

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ
Белорусский национальный технический университет

Кафедра «Горные работы»

Д. П. Плакс
М. А. Бабец

ПЕТРОФИЗИКА

Практикум
для студентов специальности 1-51 02 01
«Разработка месторождений полезных ископаемых»

*Рекомендовано учебно-методическим объединением по образованию
в области горнодобывающей промышленности*

Минск
БНТУ
2021

УДК 552.08:53(076.5)

ББК 26.31я7

П12

Р е ц е н з е н т ы:

профессор кафедры региональной геологии
Белорусского государственного университета, доктор
геолого-минералогических наук, профессор *В. И. Зуй*;
главный геолог Унитарного предприятия «Геосервис»,
кандидат геолого-минералогических наук *Ю. В. Заика*

Плакс, Д. П.

П12 Петрофизика : практикум для студентов специальности 1-51 02 01
«Разработка месторождений полезных ископаемых» / Д. П. Плакс,
М. А. Бабец. – Минск : БНТУ, 2021. – 84 с.
ISBN 978-985-583-250-9.

Подготовлен доцентами кафедры «Горные работы», кандидатом технических наук Бабецом М. А. и кандидатом геолого-минералогических наук Плаксом Д. П. Предназначен для студентов, обучающихся по специальности 1-51 02 01 «Разработка месторождений полезных ископаемых» и специальностей, по которым программа подготовки предусматривает изучение дисциплин «Полевая и промысловая геофизика» и «Физика горных пород», а также других дисциплин, предполагающих ознакомление с основами геофизических методов исследований горных пород и геологических структур. Практикум является адаптированным и сокращенным изложением одноименного учебного пособия, созданного в Московском институте нефти и газа им. И. М. Губкина в 1990 г. для студентов специальностей «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых», «Геология нефти и газа».

УДК 552.08:53(076.5)

ББК 26.31я7

ISBN 978-985-583-250-9

© Плакс Д. П., Бабец М. А., 2021

© Белорусский национальный
технический университет, 2021

ВВЕДЕНИЕ

Геофизические методы поисков и разведки полезных ископаемых основаны на широком диапазоне изменения величин физических свойств горных пород. Успешное использование этих методов возможно при детальном изучении петрофизических характеристик и причин их изменения. По данным дистанционных геофизических методов определения физических свойств не только выделяются отдельные разности (типы) горных пород, но и с высокой точностью устанавливаются их элементный состав, коллекторские свойства и содержание полезных ископаемых.

Лабораторные способы изучения физических величин имеют свои преимущества и недостатки по сравнению с измерением тех же величин в условиях естественного залегания пород.

В лаборатории образцы пород могут быть приведены к любым величинам влажности, напряженным состояниям и температурам, что дает возможность без влияния случайных факторов изучать зависимости тех или иных физических величин от термобарических и других условий залегания пород.

В лабораторных условиях исследуют также влияние минерального состава, соотношений и взаимодействия отдельных фаз пород на значения параметров, характеризующих их физические свойства. Все это дает наиболее полное представление о влиянии внешних факторов и внутренних особенностей пород на числовые значения рассматриваемых параметров.

Однако лабораторное исследование физических свойств пород не всегда достаточно информативно вследствие недостаточной представительности кернового материала из-за горно-геологической неоднородности изучаемых объектов. В этих случаях лабораторные исследования должны комплексироваться с параметрическими геофизическими исследованиями в скважинах.

С 1952 г. петрофизика входит в учебный план специальности «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» как профилирующая дисциплина.

Она введена одной из дисциплин геофизического профиля в учебный план специальности «Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений».

С 1983 г. в учебном плане МИНГ им. И. М. Губкина существует профилизация «Физические свойства горных пород».

С 2005 г. петрофизика изучается в БНТУ в составе дисциплин «Полевая и промысловая геофизика» и «Физика горных пород».

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 1

§ 1. Физические свойства горных пород

В настоящее время известно более 80 физических величин (параметров), характеризующих свойства горных пород, объединенных в 11 групп:

1) структурно-емкостные (пористость, влагоемкость, водонефтегазонасыщенность);

2) структурно-сорбционные и поверхностные (гранулометрический состав, поровый состав, поверхность внешняя и полная, смачиваемость, капиллярность, обменная способность, поверхностная проводимость, дзета-потенциал);

3) гравитационные (плотность породы и отдельных ее фаз);

4) фильтрационные (проницаемость абсолютная, эффективная по газу, по нефти и по воде);

5) электрические (электропроводность, электросопротивление, диффузионно-адсорбционная активность, окислительно-восстановительная активность, фильтрационная активность, вызванная электрохимическая активность, диэлектрическая проницаемость);

6) тепловые (теплопроводность, тепловое сопротивление, температуропроводность);

7) магнитные (магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность, точка Кюри);

8) ядерные (радиоактивность, нейтронная активность);

9) упругие (модули упругости, скорость распространения продольных и поперечных упругих волн, коэффициенты поглощения продольных и поперечных упругих волн);

10) прочностные (прочность на одностороннее сжатие, прочность на изгиб и на сдвиг);

11) пластические (пластичность).

Изучение физических свойств горных пород начинается с измерения числовых значений характеризующих их величин (плотность, коэффициенты пористости и проницаемости, электрическое удельное сопротивление, радиоактивность и др.).

Измеренные физические величины, количественно оценивающие то или иное свойство породы, выраженные в соответствующих единицах измерения, обычно тесно связаны друг с другом и с составом

пород. Это позволяет по комплексу дистанционно измеряемых электрических и неэлектрических величин определять породы, основные их свойства и характер залегания. Последнее существенно для открытия, оценки запасов и качества полезных ископаемых и их рациональной разработки.

Согласно инструкции ГКЗ*, в процессе бурения поисковых и разведочных скважин по нефтегазосодержащим и перспективным на нефть и газ отложениям необходимо производить сплошной отбор керна, количество которого должно обеспечить установление изменчивости литологии и физических свойств коллекторов, а также надежную интерпретацию материалов промыслово-геофизических исследований. Образцы пород для лабораторного исследования должны быть отобраны через каждые 0,5 м мощности продуктивной части выдержанного пласта. В необходимых случаях следует производить отбор образцов боковыми грунтоносами.

Однако в разрезе могут встречаться породы-неколлекторы либо водоносные пласты, которые также необходимо изучать, т. к. это позволит получить более полное представление о взаимосвязях физических свойств горных пород.

Для решения вопроса связи геофизических параметров, измеряемых в скважине, с физическими свойствами отложений частота исследования керна должна составлять до 5–10 образцов на 1 м скважины. При этом необходимо помнить, что при бурении с отбором керна возможны случаи неполного выноса керна из-за механического разрушения наиболее пористых и проницаемых разностей пород.

Петрофизические исследования могут проводиться для выполнения следующих задач (в зависимости от поставленной задачи меняется подход к формированию коллекции):

1. Детальное изучение изменения физических свойств по разрезу. В этом случае с максимальной частотой в 10 образцов на 1 м скважины отбираются образцы из керна по одной скважине и его изучение производится в постоянном сопоставлении с данными ГИС.

2. Детальное изучение изменения физических свойств по структуре одного из горизонтов или интервалов. Здесь производится максимальный отбор керна по ряду скважин из интересующего объекта.

* Государственная комиссия по запасам месторождений полезных ископаемых.

3. Установление петрофизических связей между физическими свойствами горных пород. В этом случае подбор коллекции образцов должен быть выполнен так, чтобы коллекция оказалась представительной во всем диапазоне изменения физических свойств.

§ 2. Отмывка, сушка и насыщение образцов

Для проведения комплекса петрофизических исследований на коллекции образцов их необходимо прежде всего отмыть от возможно присутствующих в порах углеводородов и солей.

Процесс очищения порового пространства образца от нефти, битумов, воды и солей называют *экстрагированием*. От углеводородов образцы экстрагируют органическими растворителями в аппаратах Сокслета (рис. 1.1). Аппарат Сокслета состоит из плоскодонной стеклянной колбы 1 емкостью 1–3 л с прошлифованной с внутренней стороны горловиной 2, экстрактора 3 с внутренней прошлифовкой горловины 4, который заканчивается расширяющейся внизу трубкой 5 с наружной прошлифовкой, которая вплавлена в дно цилиндрической части экстрактора 3 (трубка 5 сообщается с экстрактором тонкой сифонной трубочкой 6 и более широкой трубкой 7, соединяющей верхние части экстрактора и трубки), и шарикового холодильника 8.

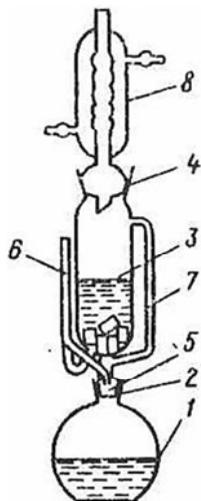


Рис. 1.1. Стеклянный экстрактор

Для нагрева аппарата Сокслета применяют любые электроплитки со ступенчатым регулированием температуры и закрытыми плоскими нагревателями.

В качестве растворителей применяют петролейный эфир, бензин, бензол. Правильный выбор растворителя может не только позволить очистить образец от углеводов, но и количественно оценить наличие в порых легких и тяжелых нефтей, битумов и смол.

Сушку выполняют при температуре 103–105 °С (для глин температура ≈ 70 °С).

Конец сушки определяют по стабилизации массы m_c сухого образца.

Многие физические свойства изучаются на образцах, насыщенных моделью пластовой воды или нефти, или просто керосином. Насыщение может осуществляться различными способами: капиллярным впитыванием, насыщением под вакуумом, насыщением под давлением и т. д. Наиболее часто образцы насыщают под вакуумом в эксикаторах.

§ 3. Плотность

Плотность δ – физическое свойство тел, количественно оцениваемое величиной отношения их массы к занимаемому ими объему. В некоторых случаях используется так называемая относительная плотность. Для жидких тел относительная плотность определяется по отношению к плотности дистиллированной воды; для газов – к плотности сухого воздуха.

Плотность пород δ зависит от плотностей ее твердой δ_t , жидкой $\delta_{ж}$ и газовой δ_g фаз, а также от соотношения их в единице объема породы V_p .

Знание плотностей пород необходимо для решения следующих геологических задач: установление плотностей дифференциации пород; дробное группирование пород; выяснение характера связей плотности с другими петрофизическими величинами; оценка особенностей формирующегося осадка; направление и степень преобразования пород; выявление региональной и локальной смены пород; выяснение особенностей и истории формирования тектоники площадей, территорий, регионов; освещение вопросов формирования локальных структур в условиях различных тектонических зон;

районирование территорий по характеру изменения плотности с глубиной; выделение в разрезах плотностных контактов (границ) и установление причин их появления, отражающих условия осадконакопления; оценка угленосности отложений и их оруденения.

Плотность газовой, жидкой и твердой фаз пород определяется для оценки их вклада в плотность пород, для общего представления о вещественном или минеральном составе и качестве почвенного воздуха, пластовых газов, вод, нефтей, минералов и пород. Эта характеристика является одной из основных свойств для диагностики и квалификации природных смесей газов, пластовых вод, нефтей, минералов и пород.

Плотность твердой фазы δ_T измеряется еще и в следующих целях: оценка степени чистоты отдельных разновидностей минералов, определение объема элементарной ячейки кристаллов минералов, выяснение особенностей структуры минералов, установление концентрации дефектов в монокристаллах минералов, выяснение генезиса обломочных пород (размещения источников и направления сноса обломочного материала), корреляция отложений, установление степени углефикации и метаморфизма углей и их составляющих, оценка выхода летучих и содержания минеральных примесей в углях, оценка содержания рудных минералов в пробах мономинеральных железных и других руд, определение коэффициента пористости по Мельчеру.

В лаборатории обычно определяют плотность абсолютно сухого образца породы δ_c , так как трудно сохранить характерные для естественного залегания пород влажность W , минерализацию и водонефтегазонасыщенность пород. Далее по значениям δ_c , известному коэффициенту объемной влажности породы W_p и плотности насыщающей ее воды δ_v (или по найденным плотностям δ_v , δ_n и δ_T воды, нефти и газа и коэффициентам k_v , k_n и k_T водо-, нефте- и газонасыщения) рассчитывают плотность пород δ_p : $\delta_c \approx \delta_T(1 - k_p)$; $\delta_p = \delta_c + W_p \delta_v$; $\delta_p = \delta_c + (1 - k_n)k_p \delta_v + k_p k_n \delta_n$; $\delta_p = \delta_c + (1 - k_n - k_T)k_p \delta_v + (1 - k_n - k_v)k_p \delta_T + (1 - k_T - k_v)k_p \delta_n$. Плотность глинистых пород рассчитывают по другим формулам.

Плотности природных газов δ_T изменяются от 0,0007 до 0,003 г/см³, жидкостей δ_n – от 0,7 (нефть) до 1,24 г/см³ (сильно минерализованная пластовая вода). Плотности твердой фазы δ_T варьируют в пределах 1,0–7,0 г/см³, сухих пород δ_c – 0,5–7,0 г/см³, влажных $\delta_{вп}$ – 1,1–7,0 г/см³.

§ 4. Жидкая фаза

Для определения плотности однородной жидкой фазы или отдельных компонентов (нефть, вода) неоднородной используются поплавковый (ареометрический), весовой (пикнометрический), гидростатический, вибрационный, радиоактивный, ультразвуковой, оптический и кондуктометрический способы.

Если известна плотность жидкости и температура, то можно определить ее минерализацию (рис. 1.2). Плотности жидкостей могут быть измерены с большей точностью, относительная погрешность в измерении плотностей жидкостей обычно не превосходит 0,005. В лаборатории петрофизики чаще других применяется пикнометрический способ определения $\delta_{ж}$.

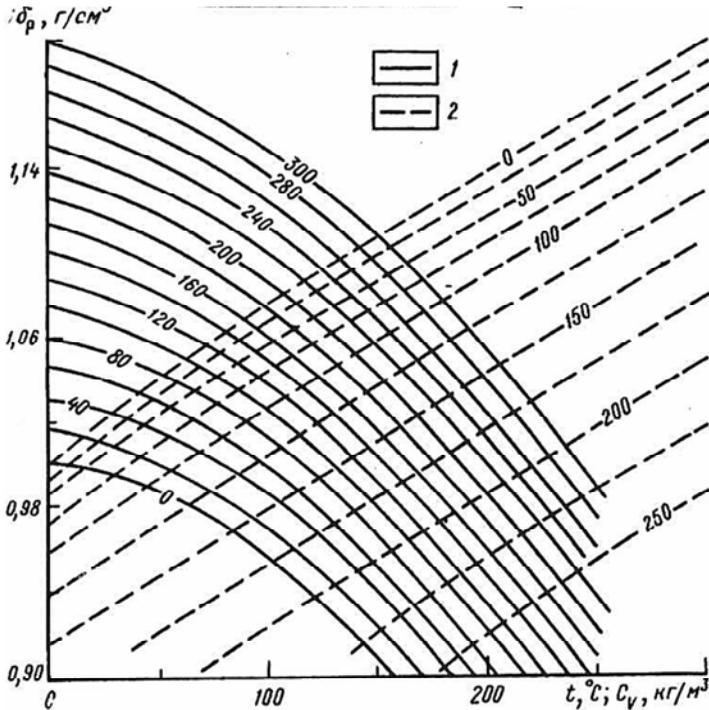


Рис. 1.2. Зависимость плотности растворов δ_p NaCl от объемной концентрации C_V и температуры t :

1 — $\delta_p = f(t)$ (шифр кривых C_V , кг/м^3); 2 — $\delta_p = f(C_V)$ (шифр кривых t , $^\circ\text{C}$)

Лабораторная работа 1а
Определение плотности жидкости $\delta_{\text{ж}}$
пикнометрическим способом

Теория. Пикнометрический способ определения плотности сводится к взвешиванию исследуемой жидкости в пикнометре известного объема. Пикнометр представляет собой сосуд объемом

$$V_{\text{п}} = \frac{m_{\text{в}}}{\delta_{\text{в}}} = \frac{m_{\text{п.в}} - m_{\text{п}}}{\delta_{\text{в}}}, \quad (1.1)$$

где $m_{\text{в}}$, $m_{\text{п.в}}$ и $m_{\text{п}}$ – соответственно массы воды в объеме пикнометра, пикнометра с водой и сухого пикнометра.

Масса изучаемой жидкости в объеме $V_{\text{п}}$ пикнометра будет $m_{\text{ж}} = m_{\text{п.ж}} - m_{\text{п}}$, где $m_{\text{п.ж}}$ – масса пикнометра и жидкости в его объеме. Зная массу жидкости $m_{\text{ж}}$ в пикнометре и его объем $V_{\text{п}}$, рассчитывают плотность жидкости $\delta_{\text{ж}}$ по формуле

$$\delta_{\text{ж}} = \frac{m_{\text{ж}}}{V_{\text{п}}} = \frac{(m_{\text{п.ж}} - m_{\text{п}})\delta_{\text{в}}}{(m_{\text{п.в}} - m_{\text{п}})}. \quad (1.2)$$

Приборы, оборудование, материалы. 1. Аналитические весы с разновесами. 2. Пикнометры (емкостью 25 или 50 мл, рис. 1.3). 3. Пипетки (емкостью 1–3 мл с тонкооттянутым капилляром и емкостью 50 мл). 4. Водяная баня. 5. Водяной термостат (емкостью 2–3 л с мешалкой, отводной трубкой для поддержания постоянного уровня воды, воронкой, подводящей воду ко дну термостата, и держателями для термометра). 6. Термостат ртутный (с пределами температур от 10 до 30 °С и ценой деления шкалы 0,5 °С). 7. Вакуумный шкаф или эксикатор. 8. Сушильный шкаф. 9. Воронка стеклянная.

Порядок выполнения работы.

I. Определяют рабочий объем пикнометра $V_{\text{п}}$ при температуре 20 °С по воде.

1. Пикнометр моют и сушат при температуре 105–110 °С до постоянной массы, затем остужают в эксикаторе с хлористым кальцием до комнатной температуры, несколько раз взвешивают на аналитических весах с точностью до 0,0001 г и определяют массу пикнометра $m_{\text{п}}$.

2. Заполняют пикнометр дистиллированной водой до метки на горлышке.

3. Помещают пикнометр в водяную баню, вакуумный шкаф или вакуумный эксикатор, где в течение 1 ч производится кипячение или отсасывание воздуха до полного его удаления.

4. Остудив пикнометр (если воздух удалялся кипячением), помещают его на 0,5 ч в сосуд с водой при температуре 20 °С, вставляют в пикнометр пробку и еще раз доводят воду в пикнометре до метки на горлышке.

5. Обтирают пикнометр и снова взвешивают для определения его массы $m_{п.в}$ с водой.

6. Рассчитывают по формуле (1.1) объем пикнометра $V_{п.}$

II. Определяют плотность жидкости.

1. В пикнометр, высушенный до постоянной массы при температуре 105–110 °С, пипеткой по стенке наливают исследуемую жидкость до метки на горлышке.

2. Помещают пикнометр с жидкостью в водяную баню с температурой 20 °С и выдерживают в течение 0,5 ч.

3. При изменении уровня жидкости его доводят до метки на пикнометре.

4. Обтирают пикнометр фильтровальной бумагой и взвешивают на аналитических весах для определения массы $m_{п.ж}$ пикнометра с жидкостью.

5. Рассчитывают плотность жидкости $\delta_{ж}$ (г/см³) по формуле (1.2).

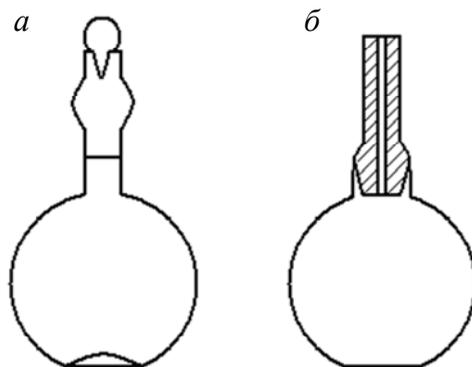


Рис. 1.3. Пикнометры с меткой (а) и капиллярным отверстием (б)

§ 5. Твердая фаза

Плотность твердой фазы δ_t пород и минералов определяют различными способами: флотационным, пикнометрическим, гидростатического взвешивания, объемным, объемно-весовым и др. Во всех способах, кроме флотационного, масса твердой фазы пород определяется взвешиванием, а объем ее V_t гидростатическим взвешиванием при помощи пикнометров и объемомеров. Плотность твердой фазы изменяется от значений <1 до >7 г/см³.

Лабораторная работа 1б Пикнометрический способ определения плотности твердой фазы δ_t

Теория. Взвешивают при температуре t и получают массы абсолютно сухого пикнометра $m_{\text{п}}$, пикнометра, заполненного до метки рабочей жидкостью (пластовая вода, керосин и др.) $m_{\text{п.ж}}$, абсолютно сухого* пикнометра $m_{\text{п.т}}$, заполненного на 1/3 объема абсолютно сухой измельченной твердой фазой породы, и пикнометра с тем же объемом твердой фазы и рабочей жидкостью $m_{\text{п.т.ж}}$, заполняющей до метки оставшийся объем пикнометра.

Зная эти массы, можно рассчитать:

1) массу жидкости $m_{\text{п.ж}} - m_{\text{п}}$ в объеме пикнометра, измельченной твердой фазы в пикнометре $m_{\text{п.т}} - m_{\text{п}}$, жидкости, заполняющей объем пикнометра, оставшийся после заполнения его на 1/3 измельченной твердой фазой $m_{\text{п.т.ж}} - m_{\text{п}} - m_{\text{п.т}} + m_{\text{п}} = m_{\text{п.т.ж}} - m_{\text{п.т}}$ и заполняющей объем, равный объему измельченной твердой фазы $m_{\text{п.ж}} - m_{\text{п}} - m_{\text{п.т.ж}} + m_{\text{п.т}}$;

2) объем рабочей жидкости, равный объему измельченной твердой фазы в пикнометре, $V_{\text{ж}} = \frac{(m_{\text{п.ж}} - m_{\text{п}} - m_{\text{п.т.ж}} + m_{\text{п.т}})}{\delta_{\text{ж}}}$ и ее плот-

ность $\delta_{\text{ж}} = \frac{(m_{\text{п.ж}} + m_{\text{п}})}{V_{\text{п}}}$;

* Абсолютно сухой пикнометр (абсолютно сухая твердая фаза) – пикнометр (твердая фаза), высушенный (высушенная) до постоянной массы при температуре 105–110 °С.

3) плотность твердой фазы породы:

$$\delta_T = \frac{(m_{п.т} - m_{п.})\delta_{ж}}{(m_{п.ж} - m_{п.} - m_{п.т.ж} + m_{п.т})}. \quad (1.3)$$

Порядок выполнения работы

1. Подготавливают твердую фазу, для этого:

а) отбирают образцы массой 15–20 г, не содержащие случайных примесей или включений;

б) отобранные образцы измельчают в металлической (или фарфоровой) ступке;

в) пропускают их через набор сит диаметром 0,25–0,1 мм;

г) полученные обломки породы диаметром 0,1–0,25 мм отмывают от нефти и остаточных солей спиртом или ксилолом;

д) высушивают образцы (в зависимости от их состава и чувствительности при температуре 105–110 °С до постоянной массы;

е) охлаждают в эксикаторе над хлористым кальцием.

2. Калибруют пикнометры по воде, определяют массу воды в объеме пикнометра (см. § 4).

3. Определяют массу $m_{п.т}$ подготовленной твердой фазы, для чего в абсолютно сухой пикнометр объемом 50–100 см³ с массой $m_{п.}$ помещают 4–5 г или 10–11 г подготовленной твердой фазы породы и взвешивают.

4. Кипячением или вакуумированием дегазируют обломки твердой фазы породы. Для этого пикнометр с породой заполняют дистиллированной водой так, чтобы порода и вода заняли 2/3 его объема, и на 20–50 мин (в зависимости от состава твердой фазы) помещают пикнометр в кипящую водяную баню или вакуумный шкаф (либо эксикатор).

После прекращения выделения пузырьков воздуха доводят воду в пикнометре до метки на горлышке и выдерживают его в термостате при 20 °С в течение 30 мин. Следят, чтобы уровень воды в пикнометре оставался постоянным (нижний край мениска воды должен находиться на уровне метки).

5. Определяют массу $m_{п.т.ж}$, для чего пикнометр извлекают из термостата, обтирают и взвешивают.

б. Рассчитывают плотность твердой фазы породы по формуле (1.3).

При измерении плотностей с разными жидкостями (плотность зерен исследуемого образца отличается не менее чем на $0,05 \text{ г/см}^3$), образец подготавливают так же, как и при подготовке твердой фазы. Для определения δ_r с каждой рабочей жидкостью отбирают 150–200 зерен. Измеряют δ_r при постоянном максимальном градиенте температур вначале в рабочей жидкости малой плотности, а затем в жидкостях все более плотных.

В первой жидкости в равновесном состоянии зерна могут распределяться вдоль всей трубки, находиться на ее дне и на поверхности жидкости, а репер устанавливается в нижней части трубки.

В более плотной жидкости первый репер будет располагаться в верхней части трубки, а второй репер – в нижней части. Если в этой жидкости зерна размещаются вдоль трубки до ее дна и лежат на нем, то образец подобным же образом исследуют в третьей жидкости и т. д. до тех пор, пока не будет зерен на дне трубки и в равновесном состоянии – в ее нижней части.

Так же можно исследовать образец в более и менее плотных жидкостях.

В каждой жидкости определяют равновесное положение репера с точностью ± 1 мм и число зерен на каждом сантиметре длины трубки. Если на некоторых участках шкалы плотности число зерен подсчитывается в двух смежных жидкостях, для построения гистограммы используют их среднее значение. Остальные операции исследования и построения гистограмм сохраняются такими же, как и в предыдущем случае.

§ 6. Сухая порода

При определении плотности сухой породы $\delta_c = m_c / V_c$ ее масса m_c находится взвешиванием, а объем – гидростатическим взвешиванием (рис. 1.4).

Значения плотности сухих пород варьируются от $0,5 \text{ г/см}^3$ до 7 г/см^3 .

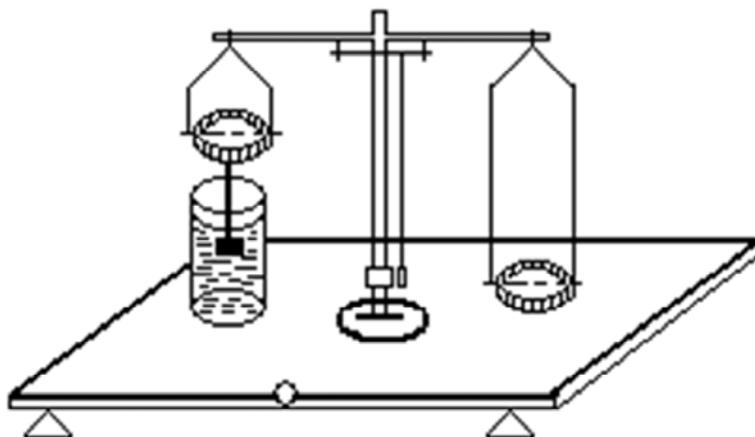


Рис. 1.4. Гидростатические весы для взвешивания образцов в воде

Лабораторная работа 1в
Определение плотности абсолютно сухой породы δ_c
гидростатическим взвешиванием

Теория. Этот способ относится к весовым. Плотность абсолютно сухой породы δ_c , не содержащей растворимых солей и нефти, определяется путем деления массы образца m_c в воздухе на его объем V_c . Масса m_c получается путем взвешивания образца в воздухе, а его объем рассчитывается по формуле:

$$V_c = \frac{(m_c - m_c^{\text{ж}})}{\delta_{\text{в}}}, \quad (1.4)$$

где $m_c^{\text{ж}}$ – масса сухой породы при взвешивании в жидкости;

$\delta_{\text{в}}$ – плотность воды (в качестве рабочей жидкости могут использоваться и другие вещества).

Тогда плотность абсолютно сухого образца будет вычисляться по формуле:

$$\delta_c = \frac{m_c \delta_{\text{в}}}{(m_c - m_c^{\text{ж}})}. \quad (1.5)$$

При определении плотности δ_c пористых и проницаемых образцов их предварительно покрывают непроницаемой оболочкой (парафином, коллодием и т. п.).

Затем определяют объем образца $V_{c.пк} = (m_{c.пк} - m_{c.пк}^ж) / \delta_B$, покрытого непроницаемой пленкой, и объем материала, покрывающего образец, $V_{п.к} = (m_{c.пк} - m_c) / \delta_{пк}$, где $\delta_{пк}$ – плотность этого материала. Объем образца $V_c = V_{c.пк} - V_{п.к}$, а его плотность в воздухе

$$\delta_c = \frac{m_c}{V_{c.пк} - V_{п.к}} = \frac{m_c}{\left[(m_{c.пк} - m_{c.пк}^ж) / \delta_B \right] - \left[(m_{c.пк} - m_c) / \delta_{пк} \right]}. \quad (1.6)$$

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 2

§ 7. Пористость

Пористость – свойство горной породы иметь в единице объема пространства, не занятые скелетом. Количественно это свойство оценивается коэффициентом пористости, представляющим отношение объема пор $V_{\text{пор}}$ к объему породы $V_{\text{п}}$ и выраженным либо в процентах от объема породы, либо в долях единицы (последнее очень часто используется в аналитических выражениях).

Различают общую, открытую, закрытую, эффективные статическую и динамическую пористости горных пород.

В зависимости от размера выделяют мегاپоры, сверхкапиллярные, капиллярные и субкапиллярные поры.

Мегاپоры – полости, средний радиус которых >10 мм, иногда достигающий многих метров (карстовые полости); размер сверхкапиллярных пор от 0,1 до 10 мм, капиллярных пор – от $1 \cdot 10^{-3}$ до 0,1 мм и субкапиллярных пор – $<1 \cdot 10^{-3}$ мм. Основная часть субкапиллярных пор не пропускает жидкости при градиентах давлений, наблюдаемых в природе. Такие поры отмечаются в глинах и в других тонкодисперсных средах.

Песчаники обладают в основном равномерно распределенной по объему межзерновой пористостью. Встречается также трещиноватая пористость. Карбонатные породы чаще имеют неравномерно распределенные по объему поры; наряду с межзерновой пористостью может иметь широкое распространение каверновая и трещинная пористость. Изучение в лабораторных условиях пород с каверновой и трещинной пористостью сложно. Керна при извлечении на поверхность может быть разрушен именно по трещинам, представляющим значительный интерес. Наличие в образцах каверн может искажать количественные оценки объемов пор и породы.

Для измерения коэффициента пористости необходимо определить соответствующие объемы пор и образца горной породы.

§ 8. Общая пористость

Коэффициент общей пористости k_{Π} , представляет собой отношение объема всех пор $V_{\text{пор}}$ к полному объему сухого изучаемого образца V_c :

$$k_{\Pi} = \frac{V_{\text{пор}}}{V_c} = \frac{(V_c - V_T)}{V_c} = \frac{1 - V_T}{V_c} = \frac{1 - m_T \delta_c}{m_c \delta_T}, \quad (2.1)$$

где V_T , V_c , δ_T , δ_c , m_T , m_c – соответственно объемы, плотности и массы твердой фазы и сухой породы.

В сухом состоянии $m_T \approx m_c$, следовательно:

$$k_{\Pi} \approx \frac{1 - \delta_c}{\delta_T}, \quad (2.2)$$

т. е. коэффициент общей пористости может быть рассчитан по данным плотностей сухой породы и твердой фазы (см. §§ 5, 6).

Лабораторная работа № 2а

Определение коэффициента общей пористости k_{Π} весовым способом (способ Мельчера)

Теория. В способе Мельчера коэффициент общей пористости k_{Π} оценивают по определенным ранее плотностям твердой фазы $\delta_T = m_T / V_T$ и сухого образца породы $\delta_c = m_c / V_c$ с использованием формулы (2.1).

Массы твердой фазы и сухого образца m_T и m_c определяют взвешиванием их в воздухе на аналитических весах. Объемы V_T и V_c определяют по массам вытесненных ими объемов воды или другой жидкости с известной плотностью, а также по объему вытесненного ими газа. При определении V_c образец для предохранения от проникновения в поры породы жидкости или газа покрывают непроницаемым материалом с известной плотностью $\delta_{\text{п.м.}}$. Наличие пор в самих минералах вносит искажения в измеренную величину δ_T .

Приборы, оборудование, материалы и порядок проведения работы (см. §§ 5, 6).

§ 9. Открытая пористость

При определении коэффициента открытой пористости $k_{п.о}$ используют весовые, объемно-весовые, объемные, а также газовольюметрические способы. В практике наиболее часто определение $k_{п.о}$ осуществляется весовым способом.

Лабораторная работа № 2б **Определение коэффициента открытой пористости $k_{п.о}$ весовым способом**

Теория. Открытая пористость образца отражает совокупность пор, сообщающихся между собой и атмосферой. Коэффициент открытой пористости $k_{п.о}$ рассчитывается как отношение объема открытых пор $V_{пор.о}$ к объему сухой породы V_c :

$$K_{п.о} = \frac{V_{пор.о}}{V_c}. \quad (2.3)$$

Объем открытых пор определяют по изменению массы образца при его полном насыщении известной (рабочей) жидкостью:

$$V_{пор.о} = \frac{(m_{п.ж} - m_c)}{\delta_{ж}}, \quad (2.4)$$

где m_c и $m_{п.ж}$ – соответственно массы сухого образца и образца, полностью насыщенного рабочей жидкостью плотностью $\delta_{ж}$.

В качестве рабочей жидкости чаще всего берут керосин, так как он, хорошо проникает в поры породы. Однако использование его для определения $k_{п.о}$ имеет ряд недостатков: необходимость последующей отмывки образцов от керосина, если предполагается проведение других измерений на данном образце; керосин не вызывает набухания глинистых минералов, тогда как в естественных условиях возможны изменения объема глинистых частиц. В связи с этим целесообразно использовать модель пластовой воды и определять вместо коэффициента открытой пористости $k_{п.о}$ величину объемной влажности $W_{п}$ (см. § 12).

Объем образца V_c определяют по потере массы образца при погружении его в жидкость

$$V_c = \frac{(m_{п.ж} - m'_{п.ж} + m_{пр})}{\delta_{ж}}, \quad (2.5)$$

где $m_{п.ж}$ – масса насыщенного рабочей жидкостью образца в воздухе;
 $m'_{п.ж}$ и $m_{пр}$ – соответственно массы образца, насыщенного рабочей жидкостью, и проволочки, полученные при взвешивании их в рабочей жидкости плотностью $\delta_{ж}$.

Коэффициент открытой пористости $k_{п.о}$ рассчитывают с учетом формул (2.4), (2.5):

$$K_{п.о} = \frac{V_{пор.о}}{V_c} = \frac{(m_{п.ж} - m_c)\delta_{ж}}{(m_{п.ж} - m'_{п.ж} + m_{пр})\delta_{ж}} = \frac{(m_{п.ж} - m_c)}{(m_{п.ж} - m'_{п.ж} + m_{пр})}. \quad (2.6)$$

§ 10. Эффективная пористость

Свойство породы аккумулировать углеводороды характеризуется более полно эффективной пористостью, чем открытой. Это связано с тем, что часть порового пространства породы занята связанной водой. Следовательно, объем открытых пор $V_{пор.о}$ состоит из доли, занятой связанной водой $V_{в.св}$, и оставшегося объема, занятого углеводородами, называемого статическим объемом пор $V_{пор.ст}$:

$$V_{пор.о} = V_{пор.ст} - V_{в.св}. \quad (2.7)$$

Коэффициент эффективной статической пористости $k_{п.ст}$ характеризует возможное содержание углеводородов в породе и определяется отношением:

$$k_{п.ст} = \frac{V_{пор.ст}}{V_{п}} = \frac{(V_{пор.о} - V_{в.св})}{V_{п}} = W_{п}(1 - k_{в.св}), \quad (2.8)$$

где $W_{п}$ – коэффициент объемной влажности;

$k_{в.св}$ – коэффициент насыщения породы связанной водой.

Другой важной характеристикой породы-коллектора является объем порового пространства, по которому происходит фильтрация флюида. Количественно этот объем выражается через коэффициент эффективной динамической пористости $k_{п.д}$:

$$k_{п.д} = \frac{V_{пор.д}}{V_{п}} = \frac{(V_{пор.о} - V_{в.о})}{V_{п}} = W_{п}(1 - k_{в.о}), \quad (2.9)$$

где $V_{в.о}$ – объем пор, занятый остаточной водой (не участвующей в фильтрации);

$k_{в.о}$ – коэффициент остаточного водонасыщения.

Так как $V_{в.о}$ зависит от режима фильтрации флюида, то эта величина может соответственно уменьшаться и в своем пределе стремиться к $V_{в.св}$, а $k_{п.д}$ – к $k_{п.ст}$.

Определение коэффициента эффективной пористости сложно, и разработанные в настоящее время способы его измерения не обеспечивают высокую точность.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 3

§ 11. Влагоемкость, водонефтегазонасыщение

При проведении разведки, исследований и разработки нефтегазовых залежей оценивается характер насыщения порового пространства водой, нефтью и газом. При этом важно знать различные виды полной и неполной влагоемкости или водонасыщения, обусловленные наличием остаточной и связанной воды.

Содержание воды в горных породах называется их *влажностью*. Способность горных пород в зависимости от их свойств и условий залегания удерживать то или иное количество влаги называется *влажгоемкостью*. С ростом влажности пород изменяются свойства удержанной воды, в первую очередь, ее подвижность.

При геофизических исследованиях скважин непосредственное значение имеет полная влагоемкость, а также влагоемкости, обусловленные наличием связанной воды. Последняя адсорбирована твердой фазой пород и подразделяется на прочно-, слабо- и рыхлосвязанную.

Прочносвязанная вода – это вода поверхностного слоя кристаллической решетки твердой фазы пород и «ближней» гидратации ионов.

Прочносвязанная вода вместе с водой слабосвязанной, удерживаемой у твердой фазы ее группами ОН и водой полислоистой адсорбции, возникающей вблизи от активных центров поверхности, обуславливает влагоемкость пород, названную максимальной адсорбционной.

Рыхлосвязанная вода удерживается в породе осмотическими и капиллярными силами.

Полная влагоемкость, при которой поры пород нацело заполнены свободной и связанной водой, оценивается коэффициентом полной влагоемкости W_{Π} :

$$W_{\Pi} = \frac{V_{\text{в}}}{V_{\Pi}}, \quad (3.1)$$

где $V_{\text{в}}$ – объем всей воды породы.

Определение полной влагоемкости требуется для изучения петрофизических величин горных пород при различном соотношении

твердой и жидкой фаз. Эти сведения необходимы также при подсчете запасов природных вод и в ряде других случаев. Определение коэффициентов водонасыщения связанной водой в коллекторах необходимо при ответах на вопросы образования залежей нефти, газа и воды, их разработки и подсчета запасов. Эти коэффициенты должны быть известны также при искусственном заводнении пласта с целью увеличения нефтеотдачи и в ряде других случаев.

При частичном водонасыщении образца в поровом пространстве могут содержаться нефть и газ. Отношения объемов воды, нефти и газа к объему порового пространства породы характеризуются коэффициентами водо-, нефте- и газонасыщения (k_v , k_n и k_r), которые изменяются от нескольких до 90 % и более.

Величины этих коэффициентов нужно знать при подсчете запасов нефти и газа и получении зависимостей, необходимых для оценки этих величин по значениям других измеряемых в скважине параметров, при составлении проектов разработки и доразведки месторождений и в других случаях.

§ 12. Полная влагоемкость

Полная массовая влагоемкость $W_{п м}$ представляет собой отношение массы m_v воды в образце породы к его массе m_c в сухом состоянии, а полная объемная влагоемкость $W_{п v}$ – отношение объема воды V_v в образце к его объему в сухом V_c или влажном $V_{п}$ состоянии.

Величины $W_{п v} = \frac{V_v}{V_c}$ изменяются в пределах 0,01–3. Значения

больше единицы характерны для набухающих сильно глинистых пород и глин.

При $W_{п v} = \frac{V_v}{V_{п}}$ пределы ее изменения сужаются от <0,01 до 1.

Величину $W_{п}$ выражают в процентах. Наибольшее распространение получил весовой способ определения полной влагоемкости в лабораторных условиях, хотя более правилен способ определения полной объемной влагоемкости по способности водорода в составе воды ослаблять энергию нейтронов и гамма-излучения, что используется при каротаже скважин.

Лабораторная работа № 3б **Весовой способ определения влагоемкости W_{Π}**

Теория. При определении полной влагоемкости пород по весовому способу образцы доводят до максимальной влажности, взвешивают (m_{Π}), высушивают и снова взвешивают (m_c).

Полную массовую и объемную влагоемкости (%) вычисляют по следующим формулам:

$$W_{\Pi m} = \frac{m_{\Pi}}{m_c} = \left[\frac{m_{\Pi} - m_c}{m_c} \right] 100; \quad (3.2)$$

$$W_{\Pi v} = \frac{V_{\Pi}}{V_B} = \left\{ \frac{\left[\frac{m_{\Pi} - m_c}{\delta_B} \right]}{\left[\frac{m_{\Pi} - m_c}{\delta_B} + \frac{m_c}{\delta_T} \right]} \right\} 100 \approx \left\{ \frac{m_{\Pi} - m_c}{\left[\frac{m_c}{\delta_T} + (m_{\Pi} - m_c) \right]} \right\} 100, \quad (3.3)$$

где δ_T и δ_B – плотности соответственно твердой фазы породы и насыщающей воды, определенные способами, изложенными в §§ 4 и 5.

Порядок выполнения работы

1. Отбирают образцы горных пород массой не менее 0,01 кг. Образцы с естественной влажностью предохраняют от высыхания.

2. Высохшие образцы насыщают водой до состояния максимальной влажности. Для этого сцементированные образцы погружают в воду, по своему составу соответствующую воде порового пространства породы в естественном залегании, и вакуумируют (см. § 2). Образцы сильно глинистых пород и глин обшивают полотном и увлажняют длительным смачиванием дистиллированной водой в эксикаторе над водой.

Смачивание продолжают до тех пор, пока полотно не перестает высыхать. Иногда для этого требуется около месяца.

3. Помещают образец в сухую, заранее взвешенную бюксу массой $m_{\Pi,6}$ на аналитических или технических весах.

4. Бюксу с образцом помещают в сушильный шкаф и высушивают при температуре 105 °С до постоянной массы ($m_{с.б}$ сухой породы с бюксой).

5. Рассчитывают: а) $m_b \approx V_b = m_{п.б} - m_{с.б}$; б) $m_{п} = m_{п.б} - m_{б}$; в) $m_c = m_{с.б} - m_b$ и влагоемкости $W_{п.м}$ и $W_{п.в}$ по формулам (3.2) и (3.3).

§ 13. Связанная и остаточная вода пор

Коэффициенты насыщения коллекторов связанной водой могут быть определены способами капилляриметрической сушки, центрифугирования, испарения, капиллярной вытяжки и др. Основным недостатком большинства этих способов является то, что они не позволяют выделить энергетически различные категории связанной воды породы. Исключение представляют способы, основанные на использовании ядерно-магнитного резонанса (ЯМР) и термогравиметрический с применением дериватографа. В отличие от сушки образцов в термостате, эта установка позволяет получить кривые дегидратации образца, по которым можно оценить кинетику удаления и определить содержание различных типов воды при ступенчатом повышении температуры, а затем рассчитать соответствующие коэффициенты водонасыщения.

Коэффициент $k_{в.св}$ изменяется в широких пределах – от нескольких до 50 % и более в зависимости от состава, структурных свойств пород и геологических условий их существования. В менее широких пределах изменяется коэффициент $k_{в.о}$.

§ 14. Нефте- и газонасыщение

Знание коэффициентов водонасыщения $k_{в}$, нефтенасыщения $k_{н}$ и газонасыщения $k_{г}$ необходимо при подсчете запасов нефти и газа и получения зависимостей, используемых для оценки этих величин по значениям других измеряемых в скважине параметров, при составлении проектов разработки и доразведки месторождений и в ряде других случаев.

Значения коэффициентов $k_{н}$, $k_{в}$ и $k_{г}$, соответственно представляющих собой отношения объемов нефти, воды и газа к объему пор пород, изменяются от нескольких до 90 % и более.

Способы определения k_b и k_n сводятся к анализу кернов на содержание в них воды и нефти. Коэффициент газонасыщения определяется по разностям: $k_r = 1 - (k_n + k_b)$ или при отсутствии в породе нефти $k_r = 1 - k_b$, так как сумма коэффициентов k_b , k_n и k_r равна единице.

Существует несколько способов прямых и косвенных определений коэффициентов водо- и нефтенасыщения. К ним относятся способы отгонки, критической температуры растворения, титрования, экстракции пентаном, хлоридный и другие. Наибольшее распространение получил способ отгонки.

Лабораторная работа № 3в **Определение коэффициентов водо-, нефте- и газонасыщения k_b , k_n , k_r способом отгонки**

Теория. Образец нефтеводонасыщенной породы, отобранный при бурении с промывочной жидкостью на нефтяной основе и предохраненный от высыхания и потерь нефти, взвешивается вместе с предварительно взвешенной бюксой и имеет массу $m + m_0$ (где m – масса образца в естественном состоянии).

В специальном приборе (рис. 3.1) от образца отгоняется нефть и вода. Последняя улавливается в ловушке и там же измеряется ее объем $V_b = m_b$, так как $\delta_b = 1$. Образец высушивается до постоянной массы m_c . Определяется масса m_n и затем объем V_n нефти, отогнанной от образца:

$$m_n = m - (V_b \delta_b + m_c) = m - (m_b + m_c);$$

$$V_n = \frac{m_n}{\delta_n}, \quad (3.4)$$

где δ_n – плотность нефти.

В отдельном опыте определяют коэффициент общей пористости k_p (см. § 7) и плотность сухого образца δ_c (см. § 8), рассчитывают объем пор (см^3)

$$V_{\text{пор}} = \frac{m_c k_p}{\delta_c} \quad (3.5)$$

и коэффициент нефтенасыщения (%)

$$k_H = \left(\frac{V_H}{V_{\text{пор}}} \right) 100 = \left(\frac{V_H \delta_c 100}{k_H m_c} \right) 100. \quad (3.6)$$

Аналогично вычисляется коэффициент водонасыщения (%).

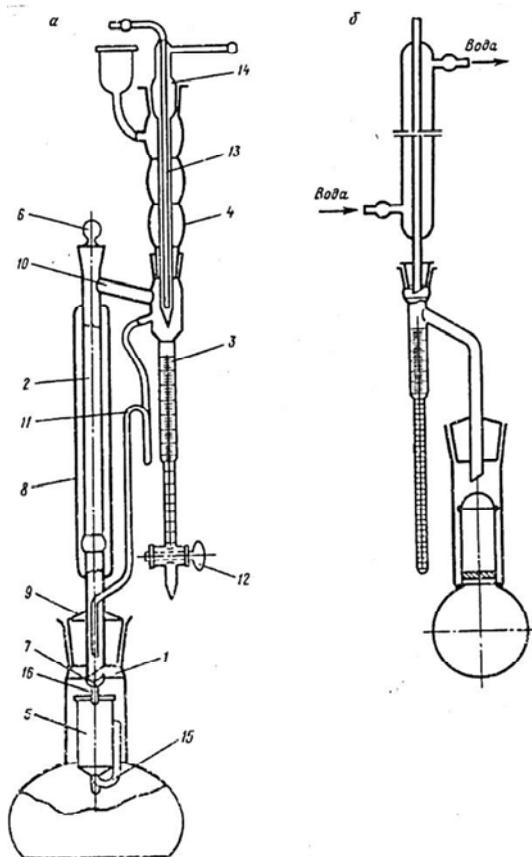


Рис. 3.1. Приборы для определения водонефтенасыщения горных пород:
a – аппарат Закса (ВН-3); *б* – ВН-2;

- 1 – кипятыльник; 2, 10 – трубка; 3 – ловушка; 4 – холодильник;
 5 – стаканчик для образца; 6 – пробка; 7 – крючок; 8 – теплоизолирующая рубашка;
 9 – пробка; 11, 15 – сифон; 12 – кран; 13 – охлаждающая трубка;
 14 – отводная трубка; 16 – дужка для подвески стаканчика 5

Аппарат размещается на нагревательном элементе (электроплитке).

$$k_{\text{в}} = \left(\frac{V_{\text{в}}}{V_{\text{пор}}} \right) 100 = \left(\frac{V_{\text{в}} \delta_{\text{с}} 100}{k_{\text{п}} m_{\text{с}}} \right) 100. \quad (3.7)$$

Если наряду с нефтью в поровом пространстве породы находится газ, что устанавливается по равенству суммы объемов воды и нефти $V_{\text{пор}} \neq V_{\text{в}} + V_{\text{н}}$, то определяют коэффициент газонасыщения $k_{\text{г}}$.

Объем газа в объеме пор (м^3):

$$V_{\text{г}} = V_{\text{пор}} - (V_{\text{в}} + V_{\text{н}}), \quad (3.8)$$

а коэффициент газонасыщения (%)

$$k_{\text{г}} = \left(\frac{V_{\text{г}}}{V_{\text{пор}}} \right) 100 = \left(\frac{V_{\text{г}} \delta_{\text{с}} 100}{k_{\text{п}} m_{\text{с}}} \right) 100. \quad (3.9)$$

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 4

§ 15. Обменная способность и поверхностная проводимость

В кристаллических структурах, которыми являются горные породы, в местах незавершенных связей кристаллической решетки (углах сколов, нарушениях кристалла) имеются нескомпенсированные электрические заряды. Чаще всего они бывают отрицательные.

Катионы раствора, компенсирующие заряды решетки, обладают различной активностью и могут вытесняться с породы другими катионами в порядке возрастания активности.

Способность породы к катионному обмену с электролитом характеризуется емкостью катионного обмена. Количественно эта способность оценивается в мг-экв на 1 г или на 100 г породы и обозначается Q или Q_{100} соответственно.

В настоящее время разработаны различные способы определения Q_{100} : по барии (Ba^{2+}); по кальцию (Ca^{2+}); по калию (K^+); по метиленовому голубому (МГ). Сущность всех их состоит в том, что породу, отмытую от растворимых солей и диспергированную, обрабатывают 1N раствором соляной кислоты и переводят в Н-форму, т. е. замещают все адсорбционные центры катионом H^+ . Затем, после отмыва избытков кислоты дистиллированной водой, породу обрабатывают концентрированным раствором изучаемого катиона ($BaCl_2$), если изучают Q_{100} по барии. Далее отмывают породу от избытка $BaCl_2$, а адсорбированные породой катионы Ba^{2+} вытесняют 1N раствором HCl и определяют концентрацию Ba^{2+} в растворе. По полученной концентрации рассчитывают емкость катионного обмена.

При контакте горной породы с электролитом возникает двойной электрический слой, состоящий из внешней и внутренней обкладки. Внутренней обкладкой двойного электрического слоя является поверхность твердой фазы, которая чаще всего бывает заряжена отрицательно. Внешняя обкладка представлена монослоем адсорбированных ионов противоположного знака и диффузной частью ионов. Двойной слой занимает часть порового канала и создает дополнительную проводимость, которая называется поверхностной проводимостью.

Лабораторная работа № 4а **Определение поверхностной проводимости горных пород**

Теория. Полагая, что удельная электрическая проводимость твердой породы практически всегда равна нулю, записываем, что электропроводность породы, насыщенной электролитом, складывается из проводимости воды $\sigma_{\text{в}}$, занимающей поровые каналы, и проводимости двойного слоя $\sigma_{\text{сл}}$:

$$\sigma_{\text{в.п}} = \sigma_{\text{в}} + \sigma_{\text{сл}}, \quad (4.1)$$

откуда следует:

$$\sigma_{\text{сл}} = \sigma_{\text{в.п}} - \sigma_{\text{в}}. \quad (4.2)$$

Тогда удельная поверхностная проводимость двойного слоя:

$$\sigma'_{\text{сл}} = \frac{\sigma_{\text{сл}} k_{\text{п}}}{S_{\text{в}}}. \quad (4.3)$$

где $S_{\text{в}}$ – удельная поверхность, м^{-2} , т. е. та поверхность фильтрующихся пор, куда может проникать электролит, создающий электропроводность породы;

$k_{\text{п}}$ – коэффициент общей пористости.

Предполагается, что твердая фаза не проводит электрический ток, имея $\rho_{\text{тв}} = 10^{10} - 10^{14}$ Ом·м.

На практике определение удельной поверхностной проводимости двойного слоя сводится к определению электропроводности исследуемой породы $\sigma_{\text{в.п}}$, насыщенной водой с известной $\sigma_{\text{в}}$ (см. § 18):

$$\sigma_{\text{в.п}} = \frac{C_{\text{в.п}}}{R_{\text{изм}}}, \quad (4.4)$$

где $C_{\text{в.п}}$ – постоянная измерительной ячейки резистивиметра, которая определяется опытным путем по измерениям с раствором известной электропроводности остаточной воды $\sigma_{\text{в.о}}$:

$$C_{\text{в.о}} = R_{\text{изм.о}} \sigma_{\text{в.о}}. \quad (4.5)$$

И с определенной точностью, допустимой в пределах проводимого измерения (не ниже 5 %), можно принять, что

$$C_{\text{в.о}} \approx C_{\text{в.п}} \quad (4.6)$$

и тогда, подставив (4.4) в равенство (4.5), напишем:

$$\sigma_{\text{в.п}} = \frac{R_{\text{изм.о}} \sigma_{\text{в.о}}}{R_{\text{изм}}} \quad (4.7)$$

Следовательно:

$$\sigma'_{\text{сл}} = \frac{\delta \sigma_{\text{сл}} k_{\text{п}}}{S_{\text{в}}} = \left(\frac{R_{\text{изм.о}} \cdot \sigma_{\text{в.о}}}{R_{\text{изм}}} - \sigma_{\text{в}} \right) \cdot \frac{k_{\text{п}}}{S_{\text{в}}} \quad (4.8)$$

Определения $C_{\text{в.о}}$ проводятся с той же поровой жидкостью, на которой определяют $\sigma_{\text{сл}}$ при растворах с высокой минерализацией $C_{\text{в}}$ (не ниже 1N), когда двойной электрический слой предельно сжат.

§ 16. Удельная поверхность, поровый состав и проницаемость

Удельная поверхность и распределение пор по размерам дают наиболее полное представление о структуре порового пространства пород. Эти характеристики необходимы для выяснения условий осадконакопления и преобразования пород, выделения их структурных типов, типов коллекторов нефти и газа, уточнения связей между рассматриваемыми и другими свойствами пород и т. п.

Данные о структуре порового пространства нужны также для установления связей между емкостными характеристиками и поровым составом пород, для развития науки о движении жидкостей, газов, их смесей в породах, для определения участия поровых каналов различного радиуса в общей проницаемости, для предсказания величин остаточного насыщения, проницаемости, диффузионно-адсорбционной и вызванной активности и ряда других свойств пород.

У хорошо отсортированных и окатанных средне- и крупнообломочных пород основной объем пор имеет эффективный радиус,

превышающий 0,1–0,2 мкм. Удельная поверхность этих адсорбентов изменяется в пределах 0,05–0,2 м²/кг.

Большинство природных глин содержат, в основном, поры, эффективные радиусы которых могут быть от $(18–19) \cdot 10^{-4}$ до 0,1–0,2 мкм. Удельная поверхность этих адсорбентов составляет 1–40 м²/кг.

Разработаны следующие способы определения удельной поверхности и распределения пор по размерам: адсорбционные, фильтрационные, основанные на капиллярном эффекте, оптические, электронно-микроскопические, гранулометрические и др.

Адсорбционные способы основаны на:

- 1) адсорбции паров азота, аргона, криптона, воды, спиртов, углеводородов. Они могут быть статическими и динамическими;
- 2) адсорбции веществ из растворов (статические и динамические);
- 3) поверхностном обмене;
- 4) теплоте адсорбции паров и смачивания.

Разновидностями фильтрационных способов являются фильтрации через породы сжатых газов или жидкостей и разреженных газов в равновесном и неравновесном режимах. На капиллярных явлениях основана ртутная порометрия и способ вытеснения смачивающей поровое пространство пород жидкости несмачивающей или наоборот.

Фильтрационные свойства горной породы характеризуются их проницаемостью – свойством породы пропускать жидкости, газы и их смеси. Проницаемость пород по отношению к сухому газу характеризуется коэффициентом абсолютной проницаемости $k_{пр}$, который зависит от пористости, извилистости поровых каналов, удельной поверхности каналов фильтрации. Кроме того, на $k_{пр}$ влияют пластовые условия (давление, температура). Коэффициент проницаемости горных пород изменяется в пределах от $<10^{-17}$ до $>10^{-11}$ м².

Различают физическую (абсолютную), фазовую (эффективную) и относительную проницаемость. Физическая (абсолютная) проницаемость – свойство пород пропускать через себя один тип флюида при насыщении породы этим же флюидом. Например, проницаемость по газу, измеренная на сухих образцах. Фазовая (эффективная) проницаемость – это проницаемость породы по отношению к какому-либо флюиду при насыщении порового пространства породы смесью нескольких флюидов. Например, проницаемость породы по нефти при насыщении породы смесью нефть-вода. Возможен и трехкомпонентный флюид газ-нефть-вода. В этом случае

можно получить три фазовые проницаемости: по газу, по нефти и по воде. Фазовая проницаемость, как и абсолютная, измеряется в m^2 и оценивается соответствующим коэффициентом проницаемости $k_{пр}$ с индексом «г», «н» или «в».

Относительная проницаемость есть отношение коэффициента фазовой проницаемости к коэффициенту абсолютной проницаемости и выражается в процентах.

Коэффициент проницаемости определяют для:

- 1) выявления продуктивных горизонтов, содержащих нефть, газ или воду;
- 2) выбора методов интенсификации добычи и повышения коэффициента нефтеотдачи;
- 3) оценки пригодности коллекторов для использования в качестве подземных газохранилищ;
- 4) составления проекта эксплуатации месторождений нефти и газа;
- 5) выявления вида зависимостей коэффициента проницаемости от величин, характеризующих состав, строение и физические свойства пород и т. п.

В практике эксплуатации месторождений нефти и газа можно наблюдать фильтрацию газа в присутствии остаточной воды (газонасный коллектор), фильтрацию нефти в присутствии остаточной воды (нефтеносный коллектор), фильтрацию смеси нефть-газ, нефть-вода, газ-вода в присутствии воды (переходные зоны), фильтрацию воды в присутствии воды (водоносный коллектор). В связи с этим, кроме изучения абсолютной проницаемости, важно исследовать проницаемость и при вышеперечисленных условиях. Однако, как правило, это требует специального оборудования.

§ 17. Газопроницаемость

Существует много способов измерения абсолютной (физической) проницаемости и установок для определения $k_{пр}$. Большинство установок изготовлены в единичных экземплярах, серийно выпускаются только установки ГК-5 и УИПК-1М.

По условиям фильтрации газа через образец различают методики при стационарной и нестационарной фильтрации газа. По направлению фильтрации – линейную (от одного торца образца до противоположного) и радиальную (от центрального отверстия в образце к

образующей цилиндрического образца и наоборот). По принципу создания градиента давления – с давлением на выходе из образца выше атмосферного и с созданием разрежения в линии «за образцом» при атмосферном давлении на входе в образец. В качестве фильтруемого газа используют азот, воздух, гелий и др.

Такое многообразие способов определения коэффициента проницаемости $k_{пр}$ может служить причиной расхождения в значениях $k_{пр}$, определяемых различными способами и в разных лабораториях.

Рассмотрим вкратце различные методики определения коэффициента абсолютной проницаемости образцов $k_{пр}$.

В схеме для измерения $k_{пр}$ при *стационарной фильтрации* газа (рис. 4.1) необходимо иметь источник сжатого газа 1 или вакуум-насос 1а; осушитель газа 2; фильтр 3 с редуктором; манометр 4, измеряющий давление на входе в образец; кернодержатель 5 с образцом; расходомер 6; вакуумметр 7 (при работе с вакуум-насосом).

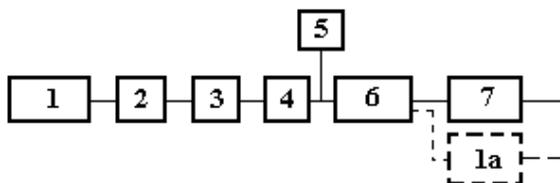


Рис. 4.1. Схема измерения проницаемости при стационарной фильтрации газа

При *нестационарной фильтрации* газа установка упрощается и имеет принцип, представленный на рис. 4.2.

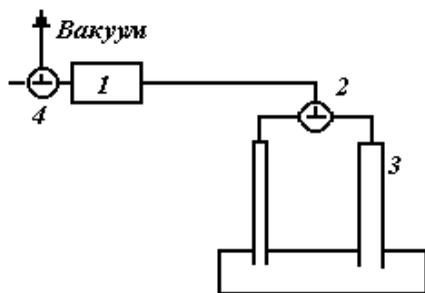


Рис. 4.2. Схема измерения проницаемости при нестационарной фильтрации газа

Основным элементом схемы является пьезометр 3 с опущенными под воду нижними концами трубок и соединенный с кернодержателем 1 через трехходовой кран 2. Начальное поднятие воды в трубках пьезометра осуществляется с помощью создания разрежения воздуха в линии до пьезометра, регулируемого вентилем 4.

Принцип *линейной фильтрации* газа предусматривает подачу газа на один торец образца и выход с противоположного торца образца (рис. 4.3, а).

При *радиальной фильтрации* (рис. 4.3, б) газ подается по центральному каналу, просверленному в центре цилиндрического образца 1. Манжета 2 предотвращает возможность фильтрации газа через торцы образца.

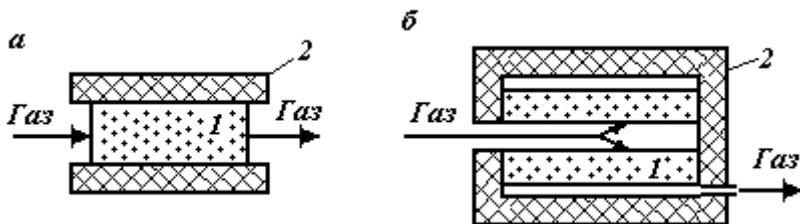


Рис. 4.3. Схема фильтрации газа через образец при измерении проницаемости:
а – линейная; б – радиальная;
1 – образец; 2 – резиновая манжета

Как видно из рис. 4.3, б, для определения радиальной фильтрации необходимо использовать специальный кернодержатель и проводить дополнительную подготовку образца (сверление центрального отверстия).

При изучении коэффициента проницаемости $k_{пр}$ следует учитывать возможности явления скольжения газа, возникающего, когда длина свободного пробега молекул газа становится соизмеримой с диаметром пор образца. По формуле Клинкенберга коэффициент газопроницаемости $k_{пр}$ зависит от среднего давления:

$$k_{пр} = k_{пр.ж} \left(\frac{1+b}{P_{ср}} \right). \quad (4.9)$$

где $k_{пр.ж}$ – коэффициент проницаемости для несжимаемого инертного флюида;

b – константа Клинкенберга, являющаяся характеристикой газа и пористой среды;

$p_{\text{ср}}$ – среднее давление при измерении газопроницаемости.

В работе $k_{\text{пр.ж}}$ – истинное значение коэффициента проницаемости при $p \rightarrow \infty$, т. е. при отсутствии скольжения газа.

Величина b приближенно может быть определена по формуле:

$$b = 0,777 k_{\text{пр}}^{-0,39}.$$

Из формулы (4.9) видно, что эффект проскальзывания газа тем больше, чем меньше $k_{\text{пр}}$ и $p_{\text{ср}}$, т. е. при определении газопроницаемости в вакуумных условиях без учета эффекта проскальзывания газа полученные результаты будут выше на образцах с $k_{\text{пр}} = 10$ фм²; различие в показаниях на приборе ГК-5 и на вакуумной аппаратуре составляет 100 %.

Увеличение давления $p_{\text{ср}}$ при измерении $k_{\text{пр}}$ может уменьшить $b/p_{\text{ср}}$ в формуле (4.9). Однако при очень больших давлениях движение газа может происходить по нелинейному закону, поэтому расчет коэффициента проницаемости $k_{\text{пр}}$ по уравнению Дарси неправомерен.

Проверка линейности фильтрации флюида производится с помощью графика $Q = f(\Delta p)$ (рис. 4.4). При линейном характере фильтрации расход флюида Q прямо пропорционален перепаду давления Δp , под действием которого происходит фильтрация, и все точки лежат на прямой, выходящей из начала координат. Точки, выпадающие из этой зависимости, указывают на отклонение от линейного закона фильтрации, и $k_{\text{пр}}$ в расчете участвовать не должен.

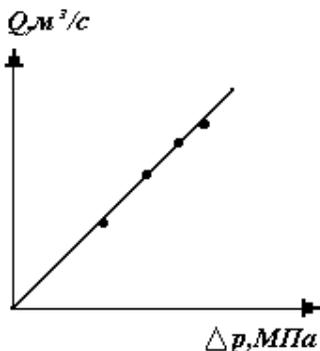


Рис. 4.4. График зависимости $Q = f(\Delta p)$ при ламинарном течении флюида

Существуют и другие способы контроля линейности потока флюида: по параметру Дарси и по числу Рейнольдса.

Лабораторная работа № 4б

Определение коэффициента абсолютной проницаемости $k_{\text{пр}}$ при линейной фильтрации газа с давлением на входе в образец выше атмосферного

Теория. Измерение $k_{\text{пр}}$ при линейной фильтрации газа с давлением на входе в образец выше атмосферного производится, как правило, на аппаратуре ГК-5. При заданных сечении F , длине L образца, градиенте давления Δp и вязкости газа μ через образец согласно уравнению Дарси протекает среднее количество газа

$$\bar{Q} = \frac{k_{\text{пр}} \Delta p F}{\mu L},$$

где $k_{\text{пр}}$ – коэффициент пропорциональности между \bar{Q} и $\Delta p F / \mu L$, называемый коэффициентом проницаемости. Следовательно:

$$k_{\text{пр}} = \frac{\bar{Q} \mu L}{\Delta p F}. \quad (4.10)$$

При определении коэффициента проницаемости цилиндрический образец породы известного диаметра d и длины L помещают в кернодержатель, допускающий фильтрацию газа только через торцы образца. Создают и измеряют избыточные давления газа p_1 и p_2 на входе и выходе из образца над барометрическим давлением p_6 , определяют расход \bar{Q} через образец, вязкость рабочего газа μ при температуре эксперимента находят по таблице.

Рассчитывают перепад давления $\Delta p = p_1 - p_2$ (МПа); площадь сечения образца F (м²); средний расход газа $\bar{Q} = 2Qp_6 / (2p_6 + p_1 + p_2)$ (м³/с); коэффициент проницаемости $k_{\text{пр}}$ образца по формуле (4.10).

Лабораторная работа № 4в
Определение коэффициента абсолютной проницаемости $k_{пр}$
при нестационарной фильтрации

Теория. В настоящее время в петрофизических лабораториях используются приборы и для определения коэффициента абсолютной проницаемости $k_{пр}$ при нестационарной фильтрации. Это объясняется в первую очередь тем, что установка значительно упрощается по сравнению с прибором, использующим стационарную фильтрацию газа.

Воздух, поступающий через образец в пьезометр, повышает давление в последнем и позволяет понижаться уровню в трубке пьезометра. Наличие двух трубок различного диаметра расширяет пределы применения прибора. Определение проницаемости сводится к измерению времени снижения мениска в выбранном интервале.

Если газ фильтруется через торец образца, то расчет $k_{пр}$ производится по формуле:

$$k_{пр} = \frac{CL}{F\tau}, \quad (4.11)$$

где C – постоянный коэффициент, зависящий от геометрических размеров прибора и условий проведения опыта;

τ – время опускания мениска между двумя реперами на трубке пьезометра;

L и F – длина и поперечное сечение образца.

Величина коэффициента C определяется по формуле:

$$C = A\mu f 10^8, \quad (4.12)$$

где

$$A = 2,303 \frac{1+\varepsilon}{c} \lg \frac{ch_1 - u}{ch_i - u} - \frac{(3-\varepsilon)(h_1 - h_i)}{2p_0}; \quad \varepsilon = \frac{cV_0 + f(ch_1 - u)}{fp_0},$$

где $c = 1 + \frac{f}{F}$ – коэффициент, учитывающий понижение уровня в сосуде, в который погружен пьезометр;

F – площадь сечения сосуда, см²;

f – площадь сечения пьезометрической трубки, см²;

p_6 – барометрическое давление. Изменение p_6 практически не влияет на точность определения проницаемости, в связи с чем в расчетах можно принять $p_6 = \text{const}$ (в общем случае $p_6 = 1000$ см);

h_1 – отметка верхней (начальной) отсчетной риски пьезометрической трубки над уровнем воды, см;

h_i – отметка текущей (конечной) отсчетной риски пьезометрической трубки над уровнем воды, см;

u – высота капиллярного поднятия в пьезометрической трубке, см;

V_0 – объем между нижним торцом образца и верхней отсчетной риской («мертвый объем»), см³;

μ – вязкость воздуха в зависимости от температуры, Па·с.

Коэффициент C рассчитывается для каждого интервала измерений и для удобства составляется таблица со значениями C для всех возможных интервалов измерения.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 5

§ 18. Электрические, диэлектрические и тепловые свойства

Электрическое сопротивление породы количественно оценивается величиной удельного электрического сопротивления (УЭС) (Ом·м), которое характеризует противодействие единицы объема вещества (горных пород, вод и т. п.) прохождению электрического тока. Удельное электрическое сопротивление (далее «удельное сопротивление») определяется вещественным составом, структурой порового пространства породы, температурой и давлением, при которых измеряется эта величина. УЭС пород изменяется в пределах 10^{-3} – 10^8 Ом·м, пластовых вод – 10^{-2} – 10^3 Ом·м. В связи с этим измерение электрических свойств пород является основным методом изучения геологических разрезов скважин.

Лабораторные определения электрического удельного сопротивления $\rho_{в.п}$ выполняются с целью:

1) уточнения пределов изменения электрического сопротивления отдельных типов и групп пород (песков, песчаников, глин, глинистых, известняково-магнезиальных, кислых, средних, основных и других групп пород);

2) выявления наиболее вероятных и средних значений этого свойства для типов пород отдельных стратиграфических подразделений, разрезов, площадей и геологических регионов;

3) установления характера зависимости электрического удельного сопротивления пород от минерального состава, структуры соотношения фаз, от частоты и напряженности электрического поля;

4) выявления характера изменения электрического удельного сопротивления при эпигенетическом преобразовании и метаморфизме пород.

Знание сопротивления насыщающей породу воды ρ_v необходимо для выяснения зависимости этой величины от состава, происхождения и температуры вод, а также для вычисления параметра пористости $P_n = \rho_{в.п} / \rho_v$. Последний используется при оценке коэффициента пористости k_n по данным электрометрии. По значениям ρ_v и зависимости $\rho_v = f(C)$, где C – концентрация солей в пластовой воде, оценивается минерализация пластовых вод.

Сведения, полученные в результате лабораторных определений, используются при проектировании токовых методов электротометрии скважин и электроразведки, при интерпретации результатов этих исследований, а также для решения многих других горно-геологических задач.

Диэлектрические свойства горных пород в основном характеризуются диэлектрической проницаемостью ϵ и тангенсом угла диэлектрических потерь $\text{tg}\delta$.

Диэлектрическая проницаемость ϵ характеризует поляризацию горных пород под действием электромагнитного поля. В результате электронной, атомной, дипольной и других поляризаций пород происходит относительное смещение связанных зарядов разного знака и уменьшение напряженности приложенного поля E .

Диэлектрическая проницаемость $\epsilon = \epsilon' / \epsilon_0 = E_0 / E$ показывает, во сколько раз уменьшилась напряженность электрического поля в породе (E) по отношению к напряженности в вакууме (E_0). Так, ϵ' – абсолютная диэлектрическая проницаемость; ϵ_0 – диэлектрическая проницаемость в вакууме, равная единице.

Для породы и вакуума $D = \epsilon'E$; $D = \epsilon_0 E$. Здесь D – вектор смещения, связанный с вектором поляризации P и напряженностью электрического поля в породе E соотношениями:

$$D = \epsilon_0 E + 4\pi P = E(\epsilon_0 + 4\pi\chi) = \epsilon'E; \quad \chi = P / \epsilon, \quad (5.1)$$

где χ – поляризуемость диэлектрика.

Диэлектрическая проницаемость пород в переменных электрических полях с частотой ω , соизмеримой с частотой электронных или молекулярных колебаний частиц, создающих диэлектрическую поляризацию, является комплексной величиной:

$$\epsilon^*(\omega) = \epsilon'_1(\omega) - j\epsilon'_2(\omega). \quad (5.2)$$

В этом случае вектор D имеет составляющую $\epsilon'_1(\omega)E$, совпадающую по фазе с вектором E , и составляющую $\epsilon'_2(\omega)E$, отстающую от E по фазе на $\pi/2$. Возникающие при этом потери электрической энергии, носящие название диэлектрических, характеризуются углом потерь δ , для которого:

$$\operatorname{tg}\delta = \frac{\varepsilon'_2}{\varepsilon'_1} = \frac{\sigma'_1}{\sigma'_2}, \quad (5.3)$$

где σ'_1 и σ'_2 – активная и реактивная проводимости породы.

Минералы и горные породы в зависимости от состава, структуры, состояния (влажности, температуры) и условий измерения (в частности, частоты тока) могут характеризоваться значениями ε и $\operatorname{tg}\delta$, изменяющимися соответственно от $<2,5$ до $>5 \cdot 10^5$ и от $<5 \cdot 10^{-4}$ до >1 .

Лабораторное изучение диэлектрической проницаемости ε и тангенса угла диэлектрических потерь минералов и пород ($\operatorname{tg}\delta$) необходимо для:

- 1) выяснения процессов, происходящих в минералах и породах, находящихся в электрических полях;
- 2) установления связи этих величин с молекулярной и ионной структурой минералов, степенью их чистоты, с составом и структурой твердой фазы минералов и пород, с природой и содержанием порозаполнителя пород, со взаимодействием фаз, с частотой электрического тока, температурой и давлением;
- 3) контроля за изменением структуры минералов и пород под действием температуры и давления;
- 4) наблюдения за динамикой влажности, нефте- и газонасыщения минералов, почв, пород, полезных ископаемых диэлектрическими методами и для определения характера изменения этих свойств по разрезам и площадям;
- 5) расчета дальности распространения радиоволн в горных породах при подземной радиосвязи и радиоразведке;
- 6) решения задач по разрушению пород электромагнитными волнами.

Определение ε и $\operatorname{tg}\delta$ производится мостовыми, резонансными и другими способами. При использовании того или иного способа исходят из принятого диапазона частот, свойств пород и заданной точности измерения.

Обычно ε и $\operatorname{tg}\delta$ пород определяют в диапазоне частот от 0 до 10^8 Гц. При измерениях на частотах от 1 до 10^6 Гц применяют мостовые, а при высокочастотных измерениях (от 10^5 до 10^8 Гц) – резонансные способы или специальные мостовые.

К наиболее важным величинам, позволяющим оценить тепловые свойства пород, относятся коэффициенты теплопроводности λ (тепловое удельное сопротивление $\xi = 1/\lambda$), удельных массовой C_m и объемной C_V теплоемкостей и температуропроводности a .

Величина λ является коэффициентом пропорциональности в уравнении:

$$\frac{Q}{\tau} = \lambda \frac{T_1 - T_2}{x} F, \quad \frac{\text{Вт}}{\text{м} \cdot \text{К}}, \quad (5.4)$$

связывающем количество теплоты Q (Дж), перенесенной в единицу времени τ (с) через плоский слой толщиной x (м), сечением F (м²) при градиенте температур $(T_1 - T_2) / x$ [К/м].

Удельные массовая C_m [Дж/(кг·К)] и объемная C_V [Дж/(м³·К)] теплоемкости характеризуют свойства пород поглощать тепловую энергию при теплообмене. Удельные теплоемкости горных пород невелики и варьируют в пределах $C_m = 1700\text{--}6300$ Дж/(кг·К), $C_V = (75\text{--}94) \cdot 10^8$ Дж/(м³·К).

Температуропроводность пород (м²/с) является комплексным параметром и характеризует скорость изменения температуры пород вследствие поглощения или отдачи тепла:

$$a = \frac{\lambda}{C_m \delta_{\Pi}} = \frac{1}{\xi C_m \delta_{\Pi}} = \frac{1}{\xi C_V} = \frac{\lambda}{C_V}. \quad (5.5)$$

Коэффициенты λ , ξ , C_m , C_V и a зависят от минерального состава пород, соотношения их фаз, температуры и давления. Коэффициент теплопроводности λ изменяется от 83,8 до 2933 Вт/(м·К).

Сведения о тепловых свойствах горных пород необходимы при интерпретации результатов термических исследований скважин и геотермических исследований недр, терморазведке полезных ископаемых, проведении тепловых расчетов в нефтегазопромысловой практике, теоретических исследованиях, связанных с выбором рациональных методов эксплуатации, интенсификации добычи нефти и газа и проведении теплового воздействия на пласт, контроле за разработкой нефтяных и газовых месторождений и составлении проекта доразведки и доработки месторождений нефти и газа,

а также при подсчете их запасов, выявлении характера зависимости тепловых характеристик от других физических свойств пород, температуры и давления и т. п.

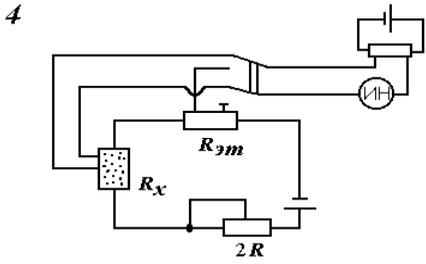
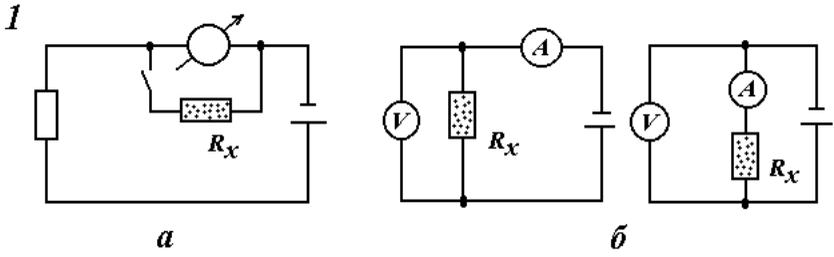
§ 19. Удельное электрическое сопротивление породы и пластовой воды

Электрическое сопротивление (Ом) образца породы может быть измерено многочисленными способами, которые подразделяются на две основные группы: непосредственной оценки (по приборам) и сравнения в равновесном режиме (рис. 5.1). В каждой из названных групп существуют модификации прямых (прибором измеряется электрическое сопротивление) и косвенных способов (прибором измеряются разности потенциалов ΔU на образце, $\Delta U_{\text{эт}}$ на эталонном сопротивлении $R_{\text{эт}}$ в измерительной цепи или ΔU на образце и силы тока I в измерительной цепи с последующим расчетом сопротивления по формулам $R_{\text{обр}} = \Delta U / I$ или $R_{\text{обр}} = (\Delta U / \Delta U_{\text{эт}})R_{\text{эт}}$. Измерения могут быть выполнены на постоянном и пульсирующем токе.

При использовании прямых способов непосредственной оценки (рис. 5.1, *1а*) сопротивления на постоянном токе измерения проводятся омметром (мегомметром, терраомметром); если применяются косвенные способы на постоянном токе (рис. 5.1, *1б* и *4*), то измерения осуществляются вольтметром, вольтметром-амперметром, вольтметром-амперметром с охранным кольцом, вольтметром-электрометром и др.; если применяются косвенные способы на переменном токе, то используют вольтметр-амперметр.

При способе сравнения в равновесном режиме прямое определение сопротивления на постоянном и переменном токе производится по мостовым двухэлектродным схемам, приведенным на рис. 5.1, 2 и 3. К косвенным на постоянном и переменном токе принадлежат компенсационные и резонансные способы (рис. 5.1, 4). В косвенных способах сравниваются напряжения на образце и эталонном сопротивлении в измерительной схеме, и по этим данным рассчитывается сопротивление.

Измерения $R_{\text{обр}}$ путем непосредственной оценки, особенно на постоянном токе (в связи с поляризацией электродов), менее точны, чем на переменном токе в равновесном режиме.



А - амперметр;
 В - вольтметр;
 ИИ - индикатор нуля;
 R_x - сопротивление образца;
 $R_{эт}$ - эталонное сопротивление.

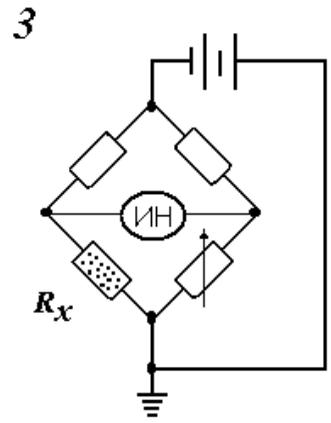
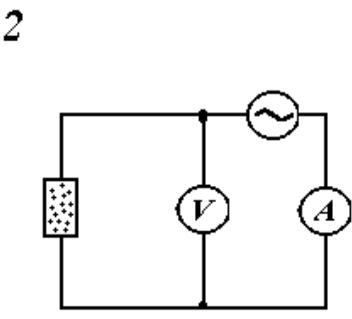


Рис. 5.1. Электрические схемы измерения $R_{обр}$:
 1 – на постоянном токе (*a* – прямая по схеме омметра;
б – косвенная по схеме вольтметра-амперметра);
 2 – прямая на переменном токе;
 3 – прямая в равновесном режиме на постоянном токе;
 4 – косвенная на постоянном токе

Лабораторная работа 5а

Определение удельного электрического сопротивления пластовой воды ρ_v

Теория. Пластовая вода, насыщающая породу, оказывает значительное влияние на величину УЭС $\rho_{в.п.}$. Величина удельного электрического сопротивления воды ρ_v зависит от химического состава растворенных в ней солей, от их концентрации (см. рис. 5.2) и от температуры.

В связи с тем, что удельные электрические сопротивления растворенной в пластовых водах основной части солей незначительно отличаются друг от друга и что в пластовых водах, как правило, преобладает соль NaCl, в лаборатории модель пластовой воды готовят на базе NaCl.

Определение удельного электрического сопротивления воды ρ_v возможно по известной концентрации (минерализации) солей с использованием зависимости $\rho_v = f(C)$ (см. рис. 5.2) или по методикам, изложенным в начале § 19. Измерения УЭС воды ρ_v возможны как на постоянном, так и на переменном токе. Если измерения проводятся на постоянном токе, то в измерительной ячейке резистивметра используют электроды повышенной стабильности (из платины или серебра), измеряют активное сопротивление воды R_v и по эталонному графику $R_v = f(\rho_v)$ находят удельное электрическое сопротивление воды ρ_v . При измерениях на переменном или пульсирующем токе требования к стабильности электродов снижаются и используется чаще всего принцип непосредственной оценки ρ_v на переменном токе (см. рис. 5.1, 2). На таком принципе работает выпускаемый серийно переносной резистивметр ПР-1. Экспресс-определение минерализации пластовой воды также возможно по ее электрическому сопротивлению (солемер ВСЕГИНГЕО).

Приборы, оборудование, материалы. 1. Резистивметр типа ПР-1. 2. Инструкция по эксплуатации резистивметра ПР-1. 3. Насыщенный раствор NaCl. 4. Дистиллированная вода.

Порядок выполнения работы

1. Приготавливают эталонные растворы NaCl заданной концентрации (например, 3,3 N; 1N; 0,33N; 0,1N; 0,33N; 0,01N) в количестве 200 см³.

2. Включают прибор и проверяют его работу (см. инструкцию по эксплуатации прибора).

3. Наливают в измерительную ячейку первый раствор и измеряют ρ_v .

4. Повторяют операцию 3 для остальных растворов. С целью повышения точности измерения измерительную ячейку следует ополаскивать измеряемым раствором.

5. В двойном логарифмическом масштабе строят зависимость $\rho_v = f(C)$.

6. Проводят замеры ρ_v пластовой воды и сравнивают с эталонным графиком.

7. Определяют наибольшую относительную метрологическую погрешность измерения.

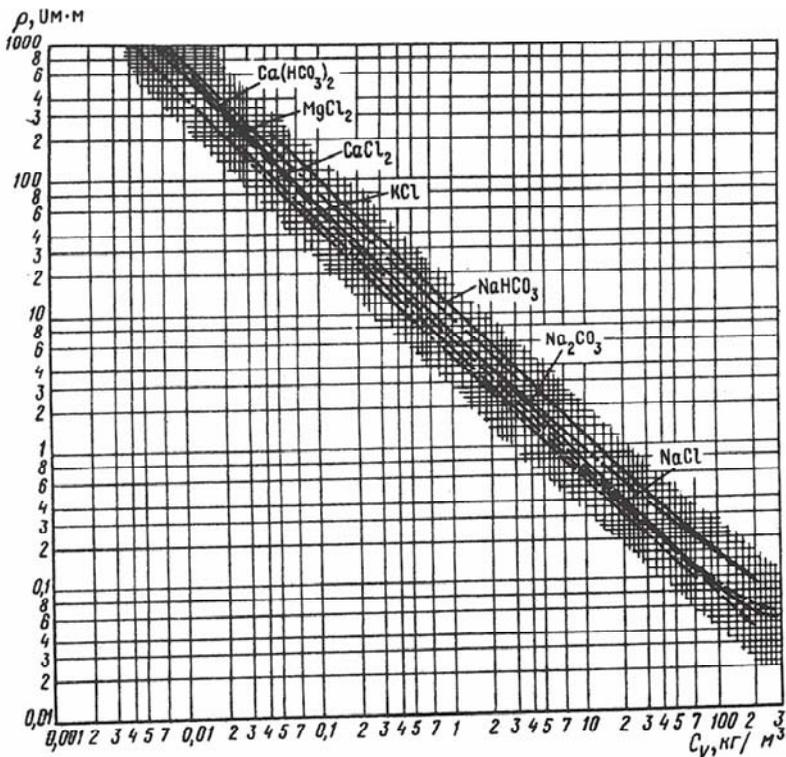


Рис. 5.2. Зависимость удельного сопротивления различных растворов от их концентрации при $t = 18^\circ\text{C}$

Форма записи исходных данных. Исходные данные и результаты определений ρ_v записываются в журнал.

Погрешности. Наибольшая относительная метрологическая погрешность вычисляется исходя из аппаратурной погрешности $\Delta\rho$, величина которой дается в паспорте к прибору.

Кроме метрологических погрешностей, в ходе измерения возможны искажения результатов из-за методических ошибок в проведении эксперимента. Это недостаточный ток питания схемы, неточности в приготовлении эталонных растворов, неправильно выбранный диапазон измерения ρ_v , загрязнение измерительной ячейки, окисление питающих и измерительных электродов и т. п.

§ 20. Тепловое сопротивление, теплопроводность, температуропроводность и теплоемкость

Лабораторные способы определения тепловых свойств горных пород разнообразны и подразделяются на способы стационарного и нестационарного тепловых режимов. Способ нестационарного теплового режима включает следующие модификации: регулярного квазистационарного и нестационарного тепловых полей.

Способы стационарного, регулярного и квазистационарного тепловых режимов имеют ряд недостатков. Они требуют применения сложной и громоздкой аппаратуры, образцов больших размеров (диаметром не менее 100–150 мм), значительной продолжительности единичного определения (несколько часов) и установления из единичного опыта только одного из тепловых коэффициентов.

Наиболее удобны для изучения тепловых свойств горных пород нестационарные способы (нерегулярного теплового поля). Они характеризуются быстротой проведения опыта (несколько минут), сравнительной простотой применяемых установок, возможностью определения из одного опыта коэффициентов λ , a , C_m (C_V).

Из большого числа модификаций способов нерегулярного теплового поля наилучшими для определения тепловых свойств горных пород являются зондовые. Используемые при этом тепловые датчики и приемники-зонды имеют различную форму: плоскую, цилиндрическую, сферическую, эллипсоидальную и др. Они могут работать в режиме остывания после сообщенного импульса или при постоянной температуре.

Зондовые способы называются по форме зонда или по продолжительности действия источника тепловой энергии, например способы плоского и сферического источника тепла, мгновенного импульсного и постоянно действующего источника тепла и т. п.

§ 21. Электрохимическая активность

Электрохимическая активность горных пород связана с их диффузионно-адсорбционной активностью $A_{\text{да}}$ либо с вызванной электрохимической активностью $A_{\text{в}}$.

Диффузионно-адсорбционная активность проявляется, если эта порода представляет собой полупроницаемую перегородку на контакте двух растворов различной минерализации. $A_{\text{да}}$ определяется как разность диффузионно-адсорбционной $E_{\text{да}}$ и диффузионной $E_{\text{д}}$ э.д.с., поделенной на логарифм отношения концентраций контактирующих растворов:

$$A_{\text{да}} = \frac{\Delta E_{\text{да}} - \Delta E_{\text{д}}}{\lg \frac{C_1}{C_2}}. \quad (5.6)$$

Вызванная электрохимическая активность $A_{\text{в}}$ проявляется в породе в виде разности потенциалов вызванной поляризации после пропуска электрического тока через породу. $A_{\text{в}}$ определяется как отношение разности потенциалов вызванной поляризации к приложенной:

$$A_{\text{в}} = \frac{\Delta U_{\text{в.п.}}}{U_{\text{пр}}}. \quad (5.7)$$

Диффузионно-адсорбционная активность $A_{\text{да}}$ является важнейшей характеристикой горных пород при исследовании разрезов скважин, сложенных терригенными и, особенно, глинистыми породами. Обладая адсорбционно-обменными способностями к катионам раствора, порода изменяет величину диффузионной э.д.с., приводя к появлению некоторой диффузионно-адсорбционной э.д.с. на контакте двух растворов с породой.

1. **Диффузионная э.д.с. (E_d).** При соприкосновении двух растворов электролита различной концентрации на контакте возникает э.д.с. диффузии E_d , связанная с диффузией ионов из раствора большей концентрации в раствор с меньшей концентрацией. Поскольку подвижность анионов и катионов, как правило, различна, раствор меньшей концентрации приобретает знак заряда, соответствующий знаку заряда более подвижных ионов.

Величина E_d для бинарных электролитов определяется уравнением В. Нернста:

$$E_d = \frac{RT}{F} \frac{N_k u - N_a v}{N_k u Z_k + N_a v Z_a} \ln \frac{C_1}{C_2}, \quad (5.8)$$

где $R = 8,314$ Дж/моль·К – универсальная газовая постоянная;

$F = N_A l = 9,648456 \cdot 10^4$ Кл/моль – число Фарадея; в котором $N_A = 6,022 \times 10^{23}$ – постоянная Авогадро; $l = 1,6021892 \cdot 10^{-19}$ Кл – заряд электрона;

T – абсолютная температура, К;

u, v – электролитические подвижности анионов и катионов;

N_a, N_k – количество анионов и катионов, на которые диссоциирует молекула;

C_1 и C_2 – эквивалентные концентрации растворов «1» и «2»;

Z_k, Z_a – валентности катионов и анионов.

Для одновалентного электролита $Z_a = Z_k = 1$ и $N_a = N_k = 1$, тогда формулу (5.8) можно переписать:

$$E_d = \frac{RT}{F} \frac{u - v}{u + v} \ln \frac{C_1}{C_2}, \quad (5.9)$$

На практике чаще всего пользуются числами переноса $N_k = u / (u + v)$, $N_a = v / (u + v)$, и тогда (5.9) принимает вид:

$$E_d = \frac{RT}{F(N_k - N_a)} \ln \frac{C_1}{C_2}. \quad (5.10)$$

Подставляя числовые значения величин R , F , $T = 291 \text{ K}$ и заменяя натуральный логарифм \ln на десятичный \lg , получим:

$$E_d = 58(N_k - N_a) \ln \frac{C_1}{C_2}. \quad (5.11)$$

Множитель перед логарифмом в формулах (5.10), (5.11) называется диффузионным коэффициентом K_d , величина которого определяется типом контактирующих растворов и их валентностью. Окончательно можно записать так:

$$E_d = K_d \ln \frac{C_1}{C_2}. \quad (5.12)$$

2. Диффузионно-адсорбционная э.д.с. ($E_{да}$). Если два контактирующих раствора различной концентрации разделены пролупроницаемой мембраной (пористой перегородкой), на границе раздела наблюдается изменение E_d , зависящее от типа пористой перегородки (материал, структура). Изменение величины наблюдаемой э.д.с. происходит от E_d до некоторого предельного значения:

$$E_{\text{пред}} = \frac{RT}{ZF \ln \frac{C_1}{C_2}}. \quad (5.13)$$

Для одновалентных растворов электролита, когда $Z = 1$, это значение определяется формулой:

$$E_{\text{пред}} = \frac{RT}{F \ln \frac{C_1}{C_2}}. \quad (5.14)$$

С учетом числовых значений постоянных величин, переходя с натурального логарифма \ln на десятичный \lg , получим величину предельной э.д.с.:

$$E_{\text{пред}} = 58 \lg \frac{C_1}{C_2}. \quad (5.15)$$

Поскольку наблюдаемые э.д.с. на контакте двух растворов в присутствии пористой перегородки скорее всего связаны с диффузией ионов из одного раствора в другой и их адсорбцией на пористой перегородке, в геофизической литературе эта э.д.с. получила название диффузионно-адсорбционной э.д.с. ($E_{да}$).

В литературе по физической химии и почвоведению эта э.д.с. называется мембранной и обозначается E_m .

Следовательно, наблюдаемая $E_{да}$ лежит в пределах $E_d \leq E_{да} \leq E_{пред}$.

Для конкретных контактирующих растворов и пористой перегородки в уравнении Нернста для $E_{да}$ перед $\ln \frac{C_1}{C_2}$ будем иметь некоторый числовой множитель $K_{да}$, называемый диффузионно-адсорбционным коэффициентом по аналогии с K_d :

$$E_{да} = K_{да} \ln \frac{C_1}{C_2}. \quad (5.16)$$

§ 22. Вызванная электрохимическая активность

Вызванная электрохимическая активность горной породы A_v характеризует ее способность поляризоваться под действием электрического тока. Количественно вызванная электрохимическая активность определяется отношением разности потенциалов вызванной поляризации к приложенной:

$$A_v = \frac{\Delta U_{в.п.}}{U_{пр}}. \quad (5.17)$$

Величина вызванной электрохимической активности A_v горных пород зависит от многих факторов, главными из которых являются химико-минералогический состав, удельная поверхность твердой фазы, содержание минералов с электронной проводимостью и минерализация вод, насыщающих поровое пространство. В терригенных и карбонатных породах величина A_v растет с увеличением удельной поверхности и уменьшением проницаемости, а также с увеличением

удельного сопротивления пластовых вод ρ_v . При насыщении минерализованной водой A_v практически исчезает.

На изучении A_v основано исследование скважин методом вызванной поляризации (ВП). Метод ВП используется для выделения углей различного состава и определения их зольности, выделения и изучения полиметаллических вкрапленных руд, выделения и исследования зон сульфидного оруденения, а в некоторых случаях для изучения проницаемости терригенных пород, выделения трещинных зон в карбонатных породах и выделения зон обводнения нефтяных коллекторов пресной воды. В настоящее время метод ВП в нефтяной и газовой геологии в промышленном масштабе не используется.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 6

§ 23. Магнитные свойства

Все тела, в том числе и горные породы, при внесении их во внешнее магнитное поле намагничиваются в той или иной степени, создавая собственное магнитное поле, которое накладывается на внешнее магнитное поле.

Собственное магнитное поле может исчезать, а может и сохраняться при снятии внешнего магнитного поля.

Магнитные свойства вещества определяются магнитными свойствами электронов и атомов этого вещества. Различные среды при рассмотрении их магнитных свойств называются магнетиками, которые подразделяются на три основные группы: *диамагнетики*, *парамагнетики*, *ферромагнетики*.

Изучение магнитных свойств горных пород позволяет решать множество геолого-инженерных и промысловых задач.

Для горных пород наиболее распространенной магнитной характеристикой служит вектор намагниченности \vec{J} , который является магнитным моментом единицы объема намагниченного вещества. Вектор намагниченности представляет собой векторную сумму магнитных моментов всех атомов, находящихся в единице намагниченного вещества:

$$\vec{j} = \frac{N_A \overline{P_m}}{V} = n \overline{P_m}, \quad (6.1)$$

где $n = N_A / V$ – концентрация атомов;

N_A – число Авогадро;

V – объем вещества;

$\overline{P_m}$ – магнитный момент атомов, полагая, что вещество однородное и его атомы имеют один и тот же момент.

Для диамагнетиков и парамагнетиков вектор намагниченности \vec{J} пропорционален напряженности намагничивающего поля \vec{H} .

$$\vec{J} = \chi \vec{H}. \quad (6.2)$$

Коэффициент пропорциональности χ называется магнитной восприимчивостью.

Если магнетик поместить в магнитное поле, то его магнитная индукция \vec{B} изменится за счет ориентации магнитных диполей по направлению магнитного поля, увеличив (уменьшив) магнитную индукцию от \vec{B}_0 до \vec{B} . Приращение представляет собой намагниченность или магнитный момент вещества \vec{J} :

$$\Delta\vec{B} = \vec{B} - \vec{B}_0 = \vec{J}. \quad (6.3)$$

Магнитная индукция \vec{B} – векторная величина, и в вакууме ее направление совпадает с напряженностью магнитного поля \vec{H} :

$$\vec{B}_0 = \mu_0 \vec{H}, \quad (6.4)$$

где $\mu_0 = 1,257 \cdot 10^{-6} \text{ В} \cdot \text{с}/(\text{А} \cdot \text{м})$ – магнитная постоянная.

Величина, показывающая, во сколько раз увеличивается (уменьшается) магнитная индукция вещества, называется относительной магнитной проницаемостью μ и вычисляется по формуле:

$$\mu = \frac{\vec{B}}{\vec{B}_0}. \quad (6.5)$$

Магнитная восприимчивость χ и относительная магнитная проницаемость μ связаны между собой через магнитную индукцию \vec{B} , полная величина которой является векторной суммой магнитных индукций самого вещества и наведенной внешним полем:

$$\vec{B} = \vec{B}_{\text{вп}} + \vec{B}_{\text{вещ}}; \quad (6.6)$$

$$\vec{B}_{\text{вп}} = \mu_0 \vec{H}; \quad (6.7)$$

$$\vec{B}_{\text{вещ}} = \mu_0 \vec{J}. \quad (6.8)$$

$\vec{B}_{\text{вп}}$ является вектором индукции, созданным магнитным полем \vec{H} , а $\vec{B}_{\text{вещ}}$ представляет вектор индукции вещества, созданный его намагниченностью \vec{J} (или отдельными магнитными моментами доменов). Таким образом, с учетом формул (6.6)–(6.8),

$$\begin{aligned}\vec{B} &= \mu_0 \vec{H} + \mu_0 \vec{J} = \mu_0 (\vec{H} + \vec{J}) = \\ &= \mu_0 (\vec{H} + \chi \vec{H}) = \mu_0 (1 + \chi) \vec{H} = \mu_0 \mu \vec{H}.\end{aligned}\tag{6.9}$$

Следовательно:

$$\mu = 1 + \chi.\tag{6.10}$$

Вещества, имеющие $\mu \gg 1$, $\chi > 0$ (железо, кобальт, никель, некоторые редкоземельные металлы, ряд сплавов), являются ферромагнетиками. Вещества, имеющие $\mu > 1$, $\chi > 1$ (платина, алюминий, вольфрам, все щелочные и щелочно-земельные металлы, кислород, воздух), являются парамагнетиками. Вещества, имеющие $\mu < 1$, $\chi < 0$ (золото, серебро, медь, висмут, алмаз, графит, вода, почти все газы, кроме кислорода), являются диамагнетиками.

Формулы (6.8)–(6.9) справедливы для определения χ и μ диамагнетиков и парамагнетиков. Однако с некоторым допущением они могут быть использованы и для ферромагнетиков. Необходимо только учитывать, что для ферромагнетиков магнитная восприимчивость χ и магнитная проницаемость μ являются не постоянными величинами, а представляют довольно сложные функции напряженности намагничивающего поля.

В настоящее время существует множество способов и методик определения магнитных свойств горных пород. Они основаны на взаимодействии магнитного поля вещества с:

- 1) вращающимися электрическими катушками (индукционные магнитометры);
- 2) рамками с током (флюксометры);
- 3) постоянными магнитами (оптико-механические магнитометры) и др.

При изучении магнитных характеристик горных пород наибольшее распространение получили оптико-механические магнитометры (имеющие астатическую систему с постоянными магнитами) типа МА-21, ЛАМ-22. Основной измеряемой величиной является вектор намагниченности \vec{J} , представляющий собой сумму векторов остаточной намагниченности $\vec{J}_{\text{ост}}$ и индуктивной намагниченности \vec{J}_I , созданной магнитным полем Земли.

§ 24. Радиоактивность

Естественной радиоактивностью называется самопроизвольное превращение одних атомных ядер в другие или в изотопы этих же ядер. Самопроизвольное превращение атомных ядер сопровождается испусканием определенных частиц (альфа- и бета-нейтрино, антинейтрино). Испускание частиц сопровождается γ -излучением. α -частицы отклоняются в магнитном поле, следовательно, они несут *положительный* заряд, равный $+2e$, а масса совпадает с массой ядра изотопа гелия ${}^4_2\text{He}$; β -частицы также отклоняются в магнитном поле и несут отрицательный заряд. β -частицы являются потоком быстро летящих электронов. α и β -частицы имеют очень слабую проникающую способность.

γ -лучи представляют собой поток жесткого электромагнитного излучения, обладающего очень высокой проникающей способностью. В связи с этим в природных условиях чаще всего изучают γ -активность горных пород.

Для изучения гамма-активности горных пород в основном используют удельную массовую $q_{n\gamma}$ или объемную $k_{n\gamma}$ эквивалентную гамма-активность, выражаемую в г-экв·Ra/кг породы или в пг_г-экв·Ra/г породы (в случае более мелких величин). Вместо Ra может быть использован эквивалент U, Th или K. При использовании удельной объемной гамма-активности эквивалент выражают в пг-экв·Ra/м³ породы и в нкг-экв·Ra/кг.

Иногда используют процентное содержание U, Th, Ra или K (по массе). Поскольку гамма-активность породы определяется сравнением гамма-излучения с излучением эталона известной радиоактивности, единицы измерения радиоактивности породы определяются единицами измерения эталона.

Лабораторная работа № 6а
Определение эквивалентной гамма-активности породы
на радиометре с газоразрядным счетчиком

Теория. Определение эквивалентной гамма-активности горных пород основывается на сравнении изучаемого образца породы с эталоном известной радиоактивности (гамма-активности), эквивалентной содержанию определенного радиоактивного элемента и выраженной в эквивалентах или в процентах от одного из наиболее часто встречаемых элементов U, Th, Ra, K.

$$q_{\gamma n} = q_{\gamma \text{эт}} \frac{(I_{n+\phi} - I_{\phi})m_{\text{эт}}}{(I_{\text{эт}+\phi} - I_{\phi})m_n}, \quad (6.11)$$

где $q_{\gamma \text{эт}}$ – известная радиоактивность эталона;

$I_n, I_{\phi}, I_{\text{эт}}$ – скорости счета от породы, фона, эталона соответственно;

$m_n, m_{\text{эт}}$ – масса породы и эталона соответственно.

Для определения объемной гамма-активности используют формулу:

$$k_{\gamma n} = q_{\gamma n} \delta_{\text{ТВ}} (1 - k_{\text{п}}) + q_{\gamma 3} \delta_3 k_{\text{п}}, \quad (6.12)$$

где $q_{\gamma n}$ и $q_{\gamma 3}$ – удельные массовые гамма-активности породы и заполнителя порового пространства;

$\delta_{\text{ТВ}}$ и δ_3 – плотности твердой фазы и заполнителя порового пространства;

$k_{\text{п}}$ – коэффициент пористости.

Сравнение производится по интенсивности счета импульсов от породы I_n и эталона $I_{\text{эт}}$. Поскольку к регистрируемому излучению добавляется радиоактивность, созданная космическим излучением, окружающей средой и материалами, из которых изготовлен прибор, то все это называется I_{ϕ} , которое регистрируется отдельно и учитывается при определении $q_{\gamma n}$.

Формулы (6.11) и (6.12) справедливы лишь при идентичности геометрических размеров образца и эталона, при отсутствии поглощения гамма-квантов в образце и эталоне и соответствии их химического состава (атомного номера z), плотности и спектра излучения.

Для выбора оптимального времени регистрации I_n , $I_{эт}$, I_{ϕ} используют палетку. Предварительно определяют величину отношения $\gamma = I_n / I_{\phi}$, затем, исходя из заданной относительной погрешности ε в измерении интенсивности излучения образца $(I_{n+\phi} - I_{\phi})$, определяется требуемое суммарное число импульсов, регистрируемое от образца N_n и фона N_{ϕ} .

Времена измерений образца τ_n и фона τ_{ϕ} рассчитываются по соотношению $\tau_n = N_n / I_n$; $\tau_{\phi} = N_{\phi} / I_{\phi}$. При исследовании низкоактивных образцов целесообразно проводить измерения по методике «равного времени». В этом случае интенсивности I_n и I_{ϕ} регистрируют в течение 10–15 мин с многократным повторением и принимают средние значения $I_{n,ср}$, $I_{\phi,ср}$ для расчетов.

Аппаратура, оборудование, материалы. 1. Комплект аппаратуры для измерения гамма-активности (рис. 6.1), включающий газоразрядный счетчик, блок высокого напряжения, пересчетный блок, свинцовый «домик». 2. Технические весы. 3. Контейнеры (гильзы) для образца, эталона и фона. 4. Образец, измельченный до частиц размером менее 0,25 мм. 5. Порошковый эталон известной гамма-активности. Чаще всего используют эталоны равновесного урана, реже тория, а для изучения карбонатных пород – калия. Результаты определений выражаются соответственно в урановых, ториевых или калиевых эквивалентах, или в процентном содержании этих элементов.

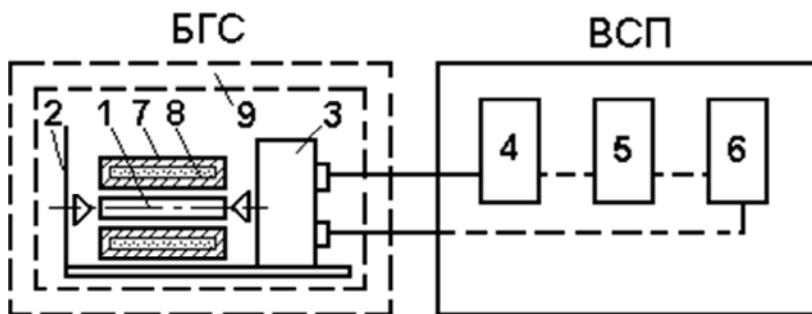


Рис. 6.1. Блок-схема радиометра:

БГС (блок газоразрядного счетчика):

1 – индикатор гамма-излучения; 2 – раздвижная планка; 3 – усилитель;
7 – гильза для породы; 8 – измеряемая порода; 9 – свинцовый кожух (домик);
ВСП (высоковольтный блок питания и счета импульсов):

4 – пересчетный блок; 5 – механический счетчик;
6 – выпрямитель питания газоразрядного счетчика

Количественное определение содержания радиоактивных элементов в породе. В настоящее время существуют два способа определения содержания радиоактивных элементов.

1. Непосредственное выделение отдельных элементов при помощи химического анализа. Однако этот способ требует больших затрат времени и является весьма дорогостоящим, поскольку концентрация радиоактивных элементов в нерадиоактивных породах чрезвычайно мала (от $0,1 \cdot 10^{-4}$ до $10 \cdot 10^{-4}$ %).

2. Гамма-спектрометрический метод, который заключается в сравнении спектров гамма-излучения анализируемого вещества и эталонного вещества (урана, тория, калия или других каких-либо элементов равновесного количества) при одинаковых условиях измерений.

§ 25. Упругость

Под действием приложенных извне сил, а также вследствие при-
сущей им упругости, породы изменяют свою структуру (форму) и размеры. Однако если деформирующие усилия не превосходят пределы упругости, то после их снятия приборы способны возвращаться к начальному состоянию.

Способность горных пород сохранять упругость, передавать упругие деформации с определенной скоростью и поглощать упругую энергию определяется комплексом физических характеристик, объединяемых обобщающим понятием – упругие свойства. К числу этих характеристик относятся модули Юнга E , сдвига G , всестороннего сжатия K , скорости распространения продольных v_p , поперечных v_s и поверхностных v_R упругих волн, коэффициенты Пуассона σ_n , объемного сжатия β , поглощения продольных, поперечных и поверхностных упругих волн α_p , α_s и α_R .

Упругость однородно-анизотропных пород описывается большим числом (до 21) независимых коэффициентов упругости, скоростей упругих волн и коэффициентов поглощения.

Модули E , G и K (Па) являются коэффициентами пропорциональности в уравнениях, связывающих напряжения σ (Па), созданные в породе определенными усилиями, с соответствующими им деформациями.

Коэффициент сжимаемости (Па^{-1}) – это величина, обратная модулю всестороннего сжатия $\beta = 1/K$. Коэффициент Пуассона $\sigma_n = l_2 / l_1$

(где l_2 и l_1 – поперечная и продольная деформации бруска породы, к торцовым граням которого приложены равные растягивающие или сжимающие усилия) характеризует интенсивность поперечных деформаций пород при приложении к образцу продольных усилий. Скорости распространения упругих колебаний v_p , v_s , v_R (м/с) связаны с временами распространения упругих продольных, поперечных и поверхностных волн τ_p , τ_s и τ_R (мкс/м) в образце породы следующими равенствами. Для продольных волн $v_p = l / \tau_p$, для поперечных волн $v_s = l / \tau_s$ для поверхностных волн $v_R = l / \tau_p$, где l – длина образца.

При распространении волн любого типа в образце породы их энергия переходит в энергию рассеянных волн и убывает вследствие потерь.

Амплитуда упругой волны изменяется с расстоянием x от точечного источника колебаний, где находится начало отсчета, по закону:

$$A = A_0 \left(\frac{x}{x_0} \right)^{-n} e^{-\alpha(x-x_0)}, \quad (6.13)$$

где A_0 – амплитуда на расстоянии x_0 от источника, находящегося на линии, проходящей через центр источника колебаний и точку x ;

n – амплитудный показатель расхождения волны от источника в зависимости от типа волны, структуры и степени неоднородности породы;

α – амплитудный коэффициент поглощения.

В реальных горных породах обнаруживаются одновременно как рассеяние, так и затухание упругой волны, обусловленные их неидеальной упругостью и неоднородностью.

Петрофизические величины, характеризующие упругие свойства горных пород, должны быть известны при решении следующих задач.

1. Выяснение строения и напряженного состояния земной коры и верхней мантии методами сейсмологии и глубинного сейсмического зондирования.

2. Исследование послышной зональности упругих свойств осадочных горных пород.

3. Тектоническое районирование.

4. Выяснение механизма распространения поглощенных упругих волн в горных породах и их деформации при различных видах напряжений.

5. Изучение корреляционных связей между рассматриваемыми и другими петрофизическими и петрохимическими величинами.

6. Оценка пределов изменения величин, характеризующих упругие свойства различных типов и групп горных пород.

7. Разработка новых модификаций и повышение эффективности имеющихся методов сейсмической разведки и акустических методов исследования скважин.

8. Расчет и конструирование горных машин и механизмов.

9. Обоснование параметров взрывных работ.

10. Оценка устойчивости массивов пород, обнажаемых горными выработками.

Коэффициенты и модули упругости сухих образцов пород, определенные динамическими способами, изменяются в следующих пределах: модуль Юнга E ($<0,3-22$) $\cdot 10^{10}$ Па, модуль сдвига G ($<0,1-9$) $\cdot 10^{10}$ Па, модуль всестороннего сжатия K ($<0,1-514$) $\cdot 10^{10}$ Па, коэффициент Пуассона $\sigma_{\Pi} = 0,08-0,42$.

Малые значения модулей упругости E , G и K относятся к рыхлым, большие – к плотным породам. Наименьшие величины σ_{Π} установлены у преимущественно кварцевых пород (кварцитов и др.). Влажность пород снижает величины модулей и коэффициентов упругости.

Скорость распространения упругих волн в горных породах (v_p) изменяется от <300 до 8000 м/с и более. Скорости v_S и v_R варьируют в менее широких пределах. Коэффициенты поглощения продольных волн α_p при частоте 1 МГц для свежих магматических пород колеблются в пределах $0,8-5$ м⁻¹. Для выветрелых гранитов и граносиенитов α_p выше – от 11 до 14 м⁻¹. Еще большие значения для тех же пород имеют коэффициенты поглощения поперечных волн – от 18 до 27 м⁻¹. В водонасыщенных песках при частоте 30–35 кГц $\alpha_p = 0,21$ м⁻¹, а при частоте 80–90 кГц достигает $1,5$ м⁻¹, в нефтенасыщенном песке при тех же частотах его величины соответственно равны 4,2 и 5,6 м⁻¹.

Величины, характеризующие упругие свойства горных пород, зависят от их состава, структуры, частоты упругих колебаний, температуры и давления.

§ 26. Модули и коэффициенты упругости

Способы определения коэффициентов упругости E , σ_{Π} , β , K , G подразделяются на статические и динамические.

В статических способах при помощи механических, оптико-механических, акустических, электромеханических и других тензометров определяются линейные перемещения или деформации при заданных напряжениях сжатия, реже растяжения, изгиба или кручения, по которым рассчитываются коэффициенты упругости.

В импульсных динамических способах для определения коэффициентов упругости в одном или двух образцах пород возбуждаются звуковые или ультразвуковые колебания и регистрируются две скорости распространения колебаний: v_p и $v_{p\text{ст}}$ – в неограниченной по размерам породе и в ее стержне; v_p и v_S – продольных и поперечных колебаний или v_p и v_R – продольных и поверхностных (релеевских) колебаний. По этим скоростям и плотности сухой породы δ_c можно рассчитать основные коэффициенты упругости.

§ 27. Скорость распространения и коэффициент поглощения упругих ультразвуковых колебаний

Разработаны резонансные звуковые и импульсные ультразвуковые способы определения скорости упругих волн.

Резонансные способы продольных и изгибных колебаний, несмотря на их относительно простую аппаратуру, применяются гораздо реже импульсных, к которым относятся способы прозвучивания, продольного профилирования, многократных отражений и критических углов. Это объясняется большой точностью импульсных способов, наглядностью экспериментальных данных, легкой их расшифровкой; значительными пределами, в которых может быть изменена скорость, и возможностью применения этих способов в широком диапазоне давлений и температур.

Оценка скорости распространения ультразвуковых волн сводится к определению времени прохождения ультразвуковых импульсов через образцы заданной длины или к установлению времени запаздывания эхо-сигнала. Эти времена составляют от 10 до 100 мкс при длине пути от 1 м в породах и жидкостях.

Коэффициент поглощения упругих волн в образцах горных пород α определяется резонансными и импульсными способами. В резонансных способах используются стоячие волны. Эти способы достаточно точны и имеют относительно малогабаритную аппаратуру. Основные недостатки заключаются в сложности перехода от

линейных значений α для стержня к объемному коэффициенту поглощения и в трудности изготовления стержней породы.

В импульсных способах используются бегущие волны. Из этих способов при обычных давлениях наибольшее распространение получили модификации прозвучивания под углом 45° к граням образца, продольного профилирования, многократных отражений.

Лабораторная работа № 6б

Определение скорости распространения упругих продольных ультразвуковых волн способом прозвучивания

Теория. Скорость распространения волн в образцах пород v_p определяется по данным измерений на образце длиной L (м) времени τ (с) пробега ультразвуковой волны:

$$v_p = \frac{L}{\tau}. \quad (6.14)$$

Равенство v_p скорости распространения продольных упругих волн в безграничной среде (массиве) $v_{p,m}$ соблюдается только при $r/\lambda > 1$ (где r – радиус образца; λ – длина ультразвуковой волны), при $r/\lambda < 0,3$ измеряется скорость в стержне породы $v_{p,ст}$.

Разные отношения r/λ получают, применяя образцы различного диаметра или используя волны различной частоты так, чтобы r/λ было вначале меньше 0,3, а затем больше 1,25. Это позволяет определить $v_{p,m}$ и $v_{p,ст}$ при изучении двух образцов одной и той же породы различного диаметра или одного образца с пьезодатчиками различной частоты.

Определение коэффициента поглощения упругих ультразвуковых колебаний способом многократных отражений. Способ определения коэффициента поглощения по данным многократных отражений основан на регистрации и сравнении амплитуд A_1 и A двух ультразвуковых импульсов: одного, прошедшего через образец длиной L , и второго, многократно отраженного от его рабочих граней и прошедшего акустический путь $2L(n-1)$, где n – число отражений.

§ 28. Влияние термобарических условий на физические свойства горных пород

Горная порода в естественном залегании подвержена воздействию многих внешних факторов. Ниже рассмотрено влияние на физические свойства пород горного и пластового давлений, температуры, а также аномальных пластовых давлений, образующихся при определенных геологических и гидродинамических условиях.

Аномально высокие и аномально низкие пластовые давления. Пластовое давление – это давление жидкости или газа в нефтеносных, газоносных или водоносных пластах-коллекторах, находящихся в условиях естественного залегания.

Обычно ожидаемое давление жидкости в пласте-коллекторе, вскрываемом скважиной, принимается равным нормальному гидростатическому, т. е. такому давлению, которое уравнивается весом столба минерализованной воды высотой от устья скважины до вскрываемого пласта. При этом средняя плотность минерализованной воды принимается равной в среднем $1,0-1,1 \text{ г/см}^3$, в зависимости от района исследования и глубины залегания пласта. Нормальное гидростатическое давление в общем случае не равно истинному гидростатическому давлению, определяемому положением статического уровня жидкости в скважине, поскольку оно не учитывает влияния возможного пьезометрического напора уровня грунтовых вод и реального распределения пластовых вод по минерализации. Таким образом, нормальное гидростатическое давление является условным понятием, которым удобно пользоваться при изучении закономерностей измерения пластовых давлений.

Фактические значения пластовых давлений на больших глубинах в значительной мере определяются условиями гидравлической изолированности пластов, тектонической активностью зон осадконакопления. Поэтому наряду с нормальными гидростатическими пластовыми давлениями в практике имеют место случаи более высоких и более низких пластовых давлений. Такие давления называют аномально высокими (АВПД) или аномально низкими (АНПД).

Критерием аномальности давлений предлагается считать величину нормального гидростатического давления (p_n). Назовем давление, отвечающее неравенству $p_a > p_n$, – АВПД, а давление $p_a < p_n$ – АНПД.

Аналогично определяются аномальные поровые давления (АВПоД или АНПоД), существующие в глинах.

Для изучения распределения давлений по разрезу и их изменений по площади используют коэффициент аномальности k_a – отношение аномального пластового или порового давления p_a к нормальному гидростатическому давлению p_n , вычисленному для той же глубины; для АВПД $k_a > 1$, для АНПД $k_a < 1$.

Одним из важнейших факторов, от которых зависит начальное пластовое давление, является горное давление. Оно складывается из суммарного влияния на пласт геостатического и геотектонического давлений (напряжений). Геостатическим называется давление, оказываемое весом вышележащей толщи горных пород. Градиент геостатического давления при средней плотности осадочных пород $2,3 \cdot 10^3$ кг/м³ составляет 0,023 МПа на 1 м мощности пород по разрезу. Геостатическое давление σ передается породами, а внутри породы – зернами (скелетом), слагающими пласт. Ему противодействует пластовое давление жидкости, насыщающей горную породу, – p . Разность между горным и пластовым давлением ($\sigma - p$) определяется как эффективное напряжение (давление).

Эффективное напряжение, пластовое давление и температура в первую очередь определяют деформацию и изменения физических свойств горных пород. При изменении эффективного напряжения происходит деформация сцементированного скелета (каркаса) породы, несущего на себе нагрузку вышележащей толщи. Изменение пластового давления приводит к деформации породообразующих минералов, а изменение температуры – к тепловым расширениям, изменениям механических свойств и интенсификации физико-химических процессов в породе. Поэтому эти параметры учитываются в первую очередь при разработке методов изучения и прогнозирования аномальных давлений.

Правильный прогноз глубины распространения и величины пластовых давлений позволяет вести бурение скважин в оптимальных условиях (при минимальной репрессии на пласт), создает условия для применения гибкого балансирования давления в системе скважина–пласт.

Помимо чисто технологического приложения, знание закономерностей распределения аномальных давлений в осадочной толще имеет научное значение при направлении поисковых работ на нефть

и газ и изучении закономерностей геологического строения исследуемых территорий.

В зависимости от времени получения информации, методы прогнозирования и оценки аномальных давлений можно подразделить на группы до начала бурения и в процессе бурения скважин.

К первой группе относятся метод прогнозирования по геолого-геофизическим наблюдениям за процессом уплотнения толщи осадочных пород и методы разведочной геофизики (преимущественно сейсморазведка).

Ко второй группе принадлежат методы, основанные на наблюдениях за механическими параметрами бурового процесса, свойствами глинистого раствора и шлама пород, а также методы ГИС, которые можно проводить до окончания бурения скважины как промежуточные исследования (например, при смене долота) либо даже без остановки бурения с использованием специального автономного геофизического прибора.

Физические свойства осадочных горных пород на больших глубинах, для которых характерно возникновение АВПД, определяются главным образом степенью их уплотнения. Породы, вмещающие залежи нефти или газа с аномально высоким пластовым давлением, менее уплотнены и имеют более высокую пористость в сравнении с аналогичными глинистыми породами, содержащими воду при нормальном поровом давлении. Более высокая пористость осадочных пород в зоне АВПД объясняется влиянием повышенного давления поровой жидкости, препятствующего уплотнению пород. Чем выше давление поровой жидкости, тем менее уплотнены породы. Поскольку пористость и плотность определяют и другие физические параметры, это свойство положено в основу применения различных геофизических методов определения АВПД.

Для изучения выбираются лишь «чистые» глинистые породы, без заметных примесей песчаного или карбонатного материала или другие породы, сравнительно равномерно распределенные по разрезу и не существенно меняющие свои литологические свойства. Свойства «чистых» глинистых пород наиболее однозначно определяются значением геостатического и внутривискозного давлений.

Лабораторная работа № 6в
Определение влияния эффективного напряжения
на удельное электрическое сопротивление $\rho_{\text{вп}}$,
пористость $k_{\text{п}}$, проницаемость $k_{\text{пр}}$, скорость
продольных волн v_p горных пород

Теория. Горные породы на глубине залегания H находятся под воздействием геостатического давления σ , определяемого плотностью $\delta_{\text{п}i}$ и мощностью h_i вышележащих отложений:

$$\sigma = 0,1g \sum_{i=1}^n \delta_{\text{п}i} h_i, \quad (6.15)$$

где $\sum_{i=1}^n h_i = H$ – глубина залегания исследуемой породы, м;

$$g = 9,81 \text{ м/с}^2.$$

Пластовое давление для данного пласта $p = 0,1g\delta_{\text{ж}}H$, где $\delta_{\text{ж}}$ – плотность пластовой жидкости.

При отсутствии точных данных о плотности вышележащих отложений и плотности пластовой жидкости среднее эффективное напряжение можно оценить по формуле $(\sigma - p) = 0,14h$, приняв средние значения плотностей $\delta_{\text{п.ср}} = 2500 \text{ кг/м}^3$ и $\delta_{\text{в.ср}} = 1100 \text{ кг/м}^3$.

Температуру на глубине залегания, как правило, определяют по геотермограмме или исходя из среднего значения геотермического градиента, характерного для данного района.

Физические свойства пород, определенные при атмосферных условиях, будут отличаться от свойств в пластовых термобарических условиях. Оценить величину поправок в физические свойства пород за влияние пластовых условий можно на основании соответствующих методических руководств, обобщающих данные по различным нефтегазоносным регионам или непосредственно определяя их величину на керне горных пород с помощью специальных лабораторных установок. При этом на основании экспериментальных данных строятся зависимости изменения физического свойства от величины эффективного напряжения $(\sigma - p)$ и температуры и оценивается величина изменения свойства породы при изменении термобарических условий от атмосферных до пластовых.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 7

§ 29. Использование шлама при изучении физических свойств горных пород

В последние годы в связи с освоением больших глубин залегания пород, превышающих 5000–6000 м, отбор образцов керна в процессе бурения очень осложнен; практически отсутствует отбор керна при бурении морских скважин на континентальном шельфе, что связано со спецификой морского бурения. В этих условиях основным источником информации о характере пробуренных пород становится шлам, выносимый вместе с буровым раствором на поверхность.

Работы по изучению шлама ведутся давно, но, как правило, охватывают небольшое число характеристик, которые в основном используются для описания литологического состава пород и в некоторых случаях для выявления характера насыщения.

С развитием новых ядерно-физических методов анализа вещества создались предпосылки для количественного анализа шлама с целью оперативного прогноза процесса бурения, а также повышения эффективности исследования скважин на основе комплексной интерпретации данных ГИС, результатов изучения керна, шлама и материалов опробования пластов.

В настоящее время используются методики оперативного анализа шлама на основе изучения данных, полученных методами ядерного магнитного резонанса (ЯМР), гамма-спектрометрии, нейтронной активации и рентгенометрии. Определенные этими методами коллекторские свойства (пористость, остаточная водонасыщенность, глинистость и др.) и содержание петрогенных (K^{40} , Eh, U^{238} , Ra) и естественных радиоактивных (Si, Al, Ca, Fe) элементов в анализируемых пробах шлама могут быть использованы для выделения коллекторов, покрышек и литотипов пород практически по всему разрезу бурящейся скважины.

Комплексное использование результатов оперативного анализа шлама и данных ГИС повышает эффективность исследования скважин, особенно на этапе поисково-разведочных работ. Однако использование шлама сопряжено с рядом трудностей, обусловленных недостаточным количеством крупных, наиболее информативных фракций шлама, слабой сцементированностью алевролитовых фракций, определяющей сохранность образцов бурового шлама в про-

цессе его транспортировки на поверхность промывочной жидкостью, кольматацией (глинизацией) шлама в процессе бурения, засорением шлама обвальными фракциями пород вскрываемого разреза, а также сложностью привязки по глубине.

Рассматривая вопрос о петрофизической информативности шлама, следует отметить, что большой интерес представляет определение на шламе следующих характеристик пробуренного разреза: литологического состава, плотности породы δ_p , плотности твердой фазы δ_t , коэффициента открытой $k_{п.о}$ и эффективной $k_{п.эф}$ пористости, коэффициента глинистости $k_{г.л}$, коэффициента карбонатности k_c и коэффициента остаточного водонасыщения $k_{в.о}$.

Кольматация шлама происходит при опережающей фильтрации бурового раствора через породу до и во время образования шлама. После транспортировки шлама по стволу скважины часть заглинизированного слоя породы стирается, а часть отмывается от бурового раствора, но какое-то количество глинистых частиц остается в порах шлама, что, несомненно, влияет на его физические свойства.

Частота отбора шлама из скважины определяется мощностью пластов в разрезе и разрешающей способностью методики анализа. Поэтому шаг отбора шлама целесообразно делать менее $h_{\min}/2-3$, где h_{\min} – минимальная мощность пласта в разрезе. Обычно в газокаротажной практике шаг отбора равен 1 м.

Отобранный шлам необходимо тщательно отмыть от глинистых частиц бурового раствора и других мелкодисперсных примесей жгательно горячей водой под напором в сите с ячейками 0,1–0,2 мм. В дальнейшем шлам подвергается сушке с принудительной вентиляцией при температуре не более 110 °С, чтобы избежать разложения в образцах гидратных форм минералов.

Привязка шлама к глубине отбора производится по методике, принятой в газовом каротаже с точностью до 1 м; однако систематические ошибки в привязке шлама могут быть значительные (до 10 м и более), причем зависимости от глубины забоя скважины не наблюдается. Для уточнения привязки шлама по глубине необходимо производить коррекцию глубин отбора шлама путем сопоставления результатов анализа шлама с материалами ГИС по стволу скважины при совмещении характерных реперов или границ литологических разностей (например, можно использовать диаграммы ГИС и распределение по глубинам гамма-активности проб шлама).

Образцы шлама, предназначенные для изучения аппаратурой ядерного магнитного резонанса, проходят магнитную сепарацию путем пропускания их через магнитное поле постоянного магнита для удаления железистых включений и примесей из-за которых искажается сигнал ЯМР.

Малый размер, неправильная форма и частичная заглинизированность кусочков шлама значительно осложняют определение физических свойств горных пород по шламу стандартными способами.

§ 30. Пористость шлама

Существует несколько способов определения коэффициента открытой пористости горных пород $k_{п.о}$ (см. § 9), однако все они применимы для образцов пород объемом не менее 5 см^3 . Объем кусочков породы в шламе, как правило, значительно меньше, что затрудняет возможность применения обычных способов определения величины $k_{п.о}$.

Лабораторная работа № 7а

Определение коэффициента открытой пористости $k_{п.о}$ методом ядерного магнитного резонанса (ЯМР)

Теория. Сущность ЯМР заключается в резонансном поглощении или излучении веществом электромагнитной энергии при переходах между энергетическими уровнями ядер атомов, имеющих магнитный момент. Среди породообразующих элементов ядра водорода характеризуются наименьшей величиной соотношения величин магнитного и механического моментов, поэтому эффект ЯМР в горных породах определяется в основном содержанием водорода. Амплитуда сигнала ядерной индукции, зависящая от интенсивности поглощаемой (излучаемой) энергии ЯМР, характеризует общее содержание поровой жидкости.

Между величиной амплитуды сигнала ядерной индукции и количеством водородсодержащей жидкости, находящейся в поровом пространстве горной породы, установлена пропорциональная зависимость, на чем основано определение пористости по амплитудной характеристике сигнала ЯМР.

Основная трудность и особенность изучения коллекторских свойств по шламу методом ЯМР заключается в значительном увеличении внешней поверхности частиц по сравнению с поверхно-

стью образца керна и, следовательно, в увеличении вклада этой поверхности в релаксацию жидкости по сравнению с вкладом внутренней поверхности пор.

Разделение объемов внутренней и внешней воды в водонасыщенных образцах осуществляется путем гравитационного вытеснения воды из макропор между частицами шлама более тяжелой жидкостью, не смешивающейся и не растворяющейся в воде, а также не содержащей протонов, дающих сигнал ЯМР. Такой жидкостью может быть фторорганическая жидкость (ФОЖ) типа М-1 и Б-1 либо четыреххлористый углерод.

Оценка коэффициента открытой пористости $k_{п.о}$ по шламу, как и по керну, производится при полном насыщении пор водородсодержащей рабочей жидкостью (пластовая вода, керосин) из соотношения $k_{п.о} = V_{пор} / V_{п}$, где $V_{пор}$ – объем пор при 100 %-ом заполнении их рабочей жидкостью; а $V_{п}$ – объем образца породы.

Для определения объема V_T твердой фазы образца породы, насыщенного рабочей жидкостью и помещенного в ту же жидкость в измерительной пробирке, сравнивают амплитуды сигнала ЯМР (свободной прецессии), измеренные до и после помещения исследуемого образца в эту жидкость. После вытеснения рабочей жидкости из межчастичного пространства шлама жидкостью, не содержащей протонов, объем жидкости, оставшейся во внутриводном пространстве шлама, также характеризуется амплитудой сигнала свободной прецессии (ССП).

Объем твердой фазы породы V_T по измеренным значениям амплитуд СПП определяют из следующего выражения:

$$V_T \approx \frac{A_T}{A_3} = \frac{(A_3 - A_1)}{A_3}, \quad (7.1)$$

где A_3 – амплитуда СПП от эталона (100 %-ое водосодержание в пробирке);

A_1 – амплитуда СПП от воды с образцом в пробирке.

Коэффициент открытой пористости ($k_{п.о}$) определяют из соотношения

$$k_{п.о} = \frac{A_2}{(A_T + A_2)}, \quad (7.2)$$

где A_2 – амплитуда ССП от объема жидкости, оставшейся в порах частиц шлама после вытеснения межчастичной жидкости более тяжелой.

Если в образце шлама имеются закрытые поры, то для оценки величины $k_{п.о}$ необходимо из амплитуды общего сигнала свободной прецессии насыщенного образца вычесть долю сигнала, приходящуюся на закрытые поры. Для этой цели отмытый шлам высушивают в сушильном шкафу при температуре 105 °С и измеряют амплитуду сигнала ЯМР от высушенного образца шлама – A_3 .

Коэффициент открытой пористости рассчитывают по формуле

$$k_{п.о} = \frac{(A_2 - A_3)}{(A_1 + A_2 + A_3)}. \quad (7.3)$$

При определении $k_{п}$ методом ЯМР на образцах горных пород стандартного размера измеряют сигналы ЯМР от исследуемого образца и эталонного образца с известной пористостью $k_{п}^{эт}$. Величину $k_{п}^{обр}$ получают из соотношения

$$\frac{k_{п}^{обр}}{k_{п}^{эт}} = \frac{A_{обр}}{A_{эт}} \frac{V_{эт}}{V_{обр}}, \quad (7.4)$$

где $k_{п}^{обр}$, $k_{п}^{эт}$, $A_{обр}$, $A_{эт}$, $V_{обр}$, $V_{эт}$ – соответственно коэффициенты пористости, амплитуды сигналов и объемы образца и эталона.

В качестве эталонных применяют стандартные образцы ГСО, представляющие собой запаянные пробирки с раствором гексана (C_6H_{14}) или четыреххлористого углерода CCl_4 , эквивалентная пористость которых составляет 1, 5, 10, 20, 40 %. Размеры образцов ГСО ($d = 20$ мм, $h = 50$ мм) соответствуют диаметру измерительной катушки и высоте зоны чувствительности датчика сигналов ЯМР в аппаратуре. Некоторые исследователи в качестве эталонов используют образцы горных пород с известным коэффициентом пористости.

Использование этой методики при работе со шламом сопряжено с трудностями, связанными с несоответствием объемов эталона и шлама, что вносит большую погрешность в определение $k_{п}$ по шламу и нуждается в доработке.

§ 31. Удельное электрическое сопротивление образцов неправильной формы

Определение удельного электрического сопротивления на кусочках шлама сопряжено со значительными трудностями, вызванными маленькими размерами и их неправильной формой. Первые замеры (1969–1970 гг.) проводились на отдельных шламках, помещаемых между двумя электродами, включенными в мостовую схему. Применяемые латунные электроды диаметром 0,155 мм одновременно являлись измерительными поверхностями микрометра; таким образом одновременно с электрическим сопротивлением измерялась и толщина кусочков шлама. Однако этот метод не нашел широкого применения, так как получались большие погрешности в измерении радиуса шламки R , связанные с влиянием несоответствия размеров электродов и шламок и быстрым их высыханием в процессе замера.

Вторым этапом в измерении электрического сопротивления шлама стало определение его на порции шлама, помещенной в жидкостной резистивиметр. Шлам засыпали в двухэлектродный цилиндрический резистивиметр, в котором один электрод закреплен в нижней части прибора, а второй подвижен, и заливали раствором. Удельное сопротивление шлама $\rho_{\text{шл}}$ определяли на основании уравнения Максвелла:

$$\rho_{\text{шл}} = \frac{\rho_{\text{в}}[\rho_{\text{см}}(3 - 2V_{\text{т}})] - V_{\text{т}}\rho_{\text{в}}}{\rho_{\text{в}}(3 - V_{\text{т}}) - \rho_{\text{см}}V_{\text{т}}}, \quad (7.5)$$

где $\rho_{\text{в}}$ – удельное сопротивление чистого раствора в резистивиметре;

$\rho_{\text{см}}$ – удельное сопротивление смеси раствора со шламом;

$V_{\text{т}}$ – доля объема межшламового пространства, заполненного раствором, от общего объема смеси.

Для уменьшения влияния раствора в межшламовом пространстве на величину $\rho_{\text{см}}$ необходимо брать раствор малой концентрации (15–30 Ом·м).

Точность измерения удельного сопротивления шлама $\rho_{\text{ш}}$ зависит от точности измерения величины $\rho_{\text{см}}$ и степени идентичности подготовки проб шлама замерам.

§ 32. Скорость распространения упругих продольных волн в шламе

Скорости распространения упругих продольных волн в шламе $v_{\text{шл}}$ и соответствующее интервальное время $\Delta\tau_{\text{шл}}$ изучены недостаточно по сравнению с коэффициентом пористости или удельным электрическим сопротивлением шлама.

Лабораторная работа № 76 Определение интервального времени пробега упругих волн в шламе $\Delta\tau_{\text{шл}}$

Теория. Методика определения интервального времени пробега упругих волн в шламе основана на последовательном измерении скорости распространения упругих продольных волн $v_{\text{шл}}$ в шламе, помещенном в различные жидкости с известной скоростью волн $v_{\text{ж}}$, и последующем построении графика (рис. 7.1). На графике строятся две кривые, одна из которых является эталонной (1) и соответствует интервальным временам распространения упругой продольной волны в жидкостях $\Delta\tau_{\text{эт}} = \Delta\tau_{\text{ж}}$, а вторая построена по точкам (2), соответствующим интервальному времени $\Delta\tau_{\text{изм}}$, измеренному при последовательном помещении шлама в различные среды с известным интервальным временем. Интервальное время пробега упругих продольных волн в шламе $\Delta\tau_{\text{шл}}$ определяется как точка пересечения двух построенных кривых.

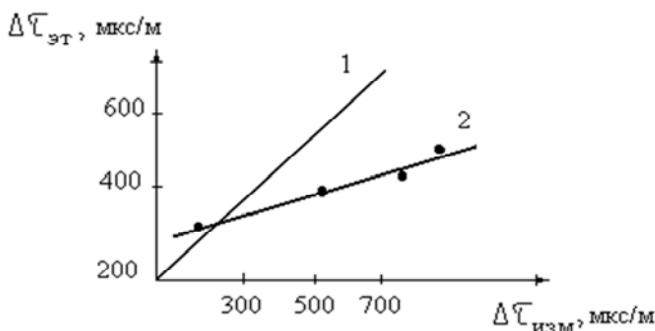


Рис. 7.1. График определения интервального времени пробега упругих волн в шламе $\Delta\tau_{\text{шл}}$

Приборы, оборудование, материалы. При измерении скорости упругих колебаний можно применять любой прибор для прозвучивания жидкостей типа УОС-1 (ВНИИГеофизика).

Порядок проведения работы

1. В измерительный цилиндр последовательно заливают жидкость с известным значением скорости упругих ультразвуковых волн $v_{ж}$, в которую помещают исследуемый шлам.

2. Определяют скорость упругих волн в смеси жидкости и шлама.

3. Строят на графике две кривые: эталонную $\Delta\tau_{эт}$ и измеренную на смеси жидкостей со шламом $\Delta\tau_{изм}$.

4. Находят точку пересечения двух кривых, которая соответствует величине интервального времени в шламе $\Delta\tau_{шл}$.

Форма записи исходных данных и результатов определения.

Исходные данные и результаты определения $\Delta\tau_{шл}$ записывают в журнал по форме, приведенной в табл. 7.1

Погрешности измерения связаны с погрешностями применяемой измерительной аппаратуры для определения скорости распространения упругих продольных волн.

Таблица 7.1

Номер образца шлама	Скорость упругих волн в жидкости $v_{ж}$, м/с	Интервальное время в жидкости $\Delta\tau_{ж}$, мкс/м	Скорость упругих волн в смеси жидкости и шлама, м/с	Интервальное время пробега в смеси жидкости и шлама, мкс/м	Интервальное время пробега упругой волны в шламе $\Delta\tau_{шл}$, мкс/м	Погрешности $\frac{\Delta(\Delta\tau_{шл})}{\Delta\tau_{шл}}$, %	Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8

Определение скорости упругих волн в шламе $v_{шл}$ при помощи установки УЛС (ультразвукового лазерного сканирования). В установке УЛС применяется бесконтактное возбуждение очень короткого ультразвукового импульса при превращении световой энергии в упругую ультразвуковую волну. Время распространения упругой волны в образце шлама фиксируется по разности времен

между упругим импульсом, прошедшим через образец и воспринимаемым керамикой, на которой крепится образец, и синхронным импульсом (часть световой энергии подается через фотоумножитель на синхровход осциллографа).

Сканирование образцов световым лучом производят по сетке с шагом в 3 мм (некоторые образцы прозвучиваются в 90 и более точках). Точность (суммарная ошибка) определения $v_{\text{шл}}$ составляет 2 %.

§ 33. Петрофизические разрезы и петрофизическое районирование

Петрофизические разрезы дают представление об изменении физических свойств горных пород с глубиной залегания. Их строят по скважинам в виде колонок и по профилям, проведенным по ряду скважин.

Петрофизическая характеристика геологического разреза в ряде случаев позволяет успешно определять условия формирования пород, их возраст и геологические факторы, воздействовавшие на породу, оценивать эпигенетические изменения среды, устанавливать тип флюида, насыщающего породу, и т. д.

Петрофизическая характеристика основных типов осадочных пород учитывает:

1) границы раздела между литологическими и стратиграфическими комплексами (избыточная плотность, удельное электрическое сопротивление и др.);

2) основные геофизические реперы, их характеристики;

3) условия, затрудняющие применение методов ГИС и интерпретации их результатов, а также предопределяет комплекс ГИС при исследовании перспективности района на нефть и газ.

В отдельных случаях при достаточной изученности района рассматриваются латеральное распределение физических параметров, послонная зональность, степень эпигенетических изменений отдельных пластов, наличие экранирующих горизонтов и т. д. Петрофизические разрезы при поисковых работах строят по данным изучения образцов керна и материалам ГИС. Разрезы дополняются петрофизическими картами, построенными по тому же принципу выделения петрофизических групп пород. Границы между петрофизическими группами пород проводят преимущественно по диаграммам ГИС.

Петрофизические разрезы средних и мелких масштабов составляют по данным интерпретации материалов ГИС, петрофизической характеристики горных пород и изменения физических свойств пород с глубиной (рис. 7.2).

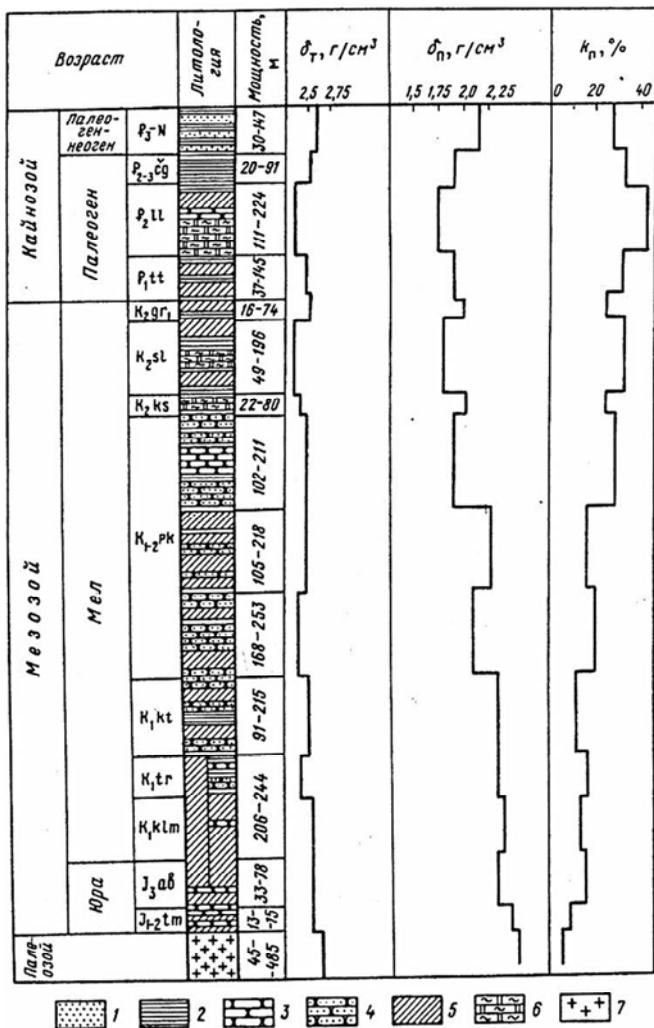


Рис. 7.2. Пример геолого-петрофизического разреза:
 1 — пески; 2 — глины; 3 — песчаники; 4 — алевролиты;
 5 — аргиллиты; 6 — опоки; 7 — фундамент

Отличием петрофизических разрезов от геолого-геофизических является использование характеристики для уточнения петрофизических, фациальных, структурных и текстурных изменений горных пород в вертикальном и латеральном направлениях.

Обобщение полученных результатов исследований физических свойств пород путем построения параметрических и петрофизических разрезов, петрофизических карт, графиков связи отдельных физических свойств между собой и результатов обработки ГИС позволяет производить петрофизическое районирование территории с целью выявления залежей месторождений полезных ископаемых и их последующей разработки, особенно скважинными (в т. ч. геотехнологическими) методами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов, В. Г. Практикум по петрофизике / В. Г. Виноградов, А. В. Дахнов, С. Л. Пацевич. – М.: Недра, 1990. – 227 с.
2. Добрынин, В. М. Деформации и изменение физических свойств коллекторов нефти и газа / В. М. Добрынин. – М.: Недра, 1970. – 239 с.
3. Кобранова, В. Н. Петрофизика / В. Н. Кобранова. – М.: Недра, 1986. – 392 с.
4. Определение петрофизических характеристик по образцам / В. Н. Кобранова, Б. И. Извенков, С. Л. Пацевич, М. Д. Швараман; под. Ред. В. Н. Дахнова. – М.: Недра, 1977. – 432 с.
5. Поляков, Е. А. Методика изучения физических свойств коллекторов нефти и газа / Е. А. Поляков. – М.: Недра, 1981. – 182 с.
6. Резванов, Р. А. Радиоактивные и другие неэлектрические методы исследования скважин / Р. А. Резванов. – М.: Недра, 1982. – 368 с.
7. Руководство к лабораторным работам по курсу «Петрофизика» / под ред. д-ра геол.-минер. наук В. Н. Дахнова. – М.: Недра, 1982. – 216 с.
8. Тульбович, Б. И. Методы изучения пород – коллекторов нефти и газа / Б. И. Тульбович. – М.: Недра, 1979. – 199 с.
9. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика / под ред. д-ра геол.-минер. наук Н. Б. Дортман. – М.: Недра, 1984. – 455 с.
10. Ханин, А. А. Петрофизика нефтяных и газовых пластов / А. А. Ханин. – М.: Недра, 1976. – 295 с.
11. Виноградов, В. Ф. Установка для моделирования и изучения акустических нелинейных эффектов : вопросы нелинейной геофизики / В. Ф. Виноградов, А. Г. Ершов. – М.: Издательство «ВНИИЯГГ», 1981. – 187 с.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 1.....	5
§ 1. Физические свойства горных пород.....	5
§ 2. Отмывка, сушка и насыщение образцов.....	7
§ 3. Плотность.....	8
§ 4. Жидкая фаза.....	10
<i>Лабораторная работа 1а. Определение плотности жидкости $\delta_{ж}$</i> пикнометрическим способом.....	11
§ 5. Твердая фаза.....	13
<i>Лабораторная работа 1б. Пикнометрический способ</i> определения плотности твердой фазы $\delta_{т}$	13
§ 6. Сухая порода.....	15
<i>Лабораторная работа 1в. Определение плотности абсолютно</i> сухой породы $\delta_{с}$ гидростатическим взвешиванием.....	16
ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 2.....	18
§ 7. Пористость.....	18
§ 8. Общая пористость.....	19
<i>Лабораторная работа № 2а. Определение коэффициента общей</i> пористости $k_{п}$ весовым способом (способ Мельчера).....	19
§ 9. Открытая пористость.....	20
<i>Лабораторная работа № 2б. Определение коэффициента</i> открытой пористости $k_{п.о}$ весовым способом.....	20
§ 10. Эффективная пористость.....	21
ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 3.....	23
§ 11. Влагоемкость, водонефтегазонасыщение.....	23
§ 12. Полная влагоемкость.....	24
<i>Лабораторная работа № 3б. Весовой способ определения</i> влагоемкости $W_{п}$	25
§ 13. Связанная и остаточная вода пор.....	26
§ 14. Нефте- и газонасыщение.....	26
<i>Лабораторная работа № 3в. Определение коэффициентов водо-,</i> нефте- и газонасыщения $k_{в}$, $k_{п}$, $k_{г}$ способом отгонки.....	27
ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 4.....	30
§ 15. Обменная способность и поверхностная проводимость.....	30
<i>Лабораторная работа № 4а. Определение поверхностной</i> проводимости горных пород.....	31
§ 16. Удельная поверхность, поровый состав и проницаемость.....	32
§ 17. Газопроницаемость.....	34

Лабораторная работа № 4б. Определение коэффициента абсолютной проницаемости $k_{пр}$ при линейной фильтрации газа с давлением на входе в образец выше атмосферного	38
Лабораторная работа № 4в. Определение коэффициента абсолютной проницаемости $k_{пр}$ при нестационарной фильтрации	39
ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 5	41
§ 18. Электрические, диэлектрические и тепловые свойства	41
§ 19. Удельное электрическое сопротивление породы и пластовой воды	45
Лабораторная работа 5а. Определение удельного электрического сопротивления пластовой воды ρ_v	47
§ 20. Тепловое сопротивление, теплопроводность, температуропроводность и теплоемкость	49
§ 21. Электрохимическая активность	50
§ 22. Вызванная электрохимическая активность	53
ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 6	55
§ 23. Магнитные свойства	55
§ 24. Радиоактивность	58
Лабораторная работа № 6а. Определение эквивалентной гамма-активности породы на радиометре с газоразрядным счетчиком	59
§ 25. Упругость	61
§ 26. Модули и коэффициенты упругости	63
§ 27. Скорость распространения и коэффициент поглощения упругих ультразвуковых колебаний	64
Лабораторная работа № 6б. Определение скорости распространения упругих продольных ультразвуковых волн способом прозвучивания	65
§ 28. Влияние термобарических условий на физические свойства горных пород	66
Лабораторная работа № 6в. Определение влияния эффективного напряжения на удельное электрическое сопротивление $\rho_{вп}$, пористость $k_{п}$, проницаемость $k_{пр}$, скорость продольных волн v_p горных пород	69
ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 7	70
§ 29. Использование шлама при изучении физических свойств горных пород	70
§ 30. Пористость шлама	72
Лабораторная работа № 7а. Определение коэффициента открытой пористости $k_{п.о}$ методом ядерного магнитного резонанса (ЯМР)	72

§ 31. Удельное электрическое сопротивление образцов неправильной формы	75
§ 32. Скорость распространения упругих продольных волн в шламе	76
<i>Лабораторная работа № 76. Определение интервального времени пробега упругих волн в шламе $\Delta\tau_{шд}$</i>	<i>76</i>
§ 33. Петрофизические разрезы и петрофизическое районирование	78
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	81

Учебное издание

ПЛАКС Дмитрий Петрович
БАБЕЦ Михаил Анатольевич

ПЕТРОФИЗИКА

Практикум
для студентов специальности 1-51 02 01
«Разработка месторождений полезных ископаемых»

Редактор *Н. А. Костешева*
Компьютерная верстка *Е. А. Беспанской*

Подписано в печать 05.11.2021. Формат 60×84 ¹/₁₆. Бумага офсетная. Ризография.
Усл. печ. л. 4,94. Уч.-изд. л. 3,86. Тираж 100. Заказ 581.

Издатель и полиграфическое исполнение: Белорусский национальный технический университет.
Свидетельство о государственной регистрации издателя, изготовителя, распространителя
печатных изданий № 1/173 от 12.02.2014. Пр. Независимости, 65. 220013, г. Минск.