

**МГУ им. М.В. Ломоносова
Геологический Факультет
Кафедра геофизики**

**Аппаратурно-методический практикум по курсу
электроразведки**

**Лабораторная работа на тему :
ИЗМЕРЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ
ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД**

Петрофизика (физика горных пород) - это прикладной раздел наук о Земле, находящийся на стыке геологии, геофизики, а также физических исследований Земли и физики вещества. Петрофизика изучает различные физические свойства горных пород, взаимосвязи их между собой и с физическими полями Земли. Основными разделами петрофизики являются:

С точки зрения петрофизики каждая горная порода - это сложное вещество трехфазового состава, т.е. состоящее из твердой (один или несколько минералов), жидкой (вода, нефть, нефтепродукты) и газообразной (воздух, горючие газы) фаз. Физические свойства горных пород определяются прежде всего свойствами самих фаз, их количественным соотношением в породе и взаимодействием. Такие физические свойства твердой фазы, как плотность, магнитные, электрические, упругие, тепловые, ядерные, определяются, в основном, атомным строением химических элементов минералов, из которых состоит порода, соотношением твердой, жидкой и газообразной фаз, температурой и зависят от геологических факторов: термодинамических условий образования магматических пород, степени их метаморфизма, условий накопления осадочных пород, структурно-текстурных особенностей массивов пород. Используемые в геофизике физические поля Земли определяются перечисленными геофизическими свойствами горных пород.

Существующие классификации горных пород, в основу которых положен их минеральный и химический состав, отличаются от петрофизических, основанных на фазовых состояниях горных пород. Одна из таких возможных классификаций дана в табл. 1.1. В ней приведены часто встречающиеся значения некоторых физических свойств горных пород: плотностных (плотности (σ) и пористости (n)), упругих (скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) сейсмических волн), магнитных (магнитная восприимчивость (χ) и др.), электрических (удельное электрическое сопротивление (ρ) и др.), изучаемые как в петрофизике, так и в теории соответствующих геофизических методов [1].

Таблица 1.1

Породы	Плотность σ , г/см ³	Пористость n , %	Скорости упругих волн			Магнитная восприимчивость χ , 10 ⁻⁵ ед. СИ	Удельное электрич. сопр. ρ , Ом*м
			V_p , км/с		V_s , км/с		
			газонас.	водонас.			
МАГМАТИЧЕСКИЕ Ультраосновные (пироксенит, перидотит, дунит и др.)	3,2-3,3	0,1-0,5	7,5	8,5	4,5	1000-25000	10 ⁵ - 10 ⁸
Основные габбро диорит	2,9-3,0	0,01-1	6,0	6,6	3,8	300-15000	10 ⁴ - 10 ⁷
	2,7-2,8	0,01-1	5,6	6,3	3,5	1000-70000	10 ³ - 10 ⁷
Кислые гранодиорит гранит	2,7	0,2-5	4,6	6,0	3,3	100-45000	10 ³ - 10 ⁶
	2,6	0,1-3	3,0	5,5	2,8	50-40000	10 ³ - 10 ⁵
Эффузивные диабаз базальт	2,9	0,1-5	3,5	6,5	3,5	500-150000	10 ⁵ - 10 ⁶
	2,5	3-6	3,0	5,5	3,0	100-150000	10 ³ - 10 ⁷
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ Гнейсы Сланцы	2,7 2,6	0,01-1 0,01-1	3,8 3,5	5,6 4,8	3,2 3,0	100-20000 50-3000	10 ³ - 10 ⁵ 10 ³ - 10 ⁵
ОСАДОЧНЫЕ Скальные и полускальные известняк доломит мергель песчаники	2,6 2,7 2,4 2,5	2-25 2-17 5-35 2-35	2 1 1,5 1	6 5,5 4,5 4,5	3 2,5 2 1	50-2500 50-800 10-1000 50-5000	100 - 10 ⁵ 100 - 10 ⁴ 10 - 10 ³ 100 - 10 ⁴
Песчано-обломочные (рыхлые) гравийно-галечные пески	3	2-20	0,8	2,5	0,5	50-5000	100 - 10 ³
	1,3-2	2-40	0,5	2	0,2	50-2500	10 - 10 ⁴
Пластичные (глинистые) (глина, аргиллит)	1,2-2,4	2-40	1,5	2,5	0,4	10-3000	1-100

1. Магнитные свойства

Горная порода, помещенная в магнитное поле напряженности H , намагничивается под его воздействием. Характеристика поля, учитывающая намагничиванием среды, называется магнитной индукцией:

$$B = \mu_0 \cdot (H + J), \quad (1.1)$$

где J – намагниченность, равная магнитному моменту единицы объема горной породы; μ_0 – магнитная проницаемость вакуума.

Намагниченность зависит как от величины намагничивающего поля, так и от параметра χ – магнитной восприимчивости, характеризующей способность горной породы намагничиваться под действием магнитного поля:

$$J = \chi \cdot H \quad (1.2)$$

Намагниченность, так же, как и напряженность поля измеряется в ампер на метр (А/м). Порядок минимальной намагниченности горных пород – 10⁻³ А/м. Магнитная восприимчивость является безразмерной величиной, но имеет разные значения в системе СИ и СГС:

$$\chi(\text{СИ}) = 4\pi \chi(\text{СГС}) \quad (1.3)$$

Магнитную восприимчивость горных пород принято измерять в 10⁻⁵ ед. СИ, или в 10⁻⁶ ед. СГС, именно такой порядок значений имеет χ у наименее магнитных пород.

Элементарными носителями магнетизма горных пород являются электроны атома. Группа элементов, атомы которых не имеют собственных магнитных моментов называются **диамагнетиками**. Элементы, в атомах которых магнитные моменты электронов скомпенсированы не в полной мере, относятся к **ферромагнетикам** или

парамагнетикам, в зависимости от наличия или отсутствия определенного атомного магнитного порядка в кристаллах.

К диамагнитным минералам относятся самородные медь, золото, ртуть, нефть и вода, а также галенит, кварц, и другие безжелезистые минералы. К парамагнетикам относится большая группа минералов, в том числе породообразующих. Плаггиоклазы, калиевые полевые шпаты, мусковит, топаз, апатит и др. имеют относительно низкую магнитную восприимчивость, не превышающую 10^{-4} ед. СИ. Магнитная восприимчивость железосодержащих силикатов и алюмосиликатов (биотиты, амфиболиты, оливины) связана с содержанием в них ионов железа и достигает $2 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ. Более высокие значения магнитной восприимчивости этих минералов могут быть обусловлены только микропримесями ферромагнетиков.

Вещества, обладающие в отсутствие внешнего магнитного поля определенным атомным магнитным порядком, относятся к группе ферромагнетиков. Ферромагнетизм – очень редкое, но в высшей степени аномальное явление, присущее небольшому числу минералов. Появление даже незначительной примеси ферромагнитных минералов может полностью изменить магнитный облик породы. Основное значение среди ферромагнетиков играют оксиды и сульфиды металлов и в первую очередь железа, как наиболее распространенного в горных породах.

Влияние на магнитную восприимчивость нескольких факторов приводит в каждом конкретном случае породообразования к заранее не предсказуемому результату. Магнитная восприимчивость конкретных геологических тел в силу специфики термодинамических условий их образования может существенно отличаться от среднестатистических значений этого параметра для данной разновидности горной породы. В среднем по уровню магнитной восприимчивости породы располагаются в следующий ряд (начиная с наиболее магнитных): интрузивные – эффузивные – метаморфические – осадочные. Среди интрузивных пород основные породы практически всегда более магнитные, чем кислые. Это самая общая тенденция, поскольку даже внутри одной разновидности могут быть достаточно большие вариации χ , а, например железистые кварциты могут иметь магнитную восприимчивость, превышающую χ любой разновидности интрузивных пород.

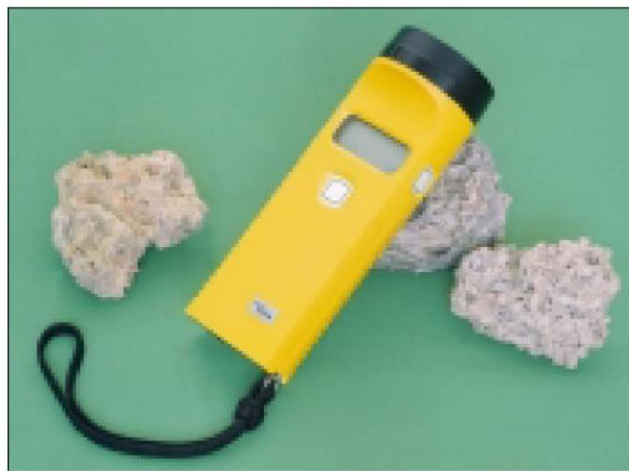


Рис. 1. Каппаметр КТ-5

Измерение магнитной восприимчивости образцов

осуществляется с помощью каппаметра КТ-5 (рис. 1.). Одно измерение состоит из четырех замеров.

Замер магнитной восприимчивости образца производится в 2 этапа:

1. Калибровка каппаметра в свободном воздухе. Для этого требуется направить измерительную площадку каппаметра в воздух, в сторону от любых объектов и нажать кнопку измерения (находится на боковой поверхности прибора).
2. Замер магнитной восприимчивости образца. Для этого, не позднее, чем через десять секунд после калибровки каппаметра необходимо приложить к измерительной площадке образец и повторно нажать кнопку измерения. Полученное на дисплее число есть значение измеренной кажущейся магнитной восприимчивости образца в ед. СИ $\times 10^{-3}$.

При измерениях следует обратить внимание на следующие факторы: 1) во избежание погрешностей в работе прибора необходимо производить все замеры вдали (не ближе 1.5 м) от работающих приборов, компьютеров; 2) измеряемый образец необходимо прикладывать к прибору наиболее плоской стороной прямо по центру измерительной площадки.

Поскольку практически все породы имеют неоднородности и анизотропию по магнитным свойствам для правильной оценки магнитной восприимчивости образца необходимо выполнить 4 замера. Между замерами образец следует поворачивать на 90° вокруг собственной оси. Полученные значения магнитной восприимчивости необходимо занести в журнал наблюдений и высчитать из них среднее значение.

Для получения значения магнитной восприимчивости измеряемого образца наиболее приближенного к истинному значению необходимо, чтобы диаметр образца был не менее диаметра измерительной площадки каппаметра, а толщина образца была не менее 6 см (именно такой объем дает отклик при измерении каппаметром). При измерениях магнитных свойств керна выдерживать необходимые размеры зачастую невозможно, так как диаметр керна составляет менее 6 см. При измерении подобных образцов необходимо вводить поправки за неполный объем образца. Образцы коллекции подобраны таким образом, чтобы поправочный коэффициент был равен 2. То есть истинное значение магнитной восприимчивости образца в два раза больше, измеренного на керне.

2. Плотностные свойства

Под плотностью горной породы понимают количество массы породы M в единице объема V :

$$\sigma = M/V \quad (2.1)$$

Единицей измерения плотности в системе СИ служит 1 кг/м^3 в системе СГС – 1 г/см^3 .

Измерения плотности на образцах производятся либо путем гидростатического взвешивания, либо с помощью специального прибора – **денситометра**. В первом случае значение плотности непористых образцов определяется по формуле:

$$\sigma = \frac{P_1}{P_1 - P_2} \quad (2.2)$$

где P_1 и P_2 – вес образца соответственно в воздухе и в воде. При измерениях на денситометре значение плотности σ отсчитывается по шкале прибора, отградуированной в г/см^3 .

В случае, если образец горной породы имеет правильную форму и мы можем вычислить его объем (V), то плотность породы рассчитывается по формуле 2.1 после простого взвешивания на высокоточных весах.

Плотность большинства горных пород изменяется в пределах от 1.6 до 3.5 г/см^3 . В порядке возрастания плотности породы выстраиваются в след ряд: осадочные, магматические, метаморфические. У магматических пород наблюдается возрастание плотности при переходе от эффузивов к интрузивным породам, а среди последних – с повышением их основности.

Можно выделить пять групп пород по плотностным свойствам:

1 группа ($0.5-1.5 \text{ г/см}^3$): породы в сухом состоянии и с высокой пористостью: глинистые, известковые илы, некоторые разновидности туфов, мела и т.д.

2 группа ($1.5-2.5 \text{ г/см}^3$): породы и руды низкой и пониженной плотности. Это – высокозольные каменные угли, антрациты, глинистые, алевролитовые, песчаные, известково-магнезиальные осадочные породы, каменные соли, гипсы, рыхлые и глинистые бокситы, графит.

3 группа ($2.5-3.5 \text{ г/см}^3$): Горные породы и вкрапления руды средней плотности. Это: плотные песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, доломиты, дуниты, габбро, граниты, кристаллические сланцы, вкрапленные сульфидные медно-никелевые руды, медные железистые и полиметаллические руды.

4 группа ($2.5-4.5 \text{ г/см}^3$). Руды повышенной и высокой плотности. Сплошные сульфидные колчеданные руды (медные, медно-никелевые, полиметаллические), магнетитовые, титаномагнетитовые, железистые кварциты.

5 группа. ($> 4.5 \text{ г/см}^3$). Руды очень высокой плотности. Некоторые разновидности сплошных оловянных, медно-колчеданных руд с ураганно высокими концентрациями рудных минералов.

3. Электрические свойства

Величина и тип электропроводности горных пород определяются рядом факторов, решающими среди которых являются: фазовый и минеральный состав породы, ее текстурно-структурное строение, температура, а также давление, которое испытывает порода. Породообразующие минералы, из которых состоит скелет породы, являются диэлектриками, газовая фаза также представляет собой изолятор электрического тока. Удельное сопротивление жидкой фазы на несколько порядков меньше породообразующих минералов. Жидкая фаза представляет собой чаще всего минерализованную воду. Она содержится в породе в виде прочносвязной, рыхлосвязной и свободной воды. Кроме того, в некоторых минералах может содержаться химически связанная вода. Электропроводность пород определяется главным образом свободной и рыхлосвязанной водой. Ясно, что фактор водонасыщенности играет главнейшую роль в формировании удельного электрического сопротивления горной породы.

Аналогичное влияние, как и водные растворы, на сопротивление горных пород оказывает присутствие в них хорошо проводящих электрический ток минералов, каковыми являются электронные проводники – рудные минералы (сульфиды, окислы некоторых металлов) и углистое вещество. Наиболее распространенными породами, сопротивление которых существенно снижено за счет проводящих включений, являются обширные горизонты углефицированных пород, чаще всего гнейсов, сланцев и песчаников. Значительные участки в земной коре занимают также сульфидизированные образования. Сульфиды в земной коре составляют 0.15% от общей массы и встречаются в различных породах в виде рассеянной вкрапленности, прожилков или сплошных скоплений. Сульфиды в большинстве своем обладают весьма малым удельным сопротивлением от 10^2 до 10^{-5} Ом·м. Поэтому большая часть массивных сульфидных скоплений (серный колчедан, различные полиметаллические, медно-никелевые, медные, пирротиновые руды) являются хорошими проводниками. Заметное снижение сопротивления пород наблюдается чаще всего при содержании в них сульфидов от 7 до 15%. Подобное отмечается и для магнетита.



Рис. 3. Прибор для измерения сопротивления на образцах «Петром».

Определение УЭС образцов правильной геометрической формы осуществляется методом вольтметра и амперметра. Для этого используется лабораторный измеритель «Петроом» (рис. 2) С помощью специальный установки через образец пропускается переменный ток частотой 100 Гц и измеряется полное сопротивление образца R. Далее по формуле

$$\rho = R \cdot S / L \quad (3.1)$$

(R-полное сопротивление образца, S-площадь поперечного сечения образца и L-его длина) определяется удельное электрическое сопротивление породы (ρ).

4. Поляризационные свойства

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

Различные способы измерения вызванной поляризации подробно описаны в разработке к лабораторной задаче «Метод вызванной поляризации» нашего практикума. Для определения η мы воспользуемся той же методикой фазово-частотных измерений, что и в задаче по ВП. Отличие заключается в 1) использовании меньшего по размерам аквариума, чтобы измеренная кажущаяся поляризуемость была максимально приближена к истинной, 2) использовании специального лабораторного генератора маленьких токов SE-02 (рис. 4).

Генератор SE-02(12) разработан в ООО «Северо-Запад» для проведения лабораторных измерений электрического сопротивления и поляризации на образцах горных пород высокого сопротивления. Генератор формирует два типа сигнала: прямоугольный разнополярный импульс, прямоугольный разнополярный импульс с паузой. Первый тип сигнала используется для измерений в режиме амплитудно-частотных или фазово-частотных измерений, второй тип сигнала – для измерений процессов ВП во временной области.

Характеристики генератора:

Диапазон частот:

Для сигнала типа «меандр»: 0.15-78 Гц;

Амплитуда выходного сигнала: 10 мкА-1 МА.



Рис. 4. Лабораторный генератор тока SE-02 для измерения на образцах.

Параметры проведения измерений:

Частота сигнала – 0.61 Гц,

Величина тока – 10 мкА.

5. РФА

Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) - один из современных спектроскопических методов исследования вещества с целью получения его элементного состава, то есть его элементного анализа. С помощью него могут анализироваться различные элементы от бериллия (Be) до урана (U). Метод РФА основан на сборе и последующем анализе спектра, полученного путём воздействия на исследуемый материал рентгеновским излучением. При облучении атом переходит в возбуждённое состояние, сопровождающееся переходом электронов на более высокие квантовые уровни. В возбуждённом состоянии атом пребывает крайне малое время, порядка одной микросекунды, после чего возвращается в спокойное положение (основное состояние). При этом электроны с внешних оболочек либо заполняют образовавшиеся вакантные места, а излишек энергии испускается в виде фотона, либо энергия передается другому электрону из внешних оболочек (оже-электрон). При этом каждый атом испускает фотоэлектрон с энергией строго определённого значения, например железо при облучении рентгеновскими лучами испускает фотоны $K\alpha = 6,4$ кэВ. Далее соответственно по энергии и количеству квантов судят о строении вещества.

По пикам полученного спектра можно качественно определить, какие элементы присутствуют в образце. Для получения точного количественного содержания необходимо обработать полученный спектр с помощью специальной программы калибровки (количественной градуировки прибора). Калибровочная программа должна быть предварительно создана с использованием стандартных образцов, чей элементный состав точно известен.

Стандартный набор из 28 элементов: Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Y, Zr, Nb, Mo, Pd, Ag, In, Sn, Sb, Hf, Ta, W, Pt, Ir, Au, Pb, Bi.



Рис. 5. Портативный рентгенофлуоресцентный анализатор химического состава.

Описание лабораторной работы

1. Подготавливаем журнал наблюдений. Образец журнала см. ниже.
2. Измеряем длину и диаметр образца (все образцы имеют цилиндрическую форму).
3. Измеряем магнитную восприимчивость образца по 2 раза с каждой стороны. Рассчитываем среднее значение, вводим поправку за размер образца.
4. Взвешиваем образец. Рассчитываем плотность породы.
5. Зажимаем образец в держателе керна (рис. 3). Подключаем измеритель удельного электрического сопротивления «Петром». Выставляем рабочую частоту (F) – 100 Гц. Проводим измерение нажатием клавиши R на лицевой панели измерителя. Записываем в журнал значение полного сопротивления образца с экрана прибора. Переворачиваем образец, проводим повторное измерение. Рассчитываем среднее значение R, записываем в журнал. Вычисляем удельное сопротивление породы по формуле 3.1.
6. Помещаем образец в аквариум. Подключаем питающие электроды к генератору SE-02. Подключаем генератор (красные клеммы) к USB-разъему компьютера. Проверяем работу управляющей программы генератора. Подключаем приемные неполяризуемые электроды к измерителю МЭРИ (Инструкция по работе с измерителем МЭРИ описана в разработке к задаче «ВП»). Устанавливаем рабочую частоту. Проводим 3 измерения фазового параметра сигнала с разным положением образца. Рассчитываем среднее значение фазового параметра и кажущуюся поляризуемость, заполняем журнал.
7. Определение элементного состава образца горной породы по результатам 2 измерений РФА. !! В таблицу вносятся только те элементы, содержание которых в породе превышает 0.1%.
8. По измеренным физическим свойствам даем предположительную характеристику породы, наличие рудных минералов.

№№ образца	Длина, см	Площадь сечения, см ²	Объем, см ³	Вес, г	Плотность, г/см ³	Плотность (денситометр)	Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁵ ед. СИ	Ср. значение магнитной восприимчивости	Среднее значение магнитной восприимчивости с учетом размеров образца	Полное сопротивление образца, Ом	Удельное электрическое сопротивление пород, Ом·м	Среднее значение УЭС, Ом·м	Поляризуемость образца, %	Среднее значение поляризуемости, %	Описание породы
№	<i>l</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>M</i>	σ	σ	χ	χ	χ	<i>R</i>	ρ	ρ	η	η	

Результаты РФА															
Fe	Cu	Ni	Ti	Sb	Pb	Zn	Zr								