указания к выполнению
лабораторных работ

Ижевск
2017

**Министерство образования и науки РФ
ФГБОУ ВО «Удмуртский государственный университет»
Институт нефти и газа им. М.С.Гуцериева
Кафедра геологии нефти и газа**

ФИЗИКА ЗЕМЛИ

Методические указания к выполнению
лабораторных работ

Ижевск
2017

УДК 551.14:550.83 (075.8)
ББК 26.324.341 р30
Ф 491

Рекомендовано к изданию учебно-методическим советом УдГУ

Автор-составитель: Н.Г. Истомина

Ф 491 **Физика Земли**: методические указания к выполнению лабораторных работ. Авт.-сост. Н.Г. Истомина. Ижевск: Изд-во «Удмуртский университет», 2017. – 36 с.

Методическое пособие содержит краткие теоретические сведения и задания к 5 лабораторным работам, раскрывающих особенности физических полей Земли: гравитационного, магнитного, электромагнитного, теплового, сейсмического, и целью проведения является закрепление знаний, приобретенных студентами при изучении теоретических основ курса «Физика Земли».

Учебно-методическое пособие разработано для студентов направления подготовки «Прикладная геология» специализации «Геология нефти и газа».

УДК 551.14:550.83 (075.8)
ББК 26.324.341 р30

© Н.Г.Истомина, 2017
© ФГБОУ ВО «УдГУ», 2017

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	5
1. Краткое описание технологии лабораторных занятий по дисциплине	5
Лабораторная работа 1. Нормальное гравитационное поле Земли.....	6
Лабораторная работа 2. Изменение магнитного поля Земли в зависимости от широты.....	8
Лабораторная работа 3. Представление результатов геофизических работ. Геолого-геофизические разрезы. Интерпретация данных электроразведки.....	12
Лабораторная работа 4. Тепловое поле и энергетика Земли. Теплофизические свойства минералов и горных пород.....	16
Лабораторная работа 5. Продольный годограф однократно отраженной волны от наклонной плоской границы раздела двух сред без ввода и с вводом статической поправки.....	23
2. Список рекомендуемой литературы	29
3. Термины и определения	30

Введение

Методические указания к выполнению лабораторных работ по дисциплине «Физика Земли» предназначены для использования в учебном процессе студентами, обучающимися по направлению подготовки «Прикладная геология» специализации «Геология нефти и газа», и разработано в соответствии с требованиями действующих учебных планов.

В настоящее время поиск и разведка месторождений (залежей) нефти и газа, а также разработка теоретических проблем геологии невозможны без широкого привлечения геофизических методов, которые основываются на определённых физических законах. Обобщая и анализируя геофизические данные, исследователи получают геолого-геофизическую характеристику строения и состава вещества, слагающего земную кору.

В пособии представлены 5 лабораторных работ. Для каждой работы дается краткое изложение теории изучаемого раздела знаний, указывается цель занятия, порядок выполнения и рекомендуемая литература. Теоретический материал изложен предельно кратко. При подготовке рекомендуется использовать лекции по данному курсу и рекомендованную литературу.

Лабораторные работы способствуют получению студентами навыков обработки и интерпретации полевых данных.

Выполнение лабораторной работы включает в себя:

- Изучение студентами теоретического материала по теме лабораторной работы.
- Выполнение задания в соответствии со своим вариантом.
- Построение необходимых графических материалов.
- Подготовка отчета и его защиту.

Пособие содержит в качестве примеров задания, заимствованные из многочисленных публикаций, а также авторские задания. Основной системой единиц, принятой в пособии, в соответствии с требованиями ГОСТа является система СИ.

Практическая новизна пособия заключается в актуальности и в общедоступности материала: перед студентом ставятся конкретные задачи, решение которых предполагает последовательность и постепенность выполнения конкретных

действий. Задания направлены на воспитание у студентов умения самостоятельно и верно оценивать факты, видеть суть проблемы, уметь спланировать действия по её решению и анализировать результаты.

1. Краткое описание технологии лабораторных занятий по дисциплине «Физика Земли»

Занятия предполагают практическое использование теоретических знаний, полученных в процессе изучения курса «Физика Земли». Предлагаемые работы с элементами научных исследований, предназначены для самостоятельного выполнения студентами под руководством преподавателя.

При подготовке к лабораторным занятиям студент должен просмотреть конспекты лекций, рекомендованную литературу по данной теме, подготовиться к ответам на вопросы с учетом предложенных методических указаний.

Лабораторная работа студента должна содержать вступительный и пояснительный текст, в котором должны быть сформулированы цель, задачи, основные результаты и выводы по лабораторной работе. При выполнении расчетных заданий и построении графиков допускается использовать компьютерные средства. Оформление графиков включает в себя название графика, полностью его характеризующее, подписи осей абсцисс и ординат с указанием единиц измерения. В случае нескольких графиков в одной системе координат необходимо добавить легенду или проиндексировать кривые графиков. Все графические материалы выполняются на миллиметровой бумаге. Все графические приложения (рисунки, карты, графики) должны быть пронумерованы и содержать ссылку в тексте работы.

Принятый в настоящем пособии конспективный стиль изложения материала, при котором опускаются некоторые детали (например, промежуточные математические выкладки, дополнительные иллюстрации и т.п.), предполагает обращение студентов непосредственно к этим первоисточникам для углубленного изучения отдельных вопросов.

Для выполнения практикума подготовлены задания с несколькими вариантами исходных данных. Лабораторные занятия помогают:

овладеть на практике навыками работы: с геофизическими данными; справочной, нормативно-технической и методической документацией;

освоить: анализ специальных полевых геофизических данных;

закрепить: знания, полученные в результате лекционных занятий и самостоятельной работы.

Форма отчетности

Студенты представляют отчеты с приложением необходимых расчетов, таблиц, графиков, результатов построений и т.п. Лабораторная работа должна содержать вступительный и пояснительный текст, в котором должны быть сформулированы цели, задачи, основные результаты и выводы по лабораторной работе.

Оформление графиков включает: название графика, полностью его характеризующее, подписи абсцисс и ординат с указанием единиц измерений.

Лабораторная работа 1. Нормальное гравитационное поле Земли

Цель занятия: знакомство со структурой гравитационного поля и единицами его измерения; количественная оценка значений поля силы тяжести Земли.

Задание:

1. Записать условие, задание и необходимые формулы с кратким их пояснением.
2. Используя предложенные преподавателем материалы, рассчитать значения нормальной силы тяжести по формуле Гельмерга для данных широт. Результаты представить в виде таблицы 1.
3. Обобщить сведения и сделать выводы о пределах изменения значений поля силы тяжести Земли.

Методические указания

Методы магнито- и гравиметрии в геологических целях начали применять в России в конце XIX века при исследовании

Курской магнитной аномалии. Основы геологической интерпретации грави- и магнитометрических данных были заложены А.Д. Архангельским.

Гравиразведка основана на изучении чрезвычайно малых возмущений (аномалий) поля силы тяжести, обусловленных особенностями распределения внутри Земли масс с различной плотностью и границы между ними не горизонтальны.

Нормальным полем Земли называется теоретически рассчитанное поле в предположении, что Земля представляет собой эллипсоид вращения, состоящий из однородных по плотности концентрических слоев. Существует довольно много формул нормального распределения силы тяжести, в зависимости от широты.

Закон распределения силы тяжести на поверхности Земли был выведен в XVIII веке французским математиком А.К. Клеро (1743): ускорение, направленное по нормали к поверхности геоида не зависит от массы тела, но зависит от положения тела на поверхности Земли:

$$g = g_{\text{э}} + (g_{\text{п}} - g_{\text{э}}) \sin^2 \varphi, \quad 1$$

где $g_{\text{э}}$, $g_{\text{п}}$ – ускорение силы тяжести соответственно на экваторе и полюсе,

φ - географическая широта.

Формулы Клеро позволяют вычислить теоретическое значение силы тяжести в какой-либо точке земной поверхности, если известна широта этого пункта (φ).

Формула Клеро отражает распределение силы тяжести на поверхности Земли лишь в грубом приближении. Её нельзя использовать при вычислении аномалий силы тяжести.

Коэффициенты в формуле Клеро для нормального распределения силы тяжести выводились многими учеными, но практическое применение нашли формула Гельмерта и международная формула Кассиниса.

В гравиметрии широко используется Международная формула нормальной силы тяжести формула Кассиниса:

$$\gamma(\varphi) = 978049(1 + 0,0052884 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2 \varphi), \text{ мГал.}$$

В настоящее время при обработке гравиметрических наблюдений на территории нашей страны для определения нормального значения силы тяжести (в мГал) применяют формулу Гельмерта (1901-1909г.г).

Формула Гельмерта выведена на основе 1600 относительных измерений силы тяжести.

$$\gamma(\varphi) = 978030(1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2 \varphi), \text{ мГал.}$$

Чтобы наблюдаемые (измеренные) значения силы тяжести, относящиеся к реальной поверхности Земли, сравнивать с нормальными, их необходимо приводить (редуцировать) к уровню эллипсоида.

Таблица 1

φ	γ

Список рекомендуемой литературы

1. Гаврилов В. П. Физика Земли, РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина. – М.: Недра, 2008.

Вопросы к лабораторной работе № 1

1. Дайте определение нормального гравитационного поля.
2. Что такое геоид?
3. Дайте определение гравитационной аномалии.

Лабораторная работа 2.

Изменение магнитного поля Земли

в зависимости от широты

Цель занятия: знакомство со структурой магнитного поля и единицами его измерения, количественная оценка значений магнитного поля Земли.

Задание:

1. Записать условие, задание и необходимые формулы с кратким их пояснением.
2. Рассчитать значения T , Z и H напряженности магнитного поля

для данных значений магнитной широты. Магнитный момент Земли $M \approx 8,3 \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ ($8,3 \cdot 10^{25} \text{ ГС}$). Радиус Земли $R \approx 6400 \text{ км}$.

2. Результаты представить в виде таблицы 2.

3. Сделать выводы об изменении магнитного поля от экватора к полюсу.

Методические указания

Магниторазведка – метод решения геологических задач, основанный на изучении земного магнитного поля, магнитных свойств горных пород и полезных ископаемых.

В каждой точке пространства геомагнитное поле характеризуется вектором напряжённости T , величина и направление которого определяются 3 составляющими X , Y , Z (северной, восточной и вертикальной) в прямоугольной системе координат или 3 элементами земного магнетизма: горизонтальной составляющей напряжённости H , склонением магнитным D (угол между H и плоскостью географического меридиана) и наклонением магнитным I (угол между T и плоскостью горизонта).

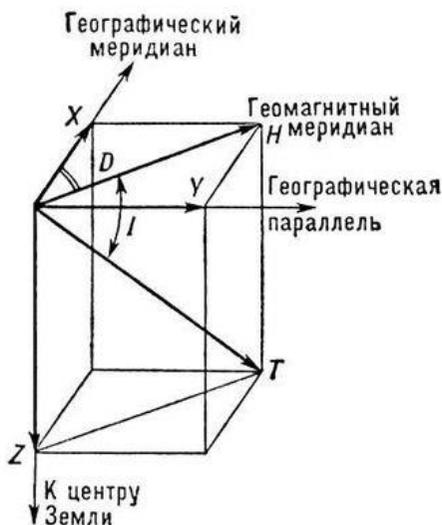


Рис. 1. Элементы геомагнитного поля

Собственное магнитное поле Земли (геомагнитное поле) можно разделить на следующие три основные части – **основное (внутреннее) магнитное поле Земли**, включая мировые аномалии, **магнитные поля локальных областей внешних оболочек**, **переменное (внешнее) магнитное поле Земли**.

Сложную картину распределения геомагнитного поля в первом приближении можно представить полем диполя или однородного намагниченного шара (**нормальное геомагнитное поле**). Существуют аналитические выражения, предложенные Гауссом, позволяющие представить составляющие напряженности магнитного поля как функцию географических координат. Для приближенного представления об изменении напряженности поля на поверхности Земли используют выражения магнитного потенциала шара, равного потенциалу диполя:

$$U = M / R^2 \cos(90^\circ - \varphi), \quad 2$$

где M – магнитный момент Земли, $M = J \cdot S$ [$A \cdot m^2$], R – радиус Земли, φ – геомагнитная широта ($\varphi = 90^\circ - \theta$).

Учитывая, что

$dU/dz = Z$ – вертикальной составляющей напряженности магнитного поля,

$dU/dx = H$ – горизонтальной составляющей напряженности магнитного поля,

$dz = dr$, $dx = R d\theta$, $\theta = 90^\circ - \varphi$, получим приближенные выражения для вычисления напряженности магнитного поля

$$Z = \frac{2M \cos \theta}{R^3} \quad 3$$

$$H = \frac{M \sin \theta}{R^3} \quad 4$$

$$T = \sqrt{(Z^2 + H^2)} \quad 5$$

Таблица 2

Широта φ , град	Z (А/м)	H (А/м)	T (А/м)
0^0			
30^0			
60^0			
90^0			

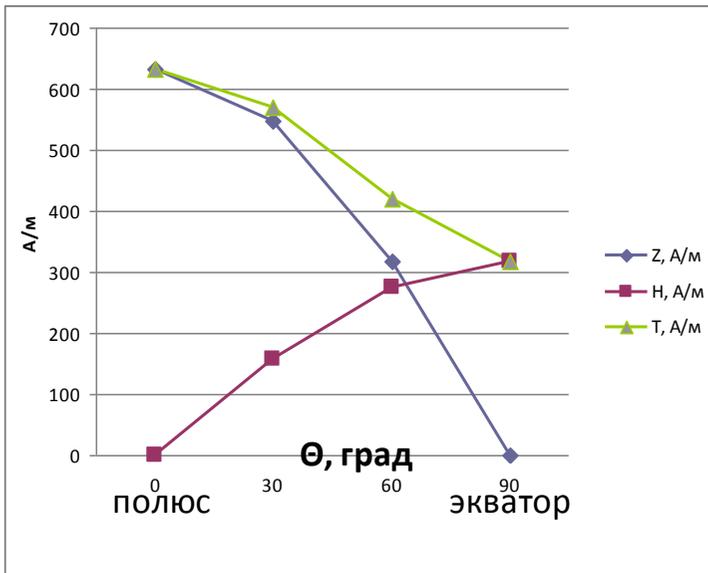


Рис. 2. Элементы геомагнитного поля

Региональные и локальные магнитные аномалии зависят от интенсивности намагничивания пород как современным, так и древним магнитным полем.

Список рекомендуемой литературы

1. Гаврилов В. П. Физика Земли, РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина. - М.: Недра, 2008.

Вопросы к лабораторной работе № 2

1. Магнитное поле Земли (структура магнитного поля Земли). Понятия солнечного ветра, магнитосферы, радиационных поясов.
2. На какие классы делятся вещества по их магнитным свойствам?

Какие основные геологические факторы формируют магнитные аномалии?

3. В каких единицах измеряется напряженность магнитного поля?

Лабораторная работа № 3.
Представление результатов геофизических работ.
Геолого-геофизические разрезы
Интерпретация данных электроразведки

Цель занятия: ознакомить с особенностями построения и интерпретации геофизического разреза, на примере данных электропрофилирования (ЭП).

Задание:

1. Записать условие, задание и необходимые формулы с кратким их пояснением.
2. Построить геофизический разрез. Нанести численные значения физических характеристик горных пород на данный геофизический профиль. При построении разреза по горизонтальной оси откладываются точки наблюдения, а по вертикали физические параметры.
3. Для изучения гидрогеологических условий района необходимо выделить и трассировать в известняках зоны повышенной трещиноватости и обводненности. Известно, что известняки обладают сопротивлением 2000-4000 Ом·м. В зонах трещиноватости сопротивления их понижаются до 1000 Ом·м.
4. Решение этой задачи проводится методом электропрофилирования, с шагом 40 м. Профиль располагается с Севера на Юг. В соответствии с заданным вариантом (n) необходимо пересчитать значения r_k в столбце 2, по формуле $r_k = r_k + 10 \cdot n$. Горизонтальный масштаб взять равным 1:5000, вертикальный в 1см – 500 Ом·м. Предполагаемую зону трещиноватости выделить штриховкой.
5. По результатам работы делаются краткие выводы.

Методические указания

Объект изучения – горная порода – представляет собой сложное природное образование, состоящее из твёрдой минеральной массы и порового пространства, заполненного

подземной водой, нефтью, газом или иным вторичным материалом.

Самая простая модель в электроразведке – это **однородное безграничное проводящее пространство**. Решение задачи о точечном источнике постоянного тока для такой модели показывает распределение потенциала и составляющих плотности тока и напряженности поля. Тип модели определяет выбор системы координат, в которой удобнее решать задачу. В данном случае – выбор сферической системы координат с центром в источнике является физически наиболее удобным. Но практическая применимость такой модели среды очень ограничена.

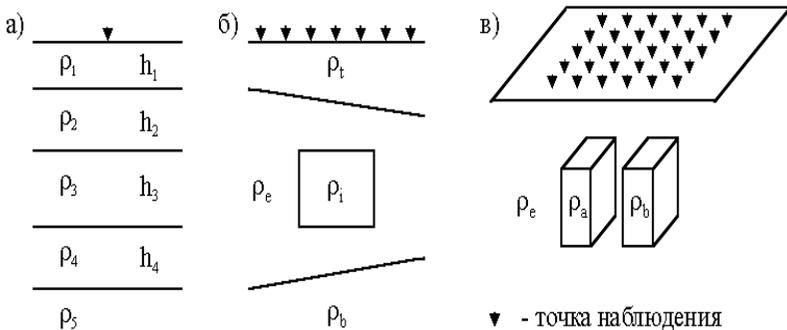


Рис. 3. Примеры геоелектрических моделей.
 а) одномерная, б) двумерная, в) трехмерная

Следующим приближением к реальным условиям электроразведки является **модель двух полупространств**, или **модель «земля-воздух»**. Подразумевается, что полупространство, заполненное воздухом, обладает бесконечно высоким сопротивлением, а земля – конечным ρ_1 . Точечный (или иной) источник тока располагается на плоской поверхности земли или внутри нее. Для описания такой модели удобно использовать прямоугольную или цилиндрическую систему координат с осью Z , направленной вниз. Модель позволяет ввести понятие нормального поля, кажущегося сопротивления.

При изучении неоднородных сред модель однородного проводящего полупространства служит базой для разделения поля на нормальную и аномальную составляющие.

Еще более сложным случаем является **модель неоднородной среды**. Наиболее сильные изменения свойств геологической среды происходят по вертикали, как в планетарном масштабе (осадочный чехол, земная кора, мантия), так и при более детальных исследованиях (слоистые осадочные толщи, смена электрических свойств пород с глубиной под влиянием изменений влажности, выветривания, температуры в районах развития мерзлоты и т.д.). Поэтому следующей по сложности после модели однородного полупространства можно считать модель среды с изменением удельного сопротивления только по вертикали. Ее называют **одномерной моделью (1D)** или **моделью $\rho(Z)$** . В этой модели различают два случая: когда $\rho(Z)$ меняется непрерывно (градиентная одномерная модель) и когда $\rho(Z)$ – кусочно-постоянная функция (горизонтально-слоистая модель – наиболее часто используемая). Модель горизонтально-слоистой среды (ГСС) является традиционной для методов зондирования, таких как ВЭЗ и др.

Под нормальным полем понимается электромагнитное поле того или иного источника над однородным изотропным полупространством с неизменными электромагнитными свойствами.

Геофизический профиль:

1. Линия на местности, вдоль которой проводятся геофизические наблюдения.
2. Геофизический разрез по этому профилю.
3. Характер изменения какой-либо величины вдоль заданного направления.

Геофизический разрез – это изображение на вертикальной плоскости физических особенностей горных пород и руд, обусловивших характер наблюдаемых геофизических полей. Различают плотностные, магнитные, электрические, сейсмические разрезы. Геофизический разрез – это физическая модель геологического разреза. При построении графиков по горизонтальной оси откладываются точки наблюдения, а по вертикали физические параметры.

Конкретному геологическому разрезу отвечает один геофизический разрез, но геофизическому разрезу может соответствовать несколько вариантов геологического разреза.

Используя комплекс физических параметров, данные бурения и результаты геофизических исследований, можно подобрать такой геологический разрез, который наиболее вероятен для данного геофизического разреза. Обычно геофизический и геологический разрезы совмещают, получая тем самым геолого-геофизический разрез. Геолого-геофизические разрезы используют при интерпретации (объяснении) результатов геофизических работ.

Электрическое профилирование – это такая модификация метода сопротивлений, при которой вдоль заданных направлений перемещается установка с постоянными разносами и определяется кажущееся сопротивление. По изменениям кажущихся сопротивлений можно судить об изменении геоэлектрического разреза вдоль этих профилей на примерно одинаковых глубинах. ЭП можно применять там, где имеется дифференциация пород по удельному сопротивлению в горизонтальном направлении.

Результаты ЭП обычно представляются в виде графиков ρ_k по профилям, карт графиков и карт сопротивлений. Интерпретация этих материалов в основном качественная, она заключается в выделении на графиках контактов пород с разными электрическими свойствами, неоднородных включений и тектонических нарушений. При качественной интерпретации по графикам ρ_k проводится визуальное выделение аномалий и, с учетом геолого-гидрогеологической обстановки, которой определяется природа полей, проводится их геологическое истолкование. По форме, интенсивности и знаку аномалий выявляется местоположение объектов, их центры, простирание, примерная форма и пространственное положение.

Список рекомендуемой литературы

1 Гаврилов В. П. Физика Земли, РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина. – М.: Недра, 2008.

Вопросы к лабораторной работе № 3

1. Каким образом создаются искусственные постоянные электрические поля?
2. Как зависит распределение тока с глубиной от расстояния между источником и точкой измерения.
3. Перечислите электромагнитные свойства горных пород.

Лабораторная работа № 4.
Тепловое поле и энергетика Земли.
Теплофизические свойства минералов и горных пород

Цель занятия: ознакомиться с теорией об источниках теплового поля и закономерностях его распространения в земной коре.

Задание:

1. Изучить теорию распределения теплоты в недрах Земли.
2. Расчёт теплофизических свойств осадочного, гранитного и базальтового слоёв земной коры. Требуется рассчитать объёмную теплоёмкость и температуропроводность осадочного, гранитного и базальтового слоев земной коры.
3. Результаты представить в виде таблицы 3.
4. По результатам работы делаются краткие выводы.

Методические указания

Терморазведка основывается на изучении распределения теплового поля Земли. Глубинный тепловой поток, идущий к поверхности, отражает литологические, тектонические и другие особенности строения земной коры.

Распределение температур на поверхности Земли и в ее недрах, таким образом, естественное тепловое поле Земли – определяется:

1. Пространственным распределением и мощностью источников тепла. Этими источниками являются солнце, атмосферные осадки, радиоактивные элементы, химические реакции, кристаллизация, уплотнение и другие процессы.
2. Способностью пород к теплообмену – передаче тепловой энергии.
3. Пространственным распределением пород с различной теплопроводностью.

Изучение теплового состояния земных недр включает теоретическое и экспериментальные исследования параметров теплового поля.

Основные показатели теплофизических свойств:

1. Теплопроводность (λ – коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К)) – процесс распределения теплоты от более нагретых к

менее нагретым объемам неравномерно нагретого вещества, способствующий выравниванию температуры среды.

В 1822 году Жан Батист Фурье установил связь градиента температуры с плотностью теплового потока. Эта связь стала называться Законом Фурье, который формулируется, как количество переносимой энергии определяется как плотность теплового потока, пропорциональное градиенту температуры:

$$q = \lambda \cdot \text{grad } T, \quad 6$$

где q – плотность теплового потока, $\text{grad } T$ – температурный градиент, λ – коэффициент пропорциональности, названный коэффициентом теплопроводности или просто теплопроводность.

Иными словами теплопроводность λ – это физический параметр, характеризующий интенсивность процесса теплопроводности в веществе, численно равный плотности теплового потока q , при градиенте температуры $\text{grad } T$, равном единице. Формула коэффициента пропорциональности:

$$\lambda = q / \text{grad } T \quad 7$$

Плотность теплового потока q – это вектор направленный в сторону, противоположную градиенту температуры и, численно равный количеству теплоты, проходящий через единицу площади изометрической поверхности в единицу времени.

Единица измерения теплопроводности в системе СИ Вт/(м·К), в системе СГС кал/(см·°С).

2. Теплоемкость – количество теплоты, которое необходимо подвести к телу, чтобы повысить его температуру на 1К. Теплоемкость единицы массы вещества называется удельной теплоемкостью. Единица измерения в системе СИ Дж/кг·К, в системе СГС кал/г °С.

Формула:

$$C = Q / m(T_2 - T_1), \quad 8$$

где Q – количество теплоты, m – масса тела; $T_2 - T_1$ разность температур на которую изменилась температура тела массой m при проведении к нему количества теплоты Q .

3. Температуропроводность (a , м²/с) – это величина, характеризующая скорость изменения (выравнивания) температуры. Численно равна отношению теплопроводности к теплоемкости единицы объема вещества. Выражается в единицах м²/с. Вычисляется:

$$a = \lambda / C\sigma,$$

9

где $C\sigma$ – объемная теплоемкость.

Наиболее распространенный способ изучения термических свойств – метод стационарного режима и динамического разогрева. Термические свойства обычно определяется в лабораторных условиях. В полевых условиях с помощью термокаротажа измеряют температуру в скважинах. Зная термические параметры, изученные на образцах, и распределение температуры в вышестоящей скважине, можно определить тепловой поток

Теплофизические параметры элементов и минералов

Твердая фаза

Коэффициент теплопроводности λ зависит от минерального состава, формы, размеров и пространственных ориентации кристаллов или зерен, а также температуры и давления.

Самая высокая теплопроводность наблюдается у самородных элементов. Наибольшее значение λ наблюдается у серебра и численно равна $418 \div 420$ Вт/(м·К). Высокая теплопроводность самородных элементов связана с тем, что тепловая энергия в них передается через твердую фазу непосредственным соприкосновением молекул, атомов и ионов, находящихся в тепловом движении, или диффузией свободных электронов (в самородных металлах) (У.И. Моисеенко, «Петрофизика», 1992 г).

Присутствие в составе минералов элементов с высокой теплопроводностью (от 50 до 300 Вт/(м·К)) нередко повышает минеральную теплопроводность. Неодинаковая плотность упаковки тоже влияет на теплопроводность. Чем больше межатомное расстояние, тем меньше теплопроводность.

Большинство минералов, слагающих горные породы обладают значительно меньшей теплопроводностью.

Примерный ряд убывания λ для минералов:

<i>Группы минералов</i>	λ , Вт/м·К
Сульфиды	20
Оксиды	10
Хлориды	6
Карбонаты	4
Силикаты	4
Сульфаты	3,5

Теплоемкость минералов изменяется от 0,125 до 2÷4 кДж/кг·К и зависит, в основном от химического состава и структуры.

Жидкая фаза – В условиях жидкой фазы **коэффициент теплопроводности** λ пропорционален **удельной теплоёмкости** C_m , плотности δ , среднему молекулярному расстоянию L и скорости перемещения молекул от горячего слоя к менее нагретому:

$$\lambda = \sigma \cdot C_m \cdot V \cdot L \quad 10$$

Для воды и нефти основные показатели λ и C_m составляют:

вода $\lambda \approx 0,6$ Вт/(м·К), $C_m \approx 4000$ Дж/(кг·К);

нефть $\lambda \approx 0,14$ Вт/(м·К), $C_m \approx 2000$ Дж/(кг·К).

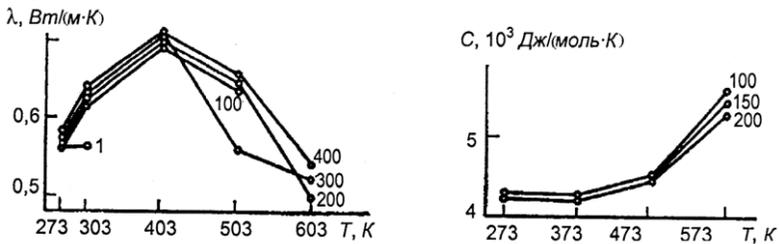


Рис. 4. Зависимость теплопроводности и теплоемкости воды от температуры и давления (по В.С.Чиркину).

Шифр кривых – $P \cdot 10^{-5}$ Па

Как следует из рис. 4, уменьшение теплопроводности воды начинается примерно после 420 К. Это связано с уменьшением притяжения между молекулами жидкости. Теплоёмкость воды уменьшается с ростом давления. Присутствие нефти в породах снижает их теплопроводность, поскольку коэффициент теплопроводности равен 0,13÷0,14 Вт/(м·К).

Теплофизические параметры горных пород

Тепловые свойства горных пород в значительной мере определяются особенностями их внутреннего строения:

- свойствами и соотношением слагающих минералов;
- соотношением различных фаз (твёрдой, жидкой и газообразной);
- текстурой породы, ее анизотропией;
- структурой порового пространства, формой и размерами пор;
- свойствами цемента.

Магматические породы

Теплопроводность λ обусловлена в основном λ твердой фазы ввиду большой δ и малых $k_{п}$, $\lambda_{ср} \approx 2,3 \div 4,3$ Вт/(м·К).

Закономерных изменений λ в ряду кислые–ультраосновные не наблюдается (рис. 5).

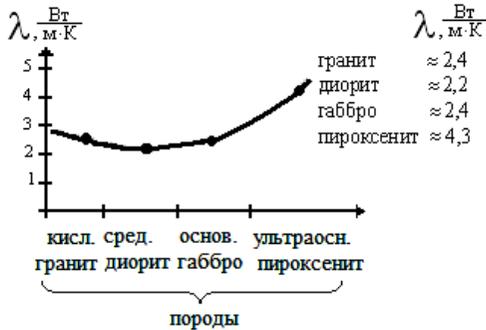


Рис. 5. Изменение показателя теплопроводности в щелочноземельном ряду магматических пород (по Н.Е. Фоменко)

Теплопроводность λ эффузивных пород меньше λ интрузивных в силу структурных особенностей. Самая низкая теплопроводность у щелочных пород ($\lambda \approx 2,04$ Вт/(м·К)). Наибольшая λ у кислых вулканитов (кварцевые порфиры) $\approx 4,5$ Вт/(м·К).

Удельная теплоемкость C_m у магматических пород изменяется в пределах от 0,450 до 2,130 кДж/(кг·К). Закономерных изменений C_m в ряду кислые–ультраосновные, как и для показателя λ , не наблюдается (рис. 6).

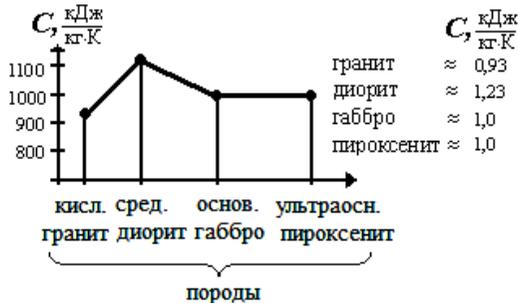


Рис. 6. Изменение показателя удельной теплоёмкости в щелочно-земельном ряду магматических пород (по Н.Е. Фоменко)

Метаморфические породы

Теплопроводность λ в метаморфических породах характеризуется более широким диапазоном, чем у магматических пород. Он составляет $\lambda \approx 0,55 \div 7,6$ Вт/(кг·К). В полиминеральных образованиях λ ниже, чем в мономинеральных.

Удельная теплоёмкость C_m изменяется в метаморфических породах в диапазоне $C \approx 300 \div 1720$ Дж/кг.

Изменения показателей λ и C_m преимущественно определяются вещественно-петрографическим составом пород и в некоторой степени пористостью.

Осадочные породы

Тепловые свойства осадочных горных пород в значительной мере определяются особенностями их внутреннего строения:

- свойствами и соотношением слагающих их минералов;
- соотношением различных фаз;
- текстурой породы, ее анизотропией;
- структурой порового пространства, формой и размерами пор;
- свойствами цемента и др.

Наличие в породах порового пространства, заполненного флюидом, резко осложняет процесс переноса теплоты, складывающегося из кондуктивной теплопередачи внутри отдельной твердой частицы, в местах соприкосновения частиц, а также теплопередачи на поверхности контакта *твердая фаза – поровое пространство* и конвективной теплопередачи в заполнителе порового пространства.

С уменьшением размеров зерен происходит уменьшение теплопроводности. Однако, это влияние проявляется только в тонкодисперсных средах.

В слоистых средах теплопроводность вдоль слоистости выше, чем перпендикулярно слоистости. Коэффициент анизотропии теплопроводности слоистых горных пород составляет $1,1 \div 1,5$.

По значениям тепловых характеристик в осадочных породах можно выделить три группы:

- песчано-глинистые отложения с резко меняющейся теплопроводностью в зависимости от степени литификации осадков;

- плотные хомогенные осадочные отложения (известняки, доломиты, каменная соль) с повышенной теплопроводностью;
- каустобиолиты (торф, угли, углеродистые горючие сланцы) с низкой теплопроводностью и высокой теплоемкостью.

В породах ряда **конгломераты - гравелиты - песчаники - алевролиты - аргиллиты** наблюдается четкая закономерность: уменьшение теплопроводности с уменьшением размера зерен. Это обусловлено либо возрастанием контактного теплового сопротивления в тонкозернистых породах, либо уменьшением передачи теплоты в пористой среде за счет ослабления конвективного переноса.

В ряду **известняк - мергель - глина** с ростом глинистости теплопроводность убывает. Характерным для глин является высокая теплоемкость, достигающая значений 3500 Дж/(кг·К). В свою очередь доломиты (основной породообразующий минерал доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ обладают большими величинами тепло- и температуропроводности, чем известняки (основной породообразующий минерал кальций CaCO_3). Доломиты имеют и более высокую теплоемкость, чем известняки. Это связано с различиями в теплоемкости минералов доломита (0,92-10 Дж/(кг·К)) и кальцита (0,04÷10³ Дж/(кг·К)). Теплопроводность плотных известняков составляет 2,54÷3,28 Вт/(м·К) при $\lambda_{\text{ср}}=2,91\div2,96$ Вт/(м·К). Пониженные значения теплопроводности (1,69÷2,08 Вт/(м·К)) присущи трещиноватым, кавернозным известнякам.

Диапазон **теплопроводности** у осадочных пород более широкий, чем у метаморфических пород $\lambda \approx 0,1\div7,5$ Вт/(кг·К). Наименьшая $\lambda=0,1$ (уголь, торф), наибольшая $\lambda=7,5$ (каменная соль, влажный песок).

Ряд увеличения λ : **глины → аргиллиты → пески → алевролиты → известняки → доломиты → каменная соль.**

Для песчаников характерны небольшие вариации λ .

Удельная теплоёмкость осадочных пород C_m варьирует в пределах $\approx 420\div4650$ Дж/(кг·К).

Тепловые характеристики осадочных пород представлены в таблице 3.

Таблица 3

Тепловые характеристики осадочных пород
(по Н.Е. Фоменко)

Порода	λ , Вт/(м·К)		a , 10^{-7} м ² /с		С, Дж/(кг·К)	
	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее	пределы
Песчаник	1,81	0,24-4,41	9,58	2-19,72	925	544-1629
Алеврит	1,65	0,22-3,79	10,4	4,3-16,1	894	322-1466
Аргиллит	1,32	0,25-3,12	7,84	2,1-11,6	846	508-1004
Глина	1,6	0,12-3,1	5,88	0,51-11,56	1361	419-3546
Доломит	3,24	1,63-6,5	12,44	8,26-16,8	1088	648-1465
Известняк	2,37	0,64-3,7	10,27	3,55-17,28	897	623-1273

Закономерности пространственных изменений тепловых свойств достаточно сложны. Для их выявления следует учитывать как можно больший набор геолого-геофизических факторов.

Список рекомендуемой литературы

1. Гаврилов В. П. Физика Земли, РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина. – М.: Недра, 2008.

Вопросы к лабораторной работе № 4

1. Чем объясняется высокая теплопроводность самородных элементов?
2. Какие факторы оказывают влияние на теплопроводность горных пород?
3. От чего зависит и от чего не зависит теплоемкость горных пород?
4. Какая величина является основной характеристикой теплового поля Земли?

Лабораторная работа № 5

**Продольный годограф однократно отраженной волны
от наклонной плоской границы раздела двух сред
без ввода и с вводом статической поправки**

Цель занятия: ознакомиться с основными типами волн в среде с одной наклонной границей.

Задание:

1. Среда состоит из двух слоёв, разделённых одной наклонной границей. Вычислить значения продольного годографа по формуле. Источник колебаний расположен на поверхности, в точке с

координатой $x=0$. Точки наблюдения (сейсмоприемники) расположены на оси x вдоль профиля (рис.8).

2. Рассчитать статическую поправку за ЗМС по формуле и ввести ее в значения годографа t .

4. Построить новый график годографа с учтенной поправкой.

5. Сделать заключение о характере поведения левой и правой ветвей годографа, если пункт взрыва (источник сейсмических волн) находится в точке $x=0$. Проанализировать годографы и оценить направление и угол наклона границы раздела сред.

Методические указания

Сейсмология дала первые сведения о различном строении земной коры под океанами и континентами, первые оценки мощности земной коры и физические параметры вещества, слагающего земную кору. На стационарных сейсмических станциях ведётся круглосуточное наблюдение за землетрясениями.

Физико-геологической основой применения сейсмологии (сейсморазведки), как для решения геологоразведочных задач, так и задач прямых поисков залежей нефти и газа, является дифференциация геологического разреза по совокупности физических свойств (плотность, скорость, коэффициент поглощения), влияющих на особенности распространения упругих волн.

Упругость – свойство веществ сопротивляться воздействию механических напряжений. Если не превышен предел упругости – деформации обратимы, т.е. восстанавливается форма. Твердые тела – изменяется объем и форма. Жидкости и газы – изменяется объем.

Изменяется объем – объемная деформация, изменяется форма – деформация сдвига.

Скорость распространения волн в упругих средах

Под влиянием деформации в твердых упругих бесконечных средах возникают волны продольные (P) и поперечные (S).

Продольные волны – волны расширения-сжатия, распространяются в любой среде – газах, жидкостях, твердых телах. Именно продольные волны вызывают звуковые явления.

Поперечные волны – волны, обусловленные распространением поперечных деформаций сдвига в среде; возникают только в твердых телах, так как в жидкостях и газах сопротивление сдвигу отсутствует.

Волны P и S распространяются по всему объему и называются объемными. На поверхности в твердых телах возникают поверхностные волны в силу изменения сопротивления перемещению частиц в сторону свободной поверхности.

Поверхностные волны:

1) Рэлея – частицы колеблются по траектории в вертикальной плоскости.

2) Лява – частицы колеблются по траектории в горизонтальной плоскости.

Сейсмические волны – волны низкой частоты, которые вызываются ударом, взрывом, землетрясением. Эти волны быстро затухают.

Характер распространения упругих колебаний в горных породах определяется их акустическими параметрами, важнейшим из которых является скорость распространения упругих волн.

Распространение упругих волн в массивах наблюдается вдоль сейсмических профилей. При известной длине S профиля и времени прихода упругой волны t в точку наблюдения имеем:

$$V_k = \frac{S}{t}, \quad 11$$

V_k – кажущаяся скорость, так как реальный путь волна проходит не по прямой профиля, а с отклонениями.

Годографом называется график зависимости времени прихода волны t от расстояния x между сейсмоприемниками и пунктом взрыва.

Сейсмический годограф – это зависимость времени t пробега упругой волны из ПВ в ПП от координат ПП относительно ПВ.

В теории сейсмических годографов местоположение источника часто принимают за начало системы координат. Для упрощения анализа чаще всего принимается допущение $z_0=0$, т.е. поверхность наблюдений плоская.

В зависимости от типа регистрируемых сейсмических волн, образующихся при наличии одной границы раздела упругих свойств различают годографы *прямой, отраженной и преломленной волн*.

Волна, приходящая к изучаемой точке непосредственно от пункта возбуждения, называется прямой. Годограф такой волны – прямая линия, выходящая из начала координат (рис. 7).

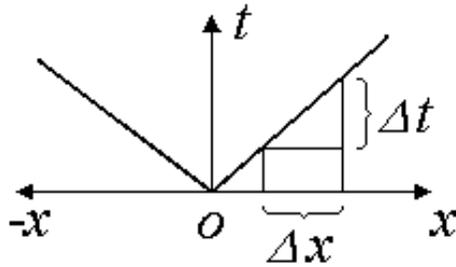


Рис. 7. Годограф прямой волны

Скорость упругих волн в массиве по годографу прямых волн определяется по формуле:

$$V = \frac{\Delta x}{\Delta t}. \quad 12$$

Годограф отраженных волн – гипербола, где в пункте возбуждения при $x=0$ время прихода отражённой волны $t=t_0>0$ за счет отражения от границы раздела двух сред (рис.8).

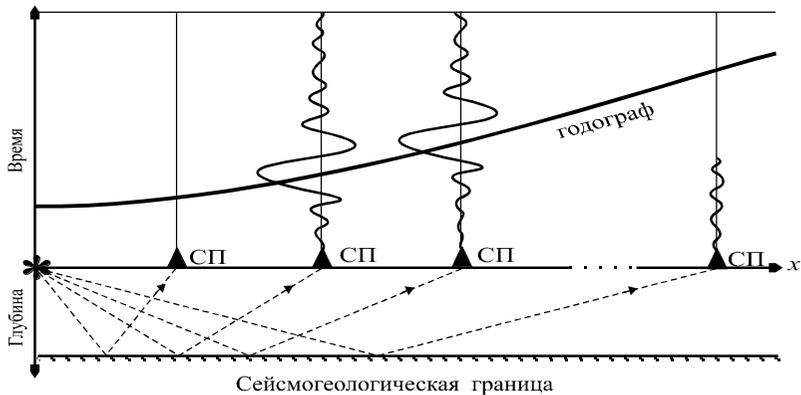


Рис. 8. Модель среды и система наблюдений

Прямая волна Р, достигнув границы слоя, создает монотипные и обменные отраженные волны. В случае линейных наблюдений известно уравнение продольного годографа отраженной волны:

$$t(x) = \frac{1}{v} \sqrt{4h^2 + x^2 + 4hx \sin(\pm\varphi)}, \quad 13$$

где $\Delta\phi$ – угол между линией наблюдения на дневной поверхности и проекцией этой линии на наклонную отражающую границу.

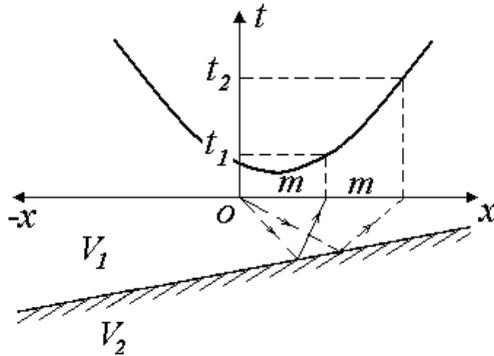


Рис. 9. Годограф отражённой волны

При разработке теоретических основ обработки и интерпретации данных полевых сейсмических съемок предполагается, что пункты возбуждения и приема волн размещены на плоскости или линии, которые залегают горизонтально (рис. 9). Кроме того делается предположение, что покрывающая первую сейсмическую границу геологическая средняя часть разреза является однородной и изотропной.

Сейсморазведка изучает распространение упругих волн в физико-геологической среде. Характер их поведения зависит от особенностей геологического строения и свойств (способностей) горных пород передавать упругую энергию в виде сейсмических волн. Упругие свойства характеризуются модулями Юнга и Пуассона. Их значения для горных пород зависят от литологического состава, условий их формирования и развития, условий их современного залегания. Лабораторными исследованиями установлено, что модуль Юнга для различных пород варьирует в широких пределах, а модуль Пуассона изменяется от 0,2 до 0,35. Это значит, что и скорости распространения сейсмических волн, которые определяются этими модулями, для различных горных пород существенно разные.

В сейсморазведке реализуется система поправок, вносимых в наблюдаемый годограф, которые исключают (уменьшают) влияние изменяющихся особенностей верхней части геологического разреза (ЗМС), глубины источника h_v и высоты установки сейсмоприемника h_c .

Ниже приведены временные поправки:

а) за ЗМС $\Delta t_z = h_z/V_z - h_z/V_0$; (1)

б) за рельеф $\Delta t_r = h_c/V_0$; (2)

в) за точку взрыва $\Delta t_v = h_v/V_0$; (3)

Статическая поправка – это разность действительного времени регистрации волны и расчетного времени ее прихода при условии, что точка возбуждения и приема колебаний находятся на заданной линии приведения.

Статическими поправками времени регистрируемых волн приводят к горизонтальной поверхности (линии приведения), которую обычно располагают ниже поверхности земли. Величина статической поправки не зависит от времени регистрации волны и она постоянна для всей сейсмической трассы.

Статические поправки рассчитывают по наблюдениям в неглубоких скважинах или используя метод преломленных волн. В процессе дальнейшей обработки сейсмической информации они могут неоднократно корректироваться.

Список рекомендуемой литературы

1. Гаврилов В. П. Физика Земли, РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина. - М.: Недра, 2008.
2. Воскресенский. Ю.Н. Полевая геофизика: Учеб. для вузов – М.: ООО «Издательский дом Недра», 2010 –479с.

Вопросы к лабораторной работе № 5

1. Что такое годограф? Какой вид имеет годограф прямой, отраженной и преломленной волн?
2. В каком случае годограф отраженной волны отличается от гиперболического?
3. Какие условия необходимы для возникновения на сейсмической границе отраженных (головных, преломленных) волн?
4. При каких условиях геологическая граница будет являться одновременно отражающей и преломляющей?

2. Список рекомендуемой литературы

Основная литература

1. Гаврилов В. П. Физика Земли : учеб. для вузов по спец. 130201 "Геофиз. методы поисков и разведки месторождений полез. ископаемых", рек. УМО РФ / В. П. Гаврилов, РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина. – М.: Недра, 2008. – 286с. (в библиотеке УдГУ 26 шт.)
2. Павлов А. Н. Геофизика. Общий курс о природе Земли. Учебник. – СПб.: изд. РГГМУ, 2006. – 454с. (в библиотеке УдГУ 25шт.)
3. Смирнов В. В. Физика Земли. Ч.1 / В. В. Смирнов. - Челябинск: [Сити Принт], 2011. – 143с. (в библиотеке УдГУ 2шт.)

Дополнительная литература

4. Добрынин В. М. и др. Петрофизика (Физика горных пород). М.: Нефть и газ, 2004. – 367с. (в библиотеке УдГУ 11шт.)
5. Серкерев С. А. Гравиразведка и магниторазведка. М.: Недра, 2006. – 479с. (в библиотеке УдГУ 3шт.)
6. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 1978 - 191с. : ил.; карт. (в библиотеке УдГУ 1шт.)
7. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Не-дра, 1965, (переиздание – М.: Наука, 2006). 379с.
8. Пушаровский, Ю. М. Геология мантии Земли / Ю. М. Пушаровский, Д. Ю. Пушаровский, РАН, Геол. ин-т, Моск. гос. ун-т им. М. В. Ломоносова, Геол. фак., Рос. фонд. фундам. исслед. – М.: ГЕОС, 2010. – 138с. (в библиотеке УдГУ 1 шт.)
9. Чечкин С.А. Основы геофизики: Учеб.пособие / С.А. Чечкин. - Л.: Гидрометеоздат, 1990. – 287с. (в библиотеке УдГУ 2шт.)
10. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560с. (в библиотеке УдГУ 11 шт.)

Интернет-ресурсы

1. Пантелеев В.Л.. Физика Земли и планет. Курс лекций. См. на сайте «Всё о геологии» <http://geo.web.ru/>
2. WebGeology. Демонстрации. <http://www.ig.uit.no/webgeology/>
3. Global Earth Physics. Handbook of Physical Constants.
<http://www.agu.org/reference/geophys.html>
4. Жарков В.Н. Геофизические исследования планет и спутников. http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2003/scpub-3.htm#begin

3. Термины и определения

Абсолютное измерение силы тяжести – измерение, при котором определяется абсолютное значение силы тяжести в данном гравиметрическом пункте.

Анизотропия удельного электрического сопротивления – зависимость удельного сопротивления от направления пропускания постоянного тока через горную породу.

Аномалия силы тяжести – разность между измеренным и нормальным значениями силы тяжести в данном гравиметрическом пункте.

Вариация (силы) тяжести – изменение силы тяжести во времени в данной точке.

Геоид – фигура Земли, образованная уровенной поверхностью, совпадающей с поверхностью Мирового океана в состоянии полного покоя и равновесия и продолженной под материками.

Геотермическая разведка; терморазведка – геофизическая разведка, основанная на исследования тепловое поле Земли.

При терморазведке измеряют температурное поле Земли, его вертикальный градиент или тепловой поток. В основном исследуются естественные тепловые поля. Основными методами терморазведки являются: радиотепловая (РТС) и инфракрасная (ИКС) съёмка; термические исследования на суше и акваториях.

Геотермическая ступень – интервал глубины земной коры, на котором температура повышается на 1°C. Величина ступени изменяется не только от глубины, но и от основных структур земной коры.

Геотермический градиент (Г.г.) – величина, на которую повышается температура горных пород с увеличением глубин залегания на каждые 100 м. В среднем для глубин коры, доступных непосредственным температурным измерениям, величина Г. г. принимается равной приблизительно 3°С. Г. г. меняется от места к месту в зависимости от форм земной поверхности, теплопроводности горных пород, циркуляции подземных вод, близости вулканических очагов, различных химических реакций, происходящих в земной коре. Закономерный рост температуры с увеличением глубины указывает на существование теплового потока из недр Земли к поверхности. Величина этого потока равна произведению Г. г. на коэффициент теплопроводности.

Геофизическая аномалия – отклонение измеренного геофизического поля Земли от нормального поля, обусловленное различием физических свойств горных пород и неоднородностью их состава и строения.

Гравиразведка (*гравиметрическая разведка, гравитационная разведка*) – геофизический метод, основанный на изучении поля силы тяжести с целью исследования геологического строения земной коры, поиска и разведки месторождений полезных ископаемых.

Гравиметр – прибор, предназначенный для измерения силы тяжести.

Гравиметрическая карта – карта с топографической основой, на которой отображены результаты вычисления аномалий силы тяжести.

Гравиметрический пункт – пункт с известными значениями координат и значения силы тяжести.

Главный гравиметрический пункт России – гравиметрический пункт Государственной фундаментальной гравиметрической сети России, принятый в качестве главного исходного пункта России и связанный с Международной гравиметрической сетью.

Гравиметрическая съемка – проведение измерений силы тяжести на гравиметрических пунктах, расположенных в данной местности, и определение координат и высот этих пунктов.

Денситометр – прибор, предназначенный для измерения плотности образца горной породы.

Диамагнетики – вещества, атомы, ионы, молекулы которых при отсутствии внешнего намагничивающего поля не имеют результирующего магнитного момента, образованного обращением электронов вокруг ядра. Если на такие вещества воздействовать внешним полем, то возникнет результирующий магнитный момент, который будет направлен в противоположном направлении внешнему полю, т. к. для диамагнетиков χ отрицательна.

Диполь (от Ди... и греч. *pólos* – полюс) – электрический, совокупность двух равных по абсолютной величине разноимённых точечных зарядов, находящихся на некотором расстоянии друг от друга. Основной характеристикой электрического Д. является его дипольный момент — вектор, направленный от отрицательного заряда к положительному и численно равный произведению заряда e на расстояние l между зарядами: $p=el$.

Дифракция – это явление огибания падающей волной объекта (точки дифракции), размеры которого меньше длины волны. Это явление приводит к образованию дифрагированной волны, которая фиксируется в пунктах приема. Точкой дифракции может быть выступ отражающей границы, край сброса или другого разрывного нарушения.

Земной магнетизм – магнитное поле Земли, существование которого обусловлено действием постоянных источников, расположенных внутри Земли (Гидромагнитное динамо) и создающих основной компонент поля (99%), а также переменных источников (электрических токов) в магнитосфере и ионосфере (1%). Напряженность геомагнитного поля T убывает от магнитных полюсов к магнитному экватору от 55,7 до 33,4 А/м. Элементы земного магнетизма: T – вектор напряженности магнитного поля; H – горизонтальная составляющая поля; угол D – склонение магнитное; угол I – наклонение магнитное.

Земной эллипсоид – эллипсоид, который характеризует фигуру и размеры Земли.

Изоаномала (силы) тяжести – линия равных значений аномалий силы тяжести на гравиметрической карте.

Изодинами – изолинии полной напряжённости земного магнитного поля или её составляющих.

Изохронны – уровенные поверхности поля времен.

Инверсия геомагнитных полюсов – изменение направления

геомагнитного поля на обратное с интервалами от 0,5 до 50 млн. лет.

Интенсивность намагничивания – магнитный момент, приходящийся на единицу объема.

Коэффициент анизотропии – степень различия по УЭС тонкослоистого разреза при пропускании тока (ориентировки электроразведочной установки) вкрест и вдоль слоистости.

Маятниковый прибор – динамический гравиметр, в котором для измерения силы тяжести измеряется период колебаний одного или нескольких физических маятников.

Маятниковый комплекс – комплекс, состоящий из нескольких маятниковых приборов.

Международная гравиметрическая сеть – гравиметрическая сеть, состоящая из исходных гравиметрических пунктов национальных гравиметрических сетей и объединенная высокоточными гравиметрическими связями и совместным уравниванием результатов измерений.

Магнитные аномалии – отклонения элементов геомагнитного поля от элементов поля намагниченной сферы.

Магнитная восприимчивость – способность горных пород намагничиваться под воздействием внешнего магнитного поля.

Магнитный диполь – система двух разноименных точечных масс, расстояние между которыми мало по сравнению с расстоянием до точек измерений.

Магнитосфера – область вокруг Земли, занятая магнитным полем.

Магнитная постоянная – магнитная проницаемость вакуума ($\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м).

Метод отраженных волн (МОВ) – наиболее распространенный метод сейсморазведки, применяемый при поисках и детальной разведке полезных ископаемых. Он основан на регистрации отраженных упругих волн, которые лучше всего прослеживаются вблизи пунктов возбуждения (ПВ), где отсутствуют преломленные волны и многократно отраженные волны-помехи.

Нормальное значение (силы) тяжести (γ) – значение силы тяжести, соответствующее принятой теоретической модели Земли.

Напряжённость магнитного поля – векторная физическая величина (H), являющаяся количественной характеристикой магнитного поля и не зависит от магнитных свойств среды. В

вакууме H совпадает с магнитной индукцией B . В среде H определяет тот вклад в магнитную индукцию B , который дают внешние источники поля: $H = B - 4\pi j$ (в системе единиц СГС), или $H = (B/m_0) - j$ (в СИ), где j - намагниченность среды.

Если ввести относительную магнитную проницаемость среды m , то для изотропной среды $H = B/m_0m$ (в СИ).

Единицей Напряжённость магнитного поля в СИ является ампер на метр (а/м), в системе единиц СГС - эрстед (э); $1 \text{ а/м} = 4\pi \times 10^{-3} \text{ э}$.

Отклонение отвесной линии (*уклонение отвесной линии; уклонение отвеса*) – угол между отвесной линией и нормалью к поверхности земного эллипсоида в данной точке.

Отвесная линия – прямая, совпадающая с направлением действия силы тяжести в данной точке.

Остаточная намагниченность – часть полной намагниченности ферромагнитных объектов после прекращения действия внешнего магнитного поля.

Однородное магнитное поле – поле, в котором величина и направление вектора напряженности поля остаются неизменными в каждой точке рассматриваемого пространства.

Плотность (σ) – называется физическое свойство вещества (горной породы), определяемое отношением его массы к его объему (объемная плотность). Удельный вес вещества (горной породы) δ связан с объемной плотностью σ соотношением $\sigma = \delta \cdot g$, где g – ускорение силы тяжести. Размерность плотности г/см^3 (кг/м^3). Плотность горных пород существенно зависит от их пористости. Плотность пород осадочного чехла и кристаллического фундамента изучается в лабораторных условиях по керну из скважин. Анализ плотностных характеристик пород осадочного чехла показал, что значения плотности существенно зависят не только от литологических свойств пород, но от их возраста, тектоники региона и глубины залегания.

Профильная (гравиметрическая) съемка – гравиметрическая съемка, результаты которой позволяют получить характеристику изменений силы тяжести только вдоль заданной линии.

Поле (силы) тяжести – область пространства, в которой каждой точке соответствует некоторое определенное значение силы тяжести.

Поле времен – это некоторая область среды, в каждой точке которой задано значение времени прихода фронта (или некоторой фазовой поверхности) данной волны.

Полевые геофизические исследования; полевая геофизика – исследования физических полей Земли (геофизических полей), проводимые на поверхности Земли, на акваториях, в воздухе, из космоса.

Прямая задача гравиразведки – определение поля силы тяжести по заданному распределению его источников.

Принцип Гюйгенса – каждая точка среды, до которой дошло возмущение, является, в свою очередь, центром вторичных волн, а поверхность, огибающая фронты вторичных волн, представляет собой положение фронта действительной волны.

Принцип Ферма – действительным путём распространения волны является путь, по которому время пробега минимально.

Редуцирование – приведение к какому-то уровню с помощью поправок.

Сила тяжести (*ускорение силы тяжести, ускорение свободного падения*); g (гравиразведка) – равнодействующая силы тяготения и центробежной силы вращения Земли вокруг оси, отнесенная к единице массы тела. Единица измерения силы тяжести – миллигал. $1 \text{ мГал} = 10^{-5} \text{ Н/кг} = 10^{-5} \text{ м/с}^2$.

Сейсмическая трасса – запись сейсмических волн, зарегистрированная сейсмоприемником в одной точке на поверхности при неизменном положении источника колебаний, представляет.

Сейсморазведка – совокупность средств и приемов, применяемых для изучения распространения в геологической среде сейсмических волн определенного типа. В зависимости от типа используемых волн различают метод отраженных волн (МОВ) и метод преломленных волн (МПВ).

Упругость - это свойство природных объектов сопротивляться изменению их объема и формы вследствие механических напряжений.

Уровенный эллипсоид – Земной эллипсоид, на поверхности которого потенциал силы тяжести всюду имеет одно и то же значение.

Электроразведка – геофизическая разведка, основанная на изучении естественных и (или) искусственно возбуждаемых электрических и электромагнитных полей в земной коре. Физической основой электроразведки является различие горных пород по их удельному электрическому сопротивлению, диэлектрической проницаемости, магнитной восприимчивости и другим электромагнитным свойствам.

Электромагнитное поле – это сумма электрического и магнитного полей приводящих к существованию в земной коре электромагнитных волн. В классической физике электромагнитной поле описывается системой уравнений Максвелла. Взаимодействие электромагнитного поля с материальными средами вызывает деформацию этого поля в зависимости от их электрических свойств.

Эрстед (э) – единица измерения напряженности магнитного поля. Это напряженность магнитного поля на расстоянии 2 см от бесконечно длинного прямолинейного проводника, по которому протекает ток силой в одну абсолютную электромагнитную единицу тока.

Эффективная плотность (геологического объекта) – разность значений плотности геологического объекта и вмещающей его горной породы.

Ядерная геофизика – раздел разведочной геофизики, основанный на изучении распределения в земной коре естественных и искусственно созданных радиационных полей. Предложение использовать скорость радиоактивного распада элементов в качестве эталона времени для определения возраста пород, высказанное П. Кюри и Э. Резерфордом в 1902 г., было в 1907 г. реализовано Б. Болтвудом: по изотопам свинца (конечного продукта распада урана) сделаны первые определения возраста минералов. Основы поисково-разведочной радиометрии в СССР были заложены в середине 20-х гг. XX в.

Учебное издание

Автор-составитель
Наталья Григорьевна Истомина

Физика Земли

Методические указания к выполнению
лабораторных работ

Авторская редакция

Отпечатано с оригинал-макета заказчика

Подписано в печать 25.06.17. Формат 60x84 1/16.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 3,31. Уч.-изд. л. 2,74.
Тираж 25 экз. Заказ №970

Типография

Издательского центра «Удмуртский университет»
426034, Ижевск, ул. Университетская, 1, корп. 2
Тел. 68-57-18

