

В. Н. КОБРАНОВА

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

(ПЕТРОФИЗИКА)

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебного пособия для нефтяных,
геологоразведочных, горных вузов и факультетов*

Под редакцией д-ра геолого-минер. наук,
проф. В. Н. ДАХНОВА



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Москва 1962

АННОТАЦИЯ

В книге изложены основные сведения о природе, процессах формирования и изменения физических свойств горных пород; рассмотрены связи между этими свойствами и литолого-петрографической характеристикой горных пород, необходимые для изучения последних по геофизическим данным; приведены сведения о классификации физических свойств различных типов горных пород и полезных ископаемых, о пределах и причинах их изменений; описаны способы определения физических свойств горных пород.

Книга является учебным пособием для студентов, специализирующихся в области геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и исследования скважин. Она может быть полезна студентам геологоразведочной и горной специальностей, а также инженерно-техническим работникам геологической и геофизической служб.

ВВЕДЕНИЕ

В Программе КПСС, принятой XXII съездом партии, сказано, что главная экономическая задача партии и советского народа состоит в том, чтобы создать материально-техническую базу коммунизма в течение ближайших двадцати лет. Последнее невозможно без достижения высоких темпов развития всех отраслей промышленности, в том числе топливной, где взят решительный курс на преимущественное развитие добычи и переработки нефти и газа. За двадцать лет (с 1960 по 1980 г.) планируется повысить добычу нефти до 690—710 млн. *т* в год, а производство газа 680—720 млрд. *м*³ в год. В связи с этим необходимо резко увеличить разведанные запасы нефти и газа, быстро и рационально их разработать. Возникающие при этом проблемы будут решаться в первую очередь геологами и геофизиками. Им предстоит разведать много новых месторождений нефти и газа, обеспечить техническую документацию для их успешной разработки. Правильное проектирование и применение геофизических работ невозможно без знания петрофизики.

В начале развития нефтяной, рудной, угольной и других отраслей горной промышленности определение горных пород и полезных ископаемых осуществлялось на основании непосредственного (визуального или инструментального) их изучения.

Однако по мере того, как появилась необходимость исследования больших пространств поверхности и глубоко залегающих толщ земли, непосредственное исследование образцов и толщ пород для определения их практического значения становилось все менее экономичным, достоверным и возможным. Это привело к развитию новых, геофизических методов изучения горных пород и полезных ископаемых, основанных на их определении по комплексу физических свойств. Эти свойства изучают при помощи особой техники с поверхности земли, в скважинах или на образцах пород в лаборатории.

Возможность изучения горных пород по их физическим свойствам обуславливается наличием тесной связи между физическими, химическими, физико-химическими свойствами пород. В зависимости от происхождения, условий жизни, литологии и характера залегания породы характеризуются определенным комплексом и распределением физических свойств.

Имеется много примеров успешного применения геофизических методов изучения пород. Эти методы в ряде случаев позволяют уверенно определять породы, не изучая их непосредственно. На основании результатов электрических и радиоактивных исследований в разрезах скважин можно выделить глины (по характерным положительным значениям естественных потенциалов, повышенной естественной радиоактивности, низким электрическому удельному сопротивлению и интенсивности радиационного гамма-излучения), пыльные пески и песчаники, насыщенные высокоминерализованными водами (по отрицательным аномалиям потенциалов собственной поляризации, низким величинам электрического удельного сопротивления и естественной радиоактивности), угли (по резкому увеличению интенсивности рассеянного гамма-излучения, обусловленному аномально низкой плотностью углей) и другие породы, определить пористость и продуктивность песчано-глинистых нефтегазовых отложений и решить другие задачи.

Возрастание пористости, уменьшение плотности и удельного электрического сопротивления пород достаточно хорошо характеризуют степень их выветривания и определяются разведочной геофизикой.

При помощи магнитной разведки [82] расчленяют сложные массивы интрузивных пород, оценивают направление и степень их изотропности. Например, на рудном Алтае по магнитной восприимчивости легко дифференцируются макроскопически неразличимые интрузивные и эффузивные диабазы; по данным магнитных съемок уверенно выделяются отдельные разновидности интрузивных трапов Сибирской платформы [90].

Степень метаморфизма, выветривание и другие изменения пород легко обнаруживаются на основании полевых исследований физических свойств их. Серпентинизация, например, сопровождается уменьшением плотности и электрического сопротивления пород, иногда (при выделении магнетита) возрастанием их магнитности.

По магнитным свойствам определяется температура образования последующей жизни пород. Значительная магнитность может быть обусловлена нагреванием до $400\text{--}800^\circ\text{C}$ железосодержащих пород, в результате которого образуется магнетит. Такое нагревание с последующим возрастанием магнитности пород наблюдается вблизи выгоревших угольных пластов и в приконтактных зонах некоторых массивов магматических пород [91].

Полезны геофизические методы изучения пород для решения задач стратиграфии, общей, структурной региональной и инженерной геологии, а также в других областях геологии.

По данным электрических, радиоактивных, сейсмических и других методов в нефтяной и угольной промышленности с успехом коррелируют разрезы скважин. Это особенно важно в тех случаях,

когда из-за отсутствия фауны, флоры и других причин корреляция отложений по геологическим признакам затруднена.

Решению задач региональной геологии способствует исследование закономерностей регионального изменения плотности, электрического удельного сопротивления, магнитности и других свойств пород. Возникшим в определенных условиях однородным осадочным толщам отвечает однородное распределение физических свойств. Процессы, приводящие к складчатости и метаморфизму, служат причиной резкого изменения физических свойств пород — расщепленные породы характеризуются анизотропией, термальный метаморфизм повышает магнитность пород. Следовательно, пространственное распределение физических свойств, регистрируемое геофизикой, является показателем процессов формирования пород, т. е. истории их образования.

Выяснение температурного состояния внутренних частей земли, определяющего тектонические процессы, — одна из главных задач геологии. Решение ее невозможно без сведений о тепловых свойствах пород в естественном залегании [82].

Можно значительно продолжить список задач, решаемых геофизикой на основе познания физических свойств пород *in situ*. Однако и того, что сказано, достаточно для ясного понимания положительной роли новых методов исследования недр земли.

Все это, конечно, не означает, что до развития геофизических методов некоторые физические свойства не использовали в лаборатории для познания пород.

Изучению физических свойств кристаллов, минералов и горных пород отводили и отводят значительное место в кристаллографии, минералогии и петрографии.

Кристаллография изучает оптические, механические (спайность, твердость и т. д.), электрические (пиро- и пьезоэлектрические) и другие свойства кристаллов — тел однофазных и анизотропных.

Для диагностирования практически однофазных и однородных по составу и строению минералов и определения их практического значения также с успехом применяются оптические, рентгено-структурные, термические методы и спектральный анализ, изучаются физические свойства, например цвет, удельный вес, люминесценция, твердость и другие.

Большинство из перечисленных методов и свойств используют также и в петрографии.

Но и в петрографии и в большинстве других отраслей геологии исследуют далеко не полный комплекс физических свойств (в основном лишь твердой фазы) пород. Совершенно не вскрыты возможности определения пород и их структуры по комплексу физических свойств.

Только с развитием геофизики впервые появилась возможность широко изучать комплекс физических свойств пород с учетом их многофазности и неоднородности. Оказалось, что недостаточно знать

физические свойства лишь твердой фазы пород, а необходимо исследовать физические свойства породы в целом в зависимости от структуры, свойств фаз и соотношения их в единице объема.

Однако при применении геофизических методов необходимо учитывать не только широкий комплекс физических свойств пород, и связи между этими свойствами.

Таким образом, проблема изучения физических свойств пород широка и многогранна и в настоящее время далека от разрешения.

В настоящей книге рассмотрены главнейшие физические свойства горных пород, на изучении которых основаны геофизические методы исследования недр, и некоторые другие свойства (пористость, влажность, проницаемость и др.), определяющие ряд первых и вследствие этого оценивающиеся геофизикой.

Все свойства можно разбить на следующие группы: **плотные и электропроводящие** — пористость, влагоемкость, плотность, нефтенасыщенность, проницаемость; **электрические** — электрическое сопротивление, диффузионно-адсорбционная активность, поляризуемость и диэлектрическая проницаемость; **магнитные** — магнитная восприимчивость, изотермическая остаточная естественная намагниченности пород, коэрцитивная сила и точки юри; **радиоактивные** — естественная радиоактивность и нейтронные свойства пород; **упругие** — скорость распространения упругих волн, модуль Юнга, модуль всестороннего сжатия, коэффициент Пуассона и др.; **тепловые** — теплопроводность, теплоемкость, температуропроводность.

Подавляющее большинство перечисленных свойств в основном разделяется соответствующими (обычно резко различными по величине) свойствами твердой, жидкой и газообразной фаз пород их соотношением в единице объема. Поэтому определенному петрографическому типу пород, выделенному по свойствам породообразующего минерала (главного компонента их твердой фазы), соответствует ряд значений рассматриваемого свойства пород. Например, электрическое удельное сопротивление песчаников в зависимости степени насыщения порового пространства проводящей жидкостью, ее удельного сопротивления и структуры пород варьирует десятых долей омметра до сотен тысяч омметров.

Кроме того, физические свойства изменяются в течение жизни пород, что также обуславливает большое разнообразие их величин у определенных петрографических типов горных пород.

В недрах земли вследствие возникающих напряжений, силы жести, действия поверхностных и глубинных вод, атмосферных явлений, солнечной и внутриатомной радиации, растительных и животных организмов протекает ряд процессов, изменяющих физические свойства горных пород.

Характер и скорость изменения физических свойств пород зависят от условий их образования, минерального состава, структуры.

текстуры, длительности и интенсивности воздействия упомянутых выше процессов, а также от того, насколько одновременно и совместно осуществлялось их воздействие. Комплекс физических свойств пород, одинаковых по происхождению и петрографическим характеристикам, изменяется тем быстрее и значительнее, чем выше испытываемое ими давление и температура, чем доступнее они для физического и биологического выветривания, чем интенсивнее протекающие в них радиоактивные процессы. Значения отдельных физических свойств пород во времени возрастают, уменьшаются, практически не изменяются или изменяются коренным образом. Таким образом, при изучении физических свойств необходимо учитывать возраст пород, их происхождение и местонахождение, а также минеральный состав, структуру и текстуру.

Более определенны комплексы физических свойств пород отдельных фаций. Однако и здесь вследствие указанных выше причин возможны некоторые изменения отдельных параметров.

Следующие примеры иллюстрируют изложенное. Магматические горные породы, возникающие из остывающих и кристаллизующихся расплавов, в начале своей жизни часто слабо пористы и практически непроницаемы (табл. 1). Они отличаются высокими плотностями, прочностью, упругостью, магнитной восприимчивостью и электрическим удельным сопротивлением. С течением времени пределы изменения физических свойств этих пород изменяются и тем резче, чем значительнее отличаются физико-химические и геологические условия их залегания от условий, в которых породы образовались. Магматические породы, выведенные на поверхность, превращаются в рыхлую массу, для которой характерны совсем иные физические свойства, чем для невыветрелых пород, например высокая пористость, низкое электрическое сопротивление.

Пределы изменения физических свойств вновь образовавшихся осадочных пород и невыветрелых магматических пород различны.

По физическим свойствам среди осадочных пород можно выделить такие группы.

1. Слабо сцементированные породы с относительно высокими общей и эффективной пористостью, проницаемостью и относительно низкими плотностью, электрическим удельным сопротивлением, механической прочностью, упругостью, диффузионно-адсорбционной активностью, магнитной восприимчивостью, радиоактивностью. К таким породам относятся, например, пески, гравий, галечники и т. д. Однако и эти породы могут значительно различаться по комплексу физических свойств в зависимости от условий образования.

2. Пластичные — глинистые — породы с коллоидной связью между частицами, типичными физическими свойствами которых являются высокая общая и довольно низкая эффективная пористость, отсутствие проницаемости при природных перепадах давления, высокая диффузионно-адсорбционная активность, средние удельное

Исследования и крайние определения физических свойств и формы пород

Свойство	Определение	Параметры, количественно оценивающие свойство, символическое их обозначение ¹	Размерность	Единица измерения
1	2	3	4	5
Пористость общая	Совокупность всех пор породы	$k_p [f, m, n, P_T]$ — коэффициент общей пористости — отношение объема всех пор $V_{пор}$ породы к ее объему V_c : $k_p = \frac{V_{пор}}{V_c} = \frac{\Delta_T - \Delta_c}{\Delta_T}$	Безразмерность	Безразмерный параметр (в долях единицы объема породы)
Пористость приведенная	Совокупность всех пор породы, отнесенная к единице объема твердой фазы породы	$k_{прив}$ — коэффициент приведенной пористости — отношение объема всех пор $V_{пор}$ породы к объему ее твердой фазы V_T : $k_{прив} = \frac{V_{пор}}{V_T} = \frac{\Delta_T - \Delta_{ск}}{\Delta_{ск}}$	Безразмерность	Безразмерный параметр (в долях единицы объема твердой фазы)
Пористость открытая	Совокупность сообщающихся друг с другом и атмосферой пор породы	$k_{по} [k_o, m_n]$ — коэффициент открытой пористости — отношение объема пор $V_{поро}$ сообщающихся друг с другом и атмосферой, к объему породы V_c : $k_{по} = \frac{V_{поро}}{V_c}$	Безразмерность	Безразмерный параметр (в долях единицы объема породы)

Пористость аффективная	Часть порового объема максимально насыщен- ной однородной жид- костью ² породы, по ко- торой движется «одно- родная жидкость» при установившемся движе- нии	$k_{\text{эф}} [k_{\text{ф}}, m_a]$ — коэффициент эффективной пористости — отно- шение объема порового простран- ства породы $V_{\text{порэф}}$ по которому движется однофазная жидкость в породе, максимально насыщен- ной однофазной жидкостью и установившемся движении к объему породы V_c : $k_{\text{эф}} = \frac{V_{\text{порэф}}}{V_c}$	То же
Максималь- ная гигроско- пичность	Способность пород по- глощать воду в количе- стве, соответствующем максимальной гигроско- пической влажности. Определяется составом и структурой пород	$W_{\text{гм}}$ — коэффициент гигроско- пической влажности — отношение веса P_v воды в g или mg , адсор- бированной породой в эксикаторе над 10%-ным раствором H_2SO_4 при $t = 20^\circ C$ и давлении 400 мм рт. ст., к весу сухой породы $P_{\text{сп}}$ в g $W_{\text{гм}} = \frac{P_v}{P_{\text{сп}}}$	Безразмерный параметр
Влагоемкость капиллярная	Способность пород по- глощать воду в количе- стве, при котором заплот- нены все поры, за исклю- чением сверхкапилляр- ных. Определяется со- ставом, структурой и условиями залегания пород	W_k и w_k — весовой и объемный коэффициенты капиллярной вла- гоемкости — отношение веса (или объема) воды в породе с полно- стью заполненными капилляры- ми порами к весу (или объему) породы	То же

¹ В квадратных скобках приведены буквенные обозначения данного параметра, встречающиеся у других авторов.

² «Однородная жидкость» — жидкость, представленная только водой, тогда нефтью или только газом и др., но не смесями пере-
численных или других компонентов.

1	2	3	4	5
Влагоемкость полная или максимальная	Способность пород поглощать максимально возможные количества воды. Определяется составом и структурой пород	W_p и w_p — весовой и объемный коэффициенты полной влагоемкости — отношение максимального веса или объема воды в породе к весу или объему породы k_v ; $[k_w]$ — коэффициент водонасыщения порового пространства отношение общего объема воды в породе к объему ее пор	Безразмерный параметр	
Удельный вес породы	Вес единицы объема твердой фазы породы	$\Delta_T [d, D_m, \gamma, \gamma_d, \delta]$ — отношение веса P_T твердой фазы породы к ее объему V_T : $\Delta_T = \frac{P_T}{V_T}$	В системах CGS и MKS $[\Delta_T] = ML^{-2}T^{-2}$ В системе MKGCS $[\Delta_T] = FL^{-3}$	В системе CGS — $\frac{дин}{см^3}$, MKS — $\frac{н}{м^3}$, MKGCS — $\frac{кг}{м^3}$. Наиболее часто единицей измерения удельного веса служит $г/см^3$
Плотность фазы породы	Масса единицы объема твердой фазы породы	$\delta_T [d, \sigma', \rho]$ — отношение массы m_T твердой фазы породы к ее объему V_T : $\delta_T = \frac{m_T}{V_T}$	$[\delta_T] = L^{-3}M$	В системе CGS — $\frac{г}{см^3}$, MKS — $\frac{кг}{м^3}$, MKGCS — $\frac{U}{м^3}$
Объемный вес	Вес единицы объема породы с естественной влажностью и структурой	$\Delta_n [\Delta, \gamma, \sigma]$ — отношение веса всех фаз (твердой P_T , жидкой $P_{ж}$ и газообразной P_g) к объему породы V : $\Delta_n = \frac{P_T + P_{ж} + P_g}{V}$	То же, что и для удельного веса твердой фазы породы	

Плотность	Масса единицы объема породы с естественной влажностью и структурой	δ_D — отношение массы всех фаз (твердой m_T , жидкой $m_{ж}$ и газообразной m_G) к объему породы V :	То же, что и для плотности твердой фазы породы
Объемный вес абсолютно сухой породы (кажущийся объемный вес)	Вес твердой фазы в единице объема абсолютно сухой породы	$\Delta_c [\delta_o, \delta_d, \delta_k, \gamma_v, \gamma_o, \sigma, d_k]$ — отношение веса P_T абсолютно сухой, не содержащей растворимых солей и нефти породы, к ее объему V_c в том же состоянии: $\Delta_c = \frac{P_T}{V_c}$	То же, что и для удельного веса твердой фазы породы
Объемный вес скелета породы	Вес твердой фазы в единице объема породы	$\Delta_{ск} [\delta, \sigma']$ — отношение веса P_T твердой фазы породы к объему породы V : $\Delta_{ск} = \frac{P_T}{V}$	То же, что и для удельного веса твердой фазы породы
Объемная плотность	Масса твердой фазы в единице объема породы	$\delta_{ск}$ — отношение массы твердой фазы породы m_T к объему породы V : $\delta_{ск} = \frac{m_T}{V}$	То же, что и для плотности твердой фазы породы

1	2	3	4	5
Проницаемость абсолютная (физическая)	Способность максимально насыщенной породы при наличии градиента давления пропускать «однородную жидкость» ²	$k_{пр} [K, k, K_{пр}, C]$ — коэффициент проницаемости — коэффициент пропорциональности в уравнении $v_{ф} = k_{пр} \frac{\Delta P}{\Delta l} \frac{1}{\mu},$ где $v_{ф}$ — скорость фильтрации «однородной жидкости»; $\frac{\Delta P}{\Delta l}$ — градиент давления, способствующий фильтрации; μ — вязкость «однородной жидкости» (газа, воды, нефти, керосина и т. д.)	$[k_{пр}] = L^2$	В системе СГС — $см^2$, МКГСС — $м^2$; внесистемными единицами являются дарси и 0,001 дарси (миллидарси)
Проницаемость эффективная (фазовая)	Способность породы, насыщенной неоднородной жидкостью (газ, вода, нефть — вода, газ — вода — нефть) проводить отдельные фазы неоднородной жидкости (газ, воду или нефть)	$k_{прг}, k_{прв}, k_{прн}, [k_r, k_v, k_n]$ — коэффициенты фазовой проницаемости для газа, воды или нефти соответственно. Коэффициенты пропорциональности в уравнениях $v_{гф} = \frac{k_{прг}}{\mu_r} \frac{\Delta P}{\Delta l},$ $k_{прв} \frac{\Delta P}{\Delta l},$ $v_{вф} = \frac{\Delta P}{\mu_v},$	То же, что и для проницаемости абсолютной	

		$k_{\text{нф}} = \frac{k_{\text{пр}} \frac{\Delta P}{\Delta l}}{\mu_{\text{н}}},$ <p>где $k_{\text{пр}}$, $v_{\text{нф}}$ и $v_{\text{нф}}$ — скорости фильтрации отдельных фаз неоднородной жидкости породы; $\frac{\Delta P}{\Delta l}$ — градиент давления; $\mu_{\text{г}}$, $\mu_{\text{в}}$ и $\mu_{\text{н}}$ — вязкость газа, воды или нефти</p>			
Способность породы к фильтрации	Способность мало-вязких пород проводить воду	$k_{\text{ф}} [K, k, K_{\text{ф}}] \text{ — коэффициент фильтрации — коэффициент пропорциональности в уравнении}$ $v = k_{\text{ф}} i = k_{\text{ф}} \frac{\Delta h}{\Delta l},$ <p>где i — гидравлический уклон; $\Delta h = h_1 - h_2$ — потеря напора на длине Δl образца; $k_{\text{ф}}$ — скорость фильтрации при гидравлическом уклоне, равном единице</p>	$[k_{\text{ф}}] = LT^{-1}$	$\frac{\text{см}}{\text{сек}}, \frac{\text{см}}{\text{мин}},$ $\frac{\text{см}}{\text{час}}, \frac{\text{м}}{\text{сутки}},$ $\frac{\text{м}}{\text{год}}$	
Электропроводность и электрическое сопротивление	Способность пород проводить ток (электропроводность) или препятствовать его распространению (электрическое сопротивление)	<p>q — электрическое удельное сопротивление</p> $\sigma = \frac{1}{q} \text{ — удельная электропроводность или удельная проводимость}$	<p>В системе</p> $\text{CГС } \varepsilon [q] = T \varepsilon^{-1}$ $\text{CГС } \varepsilon [q] = T$	$\frac{\text{ом см}}{\text{ом м}}$	
			<p>В системе</p> $\text{CГС } \varepsilon [\sigma] = T^{-1} \varepsilon$ $\text{CГС } \varepsilon [\sigma] = T$	$(\text{ом см})^{-1}$ $(\text{ом м})^{-1}$	

1	2	3	4	5
Ионно-адсорбционная способность	<p>Свойство влажной породы избирательно адсорбировать ионы из насыщающего ее электролита с образованием двойных электрических слоев на границах раздела фаз</p>	<p>Ионно-адсорбционная способность мономинеральной породы, насыщенной бинарным электролитом (по Д. А. Шапиро), оценивается параметрами α_a и α_k:</p> $\alpha_a = \frac{A_a S}{w_{\Pi}} = \frac{(1 - \mu_a)(1 + b_a \mu_a c)}{b_a \mu_a};$ $\alpha_k = \frac{A_k S}{w_{\Pi}} = \frac{(1 - \mu_k)(1 + b_k \mu_k c)}{b_k \mu_k}$ <p>где — A_a и A_k — количества анионов и катионов, адсорбированных единицей удельной поверхности породы при ее максимальном насыщении анионами и катионами; S — удельная поверхность породы; w_{Π} — полная объемная влагоемкость породы; μ_a и μ_k — доля подвижных анионов и катионов, включая и ионы диффузного слоя, по отношению ко всему количеству анионов и катионов; c — молярная концентрация соли в электролите породы, включая ионы неподвижного слоя; b_a и b_k — коэффициенты адсорбции анионов и катионов</p>	<p>$[\alpha_a] = L^{-2} MT^{-2}$</p> <p>$[\alpha_k] = L^{-2} MT^{-2}$</p>	<p>г-анионов/г</p> <p>г-катионов/г</p>

Диффузионно-адсорбционная активность породы	Свойство пород создавать диффузионно-адсорбционную разность потенциалов на границе с электролитами	<p>данном минералом; α_a и α_k — количества грамм-анионов и грамм-катионов, адсорбированных из единицы объема раствора породы при полном насыщении ее поверхности названными ионами</p>	<p>A_{da} — диффузионно-адсорбционный коэффициент. A_{da} численно равен разности между диффузионно-адсорбционными потенциалами при десятикратном изменении концентрации c_p раствора, сопрягающегося с породой, в области прямой зависимости</p> $U_{da} = f(\lg c_p)$ <p>за вычетом соответствующих диффузионных потенциалов</p>	<p>В системе $CGSE - [A_{da}] = L^{1/2} M^{1/2} T^{-1} g^{1/2}$, $CGSE - [A_{da}] = L^{1/2} M^{1/2} T^{-1}$</p>	мв
Магнитные свойства пород	Способность пород намагничиваться и сохранять намагниченное состояние после прекращения действия поля	<p>κ — объемная магнитная восприимчивость — параметр, устанавливающий пропорциональность между интенсивностью J наведенного намагничения породы и напряженностью H внешнего магнитного поля:</p> $J = \kappa H$	<p>Безразмерный параметр, если J и H измеряются единицами системы CGSM; миллионные доли единицы CGSM</p>	$[\chi_{\Delta}] = L^2 M^{-1} T^2$	см ³ /Г
		<p>Удельная магнитная восприимчивость</p> $\chi_{\Delta} = \frac{\kappa}{\Delta c},$ <p>где Δc — объемный вес сухой породы</p>			

1	2	3	4	5
		$\chi_0 = \frac{\kappa}{\delta_c},$ <p>где δ_c — плотность абсолютно чистой породы</p>	$[\chi_0] = L^3 M^{-1}$	$\text{см}^3/\text{г}$
		<p>I_r и J_r — соответственно удельная и объемная интенсивности остаточного намагничивания; характеризуют степень намагниченности породы, сохраняющуюся после действия поля</p>	$[I_r] = L^{-1/2} M^{-1/2} T^{-1}$ $[J_r] = L^{5/2} M^{1/2} T^{-1}$	$I_r \text{ в эс/г}$ $J_r \text{ в эс/см}^3$
		<p>H_c — коэрцитивная сила — напряженность размагничивающего поля, при которой остаточная намагниченность породы равна нулю</p>	$[H_c] = L^{1/2} M^{1/2} T^{-1}$	<p>эрстед</p>
Радиоактивность естественная	Свойство пород создавать радиоактивное излучение при наличии в породах радиоактивных элементов	<p>Активность породы — число распадов атомов в единицу времени в данном количестве породы.</p> <p>Удельная активность породы — число распадов атомов в единицу времени в г породы.</p> <p>γ — естественная удельная гамма-активность породы — число гамма-квантов, образовавшихся в единицу времени (1 сек.) в 1 г</p>		<p>Кюри (с) — количество радиоактивного элемента, в котором в 1 сек. в среднем распадается $3,7 \cdot 10^{10}$ атомов.</p> <p>Милликюри — 0,001 с, микрокюри — 10^{-6} с и милли — 10^{-3} с</p>

породы; α — удельная альфа-активность породы — число альфа-частиц, образовавшихся в единицу времени (1 сек.) в 1 г породы

лимноксфори —
10⁻⁹ с
Грам-эквива-
лент радия на 1 г
породы:

$$\frac{\text{г-эке радия}}{\text{г}};$$

миллиграмм-, ми-
крограмм- и ми-
кропрограмм-
эквивалент радия
на 1 г породы:

$$\frac{\text{мг-эке радия}}{\text{г}};$$

$$\frac{\text{мк с-эке радия}}{\text{г}} \quad \text{и}$$

$$\frac{\text{мк мк г-эке радия}}{\text{г}}.$$

Грам-эквива-
лент радия соот-
ветствует концен-
трации радиоак-
тивного вещества,
при которой в
1 сек. в среднем
распадается $3,72 \times 10^{10}$
атомов. В
процентах Ra Th
и U на 1 г породы:
% Ra/g, % Th/g,
% U/g

1	2	3	4	5
<p>Нейтронная активность</p>	<p>Способность пород рассеивать и поглощать нейтроны с образованием нейтронов меньших энергий, гамма-лучей, протонов, α-частиц и новых элементов, часто радиоактивных</p>	$\Sigma_3 = N \sigma_3 = \sum_{i=1}^n N_{\partial i} \sigma_{\partial i} =$ $= \frac{\Delta_{\Pi} A}{100} \sum \frac{P_{\partial i} \sigma_{\partial i}}{A_{\partial i}} \text{ — эффективное макроскопическое сечение поглощения } 1 \text{ см}^3 \text{ породы, имеющей } N_{\partial 1} + N_{\partial 2} + \dots + N_{\partial n} \text{ — ядер элементов с атомными весами } A_{\partial 1}, A_{\partial 2}, \dots, A_{\partial n}, \text{ процентным содержанием в породе } P_{\partial 1}, P_{\partial 2}, \dots, P_{\partial n} \text{ и микроскопическими эффективными сечениями поглощения } \sigma_{\partial 1}, \sigma_{\partial 2}, \dots, \sigma_{\partial n};$ <p>A — число Авогадро; Δ_{Π} — объемный вес породы</p>	$[\Sigma_3] = [N \sigma_3] =$ $= L^{-1}$	см^{-1}
		$\Sigma_p = N \sigma_p = \sum_{i=1}^n N_{\partial i} \sigma_{p i} =$ $= \frac{\Delta_{\Pi} A}{100} \sum \frac{P_{\partial i} \sigma_{p i}}{A_{\partial i}} \text{ — эффективное макроскопическое сечение рассеяния } 1 \text{ см}^3 \text{ породы, имеющей } N_{\partial 1} + N_{\partial 2} + \dots + N_{\partial n} \text{ ядер элементов с атомными весами } A_{\partial 1}, A_{\partial 2}, \dots, A_{\partial n}, \text{ процентным содержанием в породе } P_{\partial 1},$	$[\Sigma_p] = [N \sigma_p] =$ $= L^{-1}$	см^{-1}

P_2, \dots, P_n и микроскопическими эффективными сечениями рассеяния $\sigma_{r1}, \sigma_{r2}, \dots, \sigma_{rn}$; A — число Авогадро; Δn — объемный вес породы.

$N \sigma \bar{\xi}$ (или $\Sigma_r \bar{\xi}$) — замедляющая способность пород — произведение макроскопического эффективного сечения рассеяния породы на среднее уменьшение натурального логарифма нейтронной энергии при одном столкновении $\bar{\xi}$ (или среднюю логарифмическую потерю энергии на одно столкновение).

$$\bar{\xi} = \ln E_1 - \ln E_2 = \ln E_1 / E_2,$$

где E_1 и E_2 — энергии нейтрона до и после столкновения;

$$\bar{\xi} = \frac{\sum_{i=1}^n \xi_{ai} N_{ai} \sigma_{ra i}}{n \sum_{i=1}^n N_{ai} \sigma_{ra i}},$$

N_{ai} — число ядер i -го элемента в 1 см³ породы; $\sigma_{ra i}$ — микроскопическое ядерное сечение рассеяния i -го элемента породы; ξ_{ai} — среднее уменьшение натурального логарифма нейтронной энергии при столкновении нейтрона с ядром i -го элемента породы:

$$\begin{aligned} \xi_{ai} &= \ln \frac{E_1}{E_2} = \\ &= 1 + \frac{(A_0 - 1)}{2A_0} \ln \frac{A_0 - 1}{A_0 + 1} \end{aligned}$$

см⁻¹

1	2	3	4	5
		<p>L_s — длина замедления — смещение нейтрона в породе (по прямой) за время уменьшения его энергии от заданной высокой (E_1) до тепловой (E_2) (см. стр. 394)</p>	<p>$[L_s] = L$</p>	<p>см</p>
		<p>L_d — длина диффузии — расстояние по прямой, на которое смещается нейтрон в породе за время от момента приобретения им тепловой энергии до момента захвата его ядром. Для слабо поглощающих пород, содержащих атомы с большими и средними массовыми числами,</p> $L_d = \sqrt{\frac{1}{3(N\sigma_p)(N\sigma_a)}} = \sqrt{\frac{1}{3\Sigma_p\Sigma_a}}$	<p>$[L_d] = L$</p>	<p>см</p>
		<p>τ_s — время замедления или средний хронологический возраст нейтрона в породе — время, необходимое нейтрону для замедления в породе от энергии порядка 2—5 Мэв (E_0) до тепловых энергий 0,025 эв (E_T).</p>	<p>$[\tau_s] = T$</p>	<p>сек.</p>

Свойство пород передавать упругие колебания	Способность пород, деформированных и напряженных в определенной области действием	$\tau_s = \frac{\bar{\lambda}_p}{\xi} \sqrt{2m} \left(\frac{1}{V E_r} - \frac{1}{V E_0} \right),$ <p>где $\bar{\lambda}_p = \frac{1}{N} \frac{\sigma_p}{\sigma_r} = \frac{1}{\Sigma_p}$ — средняя длина пробега нейтрона от одного столкновения с ядром до другого; m — абсолютная масса нейтрона ($m = 1,60 \cdot 10^{-24}$ г)</p>	$[\tau_d] = T$	сек.
	$\tau_d = \frac{\lambda_3}{v} = \frac{1}{N \sigma_3 v},$ <p>где λ_3 — средняя длина свободного пробега теплового нейтрона до его поглощения:</p> $\lambda_3 = \frac{1}{N \sigma_3} = \frac{1}{\Sigma_3},$ <p>где v — скорость тепловых нейтронов, равная $2,2 \cdot 10^6$ см/сек при 20°C</p>	v_p — скорость распространения продольной упругой волны — отнесенное времени пробега τ упругой волны вдоль образца породы	$[v_p] = LT^{-1}$	$\frac{\text{см/сек}}{\text{км/сек}}$

1	2	3	4	5
	<p>изменяющейся со временем внешней силой, передавать напряженное и деформированное состояние соседним областям</p>	<p>к его длине l:</p> $v_p = \frac{\tau}{l}$ $v_p = \sqrt{\frac{E(1-\sigma_n)}{\delta_n(1+\sigma_n)(1-2\sigma_n)}}$ <p>для однородной и изотропной породы, где E — модуль Юнга; σ_n — коэффициент Пуассона; δ_n — плотность породы, v_s — скорость распространения поперечной волны:</p> $v_s = \sqrt{\frac{E}{\delta_n} \frac{1}{2(1-\sigma_n)}}$ <p>для однородной и изотропной породы</p>	$[v_s] = LT^{-1}$	
<p>Теплопроводность или тепловое сопротивление</p>	<p>Способность породы проводить тепло или препятствовать его распространению</p>	<p>λ — коэффициент теплопроводности — коэффициент пропорциональности в уравнении</p> $\frac{dQ}{d\tau} = -\lambda S \frac{dt}{dl},$ <p>где $\frac{dQ}{d\tau}$ — тепловой поток (dQ — элементарное количество тепла перенесенное за время $d\tau$), $\frac{dt}{dl}$ — градиент температуры в направлении, перпендикулярном к поверхности S</p>	$[\lambda] = LMT^{-3}\theta^{-1}$	$\frac{\text{эрг}}{\text{см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}}$ $\frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}}$; $\frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot \text{град}}{\text{ккал}}$

	$\xi = \frac{1}{\lambda}$ — тепловое сопротивление	$[\xi] = L^{-1} M^{-1} T^3 \theta^1$	$\frac{\text{см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}}{\text{эрг}};$ $\frac{\text{см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}}{\text{кал}};$ $\frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot \text{град}}{\text{ккал}}$
Температуро-проводность	<p>Способность породы повышать свою температуру под действием протекающего тепла — процесс установления в породе температурного градиента</p> $a = \frac{\lambda}{c \delta_{\text{п}}} = \frac{\lambda}{C} \text{ — коэффициент пропорциональности в уравнениях теплопроводности для не установившегося процесса, определяющих скорость изменения температуры } t \text{ со времени } \tau.$ $\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial l^2} = a \frac{\partial \text{град}}{\partial l} \text{ (линейный случай);}$ $\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \nabla^2 t \text{ (общий случай);}$ $\nabla^2 t = \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}$	$[a] = L^2 T^{-1}$	$\text{м}^2/\text{час}$

1	2	3	4	5
Теплоемкость	Свойство пород воспринимать различные количества тепла при нагревании до определенной температуры	<p>c — удельная теплоемкость количества тепла, которое надо сообщить породе, чтобы нагреть 1 г ее на 1°C; определяется по формуле</p> $c = \frac{1}{m} \frac{dQ}{dt},$ <p>где m — масса породы; Q — количество тепла; t — температура</p>	$[c] = L^2 T^{-2} \theta^{-1}$	<p>В системе СГС</p> $\frac{\text{эрг}}{\text{г} \cdot \text{град}}$ <p>В тепловых единицах $\frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}}$ и $\frac{\text{ккал}}{\text{кг} \cdot \text{град}}$</p>
		<p>C — объемная теплоемкость — количество тепла, расходуемое для нагревания на 1°C единицы объема породы:</p> $C = c \delta_{\text{п}}$	$[C] = L^{-1} T^{-2} \theta^{-1}$	<p>В системе СГС</p> $\frac{\text{эрг}}{\text{см}^3 \cdot \text{град}}$ <p>В тепловых единицах $\frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot \text{град}}$ и $\frac{\text{ккал}}{\text{м}^3 \cdot \text{град}}$</p>

электрическое сопротивление, магнитная восприимчивость, радиоактивность, механическая прочность и т. д.

3. Породы, по своим свойствам приближающиеся к магматическим и метаморфическим (например, карбонаты) породам.

Осадочные породы первых двух групп по особенностям их физических свойств могут быть разделены на морские и континентальные образования.

Среди морских отложений специфичны по физическим свойствам прибрежные и глубинные образования. Глубинные отложения более дисперсны, поэтому более значительны их диффузионно-адсорбционная активность, радиоактивность и др.

Генетические типы континентальных отложений — алювиальные, делювиальные, элювиальные, ледниковые, эоловые и озерно-болотные — также имеют достаточно характерные пределы изменения физических свойств.

Физические свойства осадочных пород, образующих кору выветривания, изменяются в зависимости от физико-географических условий, в частности от интенсивности водообмена и состава обменивающихся вод.

Глубинный метаморфизм приводит к образованию сланцев и слоистых пород типа гнейсов. При этом резко проявляется анизотропия пород и большинство физических свойств все более и более зависит от того, измерены ли они вкрест или вдоль напластования. К таким свойствам относятся: проницаемость, электрическое удельное и тепловое сопротивления, диффузионно-адсорбционная активность и др. В результате метаморфизма осадочных пород возникают более прочные и устойчивые разности. Термальный контактный метаморфизм уменьшает пористость, проницаемость, увеличивает прочность пород и т. д.

Пористость, влагоемкости, плотность и проницаемость различных пород изучены хорошо. Их определяют для разведки и разработки нефтяных и газовых месторождений, решения гидрогеологических и инженерно-геологических задач, проведения геофизических исследований недр.

В результате исследований разработаны методика и аппаратура для определения перечисленных параметров, изучены и классифицированы поры пород, различные виды пористости, влагоемкости, плотности, проницаемости, предложены теории пористости и проницаемости, охарактеризованы связи между коллекторскими и плотностными свойствами и зависимость рассматриваемых свойств от петрографических особенностей пород и т. д.

Изучение коллекторских и плотностных свойств пород связано в СССР с именами таких крупных ученых, как академик Л. С. Лейбензон, А. Ф. Лебедев, С. И. Долгов, А. А. Роде, В. А. Приклонский, Л. Я. Нестеров, Б. А. Андреев и многими другими.

в геофизических научно-исследовательских организациях широким изучением плотностных свойств занимается Всесоюзный научно-исследовательский геофизический институт (ВНИИГеофизика) в союестве с рядом лабораторий, организованных при геофизических гах. Сводка результатов этих работ и опыт их совместного изия с геофизическими данными содержится в статьях М. Л. Озер-, 1955; Н. В. Подоба, 1959; Р. В. Калининной, 1959; Э. Э. Фо-и и др.

лектрическое удельное сопротивление руд и вмещающих их гор-пород изучают теоретически и экспериментально многие едователи. Наиболее значительные работы выполнены Д. В. Му-вым и др., 1928 (Геолком); В. А. Марининым, 1938 (ЛГУ); . Нестеровым, 1940 (ЦНИГРИ); А. С. Семеновым, 1948—1949 (ГЕИ, ВИРГ); А. В. Вешевым, 1955 (ВИРГ).

особенно глубоко исследовано электрическое удельное сопро-ение пород нефтеносных отложений. Полученные материалы и в основу методов количественных определений коллекторских ств и нефтенасыщенности по данным метода кажущегося сопро-ения. Ведущими исследователями этого направления явились . Коган, 1935 (Азерб. Нефтеразведка); А. С. Каган, 1935— (АзНИИ); В. Н. Дахнов, 1940—1961 (МИНХ и ГП); Г. С. Мо-в, 1935—1955 (Грознефть, ВНИИГеофизика); С. Г. Комаров, —1961 (ВНИИГеофизика); И. Е. Эйджан, 1952—1958 (ВНИИГео-ка); Б. Ю. Вендельштейн, 1957—1961 (МИНХ и ГП).

роведено широкое теоретическое и экспериментальное изучение юды диффузионно-адсорбционной активности.

становленные коррелятивные связи между диффузионно-адсорб-ной активностью и другими свойствами пород послужили аментом для количественных оценок глинистости, пористости, ицаемости по данным метода СП. Главные работы были выпол-В. Н. Дахновым, В. Н. Кобрановой, 1943—1953 (МИНХ и ГП); . Нечаем, 1952—1955 (ВНИИГеофизика); И. Е. Эйджаном, —1956 (ВНИИГеофизика); Д. А. Шапиро, 1950—1957 (Татнефте-изика); Б. Ю. Вендельштейном, 1958—1959 (МИНХ и ГП).

оляризуемость и связи этого параметра с другими свойствами д исследуют в основном для выяснения разрешающей способ-и метода вызванных потенциалов в нефтяных и угольных сква-их. Определены значения этого параметра в зависимости от ко-минерального состава твердой и жидкой фаз пород, их эрности и проницаемости. Основные из этих работ проводи-М. Г. Латыповой, В. М. Добрыниным в 1952—1959 гг. (МИНХ), В. А. Комаровым, в 1954—1961 гг., Ю. П. Булашевичем и др. пределение радиоактивности пород необходимо для эффектив-юстановки геофизических методов поисков и разведки урановых и для радиометрии скважин. В результате исследований уста-ены и классифицированы радиоактивные минералы. Найдены

законы их распределения в различных горных породах. Оценена радиоактивность различных магматических, постмагматических, метаморфических и осадочных горных пород.

Изучение радиоактивности пород связано с именами В. И. Баранова, Г. В. Горшкова, А. Г. Грамакова, Е. И. Железновой, А. В. Золотова, Л. Ч. Пухальского, М. М. Соколова, В. В. Щербина, А. Я. Якубовича и многих других.

Магнитные свойства магматических, метаморфических и осадочных пород исследуют при проведении магнитной разведки и при изучении общих вопросов физики Земли. Развита теория зависимости магнитной восприимчивости горных пород от содержания ферромагнитных компонентов, подтверждающаяся экспериментальными результатами, показана зависимость других магнитных свойств от содержания в породах ферромагнетиков, разработана теория нормального, идеального и термонамагничивания и получены экспериментальные доказательства существенного различия этих трех видов намагничивания. Этими работами руководили Н. И. Спиридович, 1938 (ВНИИМ); А. А. Логачев, 1938—1949 (ВСЕГЕИ, ВИРГ); Т. Н. Розе; М. Л. Озерская, 1944—1960 (ВНИИГеофизика); А. В. Вешев (ВИРГ); А. Г. Калашников, С. Ш. Долгинов, Г. Н. Петрова, 1954—1960, М. А. Грабовский и Е. И. Кондорский (Институт физики Земли АН СССР); Ф. Н. Ефимов, 1956—1960 (ВНИГНИ); А. С. Семенов, 1953—1960 (ЛГУ); Ф. С. Файнберг, 1956—1961 (ЛГУ).

Ведущие исследования в области упругих свойств горных пород в целях развития сейсмологии и структурной сейсмометрии выполнены в Институте физики Земли АН СССР школой Ю. В. Ризниченко (Б. Н. Ивакиным, М. Г. Волоровичем, З. И. Силаевой и др.).

В результате исследований классифицированы скорости распространения упругих волн в геологических средах. Изучена зависимость скорости распространения ультразвуковых волн в горных породах от давления. Теоретически исследовано распространение упругих волн в многофазных средах. Создан сейсмоскоп — прибор для изучения скорости распространения упругих волн в образцах горных пород — и разработаны основные приемы работы с ним.

В других научно-исследовательских организациях теоретически исследованы ослабление и поглощение отраженных волн в осадочных породах, разработан способ определения коэффициента сжимаемости песчаников, изучено влияние влажности на скорость распространения ультразвуковых волн в образцах горных пород, получены коррелятивные связи между электрическими и упругими свойствами. Этими работами занимались: Л. С. Полак, 1956—1961; Д. А. Антонов, 1957 (УФНИИ); Р. В. Калинина, 1956—1960 (ВНИИГеофизика) и др.

Тепловые свойства горных пород изучены сравнительно слабо. В литературе имеется лишь описание способов определения термических констант горных пород методом регулярного режима проф. Г. М. Кондратьева и результатов лабораторного определения ряда

ческих параметров пород иногда в зависимости от их пористо-направления измерения.

Большой объем исследований физических свойств горных пород иппеи за рубежом. К. Бернс (C. Barnes), Ф. Берч (F. Birch), Фрэйзер (F. Fraser), А. Мельчер (A. Melcher), О. Мейнцер (O. Meisner), М. Маскет (M. Muskat), М. Леверетт (M. Laverett), Д. Льюис (D. Lewis), Л. Слихтер (L. Slichter) и другие исследователи изучали пористостные и плотностные свойства.

Арчи (G. Archie), И. Кёнигсбергер (I. Koenigsberger), К. Зундберг (K. Sundberg), М. Вилли (M. Wyllie), В. Винзауэр (W. Winzauer) работали в области электропроводности пород.

Из исследований В. Мак Кардела (W. Mc Cardell), Х. Хилла (H. Hill), И. Милберна (I. Milburn), П. Саутвика (P. Southwick), Вилли и В. Винзауэра касается диффузионно-адсорбционной способности.

Ваке (V. Vaquier), П. Лафарг (P. Lasfargues) и другие посвящали свои работы поляризуемости пород.

Изучение радиоактивных свойств пород было проведено Г. Дэвисом (G. Davis), Х. Хессом (H. Hess), Р. Ивансом (R. Evans), Гудменом (C. Goodman), Х. Джеффрисом (H. Jeffreys), Ж. Фейр (G. Phair), Н. Кивилом (N. Keevil), Е. Ларсеном (E. Larsen), Русселлом (W. Russell), Ф. Сенфтом (F. Senftle) и др.

Изучение магнитных свойств горных пород связано с именами С. Акимото (S. Akimoto), И. Като (I. Kato), И. Кёнигсбергера (I. Koenigsberger), Нагата (T. Nagata), Л. Нель (L. Néel), П. Вейса (P. Weiss) и др.

Известные работы, относящиеся к упругим свойствам пород, принадлежат Ф. Гассману (F. Gassman), Л. Фосту (L. Faust), Хиксу (W. Hicks), Д. Хайесу (D. Hughes), М. Ферперо (M. Ferper), В. Крумбейну (W. Krumbein), Н. Петерсоном (N. Paterson), Сакердотом (G. Sacerdote), Б. Везерби (B. Weatherby), М. Вилд (M. Wild) и др.

В результате изучения комплекса физических свойств пород в лаборатории и по данным геофизических методов исследования выявлены в той или иной степени природа каждого из перечисленных выше свойств, накоплены сведения об изменении этих свойств под воздействием некоторых искусственных и естественных факторов и изучены связи между физическими свойствами пород. Однако полученный материал обобщен лишь отчасти, недостаточно разработаны классификации пород и фаций по физическим свойствам, отсутствует систематика связей между свойствами пород.

Классификации позволяют, например:

правильно выбрать для определенного района комплекс физических свойств горных пород, подлежащий лабораторному исследованию на образцах пород, и способы проведения измерений;

2) научно обоснованно спроектировать рациональные для данного района комплексы полевых и промыслово-геофизических исследований;

3) оценить физические свойства пород по данным промысловых и полевых геофизических методов;

4) более полно изучить фации;

5) оценить промышленное значение пород по данным геофизики;

6) грамотно составить геолого-геофизические карты и разрезы по данным разведочных работ и простейшего опробования свойств пород.

Чем больше свойств учтено при классификации пород, тем точнее эта классификация и тем больше она дает для познания пород. Наиболее удачные из современных классификаций пород (Л. В. Пустовалова, В. П. Батурина и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга), основывающиеся на генетических, химико-минеральных и структурных признаках, систематизируют наши знания о породах и широко используются при геологопоисковых и геологоразведочных работах. Но эти классификации совершенно недостаточны для изучения пород как сред, в которых возникают и существуют физические поля. Недостаточность обуславливается тем, что при их составлении не учтен ряд физических свойств, по комплексу которых в настоящее время часто устанавливают породы и находящиеся в них полезные ископаемые.

Имеются классификации пород, разработанные применительно к узкопрактическим целям, при составлении которых учтен один или несколько признаков пород, интересующих данную отрасль промышленности. Примером таких классификаций могут служить классификации пород как проводников жидкостей (коллекторы и не коллекторы), пород как грунтов и др. В связи с тем, что в этих классификациях часто не приняты во внимание происхождение, состав, возраст пород и породы не рассматриваются как постоянно развивающиеся и изменяющиеся в условиях естественного залегания, они весьма несовершенны и пригодны лишь для ограниченных целей.

В настоящее время не существует сколько-нибудь удовлетворительных классификаций пород по физическим свойствам, которые изучаются при геофизических методах исследования. Ряд имеющихся классификаций приведен ниже при описании физических свойств пород.

Для правильной постановки и наиболее рациональной интерпретации результатов геофизических исследований, по-видимому, необходима классификация пород по комплексу физических свойств, изучаемых прикладной геофизикой.

При изучении студентами-геофизиками курса физических свойств пород серьезное внимание должно быть уделено характеристике физических свойств фаций, к которым приурочиваются залежи

их полезных ископаемых, обнаруживаемые при помощи геофизических методов исследования недр.

ледует еще раз отметить, что проведенные исследования еще не решили проблему изучения физических свойств горных пород.

До сих пор недостаточно изучена природа ряда параметров, не решены многие вопросы техники и методики исследований (например, определение физических свойств при высоких температурах и давлениях). Нет данных для надежных классификаций пород, фаций и связей по многим из измеряемых геофизическими методами свойствами. Важнейшей стадией являются работы по региональному изучению физических свойств горных пород.

Однако за последние годы исследование физических свойств горных пород приобрело широкий размах и нет сомнения в том, что в ближайшем будущем наше познание физических свойств пород будет значительно более полным.

Результаты имеющихся исследований физических свойств горных пород явились фундаментом новой науки — петрофизики.

Эта новая отрасль знаний систематизирует результаты изучения физических свойств горных пород, характеризует и классифицирует типы пород и фаций по комплексу физических свойств, их способности изменять этот комплекс в коре выветривания в зависимости от ряда факторов. Петрофизика также исследует и классифицирует связи между физическими, физическими и петрофизическими свойствами пород, критически описывает и классифицирует принципы и способы измерения физических свойств.

Существование и развитие петрофизики обеспечивает возможность обоснованной интерпретации результатов геофизических исследований скважин — расчленения разрезов скважин на основные типы горных пород, изучения их пористости, глинистости, проницаемости, выявления полезных ископаемых и оценки их промышленного содержания.

Изучение физических свойств горных пород в свою очередь позволяет предвидеть характер распределения физических полей в земной коре, что облегчает геологическую интерпретацию данных геофизики и позволяет правильно спроектировать оптимальный комплекс геофизических работ в конкретных геологических условиях.

В книге впервые обобщены результаты изучения физических свойств горных пород. Книга является учебным пособием по курсу «Физические свойства горных пород», входящему в учебные планы подготовки инженеров геофизической и геологической нефтяных специальностей.

Почти все главы книги написаны по одинаковому плану. В начале каждой главы приведены общие сведения о рассматриваемом свойстве: дано определение изучаемого параметра, указаны единицы

его измерения и проанализированы результаты теоретических исследований по выявлению природы свойства и по определению его зависимости от других свойств и физических или физико-химических условий. Далее приведены сведения по данному свойству для основных типов горных пород и схематично рассмотрены принципы и наиболее распространенные способы измерения данного свойства.

Так как подобное пособие составлено впервые, в нем возможны те или иные недостатки. Автор будет благодарен читателям за научную критику, которая позволит улучшить преподавание этой дисциплины. Замечания и пожелания необходимо направлять в адрес Кафедры промысловой геофизики Московского института нефтехимической и газовой промышленности имени акад. И. М. Губкина (Москва, проспект Лепина, д. 65).

Автор выражает искреннюю благодарность заведующему кафедрой геофизики Ленинградского государственного университета профессору А. С. Семенову и коллективу кафедры геологии Уфимского нефтяного института за их критические замечания, большинство которых учтено при окончательной подготовке рукописи к печати.

Очень большая работа, значительно повысившая качество книги, выполнена ее научным редактором, заведующим Кафедрой промысловой геофизики Московского института нефтехимической и газовой промышленности, профессором В. Н. Дахновым, которому автор выражает самую глубокую благодарность.

Глава I

ПОРИСТОСТЬ

Пористостью называется совокупность пространств (пор) в твердой фазой абсолютно сухой породы. Поры различны по происхождению, форме, размерам и внутренней связи. Пористость в основном определяет содержание в породах газов и жидкостей.

§ 1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОР

Поры подразделяются по происхождению на первичные и вторичные. Первичные поры формируются при образовании пород. К ним относятся:

структурные поры между частицами кластических пород (песчаников, гравия, песков, глин, песчаников, алевролитов, обломков известняков);

промежутки между плоскостями наложения осадочных пород; поры пород, являющихся скоплением скелетов животных, создавшиеся в результате разрушения органических тел погибших организмов (наблюдаются, например, у мшечников — ячеистых и сетчатых — и онколитовых известняков и доломитов);

межкристаллические и межгранулярные поры (поры между кристаллами и оолитами в известняках и доломитах и т. п.);

поры туфов;

поры, образованные пузырьками газов внутри кристаллов, характерные для магматических горных пород.

Изменение горных пород, происходящее после их образования в результате уплотнения, цементации, метаморфизации, приводит к изменению объема и формы пор. При этом объем первичных пор сокращается. Наряду с уменьшением объема первичных пор в породах образуются новые — вторичные — поры. Возникновение вторичных пор является следствием выщелачивания, деформации, уплотнения (тектонических процессов), кристаллизации, перекристаллизации, дегидратации, доломитизации, выветривания и биогенных процессов.

При выщелачивании возникают поры растворения, или карстовые (карры, дуплы). Они наблюдаются чаще всего в известняках, доломитах

и гипсах; образование их является следствием движения вод, насыщенных угольной или серной кислотами, в первичных или вторичных (трещинах) порах этих пород. Из известняков вода удаляет часть кальцита, а из доломитов оолиты карбоната кальция, в связи с чем образуются закарстованные и мучнистые известняки и доломиты.

Деформация под давлением (тектонические процессы) ведет к образованию серии трещин (рис. 1, *е*) у пород с жесткой связью (плотных песчаников и карбонатов, гипсов и магматических пород).

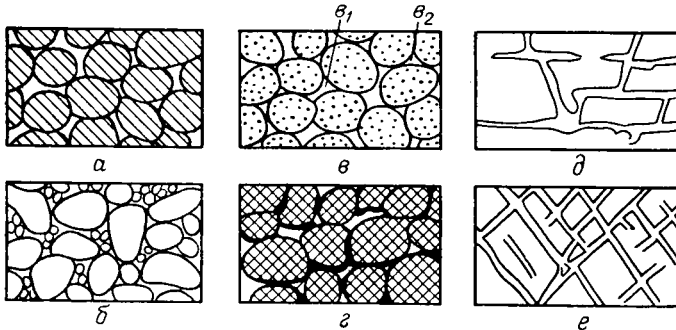


Рис. 1. Виды пор и величина пористости пород различной структуры.

а — хорошо отсортированная высокопористая порода; *б* — плохо отсортированная низкопористая порода; *в* — хорошо отсортированная порода с пористыми зернами и очень высокой пористостью; *г* — хорошо отсортированная, но сцементированная порода пониженной пористости; *д* — порода с порами растворения; *е* — порода с трещиноватой пористостью (по О. Е. Мейнцер, 1923).

По характеру расположения в породе различают трещины, образовавшиеся при растяжении, сжатии и скручивании. Последние представляют собой сеть перекрещивающихся трещин. Тектонические трещины часто характеризуются значительной глубиной и протяженностью, однако наряду с этим в породах возникает мелкая трещиноватость. Реже тектонические трещины наблюдаются у пород с пластической связью (у глин). У галечников, рыхлых песков, песчаников и т. д. при сжатии происходят перемещение частиц и уплотнение пород без образования трещин.

Процессы кристаллизации, наступающие, например, при остывании магматических расплавов, перекристаллизации, наблюдающиеся у пород, нагретых при контактном метаморфизме, дегидратации современных осадков, доломитизации известняков, часто ведут к сокращению объема пород и к образованию трещин, сообщающих породам вторичную пористость.

Поры выветривания (трещины) также характерны для пород с жесткой связью и реже для пород с пластической связью. Выветривание идет под воздействием атмосферных агентов и солнечной радиации. Выветривание способствует как образованию новых трещин, так и эрозии трещин, возникших вследствие других процессов.

результате жизнедеятельности животных и растений — биохимических процессов — образуются поры, представляющие собой червеи и других животных, поры, созданные корневой системой и т. п.

Пористость пород различных типов может слагаться порами первичного или порами первичного и вторичного происхождения.

§ 2. ФОРМА ПОР

Форма и размер отдельных пор, соотношение в породе пор разных величин и их сообщаемость определяют форму (или структуру) порового пространства породы. Структуру порового пространства тщательно изучают при добыче нефти, газа и воды, так как от нее зависят дебиты и отдача из пластов указанных полезных ископаемых.

Поскольку форма порового пространства, так же как и его величина, влияет на ряд физических параметров, возможна оценка структуры порового пространства пород по данным геофизики. Следовательно, необходимо изучать эту характеристику пор и поровых пространств, а также зависимости физических свойств от структуры отложений.

По форме поры бывают: 1) близкими к ромбоидальным; 2) близкими к тетраэдрическим; 3) щелевидными; 4) каверновидными; 5) трубчатыми; 6) трещиновидными; 7) пузырчатыми; 8) каналовидными; 9) соответствующими по форме зернам кристаллической породы. Существуют поры и более сложных форм, которые нельзя описать с помощью названных геометрических аналогий.

Поры, близкие к ромбоидальным и тетраэдрическим, можно давать в кластических породах с хорошо отсортированными зернами. Ромбоидальные — при сравнительно рыхлой (рис. 1, ϵ_1), а тетраэдрические — при наиболее плотной (рис. 1, ϵ_2) структуре зерен породы.

Сравнительно простые по форме поры, обеспечивая относительно несложную форму порового пространства породы (рис. 1), тем не менее обуславливают, например, наиболее низкие значения механического сопротивления и диффузионно-адсорбционной активности пород при заданных величинах пористости и прочих равных условиях.

Форма пор менее отсортированных разностей кластических пород (рис. 1, б) также в основном определяется геометрией, степенью пористости и взаимным расположением зерен. Считается, что поровое пространство пород этого типа поры представляют собой расширяющиеся и сужающиеся ячейки или каналы весьма сложного очертания, которые трудно описать, используя какую-либо из простых геометрических форм. Установлено, что форма порового пространства пород становится тем сложнее (извилистее), чем менее окатаны

и отсортированы их зерна, чем больше в породе глинистого материала. В связи с тем, что степень окатанности зерен пород определяется их минеральным составом, при одинаковом времени и условиях переноса от него зависит форма пор кластических образований.

В слабо сцементированных и пластично-связанных породах с чешуйчатой или пластинчатой формой структурных элементов (сланцах, глинах и др.) преобладают поры щелевидного характера.

Можно предполагать, что форма пор сцементированных обломочных пород более правильна, чем несцементированных или слабо сцементированных, поскольку цементирующий материал сглаживает стенки поровых каналов.

Каверновидная (нечероовидная) неправильная форма обычна для пор выщелачивания известняков и доломитов. Развитие пор этой формы у карбонатов создает весьма сложные очертания их порового пространства.

Поры ячеистой формы встречаются также у карбонатов. Ячеи представляют собой относительно крупные и правильные полости в теле пород.

Трещиновидные поры характерны для пород с жесткой связью, подвергшихся действию тектонических процессов, процессов выветривания, кристаллизации и т. д. (см. выше).

Наиболее простой формой отличаются, по-видимому, поры, образованные пузырьками газов в остывающих расплавах магмы. Форма пор магматических пород соответствует форме образовавших их пузырьков газа.

Поры каналовидной формы встречаются у известняков, лессов и лессовидных пород. Поры этого вида у лессов представляют собой обывествленные каналы довольно правильной формы.

Форма межкристаллических и межгранулярных пор, характерная, например, для известняков и доломитов, вероятно, достаточно правильна. Однако для пор межкристаллических она, по-видимому, сложна, поскольку определяется формой кристаллов при их упорядоченном взаимном расположении. Следует иметь в виду, что одна и та же порода может содержать различные по форме поры. Например, известны доломиты и известняки с межкристаллической трещиновидной и каверновидной формой пор; глины с щелевидными и трещиновидными порами; магматические породы с межкристаллической и пузырьчатой формой пор и т. д. Форму пор определяют визуально или путем исследования шлифов.

§ 3. РАЗМЕРЫ ПОР

По размеру поры классифицируют на: а) сверхкапиллярные, б) капиллярные и в) субкапиллярные.

Сверхкапиллярные поры имеют просвет от 0,1 мм и выше. Среди них особо выделяются мегапоры (полости) огромных

еров, исчисляющихся несколькими десятками, сотнями и даже чами кубических метров. Движение однородной жидкости ерхкапиллярных порах происходит в основном под действием тяжести или напора по обычным для трубчатого канала законам динамики.

азмеры капиллярных пор колеблются от 0,0002 до 0,1 мм. Жидкости в этих порах движутся вследствие капиллярности, колевая силу тяжести. На поверхности раздела твердой и жидкой а взаимосвязанные молекулы воды или воды и нефти действуют кулярные поверхностные силы. Циркуляция жидкости в капил-ых порах возможна только тогда, когда силы тяжести или а значительно превышают поверхностные силы.

убкапиллярные поры имеют просвет менее 0,0002 мм актически не пропускают жидкостей; последние прочно связаны енками пор.

огда поры подразделяют на макро- и микропоры.

а кро поры имеют размер больше 1 мм, а микро поры пе 1 мм. Микропоры диаметром менее 0,1 мм выделяют в отдель-группу и называют у л т р а к а п и л л я р н ы м и.

ри подразделении пор по размерам особо выделяют трещино-ые поры. Трещиновидные поры сверхкапиллярны, если ширина ольше 0,25 мм, капиллярны при ширине от 0,0001 до 0,25 мм, апиллярны в случае раскрытости меньшей 0,0001 мм. Имеются угие классификации трещин по их размерам. Например, . Смахов классифицирует трещины на микро- и макротрещины. отрещины имеют раскрытость от 0,01 до 0,1 мм, легко устана-аемую по шлифам, и относительно удовлетворительно фильт- жидкости. Макротрещины обладают раскрытостью больше 0,1 мм. Они хорошо видимы невооруженным глазом. Многие макро-ины возникают из микротрещин в результате выветривания д на дневной поверхности или вблизи от нее. По Е. М. Смахову рстьность трещин пород в ряде нефтеносных районов СССР и КНР дится в пределах от 0,005 до 0,2 мм.

ем больше в кластических несцементированных породах круп-зерен, тем вероятнее у них сверхкапиллярные поры. Сверх-ллярные поры встречаются у галечников, гравия, крупно-еднезернистых песков, кавернозных известняков и доломитов, же в лессах и лессовидных породах. Размеры пор в последнем ае значительно превышают размеры отдельных частиц породы. поры особенно характерны для карстовых полостей карбо-ых пород.

апиллярные размеры пор обычны для средне-, мелко- и тонко-стых песков, алевроитов, слабо сцементированных известняков евролитов.

убкапиллярные поры обнаруживаются у пород, сложенных зернистыми и коллоидными частицами. Например, у глин,

сильно глинистых пород, мелкокристаллических известняков с первичной пористостью, трепелов и т. д.

Величина пор сцементированных обломочных пород сильно варьирует в зависимости от плотности укладки и сцементированности их зерен.

В одной и той же горной породе могут быть поры самых различных размеров. Это особенно свойственно известнякам и доломитам, поровое пространство которых характеризуется чрезвычайным разнообразием величин отдельных пор. В известняках и доломитах встречаются поры от субкапиллярных до мегапор (огромные пещеры).

Средний размер пор пород — практически интересный показатель, так как обуславливает проницаемость и ряд других свойств пород. Его можно, например, приблизительно оценить:

1) продавливая через породы коллоидные растворы с различной величиной мицелл;

2) анализируя скорость капиллярного поднятия «однородных» жидкостей в сухих породах;

3) по данным измерения пористости и проницаемости с использованием формулы, выведенной на основании закона Пуазели;

4) вдавливая в породу ртуть или другую жидкость (способ кривых капиллярного давления).

Ниже приведены теоретические основы наиболее широко используемого способа расчета среднего диаметра поровых каналов, основанного на измерении коэффициентов пористости (табл. 1) и проницаемости. Способ определения размеров пор, основанный на кривых капиллярного давления, удобнее изложить в следующем параграфе.

Если поровое пространство породы отождествить с пучком цилиндрических каналов, то согласно закону Пуазеля через эти каналы будет наблюдаться расход однородной жидкости.

$$Q = \frac{\pi r^4 n F \Delta P}{8\mu L},$$

где r , L и n — радиус, длина каналов и их число на единицу площади соответственно;

F — поперечное сечение образца породы;

μ — вязкость жидкости;

ΔP — приложенная разность давлений.

Для такой породы коэффициент пористости

$$k_n = \frac{\pi r^2 L n F}{F L} = \pi r^2 n$$

и, следовательно,

$$Q = \frac{k_n r^2 \Delta P F}{8\mu L}.$$

менив в левой части последнего уравнения Q на произведение $Q = v \mu$, где v — скорость фильтрации жидкости через породу, будем

$$v = \frac{k_{\Pi} r^2 \Delta P}{8 \mu L}. \quad (1)$$

Как согласно закону Дарси

$$v = \frac{k_{\Pi P} \Delta P}{\mu L},$$

где $k_{\Pi P}$ — коэффициент проницаемости породы (табл. 1), то приравняв части уравнения (1) и (2), получим

$$\frac{k_{\Pi} r^2}{8} = k_{\Pi P}. \quad (2)$$

Из последнего выражения относительно r , придем к формуле, явно определяющей средний радиус пор:

$$r = \sqrt{\frac{8 k_{\Pi P}}{k_{\Pi}}}.$$

Если $k_{\Pi P}$ выражено в дарси, то

$$r = \frac{2}{7 \cdot 10^3} \sqrt{\frac{k_{\Pi P}}{k_{\Pi}}}. \quad (3)$$

Средний радиус пор для пород различных нефтяных месторождений СССР, подсчитанный по последней формуле с использованием значений коэффициентов их пористости и проницаемости, оказался в пределах 0,0005—0,015 мм (от 0,5 до 15 мк). Наиболее вероятные значения этого параметра для тех же пород 0,001—0,01 мм (от 1 до 10 мк). Считают, что радиус основного количества пор нефтеносных пород варьирует от 1 до 20 мк.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И СООТНОШЕНИЕ В ПОРОДЕ ПОР РАЗЛИЧНОГО РАЗМЕРА

Характер распределения пор различного размера в нецементированных кlastических породах определяется в основном степенью сортированности обломочного материала. Чем лучше сортированность, тем больше в породе пор одинакового размера и тем равномернее распределены они по объему породы. Для плохо отсортированных пород соотношение количеств пор различных размеров распределение по объему породы обуславливаются соотношением отдельных фракций, их взаиморасположением и формой. В породах с пластической связью (глинах, сильно глинистых глинах, лессах и лессовидных глинах) распределение и соотношение пор различного размера зависят от соотношения частиц различных размеров и плотности их укладки.

В начале формирования глин образуются илы — мало связанные осадки, содержащие 80—95% воды. В дальнейшем в результате пери- и ортокинетических коагуляций¹, а также коагуляции под

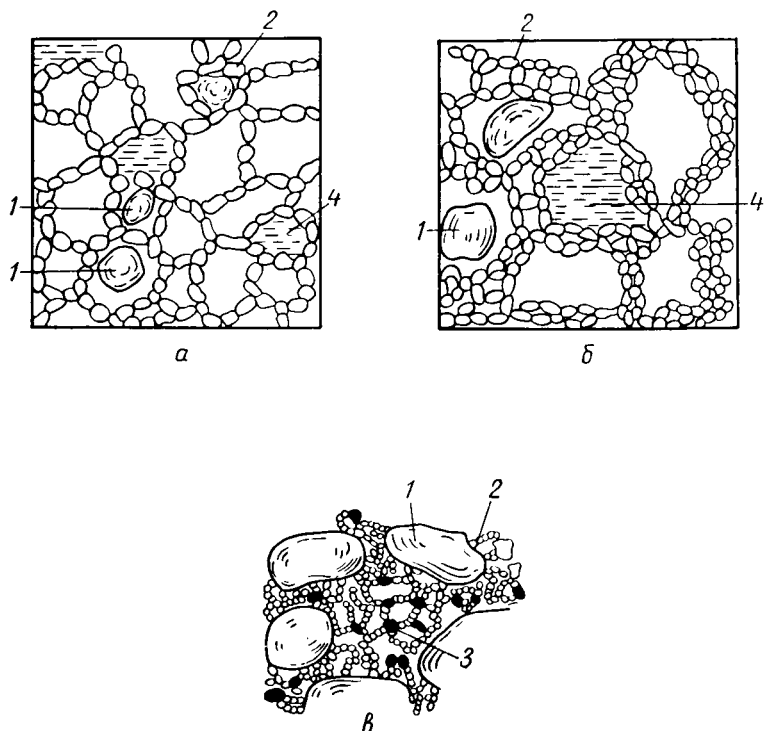


Рис. 2. Микроструктуры глин и плохо отсортированных глинистых пород. а — ячеистая; б — ячеисто-хлопьевидная; в — сложная неоднородно-ячеистая структура плохо отсортированной глинистой породы; 1 — песчаные и алевритовые частицы; 2 — глинистые частицы, связанные в ячейки; 3 — уплотненные глинистые частицы; 4 — зацементированная вода.

влиянием электролитов образуются рыхлые осадки с ячеистой — губчатой или сотовой (рис. 2, а), ячеисто-хлопьевидной (рис. 2, б) и сложной неоднородно-ячеистой (рис. 2, в) структурой.

¹ Сущность перикинетической коагуляции состоит во взаимной адсорбции столкнувшихся глинистых частиц в иле (за счет поверхностных сил) с образованием цепочек или хлопьев, в осаднении этого материала на дно бассейна и в образовании из него породы с рыхлой ячеистой микроструктурой. При ортокинетической коагуляции на дно бассейна из ила осаждаются хлопья или цепочки, составленные частицами песка или алеврита, адсорбированными на своей поверхности глинистые частицы. В дальнейшем из этих хлопьев образуется неоднородный по пористости рыхлый осадок, впоследствии уплотняющийся. При уплотнении под действием давления частицы переходят в более устойчивое положение [83].

ичем при одновременном осаждении частиц песка, алевроита
ны возникает наиболее неоднородно-ячеистая структура (не-
одная по величине ячей) вследствие деформации глинистых
под воздействием тяжелых песчаных частиц (рис. 2, в). В про-
уплотнения глинистых пород их микроструктура изменяется
вном за счет уменьшения величины ячей, защемляющих обычно
воздух и относительно крупные частицы. Уменьшение ячей
ся результатом проникновения частиц в ячей, при котором
ется часть воды и воздуха.

вестная правильность в распределении пор различного размера
дается у слоистых разностей песчано-алевритово- глинистых
Размер пор глинистых прослоев этих разностей значительно
е, чем песчаных прослоев.

сцементированных кластических породах соотношение коли-
тор различного размера и распределение их по объему породы
вливаются степенью отсортированности и взаимным располо-
и кластического материала, а также характером распределе-
породе цемента.

истых (не содержащих примесей глинистого материала, доло-
глауконита, гидроокислов железа, пирита и некоторых других
алов) карбонатов с правильным расположением кристаллов
ичной пористостью поры более или менее одинаковы по раз-
и, по-видимому, распределены равномерно. У глинистых,
тистых и песчанистых разностей этих пород такое распреде-
пор по объему породы нарушается. Наиболее неоднородны
отно незакономерны соотношение и распределение пор раз-
о размера у многих ячеистых, кавернозных или ситчатых
атных пород. Однако некоторые разности этих пород имеют
но равномерное распределение пор различного размера по
породы.

пределение пор в породах с трещиноватой пористостью мало
овано. Во многих случаях микротрещинами объединяются
гую систему каверны, полости фораминифер, жеоды и меж-
ые поры. Направление трещин имеет обычно региональный
ер, причем преобладает вертикальная (нормальная к плос-
напластования) трещиноватость.

ественно структура порового пространства пород устанавли-
по шлифам, кривым зависимости проницаемости от пористости
аву IV) и по кривым капиллярного давления. Качественно
чественно соотношение пор различного размера в песчано-
чественно соотношение пор различного размера в песчано-
и других породах неодинаковой отсортирован-
(за исключением глин и сильно глинистых пород), а также
уктивных карбонатных породах различных типов определяется
с применением кривых капиллярного давления, полученных
собу вдавливания ртути. Последние способы применимы лишь
род с открытой пористостью (табл. 1).

В основе способа кривых капиллярного давления лежит представление о том, что поровое пространство породы является пучком пронизывающих породу параллельных каналов различного радиуса r .

Ртуть, не смачивающая поверхность каналов, может быть введена в них под давлением

$$P = - \frac{2\sigma \cos \theta}{r}, \quad (4)$$

где σ — поверхностное натяжение ртути;

θ — угол смачивания породы ртутью.

Из этой формулы следует, что для определенной породы каждому радиусу пор соответствует определенное равновесное давление.

Если поместить породу в ртуть, прилагать к этой системе все возрастающее давление и измерять объем ртути, вошедшей в поровое пространство породы при определенном давлении, то можно получить зависимость объема вошедшей ртути от давления.

Прибор, служащий для получения кривых капиллярного давления, называется *п о р о м е р*¹. Основной частью поромера является дилатометр (рис. 3), представляющий собой стеклянный толстостенный капилляр 1, оканчивающийся расширением 2. В капилляр дилатометра вставляют платиновую проволоку 3. Она является одним из плечей моста Уитстона, и концы ее выводят наружу через отверстия 4. Дилатометр закрывают эбонитовым колпачком 5. Взвешенный и высушенный образец породы помещают в расширенную часть дилатометра 2, после чего ее запаивают. Заполнение дилатометра ртутью производится в специальном приборе [44]. Заполненный ртутью дилатометр переносят в стальной цилиндр поромера, где вначале устанавливают давление, близкое к атмосферному. Затем давление постепенно повышают и при заданном его значении измеряют сопротивление платиновой проволоки дилатометра, которое проградуировано по объему ртути в капилляре дилатометра. Снова повышают давление и снова измеряют сопротивление платиновой проволоки. По этим данным можно определить количество вдувленной ртути Q или какая доля общего объема пор образца была заполнена ртутью при заданном давлении,

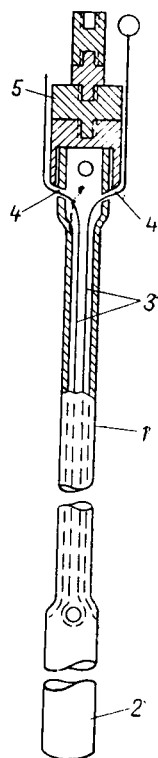


Рис. 3. Схематический разрез дилатометра.

1 — стеклянный капилляр; 2 — расширение капилляра; 3 — платиновая проволока; 4 — отверстия для вывода платиновой проволоки; 5 — эбонитовый колпачок.

¹ Существуют поромеры различных конструкций.

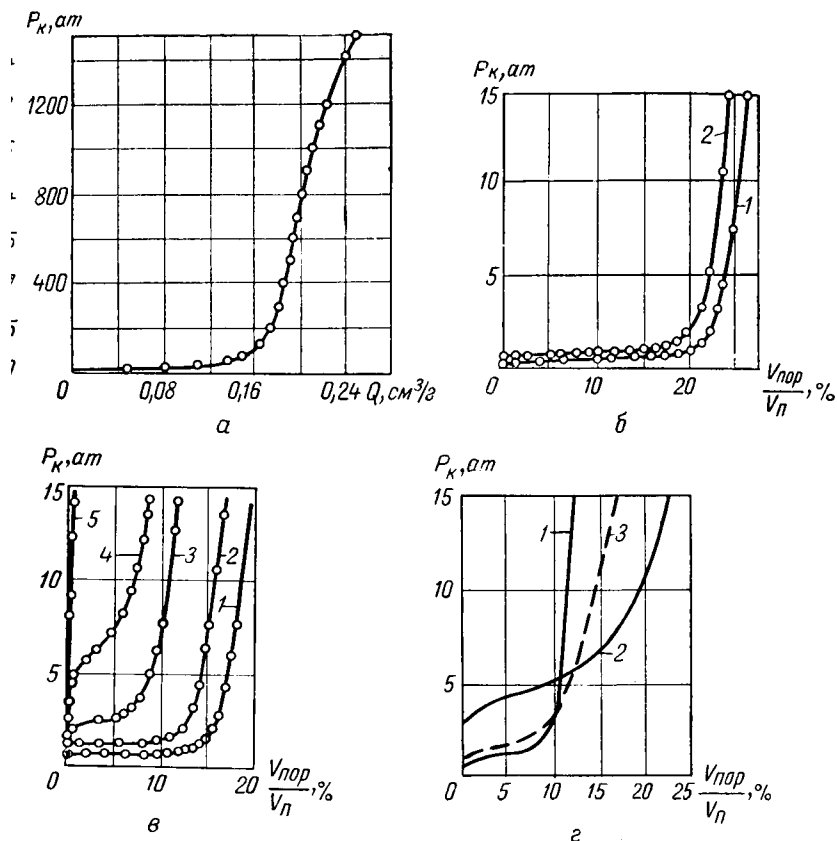


Рис. 4. Кривые капиллярного давления.

а — кремнистый песок (по Н. М. Каманину и А. В. Киселеву); б — пенсильванский песчаный (Pennsylvanian sand), Оклахома, хорошо отсортированный и слабо сцементированный [103]: 1 — $k_{п} = 29,6\%$, $k_{пр} = 1526$ мд, 2 — $k_{п} = 28,2\%$, $k_{пр} = 870$ мд; в — песчанники и вилькокс (Wilcox sand), Техас, различно отсортированные и сцементированные [103]: 1 — $k_{п} = 21,6\%$, $k_{пр} = 430$ мд, 2 — $k_{п} = 22\%$, $k_{пр} = 116$ мд, 3 — $k_{п} = 19,6\%$, $k_{пр} = 116$ мд, 4 — $k_{п} = 19,7\%$, $k_{пр} = 1,2$ мд, 5 — $k_{п} = 15,3\%$, $k_{пр} = 0,3$ мд; г — кривые капиллярного давления для известняков различных типов [103]: 1 — известняк сен-андрес (sandes), пермского возраста, плотный, кристаллический, со вторичной пористостью; 2 — известняк девонского возраста, мелового типа, 3 — известняк гранулярного строения; P_k — капиллярное давление; $V_{пор}$ — объем пор, занятых ртутью; $V_{п}$ — объем породы; Q — количество вдавненной ртути.

построить кривую капиллярного давления (рис. 4, а) [44]. Для построения кривой капиллярного давления соответствует заполнение пор до радиуса r , определяемого по формуле (4).

а рис. 4 [103] изображены кривые капиллярного давления различных типов терригенных и карбонатных пород.

Внимательное рассмотрение кривых для песчано-глинистых пород показывает, что породам с большим количеством однородных по

размеру и крупных пор отвечают кривые капиллярного давления с двумя характерными участками — пологим и крутым (рис. 4, б, кривые 1 и 2; рис. 4, в, кривые 1 и 2). Пологий участок представляет широкое плато; его крайней правой точке отвечают относительно малое значение капиллярного давления и значительный объем ртути по отношению к объему всей ртути, вошедшей в породу. Это указывает на то, что 20% порового пространства породы (рис. 4, в) складывается порами относительно большого среднего радиуса. Крутой участок соответствует затрудненному поступлению ртути в поры малого, сильно изменяющегося радиуса. На этом участке незначительным приращением объема вошедшей ртути отвечают большие, вначале возрастающие, а затем устанавливающиеся по величине, приращения капиллярного давления. Последнее указывает на то, что оставшийся объем пор складывается приблизительно одинаковыми объемами равномерно уменьшающихся по величине пор. Чем больше в породе различных по размеру пор и чем меньше объем, занимаемый порами отдельных размеров, тем менее ярко выражено плато (рис. 4, в, кривые 3 и 4), тем при более значительных капиллярных давлениях начинает проникать в породу ртуть и тем больший угол составляют между собой пологий и крутой участки кривых. Для пород с порами практически любых величин в пределах небольших их значений пологий участок исчезает и кривые капиллярного давления приближаются к прямым (рис. 4, в, кривая 5). В этом случае эффективные поры (табл. 1) составляют незначительную часть общего объема пор.

Качественное рассмотрение кривых капиллярного давления для известняков позволяет расчленить их на три типа: кривые первого типа соответствуют плотным известнякам и характеризуются вначале пологим участком (рис. 4, г, кривая 1). Далее крутизна кривой резко возрастает. Это указывает на наличие в породе пор двух резко различных размеров. В рассматриваемом примере (рис. 4, г, кривая 1) крупными порами складывается преобладающая часть порового пространства. У кривой 2, типичной для меловидных известняков, плато почти отсутствует и кривая плавно изменяет свою крутизну. Первоначальное давление вдавливания в этом случае значительно выше, чем для плотных известняков. Это указывает на незначительное количество крупных пор в породе и на то, что поровой объем разделяется примерно поровну между порами различного размера (рис. 4, г, кривая 2). Кривая капиллярного давления третьего типа для гранулярного известняка указывает на наличие в породе достаточно большого объема крупных пор. Оставшееся поровое пространство делится между порами меньшего размера до очень малых пор достаточно равномерно (рис. 4, г, кривая 3). Как видно из рисунков, качественно кривые капиллярного давления вполне наглядно характеризуют структуру порового пространства пород.

оличественная интерпретация кривых капиллярного давления в ряд ограничений. Оцененные по этим кривым радиусы пор могут оказаться недостаточно точными по следующим причинам:

структура порового пространства пород обычно резко отличается от пучка параллельных капилляров с круглым сечением, для которых выведена формула (4) ¹;

недостаточно хорошо известны поверхностное натяжение ртути и краевой угол смачивания ею пород;

в результате воздействия давления структура пород может изменяться; неизменяемость структуры породы должна подтверждаться специальными опытами; пластичные деформации легко устанавливаются повторными измерениями; упругие деформации выявить трудно, и они могут вносить систематические ошибки.

Несмотря на эффективность лабораторных методов определения характера распределения и соотношения в породах пор различного размера, следует отметить в ряде случаев недостаточную представительность этих определений.

На самом деле, нередко структура порового пространства пород меняется по их объему и для того, чтобы получить достаточно полное представление о структуре порового пространства пласта, следует выполнить массовые определения структуры порового пространства образцов пород, отобранных из пласта, по определенной системе, обеспечивающей представительность получаемых результатов.

Это не всегда выполнимо и из-за технических трудностей, связанных с отбором представительного кернового материала, и из-за дороговизны лабораторных методов определения структуры порового пространства пород. В дальнейшем необходимо совершенствовать технику и методику не только отбора образцов пород, но и способов оценки распределения и соотношения в породах пор различного размера.

§ 5. ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОР И ТИПЫ ПОРИСТОСТИ

Поры могут быть взаимосвязанными — открытыми (поры сообщаются друг с другом) и изолированными — закрытыми (и не сообщаются между собой).

Поры, открытыми порами слагается открытая, а закрытыми — закрытая, изолированная, часть порового пространства породы. Общая пористость породы равна суммарному объему открытых и закрытых

открытая пористость характерна для нецементированных, хотя и цементированных песчано-алевритово-глинистых пород, для

Для устранения этой неточности при разработке теории метода необходимо создавать более совершенные модели пород.

карбонатов меловидного, гранулярного, трещинного и отчасти кавернозного (карстового) типов. У сцементированных разностей обломочных пород, глин и глинистых пород связь между отдельными порами часто нарушается вследствие цементации и коагуляции. Во многих случаях не сообщаются друг с другом поры растворения карбонатов. Доступ к отдельным порам этих пород прекращается процессами цементации, следующими за процессами растворения. Закрытая пористость наблюдается у магматических пород с пузырьчатыми, ячеистыми порами (например, у пемзы). Открытая пористость этих пород незначительна.

Изучая возможность движения в порах жидкостей и газов, подразделяют поры пород на эффективные и неэффективные. Эффективные поры образуют эффективную пористость пород — часть порового объема, по которой может происходить движение жидкостей или газов при определенном давлении. Неэффективная пористость — часть порового объема, не пропускающая жидкости и газы вследствие малого размера или изолированности слагающих ее пор.

§ 6. КОЭФФИЦИЕНТЫ ПОРИСТОСТИ

Величина общей пористости оценивается безразмерным коэффициентом пористости k_{Π} . Коэффициент общей пористости определяется отношением объема $V_{\text{пор}}$ всех пор к объему V_c абсолютно сухой породы.

$$k_{\Pi} = \frac{V_{\text{пор}}}{V_c}.$$

При изучении изменения коэффициента пористости от давления, когда изменяется объем не только пор, но и исследуемого образца породы, используют коэффициент приведенной пористости $k_{\text{пприв}}$.

Коэффициент приведенной пористости — это отношение объема $V_{\text{пор}}$ всех пор породы к объему V_T ее твердой фазы

$$k_{\text{пприв}} = \frac{V_{\text{пор}}}{V_T}.$$

Коэффициент общей и приведенной пористости связаны между собой соотношениями

$$k_{\Pi} = \frac{k_{\text{пприв}}}{1 + k_{\text{пприв}}} \quad \text{и} \quad k_{\text{пприв}} = \frac{k_{\Pi}}{1 - k_{\Pi}}.$$

Величина открытой пористости определяется коэффициентом открытой пористости $k_{\Pi o}$, который представляет собой отношение объема $V_{\text{поро}}$ пор, сообщающихся друг с другом и атмосферой, к объему V_c породы:

$$k_{\Pi o} = \frac{V_{\text{поро}}}{V_c}.$$

разности между k_{π} и $k_{\text{по}}$ находят величину закрытой пористости породы.

Представление об эффективной доле пор породы дает коэффициент эффективной пористости $k_{\text{пэф}}$. Коэффициент эффективной пористости — отношение объема порового пространства породы $V_{\text{порэф}}$, в котором движется жидкость или газ, к объему породы V_c :

$$k_{\text{пэф}} = \frac{V_{\text{порэф}}}{V_c}.$$

§ 7. ДАННЫЕ О ВЕЛИЧИНЕ ПОРИСТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Пористость горных пород изменяется в широких пределах — от их долей процента и менее до 90% и более.

В природных условиях пористость пород может увеличиваться, уменьшаться или временно находиться в более или менее стабильном состоянии.

Пористость меньше 5% считается низкой; породам пониженной пористости соответствует коэффициент пористости от 5 до 10%; пористым породам отвечает $k_{\pi} = 10 \div 15\%$; k_{π} пород с высокой пористостью изменяется от 15 до 20%; высокой считается пористость свыше 20%.

Породы с наибольшей пористостью обладают, как правило, рыхлые обломки, а наименьшей — плотные осадочные, магматические и метаморфические породы. ∇

Величина пористости обломочных пород

Величина общей пористости обломочных пород тесно связана минеральным составом, структурой и текстурой. Согласно эмпирическим и теоретическим данным величина общей пористости обломочных пород зависит от формы и величины зерен породы, от их отсортированности, сцементированности и уплотненности. В зависимости от пористости от формы и величины зерен пород.

Чтобы определить влияние формы частиц на величину пористости пород трудно, так как породы составлены частицами различной формы. Исследования, однако, показывают, что между пористостью пород и формой их частиц имеется определенная связь.

Если породы сложены частицами одинакового размера, то наименьшей пористостью обладают породы с окатанными зёрнами, наибольшей — с угловатыми и плоскими частицами (табл. 2).

Предполагают, что угловатость зерен создает благоприятные условия для сводообразования, которое способствует повышению пористости. Из данных табл. 2 следует, что при одном и том же минеральном составе обломки кварца, ортоклаза и слюды образуют агрегаты весьма различной пористости в зависимости от размера обломков, определяемой их минеральным составом. Величина пористости возрастает с уменьшением величины обломков.

Таблица 2

Пористость различных минералов
(по В. В. Охотину)

Диаметр фракций, мм	Пористость, %							
	кварц окатанный		кварц остроугольный		ортоклаз остроугольный		слюда (мусковит)	
	рыхлый	уплотненный	рыхлый	уплотненный	рыхлый	уплотненный	рыхлая	уплотненная
2—1	36,06	33,40	47,63	37,90	47,50	45,46	87,0	80,46
1—0,5	36,30	33,63	47,10	40,61	51,98	47,88	85,18	75,20
0,5—0,25	39,66	33,42	46,98	41,09	54,76	49,18	83,71	72,16
0,25—0,1	44,80	34,35	52,47	44,82	58,46	51,62	82,74	66,30
0,10—0,06	44,53	39,60	54,66	45,31	61,22	52,72	82,98	68,98
0,06—0,01	—	—	55,99	45,68	62,53	—	—	65,33

Зависимость пористости от степени отсортированности и цементированности обломков пород.

Экспериментально установлено, что при увеличении неоднородности пород по размеру зерен и их цементирующей части ¹ пористость пород уменьшается.

На рис. 5, а приведена зависимость пористости песчано-алевритово-глинистых пород k_n от степени их отсортированности $G_{f(B)}$, которая четко устанавливает увеличение пористости этих пород с увеличением их отсортированности ². То же подтверждается зависимостью k_n от медианного диаметра ³ Md (рис. 5, б).

¹ Цементирующая часть обычно представлена глинистым материалом, кальцитом, доломитом, гидроокислами железа и т. д. и располагается между более крупными (песчано-алевритовыми) частицами. Эту часть часто называют глинисто-растворимой, так как все перечисленные цементирующие материалы (за исключением глины) растворяются в HCl при гранулометрическом анализе пород. Если глинистая фракция отсутствует, цементирующую часть породы называют просто растворимой.

² Коэффициентом отсортированности $G_{f(B)}$ называется отношение разности между средним диаметром d_{cp} частиц, составляющих породу, и средневзвешенным отклонением от среднего диаметра к d_{cp} :

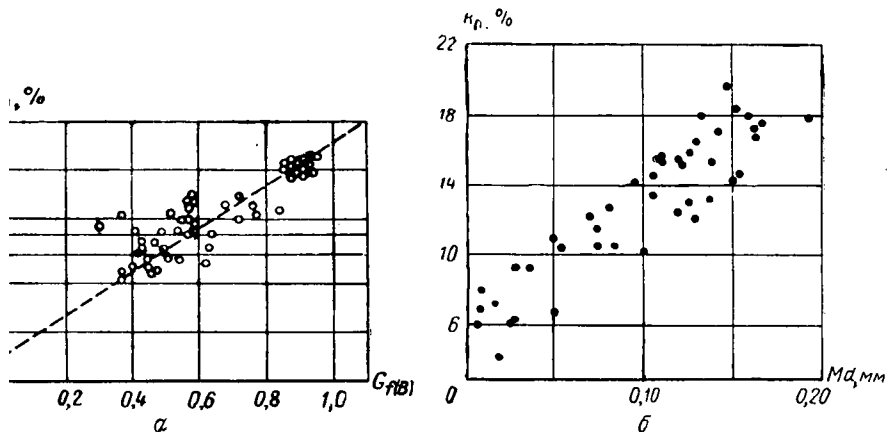
$$G_{f(B)} = \frac{d_{cp} - \sum \delta d_i V_i}{d_{cp}},$$

где V_i — доля содержания частиц диаметра d_i в исследуемой породе;

δd_i — отклонение от среднего диаметра.

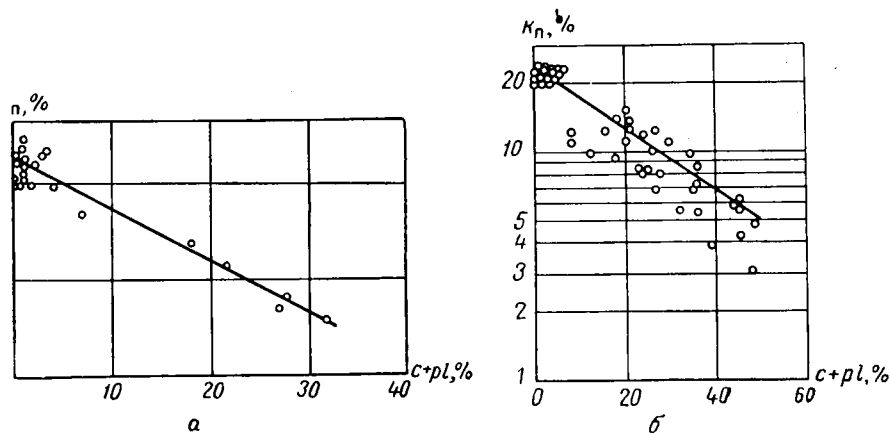
Чем более равнотерниста (более отсортирована) порода, тем ближе $G_{f(B)}$ к единице.

³ Медианный (средний) диаметр обломочных частиц — размер частиц обломочной породы, крупнее и мельче которого содержится 50% обломков. Медианный диаметр определяется из кумулятивных кривых, для построения которых процентное содержание каждой фракции суммируется с содержанием всех более мелких фракций.



5. Зависимость коэффициента пористости k_p от коэффициента отсортированности $G_{f(B)}$ и медианного диаметра Md частиц.

$k_p = f(G_{f(B)})$ для песчаников и алевролитов девонских отложений Туймазинской площади (по данным лаборатории физических свойств горных пород МИНХ и ГП, 1948);
 $b - k_p = f(Md)$ для песчаников района Нордвика.



6. Зависимость коэффициента пористости k_p от содержания в породах глинисто-растворимой части $c + pl$.

песчанники из девонских отложений Туймазинской площади; б — песчанники и алевролиты из тех же отложений той же площади.

Особенно сильно снижается пористость песчано-алевритово-глинистых пород, если частицы минимального размера укладываются в поровом пространстве более крупных частиц. Кривая на рис. 6, а показывает характер уменьшения коэффициента пористости песчанников при увеличении содержания в них глинисто-растворимой части. На рис. 6, б изображено то же, но крупные зерна породы представлены песчано-алевритовыми частицами. Пористость песчано-глинистых пород минимальна в тех случаях, когда цементирующая часть заполняет все пространство между более крупными частицами. Это подтверждается экспериментальными зависимостями и расчетной кривой рис. 7 для гипотетической песчано-алевритово-глинистой породы с незначительным уплотнением.

При расчете ее левой ветви принималось, что в породе преобладают близкие по размеру песчано-алевритовые частицы и что глинистые частицы укладываются в поровом пространстве между песчано-алевритовыми частицами. В этом случае коэффициент общей пористости

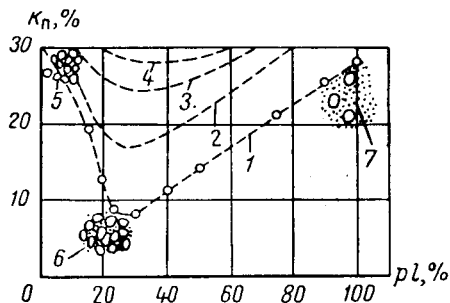


Рис. 7. Зависимости коэффициента пористости k_p от содержания в породах глинистой фракции pl .

1 — расчетная кривая; 2—4 — экспериментальные кривые (по В. В. Охотину), полученные при добавлении к фракции 16 — 8 мм соответственно фракций 0,1—0,05 мм, 2—1 мм и 4 — 2 мм; 5—7 — схемы структуры пород соответственно при отсутствии глинистой фракции, при заполнении всех пор между песчано-алевритовыми частицами глинистой фракцией и при значительном преобладании глинистого материала над песчано-алевритовым.

$$k_p = \frac{\frac{P_{ps+Av}}{\Delta_{c ps+Av}} k_{p ps+Av} + \frac{P_{pl}}{\Delta_{c pl}} k_{p pl} - \frac{P_{pl}}{\Delta_{c pl}}}{\frac{P_{ps+Av}}{\Delta_{c ps+Av}}}$$

где P_{ps+Av} и P_{pl} — веса песчано-алевритовых и глинистых частиц в 1 см³ породы;

$\Delta_{c ps+Av}$, $\Delta_{c pl}$, $k_{p ps+Av}$ и $k_{p pl}$ — объемные веса и пористости чистых песчано-алевритовой и глинистой пород.

Правая часть этой кривой получена при допущении, что объем глинистой части превышает объем порового пространства между песчано-алевритовыми частицами (если они приведены в соприкос-

ие) и что песчаные зерна как бы плавают в массе глинистых ц (рис. 7). Тогда

$$k_{\Pi} = \frac{\frac{P_{pl}}{\Delta_{c pl}} k_{\Pi pl}}{\frac{P_{pl}}{\Delta_{c pl}} + \frac{P_{ps+Av}}{\Delta_{т ps+Av}}},$$

$\Delta_{т ps+Av}$ — удельный вес твердой фазы песчано-алевритовой.

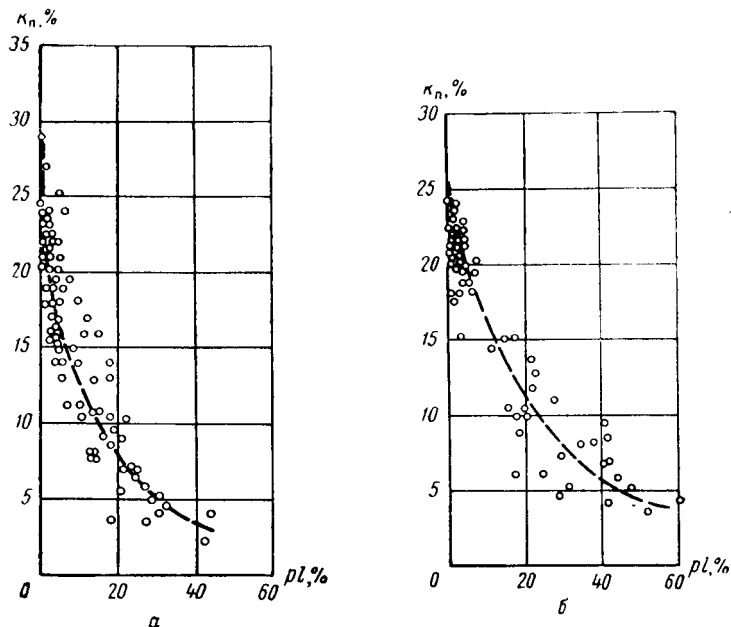


Рис. 8. Зависимость коэффициента пористости k_{Π} от содержания в породах глинистой фракции pl .

а — для песчано-алевритово-глинистых пород девона Саратовского Поволжья (по Чан-Си, 1959); б — для песчано-алевритово-глинистых пород девона Ромашкинского месторождения (по Л. П. Долиной, 1957).

огласно кривой $k_{\Pi} = f(pl)$ пористость песчано-алевритовых пород может снижаться до 8% и менее, если они цементируются глинистым материалом.

Сопоставление полученных результатов с экспериментальными позволяет утверждать, что кривой $k_{\Pi} = f(pl)$ достаточно хорошо характеризует пределы пористости реальных песчано-алевритово-глинистых пород нефтяных месторождений с глинистым цементом в том случае, если глины не слишком уплотнены весом лежащих отложений.

В большинстве случаев зерна, составляющие песчано-алевритовую фракцию этих пород, мало отличаются друг от друга по диаметру и соотношение между ними незначительно влияет на величину пористости пород.

Как видно из рис. 8, глинистая часть породы, значительно отличающаяся по величине зерен от песчано-алевритовой фракции, резко уменьшает коэффициент пористости пород. Цементация пород глинисто-растворимой частью приводит к еще более резкому снижению пористости.

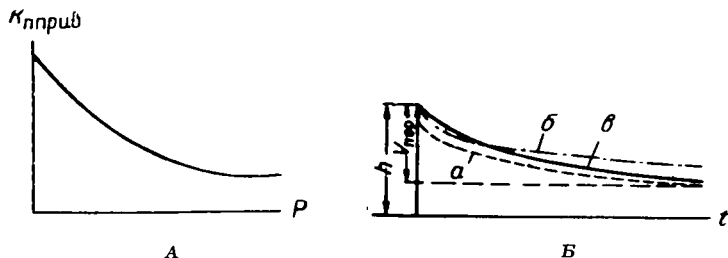


Рис. 9. Кривые уплотнения для песчано-глинистых пород.

А — $k_{\text{поррив}} = f(P)$; Б — $V_{\text{пор}} = f(t)$ при неизменной нагрузке: а — для сухих песков, б — для песков с капиллярной влагоемкостью, в — для глин; $V_{\text{пор}}$ — объем пор; P — давление; t — время; h — толщина слоя породы.

Из сказанного следует, что данные гранулометрического анализа могут быть использованы для ориентировочной оценки пористости пород.

Зависимость пористости от уплотненности обломков пород.

При уплотнении рыхлых обломочных пород могут наблюдаться упругие и неупругие деформации. К упругим деформациям относятся: а) собственные упругие деформации частиц породы; б) деформация пленок связанной воды¹; в) деформация защемленных объемов воздуха¹; г) сжатие за счет удаления воды. Неупругие деформации происходят вследствие: а) взаимного перемещения частиц породы; б) разрушения структурных элементов и зерен породы; в) выжимания из породы воздуха.

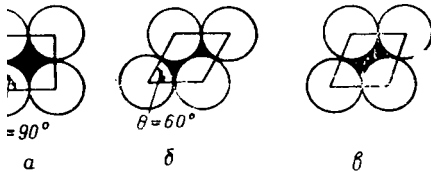
Степень уплотнения пород, снижающая их пористость, зависит от минерального состава и структуры пород, от длительности действия и величины давления. Установлено, что большинство упругих деформаций породы совершается быстро, тогда как удаление из глинистой породы воды может продолжаться сотни лет.

Характер уплотнения пород со временем t под влиянием нагрузки P описывается при помощи кривых уплотнения $k_{\text{поррив}} = f(P)$ и кри-

¹ См. главу III.

$k_{\Pi} = f(t)$ при неизменной нагрузке. Конфигурация этих кри-
определяется типом пород.

При уплотнении рыхлых газонасыщенных пород (песков, алевро-
и др.) вначале пористость уменьшается быстро вследствие пере-
нения зерен и удаления воздуха (рис. 9, а).



10. Размещение частиц моделей по-
род.

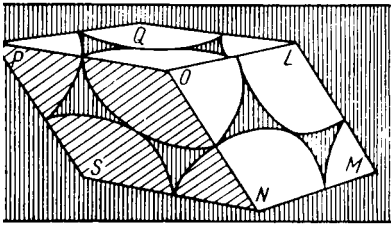
а — кубическое; б — ромбическое; в — проме-
жуточное.

Известное представление
о пределах пористости хо-
рошо окатанных, отсортиро-
ванных и несцементирован-
ных обломочных пород
в зависимости от измене-
ния взаимного расположе-
ния их зерен можно полу-
чить путем исследования по-
ристости моделей пород, пред-
ставляющих собой системы
шаров одинакового диаметра.

На рис. 10 представлено размещение частиц в трех моделях с наиболее
ой кубической, плотной ромбической и промежуточной укладкой зерен.

моделям в наибольшей степени соответствуют различно уплотненные,
родные пески, алевроиты и слабо сцементированные песчаники и алевролиты
руглыми зернами.

структурным элементом моделей является ромбоэдр (рис. 11), грани кото-
вырезают из восьми соприкасающихся шаров с центрами в вершинах
оэдра куски, образующие при сложении целый шар. Последнее справед-
но, так как для каждого угла грани ромбоэдра имеется угол, дополнительный
30°.



11. Структурный элемент укладки
шаров (ромбоэдр).

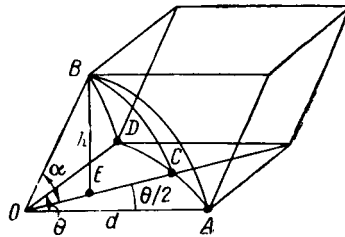


Рис. 12. К выводу уравнения, опре-
деляющего коэффициент пористости
ромбоэдра.

гол θ грани ромбоэдра в зависимости от плотности укладки шаров может
заться от 60 (рис. 10, б) до 90° (рис. 10, а), что приводит к изменению
а ромбоэдра. Поскольку ромбоэдр всегда вырезает из модели куски шаров,
зующие при сложении шар, то изменение угла θ изменяет пористость ромбо-

Характер зависимости коэффициента пористости от угла θ определяется
ющим расчетом.

коэффициент пористости ромбоэдра равен отношению объема порового
ранства ромбоэдра V_1 к его полному объему V_2 .

Объем порового пространства ромбоэдра V_1 равен разности объемов ромбоэдра V_2 и кусков шаров в его объеме V_3 . Так как $V_3 = \frac{\pi d^3}{6}$, где d — постоянный диаметр шаров, то вычисление k_{Π} ромбоэдров при различной плотности укладки шаров сводится к вычислению объема ромбоэдра.

С этой целью из вершины ромбоэдра O (рис. 11 и 12) опишем шар радиуса $d = OB$. Диагональное сечение ромбоэдра $SPLM$ и грани OAD и OAB пересекают поверхность шара соответственно по дугам BC , DA и BA , образующим прямоугольный сферический треугольник ABC с прямым углом BCA .

Перпендикуляр BE , опущенный из вершины B на диагональ OC , соответствует высоте h ромбоэдра. Из прямоугольного сферического треугольника ABC имеем: $\cos \widehat{AB} = \cos \widehat{BC} \cos \widehat{AC}$, но $\widehat{AB} = \theta$, $\widehat{AC} = \frac{\theta}{2}$, $\widehat{BC} = \alpha$ — углу параллелограмма, образованного при диагональном разрезе ромбоэдра, следовательно,

$$\cos \alpha = \frac{\cos \theta}{\cos \frac{\theta}{2}}.$$

Путем преобразования последней формулы получим

$$\sin \alpha = \frac{\sin \theta}{1 + \cos \theta} \sqrt{1 + 2 \cos \theta}.$$

Из рассмотрения рис. 12 следует, что объем ромбоэдра

$$V_2 = h d^2 \sin \theta, \quad (5)$$

где h — высота ромбоэдра, равная из прямоугольного треугольника BEO произведению $d \sin \alpha$;

$d^2 \sin \theta$ — площадь основания ромбоэдра.

Подставляя в формулу (5) значение h , получим

$$V_2 = \frac{d^3 \sin^2 \theta \sqrt{1 + 2 \cos \theta}}{1 + \cos \theta}$$

и, следовательно,

$$\begin{aligned} k_{\Pi} &= \frac{V_2 - V_1}{V_2} = 1 - \frac{V_1}{V_2} = 1 - \frac{\frac{\pi d^3}{6} (1 + \cos \theta)}{d^3 \sin^2 \theta \sqrt{1 + 2 \cos \theta}} = \\ &= 1 - \frac{\pi}{6 (1 - \cos \theta) \sqrt{1 + 2 \cos \theta}}. \end{aligned} \quad (6)$$

Из анализа формулы (6) следует, что коэффициент пористости системы шаров одинакового диаметра является функцией их взаимного расположения, определяемого углом θ , и не зависит от диаметра шаров.

В табл. 3 приведены значения углов θ для различных коэффициентов пористости в пределах возможного изменения угла θ (от 60° до 90°).

Данные этого исследования показывают, что для систем шаров равного диаметра коэффициент пористости изменяется от 25,9 до 47,6%.

Таблица 3

Значения углов θ для различных коэффициентов пористости

k_{Π}	θ	k_{Π}	θ
0,259	60°00'	0,370	68°18'
0,260	60°02'	0,380	69°17'
0,270	60°41'	0,390	70°21'
0,280	61°18'	0,400	71°28'
0,300	62°36'	0,410	72°43'
0,310	63°18'	0,420	74°03'
0,320	64°03'	0,430	75°32'
0,330	64°49'	0,440	77°01'
0,340	65°37'	0,450	79°06'
0,350	66°27'	0,460	81°25'
0,360	67°21'	0,476	90°00'

лизкое к указанным пределам изменение коэффициента пористости рыхлых пород под нагрузкой наблюдается в природе.

Дальнейшее уплотнение рыхлых газонасыщенных пород происходит за счет их разрушения. С дроблением зерен, по-видимому, во всех случаях связано значительное уменьшение пористости обломочных пород. Разрушение зерен кластических пород различно в зависимости от их минерального состава.

Уплотнение кварцевых и кварцево-полевошпатовых песков происходит с разрушением частиц, относительно невелико вследствие высокой прочности их зерен. Зерна кварцево-глауконитово-кальцитового и кварцево-полевошпатово-пироксенового песков разрушаются быстрее. Под действием давления 3000 кг/см^2 пористость песков — 48% уменьшалась до 21—28%. Под действием нагрузок до нескольких тысяч килограммов на 1 см^2 большинство песчаных зерен растрескивается и многие из них разрушаются. Некоторые зерна оказываются сколотыми по граням и углам. Отметим также, что зерна разрушаются тем сильнее, чем больше их величина. В этом случае на поверхность зерен приходится меньшее количество контактов и менее равномерна нагрузка. При разрушении одних песков с величиной частиц $> 0,1 \text{ мм}$ возникают зерна размером 0,1—0,05 мм и пылевые частицы размером 0,05—0,01 мм. При сжатии не полностью водонасыщенной породы с влажностью, близкой к ее капиллярной влагоемкости (см. ниже), на первой стадии уплотнения скорость деформации почти не отличается от скорости сжатия несцементированных газонасыщенных пород. Частицы породы перемещаются, и заземленный воздух сжимается и растворяется в воде. Дальнейшее уплотнение связано с разрывом частиц и продолжающимся растворением воздуха.

Максимально влажные глинистые породы уплотняются под действием нагрузки постепенно. Вначале вода выжимается из породы; частицы породы находятся под всесторонним гидростатическим сжатием. Затем нагрузка переходит на твердые частицы и пористость достигает значений, характерных для данной нагрузки.

Глинистые породы и глины уплотняются значительно. Они, например, изменяют свою пористость под давлением в несколько тысяч килограммов на 1 см^2 от 50 до 7% и менее.

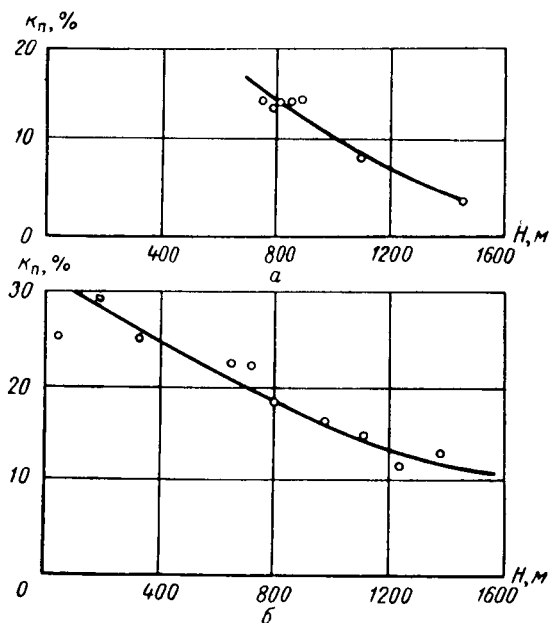


Рис. 13. Зависимость коэффициента пористости k_n от глубины залегания пород H (по Н. А. Перькову, 1955).

а — алевролиты; б — глины. Мосолово, скв. 1.

Остаточные деформации в глинах по М. М. Филатову обуславливаются перемещением частиц, удалением связанной и поровой воды и воздуха и практически не зависят от разрушения частиц. Уплотнение глин значительно вследствие плоской формы каолиновых и других глинистых частиц.

Изменение пористости глин вследствие их уплотнения хорошо иллюстрируется многочисленными экспериментальными кривыми (рис. 13). При этом

$$k_{nH} = k_{nH=0} e^{-\beta H},$$

$k_{п H=0}$ — средняя пористость глин у поверхности земли;
 β — постоянная для данной глины величина, определяемая ее литологией;
 H — глубина залегания глин.

при уплотнении глины переходят в глинистые сланцы. Как правило, пористость отложений дельт, ледниковых моренных склонов выше, чем пористость более отсортированных ютненных прибрежных осадков открытого моря. «Плывуны» — и, содержащие нефть или воду, у которых зерна как бы плавают в матрице, часто не контактируя друг с другом, имеют $k_{п} = 50\%$ и более.

Вследствие того, что более древние породы часто залегают глубже и подвержены более высокому давлению и при большей температуре, чем породы более молодые, отмечается зависимость пористости различных типов песчано-алевритово-глинистых пород от их возраста. Например, различные по возрасту пески имеют разную пористость, изменяющуюся в следующих пределах:

пески третичные	от 10 до 52%
» мезозойские	от ≤ 15 до 45%
» палеозойские	от ~ 4 до 35%

Изменение пористости в зависимости от возраста пород наблюдается также и у песчаников:

песчаники третичные	от ~ 4 до 40%
» мезозойские	от $\sim 2,6$ до 40%
» палеозойские	от $\leq 0,5$ до 30%

Глины четвертичные имеют пористость от 40 до 75%; глины третичные от 3,9 до 55% (в зависимости от глубины их залегания); меньшая пористость типична для мезозойских глин. Пористость палеозойских глин редко превышает 35% и снижается до долей процента при залегании пород на значительных глубинах.

В табл. 4 приведены данные о величине коэффициента пористости для различных типов пород.

Для подсчета объема порового пространства коллекторов при подсчете запасов нефти, газа и ископаемых вод используют значение коэффициента пористости, которое рассчитывают по формуле

$$k_{п} = \frac{\sum (shk_{п})}{\sum (sh)},$$

где h и $k_{п}$ — соответственно площадь, мощность и коэффициент пористости отдельных участков коллектора.

Как показывает \sum , произведения $shk_{п}$ и sh суммируют по всей площади коллектора. Средний коэффициент пористости тем точнее, чем больше исследовано образцов из данного коллектора.

Таблица 4

Коэффициенты пористости основных типов осадочных и некоторых магматических горных пород

Порода	Коэффициент общей пористости k_p , %			
	от	до	наиболее вероятные значения	
			от	до
Осадочные породы				
Пески	4	55	20	35
Песчаники	~0	40	5	30
Лессы	40	55	—	—
Алевролиты	<1	>40	3	25
Илы	2	96	50	70
Глины	~0	75	} 20 5	50
Аргиллиты				20
Известняки	~0	>35	1,5	15
Мел	40	55	40	50
Доломиты	<2	>35	3	20
Доломитовая мука	33	55	—	—
Магматические породы				
О с н о в н ы е				
Габбро	0,6	1	—	—
Базальты	0,6	19	—	—
Диабазы	0,8	12	—	—
С р е д н и е				
Диориты	0,25 ¹	—	—	—
Сиеситы	0,5	0,6	—	—
К и с л ы е				
Граниты	0,1	5	—	—

¹ Среднее значение.

Величина пористости карбонатных пород

Изучение пористости карбонатных пород представляет существенный интерес, поскольку к известняковым и доломитовым коллекторам приурочены значительные скопления нефти, газа и подземных вод. Пористость карбонатов изменяется от долей процента до 55 %.

Первичная пористость карбонатов определяется степенью их уплотнения. Значительная пористость свежесоздажденных известко-

и доломитовых илов резко уменьшается со временем и при тнении этих пород снижается до 0,5—15%.

еличина вторичной пористости обуславливается длительностью интенсивностью процессов выщелачивания, перекристаллиза- и т. д.

связи с резкой неоднородностью размера пор карбонатов то неравномерным распределением их по объему породы опре- ие пределов изменения генетически различных типов пори- и карбонатов по образцам в ряде случаев затрудняется.

днако уже накоплен достаточно большой материал для предва- льных статистических выводов по этому вопросу, которые цены в виде различных классификационных таблиц.

дна из таких классификаций приведена в табл. 5.

Таблица 5

**Величина генетически различных типов пористости
продуктивных карбонатов
[по Р. Крейзу (R. Craze)]**

Генетические типы пористости	Величина пористости, %	Проницаемость, мд
зость между кристаллами:		
икрогранулярные	20—35 (высокая)	1—10 (низкая)
т тонко- до грубозернистых	10—20 (средняя)	10—100 (средняя)
зость между гранулами . . .	25—45 (очень высо- кая)	300—5000 (очень вы- сокая)
ины	2—10 (низкая)	Очень высокая (не измеряли)
ичные пустоты	От низкой до очень высокой	От средней до очень высокой

з таблицы видно, что пористость и проницаемость карбонатов ственно изменяются.

ругая классификационная таблица составлена Г. Е. Арчи [13].

основу классификации Арчи положены данные о структуре инского вещества породы и о величине ее первичной пористости, кже сведения о количественном распределении в известняках чных пор различного происхождения.

ведения о пористости карбонатных пород приведены в табл. 6.

связи с резким изменением пористости по объему карбонатов ка объемной емкости коллектора сильно затрудняется.

езакономерное распределение пористости в породе и сильная чивость величины пор и их формы заставляют отбирать из знатных коллекторов большое число образцов и широко исполь- ь косвенные геофизические методы для определения пористости ьных интервалов и участков карбонатных отложений.

Таблица 6

Пористость карбонатных пород (по Г. Арчи)

Класс известняков	Размеры кристаллов или зерен ¹ , мм	Обычный внешний вид	Примерная пористость материнской породы (не различимая невооруженным глазом) (A), %	Видимая пористость в % от поверхности зерна при размерах пор, мм			Примерная общая пористость, %
				0,1 (B)	0,1—2,0 (C)	3,0 (D)	
							A+B A+C
Плотнокристаллические	0,4 (кз)	От меловидного до стекловидного	2	~10	~15	3,0	12 17
	0,2 (сз)		—	—	—	—	— —
	0,1 (мз) 0,05 (мз)		5	~10	~15	—	15 20
Меловидные	<0,05	Меловидный	15	~10	~15	—	25 30
Зернистые или сахаровидные (оолитовые)	0,1	Вид мелокристаллического сахара	40	10	15	—	20 25
	0,4	Вид крупнокристаллического сахара	5	10	15	—	15 20

¹ Породы: кз — крупно- или грубовершинные; сз — средневёршинные; мз — мелковершинные; тз — тонковёршинные.

Величина пористости магматических пород

Первичная пористость магматических горных пород незначительна и обычно изменяется от долей процента до нескольких процентов. Исключение составляют некоторые эффузивные породы, например трахит и арктическая туфовая лава, пористость которой достигает 55—60%. При выветривании плотных магматических пород пористость их сравнительно быстро увеличивается за счет вторичных пор.

Базальтовые дайки и другие жильные породы, кристаллизующиеся близ поверхности, разрушаются под воздействием атмосферных агентов и приобретают значительную трещиноватость. Конечным результатом выветривания магматических горных пород является полный распад их на мелкие обломки, что приводит к резкому увеличению пористости.

В табл. 4 указана пористость некоторых магматических пород.

Величина пористости трещиноватых пород

Работами Е. М. Смехова и других установлено, что коэффициент трещинной пористости коллекторов обычно не превышает 0,1—1%, что объясняется незначительной раскрытостью трещин. Трещинная пористость, как правило, гораздо меньше гранулярной пористости, которая сопровождается у ряда пород трещиноватостью.

Имеются работы [85], из которых вытекает, что трещиноватость различных пород изменяется согласно ряду: песчаники — алевролиты — аргиллиты — мергели — сланцы — соли — известняки — доломиты, увеличиваясь от его первого члена к последнему.

§ 8. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ ПОРИСТОСТИ ¹

Определение коэффициентов общей и открытой пористости

Коэффициент общей пористости определяют способами Мельчера и объемным, пористость несцементированных пород — специальными методами, а коэффициент открытой пористости — способом Преображенского.

С п о с о б М е л ь ч е р а

Для определения коэффициента общей пористости способом Мельчера предварительно находят удельный и объемный веса исследуемой породы (табл. 1).

Удельный вес породы Δ_T определяют пикнометрическим способом (см. стр. 99) а объемный вес Δ_c — гидростатическим взвешиванием в воде парафинированного образца (см. стр. 99).

¹ Из-за ограниченного объема книги в параграфе изложены лишь основы наиболее распространенных способов измерения коэффициентов пористости. Более подробно этот вопрос рассмотрен в работах [3, 6, 12, 58].

Коэффициент пористости вычисляют по формуле

$$k_{\Pi} = \frac{\Delta_T - \Delta_c}{\Delta_T}$$

или по формуле

$$k_{\Pi} = \frac{\Delta_T - \Delta_c}{\Delta_T} 100\%. \quad (7)$$

Объемный способ

Пористость достаточно плотных пород, образцы которых не разрушаются в керосине, определяют объемным способом.

В этом способе измеряют объем V насыщенного керосином образца при помощи специального объеммера (рис. 14).

Определив объем образца и зная его вес P в абсолютно сухом состоянии (до насыщения керосином), рассчитывают объемный вес породы:

$$\Delta_c = \frac{P}{V}.$$

Затем на другой части того же керна измеряют удельный вес породы. Для этого отобранный образец высушивают, измельчают, взвешивают (вес P_1) и определяют его объем V_1 при помощи того же объеммера:

$$\Delta_T = \frac{P_1}{V_1}.$$

По известным Δ_c и Δ_T с помощью формулы (7) рассчитывают пористость породы.

Определение коэффициента общей пористости нецементированных пород

В этом случае определяют удельный вес Δ_T твердой части пикнометрическим способом (см. стр. 99) и объемный вес при помощи специального цилиндра известного объема V_2 . Последний заполняют влажным песком, затем песок извлекают, высушивают, взвешивают (вес P_2) и далее рассчитывают

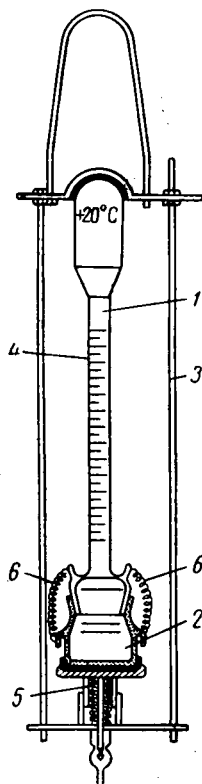
$$\Delta_c = \frac{P_2}{V_2}$$

и

$$k_{\Pi} = \frac{\Delta_T - \Delta_c}{\Delta_T} 100\%.$$

Рис. 14. Объеммер в держателе для определения объемного и удельного весов и общей пористости пород.

1 — мерная колба; 2 — стаканчик; 3 — держатель; 4 — шкала прибора; 5 — пружина, крепящая прибор в держателе; 6 — пружина для крепления соединения мерной части прибора со стаканчиком.



С п о с о б П р е о б р а ж е н с к о г о

По способу Преображенского определяют объем $V_{\text{пор}}$ открытых пор по объему керосина, вошедшего в поровое пространство породы, и объем $V_{\text{обр}}$ образца путем взвешивания в керосине образца, насыщенного керосином.

Образец высушивают, взвешивают (вес P_3) и под вакуумом насыщают керосином; затем снова взвешивают в воздухе (вес P_4) и в керосине (вес P_5).

Далее вычисляют

$$V_{\text{пор}} = \frac{P_4 - P_3}{\Delta_{\text{кер}}},$$

где $\Delta_{\text{кер}}$ — удельный вес керосина, и

$$V_{\text{обр}} = \frac{P_4 - P_5 + P_{\text{п}}}{\Delta_{\text{кер}}},$$

где $P_{\text{п}}$ — вес проволоочки, на которой взвешивали в керосине образец, насыщенный керосином.

Коэффициент открытой пористости определяют по формуле

$$k_{\text{по}} = \frac{V_{\text{пор}}}{V_{\text{обр}}} = \frac{P_4 - P_3}{P_4 - P_5 + P_{\text{п}}} 100\%.$$

Определение коэффициента эффективной пористости

Определение коэффициента эффективной пористости представляет сложную задачу, и разработанные в настоящее время способы измерения этого параметра не всегда обеспечивают необходимую точность.

Из числа предложенных рассмотрим способы К. Г. Оркина, А. А. Хавина и В. Н. Кобрановой.

С п о с о б К. Г. О р к и н а [6] оценки эффективной пористости хорошо отсортированных и нецементированных песчаников основан на приближенном равенстве эффективной пористости $k_{\text{пэф}}$ отношению скорости фильтрации $v_{\text{ф}}$ к истинной скорости $v_{\text{и}}$, фильтрующейся жидкости:

$$k_{\text{пэф}} \approx \frac{v_{\text{ф}}}{v_{\text{и}}}.$$

Скорость фильтрации

$$v_{\text{ф}} = \frac{Q}{F} = \frac{w_{\text{под}}}{\tau F},$$

где Q — расход жидкости;

$w_{\text{под}}$ — объем подвижной жидкости, прошедшей через породу за время τ ;

F — площадь поперечного сечения образца породы.

Но истинная скорость

$$v_{\text{и}} = \frac{L}{\tau},$$

где L — путь, который проходит в породе за время τ поток жидкости. Поэтому

$$\frac{v_{\text{ф}}}{v_{\text{и}}} = \frac{w_{\text{под}}}{FL} = k_{\text{пэф}}.$$

Главной частью прибора (рис. 15) для определения эффективной пористости по этому способу является цилиндр 1 с отверстиями 2 для пьезометров. Цилиндр закрывается с концов пробками 3 и 4 со вставленными в них трубками 5 и 6. В цилиндр, предварительно взвешенный с пробками, помещают исследуемый песок.

Заполненную песком трубку взвешивают. По результатам взвешиваний определяют вес песка в трубке. Объем трубки должен быть установлен заранее. Затем рассчитывают объемный вес. Общая пористость песка может быть оценена по его объемному и удельному весам¹. Поры породы заполняют целиком водой, трубку с влажным песком взвешивают и определяют объемную влажность песка, которая обычно хорошо совпадает по значению с ранее определенной общей пористостью. После этого трубку включают в установку, изображенную на рис. 15. Вода из напорного сосуда 7, в котором поддерживается постоянный уровень, вводится в трубку 5 через фильтр 8. Напор подаваемой воды регулируется перемещением сосуда 7 в вертикальном направлении с помощью подвижной скамьи 9. Раствор флюоресцеина помещают в бюретку 10, соединенную резиновым патрубком с пипеткой 11, конец которой входит также в нижнюю резиновую пробку 3.

Краситель подается в трубку с песком после того, как движение жидкости в ней установилось, что определяют по постоянству во времени давлений в пьезометрах и по расположению уровней в них по прямой. Для подачи красителя приоткрывают кран 12 бюретки и дают войти раствору в резиновый патрубчок. Затем закрывают кран 12, приоткрывают кран 13 пипетки и дают войти в трубку с песком короткой струе раствора красителя. Одновременно включают секундомер и помещают сборную емкость 14 под выходящую из трубки 6 воду. Когда объем воды в емкости 14 окажется примерно равным 80% от объема пор, емкость убирают. Вместо нее под струю воды подставляют мерный цилиндр на 10 см³. Как только объем воды в нем окажется равным 0,5—1 см³, его заменяют другим цилиндром и так делают до тех пор, пока в очередном цилиндрике не окажется окрашенная вода.

В момент появления окрашенной воды останавливают секундомер и таким образом определяют время прохождения воды через трубку с песком длиной L ,

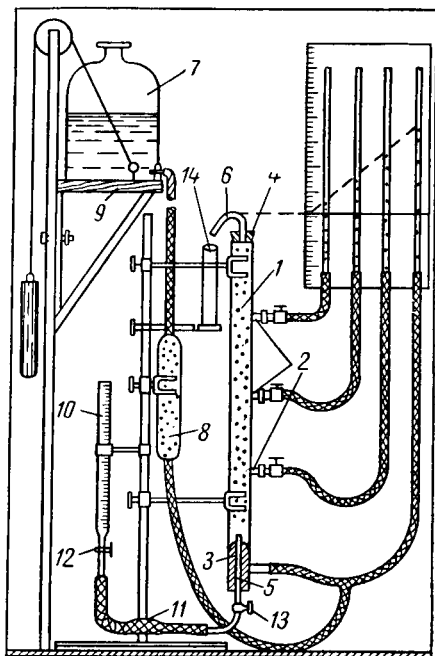


Рис. 15. Схема установки для определения эффективной пористости песка.

1 — трубка (цилиндр) с отверстиями 2 для пьезометров; 3 и 4 — пробки; 5 и 6 — стеклянные трубки, вставленные в пробки; 7 — напорный сосуд; 8 — фильтр; 9 — подвижная скамья; 10 — бюретка; 11 — пипетка; 12 и 13 — краны; 14 — сборная емкость.

¹ Удельный вес также определяют заранее.

а следовательно, и действительную при данном напоре скорость ее движения в поровом пространстве породы:

$$v_n = \frac{L}{\tau}.$$

Скорость фильтрации v_f вычисляют по объему свободной или подвижной воды $w_{\text{под}}$, которая прошла через песок за время τ , и по значению поперечного сечения трубки; объем подвижной воды складывается из объема воды в сборнике и во всех цилиндрах:

$$v_f = \frac{w_{\text{под}}}{F \tau}.$$

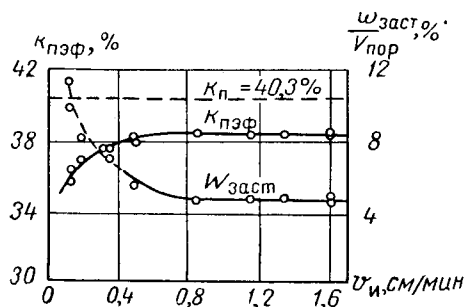


Рис. 16. Зависимости $k_{пэф} = f(v_n)$ и $w_{\text{заст}}/V_{\text{пор}} = f(v_n)$ (по К. Г. Оркину, 1953).

Как было показано выше, этих данных достаточно для определения эффективной пористости песка при данном напоре. Так как на значения $k_{пэф}$ влияет напор, результаты определений обычно представляют в виде зависимостей $k_{пэф} = f(v_n)$ и $w_{\text{заст}} = f(v_n)$ (рис. 16). В этом случае для ряда напоров получают значения $k_{пэф}$, v_n и $w_{\text{заст}}$ и по ним строят указанные кривые. Здесь $w_{\text{заст}}$ — объем застойной жидкости. Под застойной понимают воду,

связанную с зернами песка и не принимающую участия в движении подвижной воды.

В основу первого способа А. А. Ханина положена зависимость между эффективной пористостью (которая оценивается по разности между общей пористостью и количеством связанной воды) и глинистостью породы. Поскольку глинистая часть породы легко определяется по данным гранулометрического анализа, то соответствующая кривая (например, кривая, представленная на рис. 17) может быть использована для оценки эффективной пористости образца породы из отложений, для которых она была получена.

Другой приближенный способ А. А. Ханина заключается в использовании зависимости между эффективной пористостью (определенной как разность между общей пористостью и количеством связанной воды) и проницаемостью. Такие зависимости получены

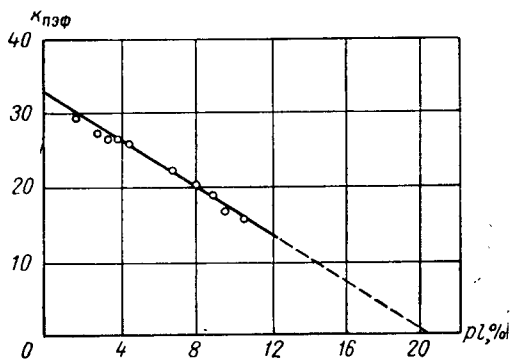


Рис. 17. Зависимость коэффициента эффективной пористости $k_{пэф}$ от содержания в породах глинистой фракции pl для алевроитов и алевролитов центрального Ставрополя (по А. А. Ханину).

А. А. Ханиным для коллекторов различного гранулометрического состава (см., например, рис. 18). Они могут быть применены для оценки эффективной

пористости, если известны значения коэффициента проницаемости и гранулометрический состав пород.

Для оценки эффективной пористости по способу В. Н. Кобранова и необходимо иметь данные об общей пористости пород, их гранулометрическом составе и кривые зависимости $\frac{k_{пэф}}{k_{п}} = f(c)$ и $\frac{k_{пэф}}{k_{п}} = f(pl)$ для отложений, эффективная пористость которых определяется.

Этот способ основан на следующих положениях.

С большой степенью вероятности можно принять, что преобладающая часть пористости хорошо отсортированных, слабо или вовсе не сцементированных, средне- и мелкозернистых песков, песчаников и крупнозернистых алевролитов в основном эффективна. Можно также предположить, что глинисто-растворимая часть менее отсортированных разновидностей этих пород до тех пор, пока ее объем не превышает среднего объема порового пространства между песчано-алевритовыми частицами, располагается в этом объеме. При этом глинисто-растворимая часть породы занимает эффективные поры ее, не образуя каналов, по которым возможно движение жидкости.

Таким образом, если для образца породы определить объем пустот между песчано-алевритовыми зернами (V_{ps+Av}) и вычесть из него объем, занимаемый глинисто-растворимой частью (V_{c+pl}) с учетом эффекта ее набухания, то можно получить достаточно точное представление об эффективной пористости¹:

$$k_{пэф} = \frac{V_{ps+Av} - V_{c+pl}}{V_{обр}} \quad (8)$$

Объем V_{ps+Av} может быть определен по весовому содержанию песчано-алевритовых зерен P_{ps+Av} в изучаемой породе и по объемному весу $\Delta_{c ps+Av}$ и пористости $k_{п ps+Av}$ хорошо отсортированных, слабо или вовсе не сцементированных песчано-алевритовых пород исследуемых отложений:

$$V_{ps+Av} = \frac{P_{ps+Av}}{\Delta_{c ps+Av}} \times k_{п ps+Av}$$

Объем глинисто-растворимой части с учетом эффекта набухания

$$V_{c+pl} = \frac{P_{c+pl}}{\Delta_{c c+pl}} \times B_{wc+pl}$$

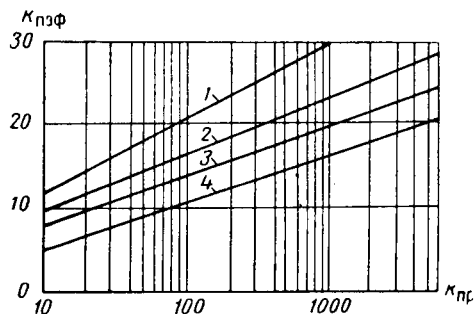


Рис. 18. Зависимость коэффициента эффективной пористости $k_{пэф}$ от проницаемости $k_{п}$ для песчано-алевритово-глинистых пород (по А. А. Ханину, 1960).

1 — алевролиты с преобладанием мелкоалевритовой фракции; 2 — алевролиты с преобладанием крупноалевритовой фракции; 3 — песчаники мелкозернистые; 4 — песчаники средние и крупнозернистые.

¹ Объем, занимаемый связанной водой на поверхности эффективных поровых каналов, незначителен и поэтому в формуле (8) не учитывается.

где B_{wc+pl} — коэффициент набухания глинисто-растворимой части;

P_{c+pl} — вес глинисто-растворимой части породы;

Δ_{c+pl} — объемный вес глинисто-растворимой части породы.

Определение объема глинисто-растворимой части затрудняется отсутствием данных о величинах объемного веса Δ_{c+pl} и коэффициента набухания глинисто-растворимой части рассматриваемых пород. Поэтому для оценки эффективной пористости пород определенного типа песчано-глинистых отложений приходится исходить из заранее рассчитанных зависимостей

$$\frac{k_{пэф}}{k_{п}} = f(pl) = \frac{\frac{P_{ps+Av}}{\Delta_{c ps+Av}} k_{п ps+Av} - \frac{P_{pl}}{\Delta_{c pl}} B_{wpl}}{\frac{P_{ps+Av}}{\Delta_{c ps+Av}} k_{п ps+Av} - \frac{P_{pl}}{\Delta_{c pl}} (1 - k_{п pl}) B_{wpl}} \quad (9)$$

для пород с глинистым цементом и

$$\frac{k_{пэф}}{k_{п}} = f(c) = \frac{\frac{P_{ps+Av}}{\Delta_{c ps+Av}} k_{п ps+Av} - \frac{P_c}{\Delta_{c c}}}{\frac{P_{ps+Av}}{\Delta_{c ps+Av}} k_{п ps+Av} - \frac{P_c}{\Delta_{c c}} (1 - k_{п c})} \quad (10)$$

для пород с карбонатным цементом.

Здесь p_{pl} — вес глинистой части породы;

$\Delta_{c pl}$ — объемный вес глинистой части породы;

P_c — вес растворимой части породы;

$\Delta_{c c}$ — объемный вес растворимой части породы;

$k_{п pl}$ — пористость глинистой части;

$k_{п c}$ — пористость растворимой части.

Остальные величины известны.

Из рассмотрения уравнений (9) и (10) видно, что первый член числителя их правой части представляет собой эффективную пористость породы V_{ps+Av} , если бы она была сложена только песчано-алевритовыми частицами.

Второй член числителя в уравнении (9) представляет собой объем глинистой части $\left(V_{pl} = \frac{P_{pl}}{\Delta_{c pl}} B_{wpl} \right)$ породы, который необходимо вычесть из объема порового пространства (V_{ps+Av}), образованного песчано-алевритовыми частицами, если следует оценить эффективную пористость породы. Этот член уравнения может быть вычислен по гранулометрическому составу исследуемой породы, объемному весу и коэффициенту набухания наиболее чистых разновидностей глин из отложений изучаемого типа, сравнительно слабо уплотненных.

Второй член числителя в уравнении (10) является объемом растворимой части $\left(V_c = \frac{P_c}{\Delta_{c c}} \right)$; его также следует вычесть из объема порового пространства (V_{ps+Av}) породы, если она цементируется растворимой частью и если хотя бы определить ее эффективную пористость.

Знаменатели обоих уравнений выражают общую пористость. Она складывается в уравнении (9) из эффективной пористости

$$k_{пэф} = \frac{P_{ps+Av} k_{п ps+Av}}{\Delta_{c ps+Av}} - \frac{P_{pl}}{\Delta_{c pl}} B_{wpl}$$

и члена

$$\frac{P_{pl}}{\Delta c_{pl}} B_{wpl} k_{п pl},$$

представляющего собой пористость между глинистыми частицами.

В уравнении (10) к эффективной пористости прибавляется пористость между частицами растворимой части

$$\frac{P_c}{\Delta c_c} k_{п c}.$$

$$\text{Зависимости } \frac{k_{п\text{эф}}}{k_{п}} = f(pl)$$

и $\frac{k_{п\text{эф}}}{k_{п}} = f(c)$ строят для отложений определенного типа с использованием гранулометрического состава пород и практических значений пористости и удельных весов их.

На рис. 19 изображены кривые, построенные по формулам (9) (10) для третичных отложений Северного Кавказа (кривые 1 и 3) и для нижнепалеозойских отложений ТатарССР (кривые 2 и 4) ¹.

$$\text{Кривые } \frac{k_{п\text{эф}}}{k_{п}} = f(pl) \text{ и}$$

$\frac{k_{п\text{эф}}}{k_{п}} = f(c)$ на рис. 19 показывают, какую долю от общей пористости породы составляет эффективная пористость в зависимости от степени цементации породы глиной (кривые 3 и 4) или растворимой частью (кривые 1 и 2).

Так как реальные породы цементируются глинисто-растворимой частью, то зависимость $\frac{k_{п\text{эф}}}{k_{п}} = f(c + pl)$ для этих пород должна находиться между

кривыми 1 и 3. Точки зависимости $\frac{k_{п\text{эф}}}{k_{п}} = f(c + pl)$ должны располагаться тем ближе, например, к кривой 3, чем больше глинистая часть породы по сравнению с растворимой.

Согласно кривым 1 и 3 на рис. 19 порода не имеет эффективной пористости, если содержит около 25% глины (при отсутствии цементирующей части) или если ее цементирует 35% растворимой части и отсутствует глинистая часть. При цементации пород растворимой частью резкое уменьшение общего объема эффективных пор приходится на большее содержание растворимой части (~ 27%). Кривые 2, 4 и 5 имеют тот же вид, что и кривые 1 и 3, но эффективная пористость здесь приближается к нулю при значительно меньших содержаниях в породах глинистой или растворимой частей. Это объясняется тем, что хорошо отсортированные и слабо сцементированные песчано-алевритовые породы отложений этого типа имеют меньшую пористость.

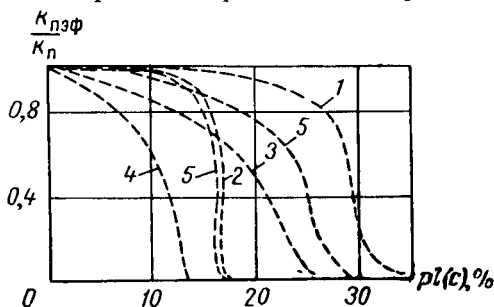


Рис. 19. Зависимость отношения эффективной пористости $k_{п\text{эф}}$ к общей пористости $k_{п}$ от глинистой pl или растворимой c частей породы (по В. Н. Кобрановой).

1 и 2 — кривые $\frac{k_{п\text{эф}}}{k_{п}} = f(c)$ соответственно для третичных отложений Северного Кавказа и нижнепалеозойских отложений Татарии; 3 и 4 — кривые $\frac{k_{п\text{эф}}}{k_{п}} = f(pl)$ для тех же отложений; 5 — средние кривые $\frac{k_{п\text{эф}}}{k_{п}} = f(c + pl)$ для тех же отложений.

¹ Без учета эффекта набухания.

Правильность предлагаемого способа оценки эффективной пористости косвенно подтверждается кривыми $k_{\text{лр}} = f(c + pl)$, приведенными на рис. 48, а и б. Эти кривые построены для пород, которым отвечают зависимости $\frac{k_{\text{цэф}}}{k_{\text{п}}} = f(c) [f(pl)]$, приведенные на рис. 19. Рассмотрение кривых, изображенных на рис. 48, а и б, позволяет утверждать, что проницаемость пород, а следовательно, и их эффективная пористость становятся практически ничтожными при найденных выше содержаниях глинисто-растворимой части 25—27% для третичных отложений и 15—17% для нижнепалеозойских отложений.

Описываемый способ требует проведения дальнейших исследований с целью установления точных объемных весов, пористости и коэффициента набухания глинистой и растворимой частей для различных типов песчано-глинистых отложений.

Коэффициент эффективной пористости может быть определен по измерениям объемов ртути, вошедших в поры образца, при помощи поромера, используемого в определениях среднего радиуса пор методом кривых капиллярного давления.

Под эффективной пористостью в этом случае понимается отношение объема ртути, вошедшей в образец при заранее заданном давлении $P_{\text{эф}}$, к общему объему всего образца. Давление $P_{\text{эф}}$ должно соответствовать давлению, обеспечивающему заполнение всех пор образца до минимального радиуса, при котором при перепадах давления, наблюдающихся в природных условиях, возможно движение жидкости или газов.

П. П. Авдусиным и М. А. Цветковой ранее был предложен следующий способ определения эффективной пористости.

Шлифы исследуемой породы пропитывают горячим бакелитом и измеряют занятую им площадь шлифа. Коэффициентом эффективной пористости породы в данном сечении считают отношение последней ко всей площади шлифа. Среднее из коэффициентов пористости по нескольким шлифам, взятым из изучаемого образца, принимают за действительную эффективную пористость.

Следует отметить, что определенная таким образом пористость будет больше эффективной, в поры породы под действием капиллярных сил проникает бакелит больше, чем может двигаться при обычных в природе градиентах давления.

Кроме того, этот метод определения пористости чрезвычайно трудоемок, так как для получения достаточно представительных результатов необходимо изготовить и исследовать очень большое число шлифов, что, как известно, требует значительных затрат времени и труда.

Глава II

ВЛАЖНОСТЬ, ВЛАГОЕМКОСТЬ, НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТЬ И ХИМИЧЕСКИ СВЯЗАННАЯ ВОДА ГОРНЫХ ПОРОД

Объем воды, находящейся в породе в природных условиях, равен объему пор абсолютно сухой породы, больше¹ или меньше его. В последнем случае оставшееся поровое пространство пород заполнено газом (воздухом или смесью газообразных углеводородов) или нефтью (смесью жидких углеводородов).

Содержание воды в горных породах называется их влажностью.

Способность горных пород в зависимости от их свойств и геологических условий удерживать то или иное количество влаги называется влагоемкостью.

С ростом влажности пород изменяются свойства удержанной воды. Величины влажности, которым отвечают достаточно определенные свойства удержанной воды, особенно ее подвижность, относятся к водным параметрам пород.

При геофизических исследованиях недр непосредственное значение имеют следующие водные параметры: максимальная гигроскопичность и максимальная адсорбционная, подвешенная, капиллярная и полная влагоемкости.

Наряду с водными параметрами при электрических и нейтронных методах исследований скважин важное значение имеют нефтенасыщенность пород и их химически связанная вода.

§ 9. ВЛАГОЕМКОСТЬ ПОРОД

Максимальная гигроскопичность

Горные породы гигроскопичны, т. е. способны сорбировать паровую воду из воздуха. Интенсивность сорбции пара при прочих равных условиях зависит от относительной упругости водяного пара.

¹ Объем воды, находящейся в породе в естественных условиях, может быть больше порового пространства абсолютно сухой породы вследствие проникновения воды между пакетами кристаллических решеток некоторых минералов — межслоевая вода. К таким минералам относятся, например, монтмориллонит, вермикулит, гидратные формы галлуазита. Поглощение воды приводит к набуханию породы.

Повышенное содержание воды относительно пористости наблюдается также при вхождении воды в трубчатые каналы между удлиненными структурными единицами сепиолит-аттапульгит-пальгорскитовых минералов.

При самых малых ее значениях наблюдается однослойная адсорбция молекул воды — электростатическое притяжение дипольных молекул воды к ионам на поверхности твердой фазы пород. Далее, до относительной упругости водяного пара, равной примерно 40 %, следует процесс многослойной сорбции, определяющийся ван-дер-ваальсовыми силами твердой фазы пород и электростатическими силами последовательно ориентирующихся слоев молекул воды. Затем, до упругости водяного пара, равной примерно 80 %, наблюдается только ориентация дополнительного количества молекул воды вокруг уже адсорбированных ее диполей.

В результате этих процессов вокруг твердой фазы пород образуется пленка прочно связанной (адсорбированной) воды. Прочно связанная вода характеризуется высокой плотностью (до $1,74 \text{ г/см}^3$), низкими теплоемкостью ($\sim 0,5 \text{ ккал/кг } ^\circ\text{C}$) и диэлектрической проницаемостью (2,2); она имеет более высокое удельное сопротивление, большие вязкость, прочность на сдвиг и меньшую упругость пара, чем дистиллированная вода. Прочно связанная вода замерзает при температуре -78°C , и при ее образовании выделяется тепло. К особенностям прочно связанной воды относится также нерастворимость в ней солей, сахара и других растворимых в воде веществ.

При упругости водяного пара, превышающей 80 %, сорбционный процесс поглощения парообразной воды осложняется явлениями на вогнутых менисках в местах слияния водных оболочек близ точек соприкосновения частиц породы. Здесь начинает скапливаться рыхло связанная вода (см. ниже). Последняя менисковыми силами стягивается в места стыка частиц с более плоских их поверхностей и сосредоточивается здесь вследствие капиллярной конденсации. Сущность капиллярной конденсации состоит в следующем.

Упругость пара над вогнутыми менисками в углах пор меньше, чем над относительно плоскими поверхностями зерен породы. Это приводит к более интенсивной конденсации паров воды и накоплению ее в местах стыка частиц породы. Процесс капиллярной конденсации особенно значителен у пород с порами $< 0,0002 \text{ мм}$, в которых мениски имеют большую кривизну. Оба процесса (стягивание рыхло связанной воды в углы пор и капиллярная конденсация) возможны при достаточной кривизне менисков в местах стыка частиц; последняя уменьшается при заполнении углов пор водой.

Вода углов пор (или стыковая), представляющая собой совокупность изолированных скоплений (манжет) воды в местах стыка частиц, подвижна только в пределах манжеты, не передает гидростатического давления, и ее молекулы могут ориентироваться вокруг ионов и молекул растворителя.

При 100 %-ной упругости водяных паров влажность породы медленно возрастает.

Максимальная гигроскопичность — условный параметр, соответствующий наибольшему количеству паро-

образной влаги, которое способна поглотить воздушно-сухая порода из воздуха с относительной влажностью 94%.

При максимальной гигроскопичности в породах присутствуют в основном прочно связанная (адсорбированная) их твердой фазой вода и некоторое количество воды стыковой.

Величина максимальной гигроскопичности $W_{гм}$ зависит от минерального состава пород, в частности от растворимых солей породы и удельной поверхности твердой фазы. Повышенная гигроскопичность наблюдается, например, у минералов с раздвижной кристаллической решеткой (монтмориллонита и др.), для которых велико отношение $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$.

Так как удельная поверхность нецементированных пород зависит от формы и размеров их зерен, имеется связь между максимальной гигроскопичностью, формой и величиной зерен породы.

Наличие угловатых, плохо окатанных частиц повышает гигроскопичность за счет более развитой удельной поверхности пород, содержащих такие частицы. Гигроскопическая влажность глин и сильно глинистых пород больше, чем других песчано-алевритово-глинистых пород. Это обусловлено значительной суммарной поверхностью их частиц и повышенным отношением $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$, с которым часто связано наличие у минералов глин раздвижных кристаллических решеток.

Зависимость максимальной гигроскопичности от состава поглощенных ионов связана с тем, что различные по заряду и радиусу ионы, адсорбирующиеся наряду с диссоциированными ионами воды твердой фазой пород, различно адсорбируют диссоциированные ионы, тем самым увеличивая гигроскопичность пород. Этот механизм накопления гигроскопичной воды многие исследователи или вовсе отрицают, или придают ему небольшое значение.

Данные о максимальной гигроскопичности различных минералов и пород приведены в табл. 7, 8 и 9.

Максимальная гигроскопичность определяется над 10%-ным раствором серной кислоты и оценивается в процентах от веса сухой породы.

Гигроскопическая влажность наблюдается в дневное время у иссушенных солнцем пород верхних частей зоны аэрации пустынных и полупустынных областей; при этом содержа-

Таблица 7

Количество адсорбированной воды на частицах < 1 мм для различных минералов
[по А. Аттербергу
(A. Alterberg)
и М. М. Филатову]

Минерал	Количество адсорбированной воды, % вес.
Кварц	0,87
Альбит	8,1
Ортоклаз	16,7
Микроклин	16,9
Лимонит	22,9
Мусковит	35,8
Биотит	47,9

Таблица 8

Максимальная гигроскопичность кварцевых частиц
(по В. М. Безруку)

Размер частиц, мм	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001
Максимальная гигроскопичность, % вес.	0,02	0,06	0,11	0,30	0,86

Таблица 9

Максимальная гигроскопичность различных пород
(по С. С. Морозову)

Порода	Местонахождение образцов	Максимальная гигроскопичность по способу Митчерлиха, % к сухой навеске
Кварцевый песок	Московская область	0,24
Песок	То же	0,79
Валунный суглинок	Калининская область	3,18
Лесс	То же	5,16
Тяжелый лессовидный суглинок	Московская область	9,22
Тяжелая безвалунная глина	Великолукская область	10,53
Тяжелая валунная глина	г. Москва	22,89
Асканглина (монтмориллонитовая)	—	31,46

ние воды в породах может быть меньше, чем необходимо для создания максимального количества прочно связанной воды.

Обычно в указанных условиях в породах содержится прочно связанная, стянутая рыхло связанная и капиллярно-конденсированная вода. Последняя располагается в субкапиллярных порах (диаметром $< 0,0002$ мм). Влажность пород выше, чем соответствующая максимальной гигроскопичности.

Максимальная адсорбционная влагоемкость

Максимальное количество прочно связанной воды, заключенное в породах, соответствует их максимальной адсорбционной влагоемкости. Этот параметр несколько меньше максимальной гигроскопичности.

Максимальная адсорбционная влагоемкость W_m определяется по теплоте смачивания и по объему жидкости, в котором не растворя-

ются соли или сахар (нерастворяющийся объем) при обработке пород концентрированными растворами указанных веществ. Сущность последнего способа состоит, например, в обработке воздушно-сухой навески породы определенным объемом концентрированного раствора сахара. Если объем V раствора, начальная концентрация которого c_1 , после смешения с единицей веса породы приобрел концентрацию c_2 большую, чем c_1 , то должно быть справедливым

$$c_1 V = c_2 (V - x),$$

где x — дополнительное количество воды, связанное данной навеской, в г.

Следовательно, если гигроскопическая влажность в долях единицы веса была b , то максимальная адсорбционная влагоемкость породы

$$W_m = x + b = \frac{(c_2 - c_1)}{c_2} V + b.$$

Максимальная адсорбционная влагоемкость выражается в процентах от веса сухой породы.

Подвешенная влагоемкость ¹

Породы, содержащие, кроме прочно связанной и стыковой влаги, максимальное количество воды, находящейся в подвешенном состоянии, обладают так называемой *подвешенной влагоемкостью*.

Подвешенная вода не имеет гидравлической связи с грунтовыми водами; она как бы висит в породе и достаточно долгое время удерживается от передвижения в ней.

В крупнозернистых породах (например, песках с диаметром частиц более 1 мм с малым содержанием глинистых частиц) при подвешенной влагоемкости присутствуют максимальные количества прочно связанной, стыковой и другой рыхло связанной воды. Последняя возникает на поверхности частиц породы поверх прочно связанной воды после заполнения углов пор влагой. Молекулы этой воды удерживаются у твердой фазы пород менее прочно (силами Ван-дер-Ваальса, силами поля ориентированных молекул воды адсорбционного слоя и образуя гидратные оболочки обменных катионов). Слои рыхло связанной воды имеют толщину в несколько десятков или даже сотен молекул. Рыхло связанная вода отличается повышенной вязкостью и может медленно передвигаться от одного участка твердой фазы пород к другому. Эта вода характеризуется температурой замерзания $-1,5^\circ\text{C}$ и незначительной способностью растворять в себе растворимые вещества. Количество рыхло связан-

¹ Наименьшая или полевая влагоемкость по определению почвоведов.

ной воды в основном определяется удельной поверхностью твердой фазы, составом адсорбированных ею ионов и минерализацией насыщающих поровое пространство вод. В крупнозернистых породах рыхло связанной воды мало, в засоленных породах она может вовсе отсутствовать.

Точных способов определения рыхло связанной воды не разработано; в природе ее содержание постоянно меняется.

Количество рыхло связанной воды может в 2—4 раза и более превышать максимальную гигроскопичность пород.

Породы среднезернистые (пески и песчаные породы) с диаметром частиц от 1 до 0,05—0,01 мм при повышенной влажности могут содержать капиллярно подвешенную воду, полностью заполняющую их поровое пространство. Однако при известных условиях эта вода стекает, и тогда в этих породах содержится только сорбционно связанная и стыковая вода.

У тонкозернистых пород (неотсортированные, в основном глинисто-алевритовые, породы и глины с диаметром частиц менее 0,05—0,01 мм) просвет пор настолько мал, что они оказываются заполненными только сорбционно связанной (в этом случае являющейся также подвешенной) водой.

У неотсортированных, в основном глинисто-алевритовых, пород с макроструктурой подвешенная вода удерживается также сорбционными силами, но не вся является связанной. В расширенных участках пор этих пород содержится не только связанная, но и свободная вода, тогда как в суженных частях пор вся вода связана. Внутри поры возникает микроскопление свободной воды, окруженной пленками связанной воды, и вся подвешенная вода, называемая в этом случае пленочно подвешенной, удерживается сорбционными силами.

Величина подвешенной влагоемкости $W_{\text{подв}}$ зависит от гранулометрического состава и структуры пород; она выражается в процентах от веса сухой породы.

В песках подвешенная влагоемкость равна 3—5%, у неотсортированных, в основном песчано-алевритовых, пород она достигает 10—12% и у неотсортированных, в основном алевритово-глинистых пород и глин, ее содержание возрастает до 12—18—22%.

Надежные лабораторные способы определения подвешенной влагоемкости не разработаны; с полевыми методами можно познакомиться в работе [8].

Подвешенная влагоемкость у крупно- и среднезернистых пород может также выражаться в процентах от объема порового пространства пород. Этот коэффициент максимального насыщения порового пространства связанной и неподвижной стыковой водой обозначается $k_{\text{вс}}$. Примерные значения подвешенной влагоемкости для пород нефтяных месторождений показаны в табл. 10.

Таблица 10

Подвешенная влагосодность различных пород
нефтяных месторождений[по П. Д. Джонсу (P. J. Jones)]¹

Порода	Подвешенная влагосодность в процентах от объема порового пространства при прони- цаемости, мд			
	10	100	1000	10 000
Крупнозернистые известняки и пески	12	8	6	4
Среднезернистые пески и извест- няки	35	25	18	8
Мелкозернистые пески и песча- ники	55	40	30	15

¹ Породы нефтяных месторождений имеют указанную в таблице подвешенную влагосодность, тогда как все остальное поровое пространство их заполнено нефтью или газом; чаще наряду со связанной водой они содержат воду капиллярную.

Из приведенного материала видно, что наибольшее количество подвешенной воды имеют мелкозернистые породы: мелкозернистые пески, песчаники и глины. Большие количества подвешенной воды характерны для меловидных известняков.

Капиллярная и полная влагосодности

Капиллярная влагосодность наблюдается в породах, содержащих свободную капиллярно подпертую воду. Капиллярно подпертая вода находится в породах при следующих условиях. Если влажность пород превысит подвешенную влагосодность, то в них появляется свободная гравитационная вода, способная просачиваться. Если на пути просачивающейся влаги окажется абсолютно или относительно непроницаемый слой, то влага, накапливаясь, заполняет поровое пространство, за исключением объема, занятого заземленным воздухом, и переходит в форму капиллярно подпертой гравитационной влаги (подперта водонепроницаемым слоем). Толща с капиллярно подпертой влагой зеркалом грунтовых вод делится на две зоны — нижнюю, называемую зоной насыщения, и верхнюю — капиллярную зону. В зоне насыщения влажность постоянна и близка по значению к полной влагосодности (в поровом пространстве этих пород может содержаться заземленный воздух в количестве 10—20% от объема порового пространства).

В капиллярной зоне влага гидравлически связана с грунтовыми водами и распределена неравномерно — влажность пород убывает

снизу вверх. В нижней части капиллярной зоны степень насыщения порового пространства пород влагой близка к полной влагоемкости, затем имеется переходной слой, где влажность убывает кверху, а выше уровня капиллярной зоны КЗ порода содержит только подвешенную воду (рис. 20).

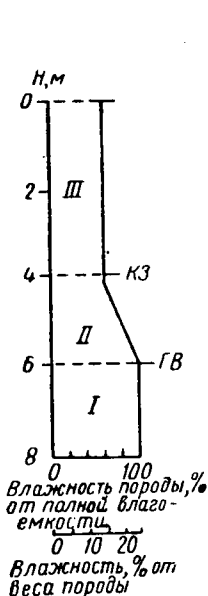


Рис. 20. Распределение влаги в толще пород после сквозного промачивания при глубоком залегании грунтовых вод.

ГВ — уровень грунтовых вод; КЗ — верхняя граница капиллярной зоны; I — зона насыщения; II — капиллярная зона; III — зона подвешенной влагоемкости.

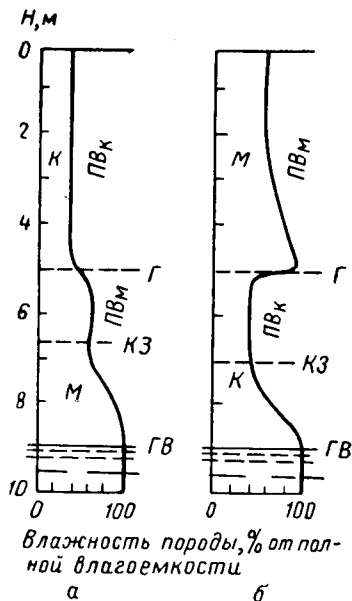


Рис. 21. Распределение влаги в слоистых толщах.

а — при подстилании крупнопористого пласта К мелкопористым М; б — при подстилании мелкопористого пласта М крупнопористым К; Г — граница пластов; КЗ — верхняя граница капиллярной зоны; ГВ — уровень грунтовых вод; ПВ_К — подвешенная влагоемкость крупнопористого пласта; ПВ_М — подвешенная влагоемкость мелкопористого пласта [8].

Максимальная мощность зоны капиллярного подъема у песчаных пород составляет 0,3—0,6 м; у неотсортированных пород с преобладанием песчано-алевритовой части она достигает 1 м; неотсортированные породы с преобладанием алевритово-глинистой части и глины имеют капиллярную зону мощностью 2—3 м и более.

При капиллярной влагоемкости в породах находятся максимально возможные количества прочно и рыхло связанной влаги и некоторое (изменяющееся) количество свободной гравитационной капиллярно подпертой влаги. Капиллярная влагоемкость является величиной переменной, зависящей от среднего размера поровых каналов, перпендикулярных к зеркалу грунтовых вод в изучаемом объеме

и от положения этого объема по отношению к зеркалу грунтовых вод. Капиллярная влагоемкость определяется гранулометрическим составом и структурой пород (табл. 11).

Капиллярная влагоемкость W_k оценивается по капиллярным кривым (рис. 20), полученным для зоны капиллярного подъема. Выражается W_k в процентах от сухого веса породы.

Распределение влаги в слоистых толщах, соответствующее двум вероятным случаям, показано на рис. 21 [8].

Полной влагоемкости соответствует максимальное содержание воды в породе, т. е. полное заполнение всех пор водой (с поправкой на заземленный воздух). При полной влагоемкости в породе содержатся максимально возможные количества прочно связанной, рыхло связанной и свободной воды.

Величина полной влагоемкости W_p зависит от тех же факторов, что и другие влагоемкости, т. е. от минерального и гранулометрического состава структуры и текстуры пород; она также выражается в процентах от веса сухой породы. Данные о полной влагоемкости некоторых пород приведены в табл. 11.

Таблица 11

Капиллярная и полная влагоемкости пород
(по С. С. Морозову)

Порода	Место взятия образца	Влагоемкость, % к сухой навеске	
		капиллярная	полная
Валунистый суглинок	Калининская область, Повоторжский район	34,4	47,0
Тяжелый лессовидный суглинок	Московская область, Ленинский район	32,4	32,6
Лесс	Калининская область, Ржевский район	39,5	46,0
Тяжелая безвалунная глина четвертичного возраста	Великолукская область, Сережницкий район	47,5	47,5

Иногда полная влагоемкость выражается в процентах от объема породы, тогда она обозначается w_p .

В этом случае

$$w_p = W_p \Delta_c,$$

где Δ_c — кажущийся объемный вес.

Полная влагоемкость определяется расчетным путем по величине общей пористости или путем доведения пород до состояния максимальной влажности и определения последней весовым способом.

Полная влагоемкость пород при изучении коллекторов нефти и газа обычно оценивается коэффициентом водонасыщения k_v порового пространства — отношением общего объема воды в породе к объему ее пор.

Этот коэффициент нередко выражается суммой двух других коэффициентов:

$$k_v = k_{вс} + k_{впод},$$

из которых $k_{вс}$ определяет максимальное насыщение коллекторов связанной водой и $k_{впод}$ — содержание подвижной (капиллярной и гравитационной) воды.

§ 10. НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТЬ И ГАЗОНАСЫЩЕННОСТЬ ПОРОД

В поровом пространстве нефтегазонасыщенных пород нефть, вода и газ могут присутствовать в различных соотношениях и иметь

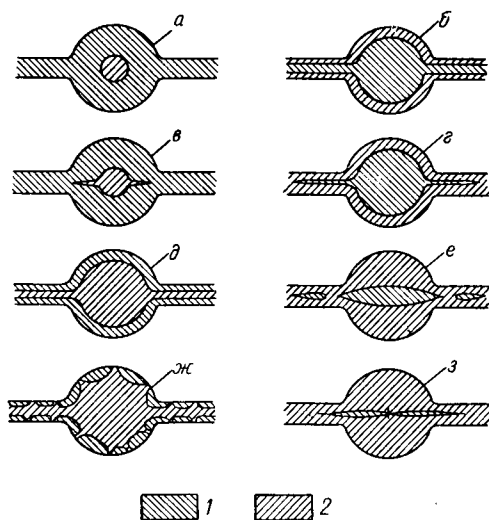


Рис. 22. Схема размещения воды и нефти (или воды и газа) в единичной поре гидрофильных и гидрофобных коллекторов при различной степени насыщения их.

а — коллекторы гидрофильные, полностью насыщенные водой; *б* — то же гидрофобные; *в* — коллекторы гидрофильные при водонасыщении, более высоком, чем критическое; *г* — то же гидрофобные; *д* — коллекторы гидрофильные при критическом насыщении; *е* — то же гидрофобные; *ж* — коллекторы гидрофильные при насыщении, более низком, чем критическое; *з* — то же гидрофобные; 1 — вода; 2 — нефть.

различное распределение; последнее находится в соответствии с тем, смачивается (гидрофильна) или не смачивается (гидрофобна) водой поверхность твердой части породы.

Размещение воды и нефти (или воды и газа) в единичной поре, а следовательно, и в породе при различном водосодержании можно схематически представить для пород с гидрофильной и гидрофобной поверхностью твердой фазы так, как показано на рис. 22 [50].

Из анализа схемы видно, что при полном водонасыщении в поре, поверхность которой смачивается водой, вода занимает весь объем поры, хотя в некоторых случаях в центральной части в этих условиях могут остаться небольшие количества газа, нефти или того и другого (рис. 22, *а*). В порах гидрофобных коллекторов

между твердой фазой и водой, находящейся в центральной части породы, расположен слой нефти (рис. 22, б).

В гидрофильных коллекторах с уменьшением водонасыщенности область, занимаемая несмачивающими фазами (нефть, газ или нефть и газ), возрастет (рис. 22, в) и при определенном незначительном водонасыщении последнее достигает критической величины (рис. 22, д). В этом случае вода располагается в виде пленки, полностью покрывающей поверхность твердой фазы (вода смачивает твердую фазу).

При гидрофобном коллекторе вода сосредоточивается в центральных частях поры (вода не смачивает твердую фазу), причем при уменьшении водонасыщенности прежде всего уменьшается содержание воды в тонких взаимосвязанных порах, тогда как в более крупных порах вода еще сохраняется (рис. 22, е).

При последующем уменьшении водонасыщенности смачивающая вода располагается на отдельных участках поверхности пор (рис. 22, ж), тогда как вода, не смачивающая твердую фазу, присутствует в виде жилок, проходящих через центры крупных пор (рис. 22, з).

Для случая смачивания водой твердой фазы свойства воды в поровом пространстве нефтеносных пород близки к описанным в разделе «Влагоемкость пород». Вопрос о структуре и свойствах несмачивающей воды нефтенасыщенных горных пород изучен недостаточно.

В природе распространены преимущественно гидрофильные коллекторы, у которых вода смачивает твердую фазу, представленную кварцем, полевыми шпатами и другими гидрофильными минералами.

Полностью гидрофобных коллекторов пока не обнаружено. Однако установлены частично гидрофобные коллекторы. К ним, например, относятся коллекторы карбона Радаевской площади, Куйбышевского Поволжья, гидрофобные, по-видимому, из-за присутствия в нефти смол и серы, продуктивные отложения карбона площади Арлан (Башкирия) с углистыми включениями, битуминозные песчаники Атабаска (Athabaska), Канада, зерна которых покрыты сплошным слоем битума¹, песчаники вилькокс (Wilcox), Оклахома Сити, песчаники спрингер (Springer) месторождения Шолом Алей-хем, Оклахома и др.

Гидрофобность коллекторов обуславливается содержанием в них несмачиваемых включений (например, углистых); считают также, что на характер распределения в поровом пространстве пород воды, нефти, газа влияют состав и свойства их.

Особо важная роль отводится содержащимся в нефтях органическим кислотам, сообщающим нефти поверхностно-активные свойства — способность к смачиванию твердой фазы.

Однако вопрос о природе гидрофобности коллекторов пока исследован недостаточно.

¹ Эти породы приближаются к полностью гидрофобным коллекторам.

Характер распределения воды, нефти и газа в коллекторах является предметом изучения геофизиков в связи со значительной зависимостью ряда физических свойств пород (например, электрического удельного сопротивления, проницаемости и т. п.) не только от содержания воды, нефти и газа, но и от их распределения в породе.

В общем случае нефтегазоводонасыщенных пород сумма объемов нефти V_n , газа V_g и воды V_v равна объему порового пространства пород $V_{пор}$:

$$V_n + V_g + V_v = V_{пор}$$

и, следовательно,

$$\frac{V_n}{V_{пор}} + \frac{V_g}{V_{пор}} + \frac{V_v}{V_{пор}} = 1.$$

Отношения $\frac{V_n}{V_{пор}}$, $\frac{V_g}{V_{пор}}$ и $\frac{V_v}{V_{пор}}$,

выраженные в долях единицы или в процентах, обозначаются соответственно через k_n , k_g и k_v и называются коэффициентами нефти-, газо- и водонасыщения. Эти коэффициенты используют для оценки степени нефте-, газо- и водонасыщения порового пространства пород.

Для нефтенасыщенных пород $V_n + V_v = V_{пор}$, следовательно,

$$\frac{V_n}{V_{пор}} + \frac{V_v}{V_{пор}} = k_n + k_v = 1,$$

$$k_v = 1 - k_n \text{ и } k_n = 1 - k_v.$$

Для гидрофильных коллекторов

$$k_{вс} + k_{впод} = 1 - k_n \text{ и } k_n = 1 - (k_{вс} + k_{впод}).$$

У пород газонасыщенных $V_g + V_v = V_{пор}$, следовательно,

$$\frac{V_g}{V_{пор}} + \frac{V_v}{V_{пор}} = k_g + k_v = 1,$$

$$k_g = 1 - k_v \text{ и } k_v = 1 - k_g$$

или

$$k_g = 1 - (k_{гс} + k_{впод}) \text{ и } k_{впод} + k_{гс} = 1 - k_g.$$

Нефтегазонасыщенным породам отвечают следующие соотношения

$$k_n = 1 - (k_g + k_v), \quad k_g = 1 - (k_n + k_v)$$

и

$$k_v = 1 - (k_n + k_g), \quad k_n = 1 - [k_g + (k_{вс} + k_{впод})],$$

$$k_g = 1 - [k_n + (k_{вс} + k_{впод})] \text{ и } k_v = k_{вс} + k_{впод} = 1 - (k_n + k_g).$$

Коэффициент нефтенасыщения горных пород, измеренный на образцах, наиболее точно соответствует действительному, если при

¹ При атмосферном давлении.

отборе керна был использован буровой раствор на нефтяной основе и в коллекторах имелась только связанная вода.

При бурении на глинистом растворе значительное количество нефти вытесняется фильтратом раствора, вследствие чего нефтенасыщенность кернов оказывается заниженной и обычно не превышает 20—40 %.

Эта же нефтенасыщенность, называемая остаточной и обозначаемая через $k_{\text{но}}$, наблюдается и в промытых фильтратом глинистого раствора зонах проницаемых нефтенасыщенных пластов, непосредственно прилегающих к стенкам скважины.

В природе нефтенасыщение пород достигает 90 %, а иногда и более. Однако есть коллекторы с нефтенасыщением около 50 %, которые отдадут чистую нефть. Эти коллекторы представлены мелкозернистыми разностями песчано-алевритово-глинистых пород (алевролитами крупно- и мелкозернистыми), частицы которых связывают большее количество воды.

Для определения коэффициентов нефте- и водонасыщенности образцов используют специальный прибор С. Л. Закса (рис. 23).

Определение коэффициентов нефте- и водонасыщенности сводится к извлечению из образцов воды и нефти, к улавливанию воды и измерению ее объема. Если обозначить через P_1 и P_2 соответственно веса нефтенасыщенного образца и того же образца после удаления из него воды и нефти, то, зная удельный вес нефти Δ_n^{20} и измерив объем воды V_B^{20} с удельным весом Δ_B^{20} , можем найти объем нефти:

$$V_n = \frac{(P_1 - P_2) - V_B^{20}}{\Delta_n^{20}}.$$

По известным весу сухого образца P_2 , объемному весу $^1 \Delta_c$ и пористости k_n (Δ_c и k_n должны быть измерены заранее) определяют (в %) объем пор образца $V_{\text{пор}}$:

$$V_{\text{пор}} = \frac{P_2 k_n}{\Delta_c \cdot 100},$$

$$k_n = \frac{V_n \cdot 100}{V_{\text{пор}}}$$

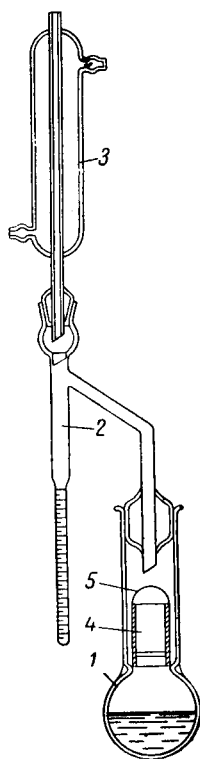


Рис. 23. Прибор Закса для определения нефте- и водонасыщенности пород.

1 — колба со спиртобензольной смесью; 2 — ловушка; 3 — холодильник; 4 — фильтр; 5 — дужка с образцом породы; 5 — дужка из проволоки.

¹ См. стр. 116.

и

$$k_v = (100 - k_n).$$

Если в порах породы находится также и газ, что легко определяется по неравенству $k_n + k_g < 1$, то коэффициент газонасыщения k_g определяется из соотношения

$$k_g = 1 - (k_n + k_v).$$

Гидрофобность устанавливается путем наблюдения за характером впитывания образцом породы нефти и воды. При этом, однако, важно, чтобы испытуемые образцы, а также вода и нефть не соприкасались до опыта с воздухом.

§ 11. ХИМИЧЕСКИ СВЯЗАННАЯ ВОДА

В горных породах, кроме свободной и адсорбированной воды, придающей им определенную влажность, иногда содержится вода кристаллизационная и конституционная. Вода кристаллизационная и конституционная являются водой химически связанной.

Кристаллизационная вода наряду с другими молекулами и ионами входит в кристаллическую решетку многих минералов; конституционная вода образуется при нагревании ряда минералов, содержащих гидроксильные ионы. Поэтому конституционная вода называется также гидроксильной. В противоположность воде пор, адсорбированной и межслоевой воде (воде набухания), которые покидают минералы, не разрушая их структуры, чаще всего при температурах, меньших 110°C , удаление или синтез химически связанной воды, как правило, возможны только при температурах, превышающих 110°C . При этом разрушается кристаллическая решетка минералов.

Кристаллизационная вода

Кристаллизационная вода, находящаяся в кристаллической решетке в виде молекул H_2O , обычно удаляется при нагревании породы до 300°C и реже до более высоких температур. В результате образуется безводное соединение или соединение с меньшим содержанием воды.

Минералы с кристаллизационной водой представляют соединения слабых оснований и сильных кислот (кристаллгидраты катионного типа) и сильных оснований и слабых кислот (кристаллгидраты анионного типа).

В катионных кристаллгидратах кристаллизационная вода как бы усиливает основные свойства катиона; в анионных кристаллгидратах она усиливает кислотные свойства аниона.

К кристаллгидратам анионного типа относятся, например, сода $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, из которой кристаллизационная вода удаляется

при обыкновенной температуре¹. Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ могут служить примером кристаллгидратов катионного типа. У гипса кристаллизационная вода теряется при температуре до 400°C .

К кристаллгидратам относятся также гидроборацит $\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, боронатрокальцит $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, диоптаз $\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и многие другие. Из этих минералов вода удаляется соответственно при температурах $200\text{—}325$, $115\text{—}500$ и $200\text{—}600^\circ\text{C}$; мирабилит теряет кристаллизационную воду при обыкновенной температуре в сухом воздухе¹.

Конституционная (в частности, гидроксильная) вода

Вода конституционная образуется из входящих в кристаллическую решетку минералов ионов OH^- , H^+ и иона оксония H_3O^+ .

Эти минералы классифицируются как основные соли слабых оснований и основания, если имеют в своем составе ион OH^- ; в этом случае вода из минералов удаляется при температурах от 300 до 1300°C . Минералы с конституционной водой могут быть кислыми солями сильных оснований и кислотами, тогда они содержат ион H^+ , из которого образуется вода при температурах до 300°C .

Среди минералов преобладают основные соли слабых оснований и таким образом вода при нагревании их получается в основном из ионов OH^- ¹.

Возможность образования такой воды при нагревании пород необходимо учитывать в связи с тем, что в последующем она отмечается химическими анализами.

К минералам, при нагревании которых синтезируется конституционная вода, относятся, например, гидраргиллит $\text{Al}(\text{OH})_3$, тальк $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, серпентин $\text{Mg}(\text{OH})_4[\text{Si}_2\text{O}_5]$, брусит $\text{Mg}(\text{OH})_2$, диаспор $\text{Al}(\text{OH})\text{O}$, аллофан $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2$, каолинит $\text{Al}_2(\text{OH})_4[\text{Si}_2\text{O}_5]$, галлуазит $\text{Al}_2(\text{OH})_4[\text{Si}_2\text{O}_5] \cdot \text{H}_2\text{O}$, монтмориллонит $(\text{AlMg})_2(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot \text{H}_2\text{O}$, палыгорскит $(\text{MgAl})_2(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ и многие другие.

Температура выделения конституционной воды для талька, серпентина, брусита и диаспора соответственно равна 930 , 670 , 410 и 510°C [60].

Аллофан, каолинит, галлуазит и монтмориллонит теряют группу OH и образуют гидроксильную воду следующим образом.

Нагреваемый аллофан теряет из решетки гидроксильные группы постепенно в пределах температур $110\text{—}1000^\circ\text{C}$ (рис. 24, кривая I). В результате образуется $10\text{—}15\%$ воды.

У каолинита потеря групп OH из кристаллической решетки с образованием гидроксильной воды происходит в основном в

¹ Температура потери кристаллизационной воды у соды и мирабилита исключительно низкая, необычная для других минералов.

пределах температур 400—525° С. До 400° С вода при нагревании этих минералов почти не выделяется; от 525 до 750—800° С теряется 2—3% всей конституционной воды (рис. 24, кривая 2).

Галлуазит (рис. 24, кривая 3) слабо теряет гидроксильные группы при температуре до 400° С; в пределах температур от 400—430 и до 500° С происходит основная потеря гидроксильных групп

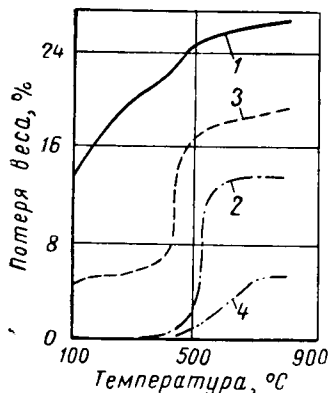


Рис. 24. Кривые обезвоживания глин [по К. С. Россу (C. S. Ross), П. Ф. Керру (P. F. Kerr) и С. Б. Хендриксу (S. B. Hendricks)].

1 — аллофан, Мурфилд, Кентукки; 2 — каолинит, Ион, Калифорния; 3 — галлуазит, Льеж, Бельгия; 4 — монтмориллонит.

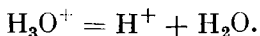
и возникновение гидроксильной воды. Выше 500° С и до температуры 800° С вновь наблюдается медленная потеря гидроксильной воды. При 800° С происходит полное обезвоживание минерала.

Гидроксильная вода является основной водой у неводных галлуазитов, где ее образуется 20%, тогда как воды межслоевой содержится всего 2—3%. У водных галлуазитов количество низкотемпературной межслоевой воды больше.

Начало потери входящих в решетку монтмориллонита гидроксильных групп и образования гидроксильной воды установить трудно, так как кривые обезвоживания не дают при этом резких переломов (рис. 24, кривая 4). Предполагают [35], что оно начинается при 300° С. Для обычных монтмориллонитов быстрая потеря гидроксильной воды начинается около 500° С. Обезвоживание заканчивается при 800° С (рис. 24, кривая 4).

В кластических горных породах конституционная вода преимущественно образуется из перечисленных выше минералов глин. Особенно много гидроксильной воды образуется из аллофана, каолинита и монтмориллонита.

Кроме названных, имеется еще подтип воды конституционно-кристаллизационный. Она возникает из солей иона оксония H_3O^+ обычно при нагревании минералов до температуры 300° С. Этот ион неустойчив и разлагается с образованием воды по реакции



Оксоний находится в силикатах слоистого строения, содержащих калий. Калий при выветривании замещается ионом оксония. Примером оксонийсодержащего минерала является гидромусковит $(K, H_3O) Al_2(OH)_2 [Al_2Si_3O_{10}]$, который образуется из слюды.

Глава III

УДЕЛЬНЫЙ ВЕС И ПЛОТНОСТЬ ПОРОД

Удельные веса пород определяются удельными весами их твердой, жидкой и газообразной фаз и содержанием этих фаз в единице объема породы. Поэтому изучению удельного веса пород должно предшествовать рассмотрение удельных весов фаз и характера зависимости удельного веса пород от соотношения и удельных весов отдельных фаз. То же относится и к плотности пород.

Удельным весом твердой (жидкой, газообразной) фазы породы называется вес единицы ее объема. Удельные веса фаз породы измеряют параметрами Δ_t , $\Delta_{ж}$ и Δ_r , которые представляют собой отношения весов твердой P_t , жидкой $P_{ж}$ и газообразной P_r фаз породы к занимаемым ими объемам в породе V_t , $V_{ж}$ и V_r :

$$\Delta_t = \frac{P_t}{V_t}, \quad \Delta_{ж} = \frac{P_{ж}}{V_{ж}}, \quad \Delta_r = \frac{P_r}{V_r}.$$

Размерность удельных весов фаз пород в системах СГС (физической), МКС (практической) и Международной СИ:

$$[\Delta] = \frac{[P]}{[V]} = ML^{-2}T^{-2}.$$

Размерность удельных весов фаз породы в системе МКГСС (технической):

$$[\Delta] = \frac{[P]}{[V]} = FL^{-3}.$$

В системе СГС единицей измерения удельных весов является $\text{дин}/\text{см}^3$ ($г \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{сек}^{-2}$), в системе МКС и СИ — $\text{н}/\text{м}^3$ ($\text{кгм}^{-2} \times \text{сек}^{-2}$), в технической системе $\text{кг}/\text{м}^3$ ($\text{кг} \cdot \text{м}^{-3}$). Внесистемной единицей измерения удельного веса является $\text{Г}/\text{см}^3$. Эту единицу используют чаще всего¹.

¹ В геологической литературе удельные веса иногда оцениваются безразмерными единицами — отношением веса породы к весу воды, занимающей тот же объем.

Плотностью твердой (жидкой, газообразной) фазы называется отношение массы фазы к ее объему.

Плотности твердой, жидкой и газообразной фаз породы оцениваются параметрами δ_t , $\delta_{ж}$, δ_r . Последние являются отношениями масс твердой m_t , жидкой $m_{ж}$ и газообразной m_r фаз породы к занимаемым ими в породе объемам V_t , $V_{ж}$ и V_r . Следовательно,

$$\delta_t = \frac{m_t}{V_t}, \quad \delta_{ж} = \frac{m_{ж}}{V_{ж}}, \quad \delta_r = \frac{m_r}{V_r}.$$

Размерность плотности фаз породы в системах СГС и МКС:

$$[\delta] = \frac{[m]}{[V]} = L^{-3}M.$$

Размерность плотности в технической системе:

$$[\delta] = \frac{[m]}{[V]} = L^{-4}FT^2.$$

В системе СГС единицей измерения плотности фаз породы является $г/см^3$ ($см^{-3} \cdot г$), в системе МКС — $кг/м^3$ ($м^{-3} \cdot кг$) и в технической системе $У/м^3$ или $\frac{кг \cdot сек^2}{м^4}$ ($м^{-4} \cdot кг \cdot сек^2$).

Числовые значения плотностей пород в $г/см^3$ совпадают с их удельными весами, выраженными в $Г/см^3$.

Удельный вес Δ породы и ее плотность δ связаны соотношением

$$\Delta = g \delta,$$

где g — ускорение силы тяжести.

§ 12. УДЕЛЬНЫЙ ВЕС (ТВЕРДОЙ ФАЗЫ)¹ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

Удельный вес минералов

Удельный вес минералов зависит от их химического состава и структуры. Химическим составом определяется соотношение в минерале атомов различного веса, атомного радиуса и валентности. Удельный вес минерала тем больше, чем больше содержит он тяжелых атомов и чем меньше их радиус; основное значение имеет атомный вес.

Влияние радиуса на величину удельного веса минералов легко показать на примере удельных весов сильвина и галита. Хотя в состав сильвина входит атом калия более тяжелый, чем атом натрия,

¹ В дальнейшем для сокращения, как это обычно принято, будем принимать вместо термина «удельный вес твердой фазы породы» термин «удельный вес».

находящийся в молекуле галита, удельный вес сильвина ($1,99 \text{ г/см}^3$) меньше удельного веса галита ($2,1\text{—}2,2 \text{ г/см}^3$) за счет различия в ионных радиусах К и Na, равных соответственно $1,33$ и $0,98 \text{ Å}$ (рис. 25).

Зависимость удельного веса от валентности ионов, входящих в состав минерала, объясняется тем, что более крупные анионы (например, O^{2-} , S^{2-} , Cl^-) многих минералов образуют наиболее плотную упаковку, в пустотах которой располагаются катионы меньшего радиуса. Причем катионов тем больше, а следовательно, удельный вес минералов тем значительней, чем меньше их валентность и выше валентность анионов.

Зависимость удельного веса от структуры минерала может быть показана на примере одинаковых по химическому составу, но различных по структуре минералов. Хотя графит и алмаз имеют одинаковый химический состав, но структура их резко различна: графит

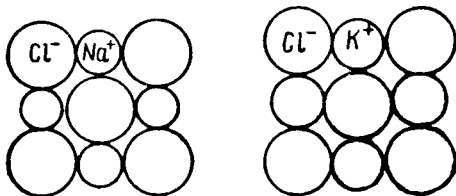


Рис. 25. Соотношение ионных радиусов в кристаллах галита и сильвина.

имеет слоистую структуру (рис. 26, а) при расстоянии между слоями $3,4 \text{ Å}$ и расстоянии между атомами в слое $1,42 \text{ Å}$, тогда как алмаз имеет более плотную структуру (рис. 26, в) с расстоянием между атомами $1,54 \text{ Å}$; это сказывается на удельных весах этих минералов, равных соответственно $2,2 \text{ г/см}^3$ и $3,5 \text{ г/см}^3$. Различие в структуре характерно также для арагонита и кальцита. Арагонит имеет более плотную структуру и это определяет его больший удельный вес ($2,85\text{—}2,94 \text{ г/см}^3$), чем удельный вес кальцита ($2,73 \text{ г/см}^3$).

Удельный вес определен для большинства минералов, причем установлено, что этот параметр изменяется от $0,981 \text{ г/см}^3$ для льда до $22,5 \text{ г/см}^3$ для иридиевого осмия. По удельному весу минералы классифицируются на тяжелые ($\Delta_T > 4$), среднего удельного веса (Δ_T от $2,5$ до 4) и легкие ($\Delta_T < 2,50$). Из изученных минералов 13% являются легкими, $33,8\%$ тяжелыми и остальные среднего веса.

К тяжелым минералам относятся следующие.

Из неметаллов селен ($\Delta_T = 4,5 \text{ г/см}^3$) и теллур ($6,1\text{—}6,3$). самородные металлы, например платина ($13,35\text{—}19$), золото ($15,6\text{—}18,3$), медь ($8,5\text{—}8,99$), свинец ($11,4\text{—}13,3$) и др.; сульфиды, за редким исключением, например пирит FeS_2 ($4,9\text{—}5,2$), пирротин Fe_{1-x}S ($4,58\text{—}4,70$); 60% из окислов и гидроокислов, например пиролюзит MnO_2 ($4,7\text{—}5,0$), гематит Fe_2O_3 ($5,0\text{—}5,3$); редкие из силикатов, например ториянит ThSiO_4 ($5,2\text{—}5,4$), циркон ZrSiO_4

(4,3 — 4,6); редкие из фосфатов и их аналогов, например монацит CeLaPO_4 (4,95 — 5,3), карнотит $\text{K}_2\text{U}_2(\text{VO}_4)_2\text{O}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (4,43), ксенотим YPO_4 (4,45—4,59); некоторые из карбонатов, например церуссит PbCO_3 (6,46—6,57), витерит BaCO_3 (4,28—4,38); вольфраматы, например шеелит CaWO_4 (5,88—6,14), вольфрамит $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$ (7,1—7,5); некоторые из сульфатов, например барит BaSO_4 (4,3—4,6), англезит PbSO_4 (6,1—6,4); из хлоридов и бромидов кераргирит AgCl (5,55), бромирит, AgBr (5,8—6,0), каломель HgCl (6,48—6,48).

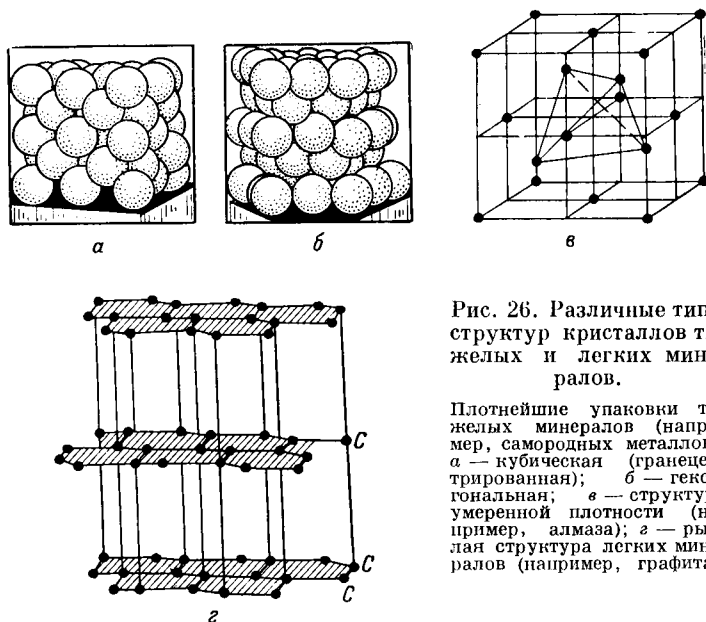


Рис. 26. Различные типы структур кристаллов тяжелых и легких минералов.

Плотнейшие упаковки тяжелых минералов (например, самородных металлов): а — кубическая (ранецентрированная); б — гексагональная; в — структура умеренной плотности (например, алмаза); г — рыхлая структура легких минералов (например, графита).

Основной особенностью тяжелых минералов является наличие в их составе атомов с большим атомным весом (свинец, серебро, железо, медь и др.), часто отличающихся также относительно малым атомным (или ионным) радиусом; для этих минералов нередко характерны также плотнейшие укладки атомов (табл. 12) — кубическая (ранецентрированная) и гексагональная (рис. 26, а и б).

Самое высокое содержание тяжелых атомов, имеющих относительно незначительные атомные радиусы, свойственно самородным металлам, которые имеют максимальные удельные веса (табл. 13).

К легким минералам принадлежат следующие. Из самородных неметаллов графит С ($\Delta_T = 2,07 \text{ г/см}^3$) и сера S (2,09—2,25); некоторые из окислов и гидроокислов, например лед H_2O (0,98), опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (1,9—2,3); многие минералы класса силикатов, например галлуазит, $\text{Al}_2(\text{OH})_4 [\text{Si}_2\text{O}_5] \cdot \text{H}_2\text{O}$ (2,0—2,2), монтмориллонит

Таблица 12

Радиусы атомов и ионов различных элементов

Элемент	Атомный вес	Радиусы, Å		Заряд ионов	Кристаллические структуры
		атомов ¹	ионов		
1	2	3	4	5	6
Легкие элементы					
Водород	1,008		1,54	1—	
Литий	6,54	1,57			Объемноцентрированная кубическая
			0,69	1+	
Бериллий	9,01	1,13	0,34	2+	Гексагональная плотнейшая
Бор	10,82		(0,20) ²	3+	
Углерод	12,01	1,54			Кубическая, центрогранная (структура сфалерита или алмаза)
		1,42; 3, 4 ³			Слоистая (структура графита)
			0,18	4+	
Кислород	16,00		1,32	2—	
Натрий	22,997	1,92			Объемноцентрированная кубическая
			0,98	1+	
Сера самородная	32,07	1,04			
			0,34	6+	
			1,74	2—	
Хлор	35,46		1,81	1—	
Калий	39,096	2,36			Объемноцентрированная кубическая

Продолжение табл. 12

Элемент	Атомный вес	Радиусы, Å		Заряд ионов	Кристаллические структуры
		атомов ¹	ионов		
1	2	3	4	5	6
Калий	39,096		1,33	1+	
Тяжелые элементы					
Железо $\gamma = \text{Fe}$	55,8	1,27			Кубическая плотнейшая (гранцентрированная)
			0,79	2+	
			0,67	3+	
Медь	63,54	1,28			Кубическая плотнейшая (гранцентрированная)
			(0,96)	1+	
			(0,80)	2+	
Барий	137,4	2,25			
			1,36	2+	
Платина	195,2	1,39			Кубическая плотнейшая (гранцентрированная)
Золото	197,2	1,46			Кубическая плотнейшая (гранцентрированная)
			(1,37)	1+	
Ртуть	200,6	1,56			
			1,12	2+	
Свинец	207,2	1,75			Кубическая плотнейшая (гранцентрированная)
			1,32	2+	
			0,84	4+	

¹ Для металлов и неметаллов при наиболее плотной упаковке атомов в кристаллах.² В скобки заключены значения, вычисленные политеоретическим путем.³ Расстояние между слоями.

Таблица 13

Удельные веса минералов

Символ металла или формула минерала	Название металла или минерала	Удельный вес Δ_t , $\Gamma/\text{см}^3$ (плот- ность δ_t , $\text{г}/\text{см}^3$)
1	2	3

Самородные металлы

Fe	Железо самородное	7,3—7,8
Pt	Платина самородная	13,35—19
(Os, Ir)	Сысертскит (иридистый осмий)	17,8—22,5
(Ir, Os)	Невьянскит (осмистый иридий)	17,0—21,0
Cu	Медь самородная	8,5—8,9
Ag	Серебро самородное	10,1—11,1
Au	Золото самородное	15,6—18,3
Pb	Свинец самородный	11,4—13,3
Sb	Сурьма самородная	6,68
Bi	Висмут самородный	9,75
Zn	Цинк самородный	6,9—7,2
Sn	Олово	7,18

Самородные металлоиды (неметаллы)

C	Алмаз	3,51
C	Графит	2,09—2,25
S	Сера	2,07
Se	Селен	4,5
Te	Теллур	6,1—6,3

Сульфиды и их аналоги

FeS ₂	Пирит	4,9—5,2
FeS ₂	Марказит	4,6—4,9
MnS ₂	Гауэрит	3,463
CoAsS	Кобальтин	6,0—6,5
NiAsS	Герсдорфит (никелевый блеск)	5,6—6,2
FeAsS	Арсенопирит	5,9—6,2
FeAs ₂	Леллингит	7,40
CoAs ₂ (CoAs ₃₋₂)	Смальтин	6,3—7,0
PbS	Галенит	7,57
ZnS	Сфалерит (цинковая обманка) . .	3,5—4,2
HgS	Киноварь	8,0—8,2
ZnS	Вурцит	4,0—4,3
CdS	Гримоит	4,9—5,0
NiS	Миллерит	5,2—5,6
От Fe ₆ S ₇ до Fe ₁₁ S ₁₂	Пирротин	4,58—4,70
NiAs	Никелин	7,6—7,8
CuS	Ковеллин	4,59—4,68
MoS ₂	Молибденит	4,7—5,05
Ag ₂ S	Аргентит	7,2—7,4

Продолжение табл. 13

1	2	3
Cu_2S	Халькозин	5,5—5,8
Sb_2S_3	Антимонит (стибнит, сурьмяный блеск)	4,5—4,6
Bi_2S_3	Висмутин (висмутинит)	6,4—6,7
AgSbS_3	Пираргирит	5,77—5,86
Ag_3AsS_3	Прустит	5,54—5,57
$\text{Cu}_{12}(\text{Sb}, \text{As})_4\text{S}_{13}$	Блеклые руды	4,4—5,4
$3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$	Тетраэдрит	4,97
Cu_5FeS_4	Борнит	4,9—5,4
CuFeS_2	Халькопирит	4,1—4,3

Оксиды и гидроксиды

H_2O	Лед	0,918
H_2O	Вода	1,00
Cu_2O	Куприт	6,14
TiO_2	Рutil	4,2—4,3
SnO_2	Касситерит	6,8—7,0
SiO_2	Кварц	2,65—2,66
SiO_2	Халцедон	2,55—2,61
Al_2O_3	Корунд	3,95—4,10
MnO_2	Пирролюзит	4,7—5,0
Fe_2O_3	Гематит	5,0—5,3
Mn_2O_3	Браунит	4,75—4,82
UO_2	Клевеит	5—7,49
$(\text{U}, \text{Th})\text{O}_2$	Торианит	6—5
$\text{AlO}(\text{OH})$	Бемит	3,019
HAlO_2	Диаспор	3,3—3,5
$\text{HFeO}_2 \cdot aq$	Лимонит	3,5—4,0
$\text{Mn} \cdot \text{MnO}_2(\text{OH})_2$	Манганит	4,2—4,4
$n\text{MnO} \cdot p\text{MnO}_2 \cdot g\text{H}_2\text{O}$	Псиломелан	3,7—4,7
$\text{Al}(\text{OH})_3$	Гидраргиллит	2,3—2,42
$\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Опал	1,9—2,3
FeFe_2O_4	Магнетит	4,97—5,18
FeCr_2O_4	Хромит	4,0—4,8
FeTiO_3	Ильменит	4,44—5,0
$(\text{Y}, \text{Er})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$	Самарскит	5,67
$(\text{Y}, \text{Ce}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6$	Эвксенит	4,6—4,99
$(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Te})_2\text{O}_6$	Ниобит (колумбит)	5,26—7,3

Силикаты каркасного строения

$\text{Ab} - \text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Альбит чистый	2,61
Содержание апортитовой молекулы, %:		
0—10	Альбит	2,57—2,69
10—30	Олигоклаз	2,62—2,67
30—50	Андезит	2,64—2,69
50—70	Лабрадор	2,68—2,72
70—90	Битовинит	2,72—2,75

Продолжение табл. 13

1	2	3
Ca [Al ₂ Si ₂ O ₈]	Анортит чистый	2,76
K [AlSi ₃ O ₈]	Ортоклаз	2,5—2,62
K [AlSi ₃ O ₈]	Микроклин	2,54—2,58
Na [AlSiO ₄]	Нефелин	2,55—2,56
Na ₈ [AlSiO ₄] ₆ Cl ₂	Содалит	2,14—2,4
(Mg, Fe) ₂ [SiO ₄]	Оливин (хризолит, перидот) . . .	3,18—3,57
ZrSiO ₄	Циркон	4,02—4,86
ThSiO ₄	Торит	5,2—5,4
AlOAl [SiO ₄]	Андалузит	3,1—3,2
Al ₂ (F, OH) ₂ [SiO ₄]	Топаз	3,4—3,65

Метасиликаты и диметасиликаты с радикалами кольцевого строения

Al ₂ Be ₂ [Si ₆ O ₁₈]	Берилл	2,63—2,91
Ca (Mg, Fe, Al) [Si ₆ O ₁₈]	Авгит	3,2—3,6

Метасиликаты с ленточными радикалами

Na ₂ (Mg, Fe) ₃ Al ₂ (OH) ₂ [Si ₈ O ₂₂]	Глаукофан	2,99—3,15
NaCa ₂ (Mg, Fe) ₄ (Fe, Al) (OH, F) ₂ × × Al ₂ Si ₆ O ₂₂	Роговая обманка	3,0—3,47

Диметасиликаты со слоистым радикалом

Mg ₃ (OH) ₂ Si ₄ O ₁₀	Тальк	2,7—2,8
Mg ₃ (OH) ₄ Si ₂ O ₅	Серпентин	2,5—2,65
Al ₂ (OH) ₄ [Si ₂ O ₅]	Каолинит	2,58—2,63

Коллоидальные разности силикатов слоистого строения

(Al, Mg) ₂ (OH) ₂ [Si ₄ O ₁₀] · H ₂ O	Монтмориллонит	2,04—2,52
Mg ₃ (OH) ₂ [Si ₄ O ₁₀] · nH ₂ O	Сепиолит	2,02
(Mg, Al) ₂ (OH) ₂ [Si ₄ O ₁₀] · nH ₂ O	Палыгорскит	2,26—2,27
Fe ₂ (OH) ₂ [Si ₄ O ₁₀] · nH ₂ O	Нонтронит	2,5
Al ₂ (OH) ₄ [Si ₂ O ₅] · H ₂ O	Галлуазит	2,0—2,2
Al ₂ O ₃ · n SiO ₂ · p H ₂ O	Аллофан	1,85—1,89
KAl ₂ (OH) ₂ [AlSi ₃ O ₁₀]	Мусковит	2,76—3,10
K (Mg, Fe) ₃ (OH) ₂ [AlSi ₃ O ₁₀]	Биотит	2,69—3,16
	Хлориты	2,75—2,90

Продолжение табл. 13

1	2	2
Гидрослюда и подобные им образования		
$K_{<1}(Fe^{3+}, Fe^{2+}, Al, Mg)_{2-3} \times$ $\times (OH)_2 \left[\overline{Si_3(Si, Al) O_{10}} \right] \times$ $\times n H_2O$	Гидрослюда Глаукоцит	2,0—2,75 2,2—2,8
Бораты		
$Mg_3 [B_{14}O_{26}] Cl$ $Na_2 [B_4O_7] 10 H_2O$ $MgCa [B_6O_{11}] 6H_2O$ $NaCa [B_5O_9] 8H_2O$	Борацит Бура (типкал) Гидроборацит Боронатрокальцит (улексит) . . .	2,9—3,0 1,69—1,72 2,167 1,65—1,91
Фосфаты и их аналоги		
$(Ce, La) PO_4$ $Ca_5 (PO_4)_3 (F, OH, Cl)$ $Pb_5 [VO_4]_3 Cl$ $CuU_2 [PO_4]_2 O_4 12H_2O$ $K_2U_2 [VO_4]_2 O_4 3H_2O$ $CaU_2 [VO_4]_2 O_4 8H_2O$ $Cu_3Al_6 (OH)_8 [PO_4]_4 5H_2O$	Монацит Апатит Ванадинит Торбернит Карнотит Тюямунит Бирюза	4,95—5,3 3,15—3,27 6,66—7,23 3,22—3,6 4,46 3,31—4,35 2,60—2,89
Карбонаты безводные		
$CaCO_3$ $CaCO_3$ $MgCO_3$ $MnCO_3$ $FeCO_3$ $CaMg [CO_3]_2$ $SrCO_3$ $BaCO_3$ $PbCO_3$	Кальцит Арагонит Магнезит Родохрозит Сидерит Доломит Стронцианит Витерит Церуссит	2,71—2,72 2,85—2,94 2,9—3,1 3,3—3,76 3,00—3,88 2,8—2,99 3,68—3,71 4,28—4,35 6,46—6,57
Карбонаты водные		
$Cu_2 [CO_3] (OH)_2$ $Cu_3 [CO_3]_2 (OH)_2$ $Na_2CO_3 10H_2O$	Малахит Азурит Сода	3,9—4,03 3,77—3,83 1,42—1,47

Продолжение табл. 13

1	2	3
Вольфраматы		
CaWO_4 $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$	Шеелит Вольфрамит	5,88—6,14 7,1—7,5
Молибдаты		
CaMoO_4 PbMoO_4	Повеллит Вульфенит	4,25—4,52 6,3—7,0
Фториды		
CaF_2	Флюорит	3,18
Сульфаты безводные		
CaSO_4 BaSO_4 SrSO_4 PbSO_4	Ангидрит Барит Целестин Англезит	2,89—2,96 4,3—4,7 3,9—4,0 6,1—6,4
Сульфаты водные		
$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ $\text{KAl}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$ $\text{KFe}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$	Мирабилит Гипс Кизерит Алунит Ярозит	1,48 2,31—2,33 2,57 2,58—2,75 3,15—3,26
Хлориды, бромиды, иодиды		
NaCl KCl $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Галит Сильвин Карналлит	2,1—2,2 1,97—1,99 1,6
Нитраты		
NaNO_3 KNO_3	Натриевая селитра Калийная селитра	2,24—2,29 1,99

$(Al, Mg)_2(OH)_2 [Si_4O_{10}] \cdot H_2O$ (2,04—2,52); некоторые из боратов, например бура $Na_2 [B_4O_7] 10H_2O$ (1,69—1,72); водные карбонаты, например сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ (1,42—1,47); водные сульфаты, например мирабилит $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ (1,48); из хлоридов галит $NaCl$ (2,1—2,2) и сильвин KCl (1,97—1,99).

Легкие минералы содержат элементы малого атомного веса — водород, бор, углерод, кислород, натрий, кремний, серу, хлор, калий и др. (табл. 13); атомы этих элементов часто имеют значительные атомные или ионные радиусы (табл. 12); многие легкие минералы (лед, графит, некоторые из силикатов, кальцит и др.) характеризуются рыхлой структурой.

К группе минералов со средним удельным весом относится большинство остальных минералов.

Удельные веса самородных элементов и минералов, имеющих промышленное значение, приведены в табл. 13.

Хорошая дифференциация минералов по их удельному весу дает возможность использовать этот параметр для распознавания минералов. Наблюдаемое непостоянство удельного веса минералов обычно обуславливается примесями. Например, удельный вес цинковых обманок в зависимости от характера и количества примесей изменяется от 3,5 до 4,2 $г/см^3$, вольфрамитов от 7,1 до 7,5 $г/см^3$ и т. д.

Удельный вес может, в частности, послужить для выделения отдельных членов изоморфных рядов, например минералов ряда

Таблица 14

**Удельные веса главнейших породообразующих минералов
осадочных пород**

Минерал	Удельный вес, $г/см^3$	Минерал	Удельный вес, $г/см^3$
Аллофан	1,85—1,89	Кварц	2,65—2,66
Альбит	2,57—2,69	Лейцит	2,45—2,50
Анауксит	2,52	Лимонит	3,50—4,00
Ангидрит	2,89—2,96	Магнезит	2,9—3,1
Анортит	2,70—2,76	Магнетит	4,97—5,18
Арагонит	2,85—2,94	Микроклин	2,54—2,58
Биотит	2,69—3,16	Монтмориллонит	2,04—2,52
Галит	2,1—2,2	Мусковит	2,76—3,10
Галлуазит	2,0—2,2	Оливин	3,18—3,57
Гидраргиллит	2,3—2,4	Опал	1,9—2,3
Гипс	2,31—2,33	Ортоклаз	2,5—2,62
Глауконит	2,2—2,8	Пирит	4,9—5,2
Диаспор	2,3—3,5	Пироксены	2,8—3,7
Доломит	2,8—2,99	Пиррофилит	2,66—2,9
Кальцит	2,71—2,72	Плагиоклазы	2,61—2,76
Каолинит	2,58—2,63	Роговая обманка	3,0—3,47

плагиоклазов, являющихся изоморфными смесями¹ альбита ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) и анортита ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) с удельными весами от 2,61 до 2,77 г/см^3 .

В табл. 14 помещены удельные веса главнейших породообразующих минералов осадочных горных пород. Из анализа этой таблицы следует, что удельный вес породообразующих минералов осадочных горных пород изменяется в относительно небольших пределах от 1,85 до 5,18 г/см^3 , причем большинство из них является минералами среднего удельного веса.

Удельный вес горных пород

Так как твердая составляющая горных пород обычно включает минералы, различные по удельному весу, то удельный вес породы определяется величиной средневзвешенного удельного веса составляющих ее минералов и рассчитывается по формуле

$$\Delta_T = \sum_{i=1}^{i=n} \Delta_i V_i = \Delta_{T1} V_1 + \Delta_{T2} V_2 + \dots + \Delta_{Tn} V_n, \quad (11)$$

где n — число минералов, составляющих породу; $\Delta_{T1}, \Delta_{T2}, \dots, \Delta_{Tn}$ и V_1, V_2, \dots, V_n — удельные веса и объемы, занимаемые отдельными минералами в единице объема породы.

Таблица 15

Удельные веса основных типов осадочных горных пород

Порода	Удельный вес Δ_T , г/см^3			
	от	до	наиболее вероятные значения	
			от	до
Пески	2,62	2,78	2,64	2,68
Песчаники	2,40	3,20	2,60	2,70
Алевриты	2,40	3,04	2,63	2,73
Глины	2,20	3,45	2,65	2,80
Аргиллиты	2,63	2,86	—	—
Мергели	2,37	2,92	2,65	2,80
Известняки	2,41	2,98	2,70	2,75
Мел	2,63	2,73	—	—
Доломиты	2,55	3,19	2,77	2,88
Доломитовая мука . . .	2,81	2,91	—	—
Ангидриты	2,72	2,99	2,87	2,98

¹ Изоморфная смесь — смесь двух или более минералов, сходных по составу и по кристаллической форме.

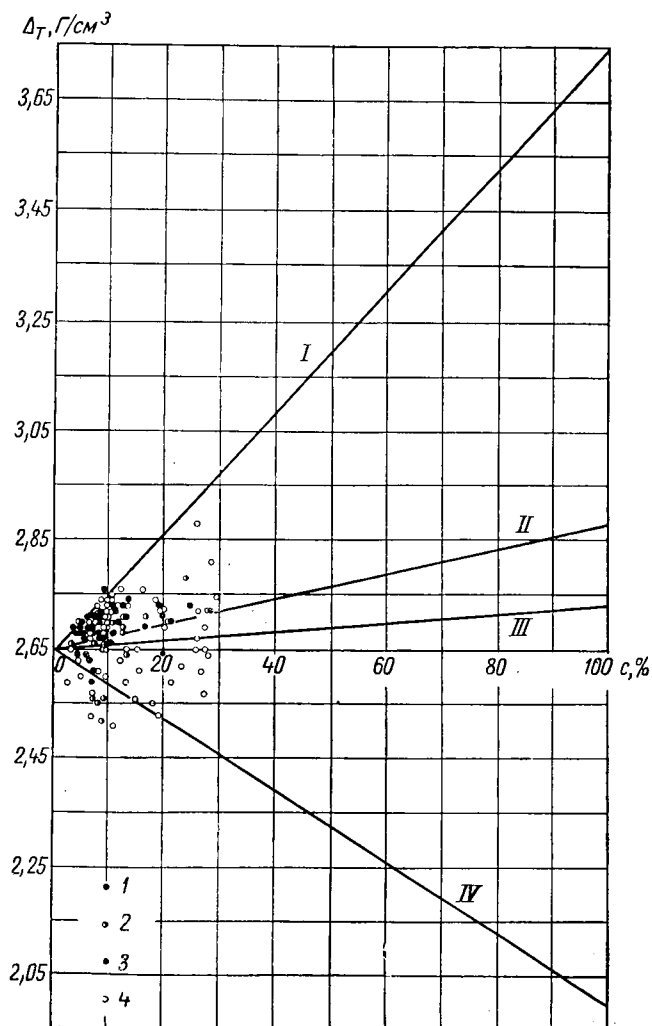


Рис. 27. Удельные веса алевролитов палеогеновых отложений Краснодарского края в зависимости от состава и содержания их растворимой части (по данным лаборатории физических свойств горных пород МИНХ и ГП, 1950).

I — кривая изменения удельного веса пород при переходе от чистого кварца к сидериту; *II* — то же при переходе от чистого кварца к доломиту; *III* — то же при переходе от чистого кварца к кальциту; *IV* — то же при переходе от чистого кварца к опалу; *1* — слабо сцементированные мелкие пески и алевролиты с глинисто-растворимой частью не более 12%; *2* — то же, но нефтенасыщенные; *3* — мелкие пески и алевролиты с повышенным содержанием глинисто-растворимой части (12—25%); *4* — несортированные песчано-алевритово-глинистые породы

Формула (11) показывает, что удельный вес полиминеральных горных пород является свойством, по которому невозможно во всех случаях определять породу или ее породообразующие минералы.

На рис. 27 показана, например, зависимость удельных весов алевролитов от минерального состава и содержания их растворимой цементирующей части.

Эта зависимость показывает, что удельный вес этих пород, изменяющийся в пределах от $\sim 2,55$ до $2,75 \text{ г/см}^3$, может весьма сильно отличаться от удельного веса ($2,65$) их породообразующего минерала (кварца) и что удельный вес алевролитов, как правило, не может служить для их выделения среди других пород.

Породы могут быть разделены по их удельному весу лишь в том случае, когда породообразующий минерал, определяющий породу, находится в резко доминирующем количестве и близок по удельному весу к остальным минералам породы.

Удельные веса главнейших осадочных горных пород приведены в табл. 15.

§ 13. СПОСОБЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УДЕЛЬНОГО ВЕСА

Из рассмотрения формулы $\Delta_T = \frac{P_T}{V_T}$ следует, что для определения удельного веса или плотности породы необходимо измерить объем и вес твердой части породы. Определение веса сухой породы (P_T) не представляет труда; оно широко известно и обычно выполняется попутно с определением объема твердой части образца. Измерение объема (V_T) более сложно и производится одним из следующих способов: 1) пикнометрическим; 2) объемным; 3) вытеснением газа; 4) гидростатическим взвешиванием.

Наиболее распространенным, точным и применимым во всех случаях является пикнометрический способ. Объемный метод обеспечивает более быстрые определения, но менее точен. Способы определения объема твердой части вытеснением газа и гидростатическим взвешиванием применимы не во всех случаях, в связи с чем здесь их описание не дано.

Определение истинного удельного веса пикнометрическим способом

В этом способе предварительно определяют водное число пикнометра. Для этого пикнометр (рис. 28) взвешивают (вес P), заполняют водой и снова взвешивают (вес P_1).

Водное число (точный объем пикнометра) рассчитывают по формуле

$$\frac{P_1 - P}{\Delta_B^{20}} \approx P_1 - P,$$

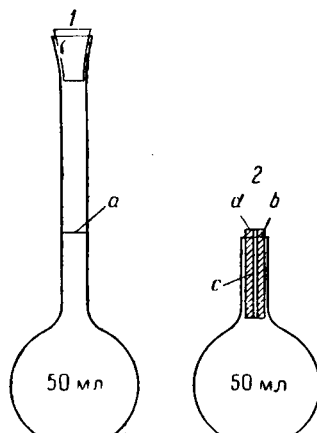


Рис. 28. Пикнометры различных типов, применяемые при определении удельного веса пород.

1 — пикнометр, у которого залита жидкость до метки a ; 2 — пикнометр с пробкой b и капиллярным каналом c . Пикнометр содержит 50 мл, когда на его торце d появляется капля.

где Δ_n^{20} — удельный вес дистиллированной воды при 20°С, близкий к единице.

Затем определяют удельный вес образца. С этой целью: а) пикнометр заполняют измельченной породой и взвешивают (вес P_2); б) в пикнометр добавляют воду так, чтобы объем введенной воды и породы составлял $\frac{2}{3}$ от объема пикнометра; в) из породы удаляют воздух; г) воду в пикнометре доводят до метки, пикнометр выдерживают при температуре 20° С и затем вновь взвешивают (вес P_3).

Удельный вес рассчитывают по формуле

$$\Delta_T = \frac{P_2 - P}{(P_1 - P) - (P_3 - P_2)},$$

знаменатель которой равен V_T .

§ 14. УДЕЛЬНЫЕ ВЕСА И ПЛОТНОСТИ ЖИДКОЙ И ГАЗООБРАЗНОЙ ЧАСТЕЙ ПОРОД

Удельные веса и плотности жидкостей, насыщающих породы

В тех случаях, когда жидкая фаза представлена природной водой различного химического состава, ее удельный вес Δ_v (или плотность δ_v в $г/см^3$) при температуре 20° С изменяется от 1,01 до 1,21 $г/см^3$ в зависимости от минерализации вод. Если жидкая фаза состоит из смесей нефти и воды, ее удельный вес определяется удельными весами Δ_n и Δ_v входящих в ее состав нефти и воды и их соотношением в единице объема жидкой фазы, оценивающимся при помощи коэффициентов нефтенасыщения k_n или водонасыщения k_v .

Удельный вес нефтей изменяется в зависимости от их химического состава от 0,72 до 1,0 $г/см^3$ и редко бывает больше. В этих же пределах изменяется и плотность нефтей. Соотношение нефти и воды в жидкой фазе может быть самым различным (см. § 10).

Удельные веса и плотности природных вод и нефтей обычно измеряют ареометрами и другими приборами.

Удельные веса и плотности газообразной фазы пород

Воздух, содержащийся в породах, имеет удельный вес (или плотность в $г/см^3$) около 0,0012 $г/см^3$ при давлении 760 мм рт. ст. и температуре 20° С. Угледородные газы характеризуются удельными весами от 0,000715 (метан) до 0,00317 $г/см^3$ (пентан). Удельные веса смесей этих газов в зависимости от содержания газов, составляющих смеси, находятся в указанных выше пределах.

§ 15. ОБЪЕМНЫЙ ВЕС И ПЛОТНОСТЬ ПОРОД

Объемным весом обычно называется удельный вес Δ_n (вес единицы объема) породы, находящейся в естественных условиях и состоящей из твердой, жидкой и газообразной фаз с весами P_T ,

$P_{\text{ж}}$ и $P_{\text{г}}$ соответственно. Объемный вес равен таким образом отношению суммарного веса породы к ее объему:

$$\Delta_{\text{п}} = \frac{P_{\text{т}} + P_{\text{ж}} + P_{\text{г}}}{V}.$$

Объемный вес абсолютно сухой породы $\Delta_{\text{с}}$, называемый кажущимся объемным весом, является отношением веса $P_{\text{т}}$ абсолютно сухой породы, не содержащей растворимых солей и нефти, к ее объему $V_{\text{с}}$ в том же состоянии:

$$\Delta_{\text{с}} = \frac{P_{\text{т}}}{V_{\text{с}}}.$$

Плотность породы — отношение массы породы с естественными влажностью и структурой к ее объему определяется формулой

$$\delta_{\text{п}} = \frac{m_{\text{т}} + m_{\text{ж}} + m_{\text{г}}}{V}.$$

где $m_{\text{т}}$, $m_{\text{ж}}$ и $m_{\text{г}}$ — соответственно массы твердой, жидкой и газообразной фаз породы; V — их суммарный объем.

Объемная плотность $\delta_{\text{с}}$ — отношение массы сухой породы к ее объему.

Определение объемного веса $\Delta_{\text{ск}}$ и объемной плотности $\delta_{\text{ск}}$ скелета породы дано в табл. 1.

Объемные веса и объемные плотности пород имеют ту же размерность и единицы измерения, что и удельные веса и плотности фаз, составляющих породы. Наиболее употребительной единицей измерения объемных весов является г/см^3 , а объемных плотностей г/см^3 .

Объемный вес в общем случае меньше удельного веса пород, но больше удельного веса жидкой и газообразной фаз. Это объясняется тем, что в породе наряду с относительно тяжелыми минералами твердой части содержится значительно меньшая по объему и удельному весу «однородная» (воздух, вода, смеси углеводородов) или «неоднородная» (вода — нефть, нефть — газ — вода) жидкость.

Зависимость объемного веса газо-, водо- и нефтенасыщенных пород от удельных весов и содержания составляющих фаз

Объемный вес минералов вследствие незначительной пористости практически равен их удельному весу.

Объемный вес газонасыщенных ненабухающих пород с мономинеральной твердой частью и гигроскопической влажностью является функцией удельных весов $\Delta_{\text{т}}$, $\Delta_{\text{в}}$ и $\Delta_{\text{г}}$ и соотношения в единице объема породы твердой, жидкой и газообразной фаз, определяемого

коэффициентами пористости k_{Π} и объемной гигроскопической влажности w_{Γ} ¹:

$$\Delta_{\Pi} = \Delta_c = (1 - k_{\Pi}) \Delta_{\Gamma} + w_{\Gamma} \Delta_{\text{в}} + \Delta_{\Gamma} (k_{\Pi} - w_{\Gamma}).$$

Вследствие малости w_{Γ} и Δ_{Γ} во многих случаях

$$\Delta_{\Pi} \approx (1 - k_{\Pi}) \Delta_{\Gamma}. \quad (12)$$

Для газонасыщенных пород с полиминеральным скелетом

$$\Delta_{\Pi} \approx \Delta_c = (1 - k_{\Pi}) \sum_{i=1}^{i=n} \Delta_{\Gamma i} V_i.$$

Для водонасыщенных пород с мономинеральной твердой частью и полной влагоемкостью, равной коэффициенту пористости, объемный вес

$$\Delta_{\Pi} = (1 - k_{\Pi}) \Delta_{\Gamma} + k_{\Pi} \Delta_{\text{в}}. \quad (13)$$

Для водонасыщенных пород с полиминеральной твердой частью последняя формула приводится к виду:

$$\Delta_{\Pi} = (1 - k_{\Pi}) \sum_{i=1}^{i=n} \Delta_{\Gamma i} V_i + k_{\Pi} \Delta_{\text{в}}.$$

В тех случаях, когда полная объемная влагоемкость породы превышает коэффициент ее пористости, объемный вес породы

$$\Delta_{\Pi} = (1 - w_{\Pi}) \sum_{i=1}^{i=n} \Delta_{\Gamma i} V_i + w_{\Pi} \Delta_{\text{в}},$$

где w_{Π} — полная объемная влагоемкость породы, определяемая в этом случае соотношением между объемами твердой и жидкой частей пород.

На рис. 29, а и б представлены палетки теоретических кривых $\Delta_c = f(k_{\Pi})$ и $\Delta_{\Pi} = f(w_{\Pi})$ для различных Δ_{Γ} и $\Delta_{\text{в}} = 1,2 \text{ г/см}^3$ и точки, координатами которых являются значения объемных весов и пористости или влажности породы, полученные при определении Δ_c и Δ_{Π} на образцах, хорошо сопоставляющиеся с теоретическими зависимостями. Из сравнения расположения графиков и точек на рис. 29, а и б видно, что объемный вес сухих пород не столь значительно зависит от их удельного веса, как объемный вес пород с полной влагоемкостью. Это объясняется значительным различием удельных весов воды и воздуха. На объемный вес сухих пород в гораздо

¹ Объемная гигроскопическая влажность — гигроскопическая влажность, выраженная в долях объема породы.

большей степени влияет изменение пористости. Однако как для воздухомонасыщенных, так и для водонасыщенных пород пористость или влажность являются основными факторами, определяющими раз-

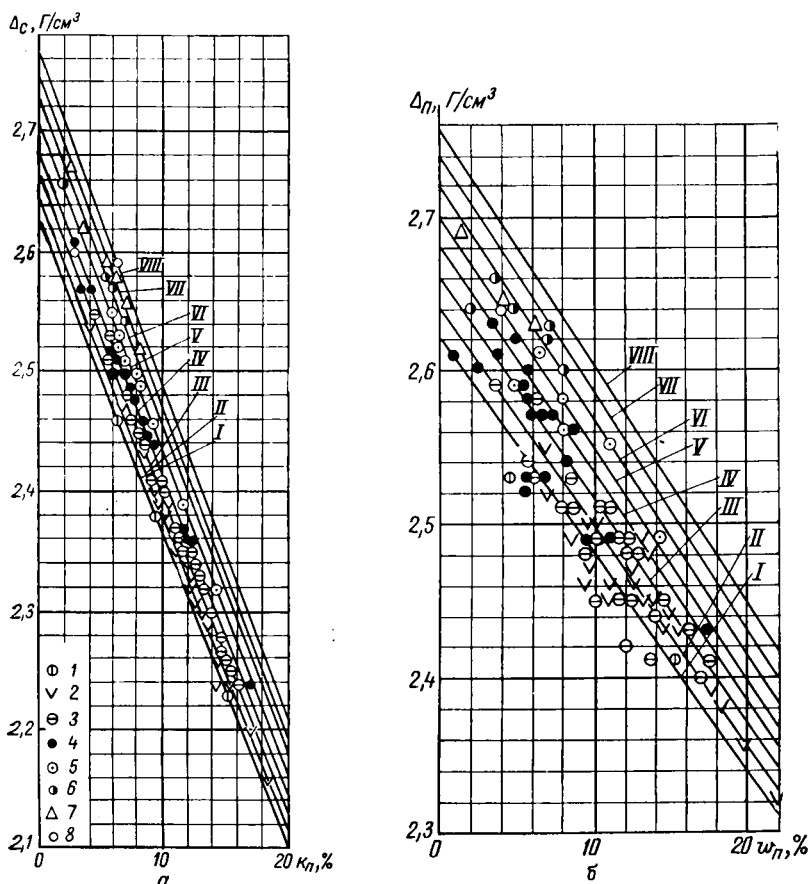


Рис. 29. Зависимости объемного веса от пористости и влажности.

а — зависимости кажущегося объемного веса Δ_c от коэффициента пористости κ_p ; I—VIII — графики рассчитаны по формуле (12) соответственно при значениях удельных весов твердой фазы Δ_t пород 2,625; 2,645; 2,66; 2,685; 2,705; 2,725; 2,745 и 2,765 Г/см³; б — зависимости объемного веса Δ_p от коэффициента объемной влажности w_p ; I—VIII — графики рассчитаны по формуле (13) при тех значениях Δ_t , что и графики $\Delta_c = f(\kappa_p)$, и при $\Delta_v = 1,2$ Г/см³; 1—8 — песчано-алевритово-глинистые породы соответственно с удельными весами 2,62—2,63; 2,64—2,65; 2,66—2,67; 2,68—2,69; 2,70—2,71; 2,72—2,73; 2,74—2,75 и 2,76—2,77 Г/см³.

брос значений объемного веса для пород одного и того же типа. Существенное различие удельных весов газо- и водонасыщенных пород при различной минерализации вод легко уясняется из сопоставления расчетных кривых I, IV и V на рис. 30.

Для нефтенасыщенных пород с мономинеральной твердой частью объемный вес рассчитывают по формуле

$$\Delta_{\Pi} = (1 - k_{\Pi}) \Delta_{\Gamma} + (1 - k_{\Pi}) \Delta_{\text{в}} k_{\Pi} + k_{\Pi} k_{\Pi} \Delta_{\text{н}},$$

где k_{Π} — коэффициент насыщения породы нефтью.

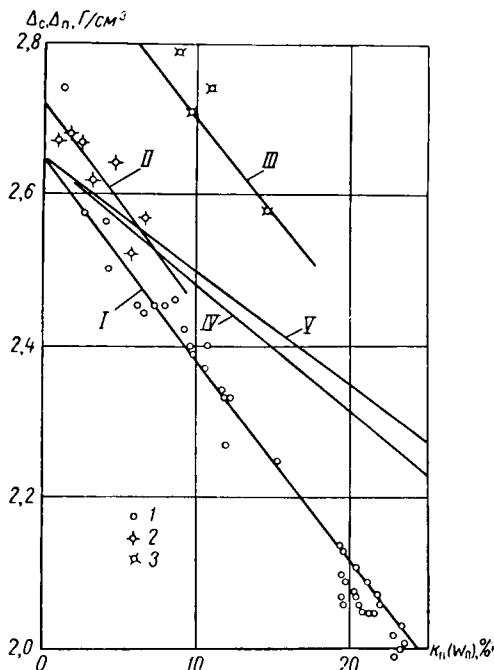


Рис. 30. Зависимости объемного веса сухих и влажных пород от общей пористости k_{Π} и полной влагоемкости w_{Π} при различной минерализации насыщающих вод.

I — III — зависимости $\Delta_{\text{с}} = f(h_{\Pi}, \Delta_{\Gamma})$ соответственно для $\Delta_{\Gamma} = 2,65$; $2,73$ и $3,9$ Г/см³; IV и V — зависимости $\Delta_{\Pi} = f(w_{\Pi}, \Delta_{\Gamma} \text{ и } \Delta_{\text{н}})$ соответственно для $\Delta_{\Gamma} = 2,65$ и $\Delta_{\text{н}} = 1$ и $1,16$ Г/см³; 1 — песчано-глинистые породы; 2 — известняки; 3 — сидеритово-обломочные породы.

ценностью, которые определяют соотношение отдельных фаз и их разновидностей в породе.

При одной и той же пористости и истинном удельном весе порода имеет наименьший объемный вес в том случае, если она газонасыщена. Объемный вес той же породы в водонасыщенном состоянии является максимальным. Удельный вес водонефте- и нефтегазо-

Для тех же пород с полиминеральным скелетом можно написать

$$\Delta_{\Pi} = (1 - k_{\Pi}) \sum_{i=1}^{i=n} \Delta_{\Gamma i} V_i + (1 - k_{\Pi}) k_{\Pi} \Delta_{\text{в}} + k_{\Pi} k_{\Pi} \Delta_{\text{н}}.$$

Так как трудно сохранить характерные для естественного залегания пород влажность, минерализацию и водонефтенасыщенность образцов, в лаборатории обычно определяют кажущийся объемный вес. Далее по значениям этого параметра, известной пористости (или влагоемкости) и удельным весам воды или нефти и воды и т. д. рассчитывают с использованием приведенных выше формул или номограмм (например, номограммы В. Н. Дахнова, приведенной на рис. 31) истинный объемный вес породы.

Таким образом, объемный вес породы определяется составом фаз, поскольку от состава зависят удельные веса их. Кроме того, объемный вес обуславливается пористостью и нефтенасы-

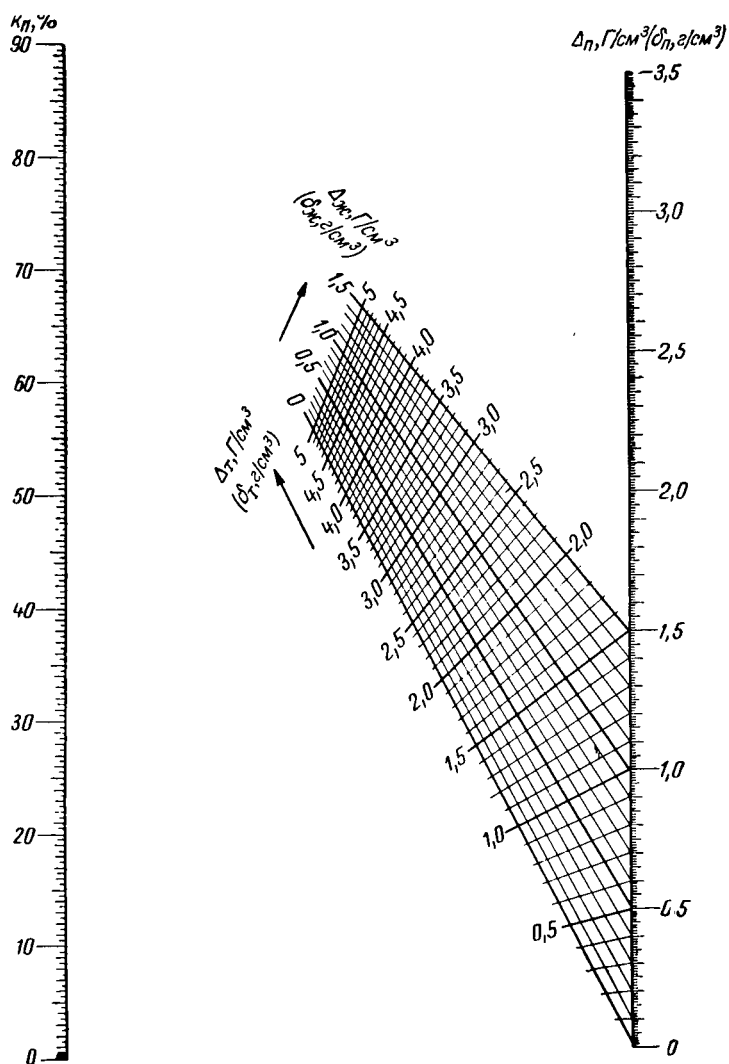


Рис. 31. Номограмма для определения удельных весов Δ_T и плотностей δ_T твердой фазы пород и их объемного веса Δ_P (по В. Н. Дакхнову).

насыщенных пород находится в пределах объемных весов указанных выше пород.

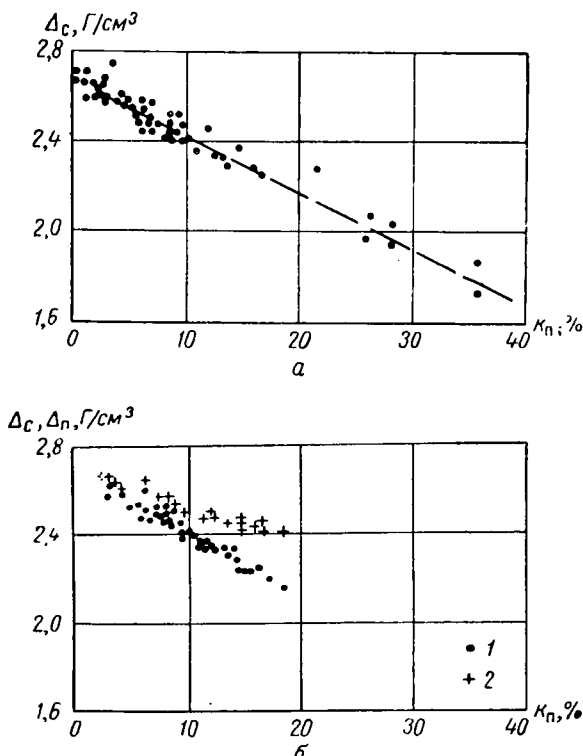
Объемные веса (плотности) пород зависят от глубины их залегания. Породы поверхностных отложений обычно имеют меньшие значения объемного веса, чем породы, залегающие на значительных глубинах. вследствие их большей пористости и меньшей влагоемкости.

Так как более древние породы оказываются на больших глубинах, объемный вес пород нередко увеличивается с их возрастом. Однако это правило часто нарушается из-за резкого различия геологических условий, в которых протекает жизнь пород.

§ 16. ПЛОТНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД¹

Плотность песчано-алевритово-глинистых пород

Плотность песчано-алевритово-глинистых пород в основном зависит от их пористости и в гораздо меньшей степени от минераль-



¹ Так как числовые значения плотностей в г/см^3 совпадают с их объемными весами в Г/см^3 , то характеристика различного типа пород по плотности является также их характеристикой по объемному весу.

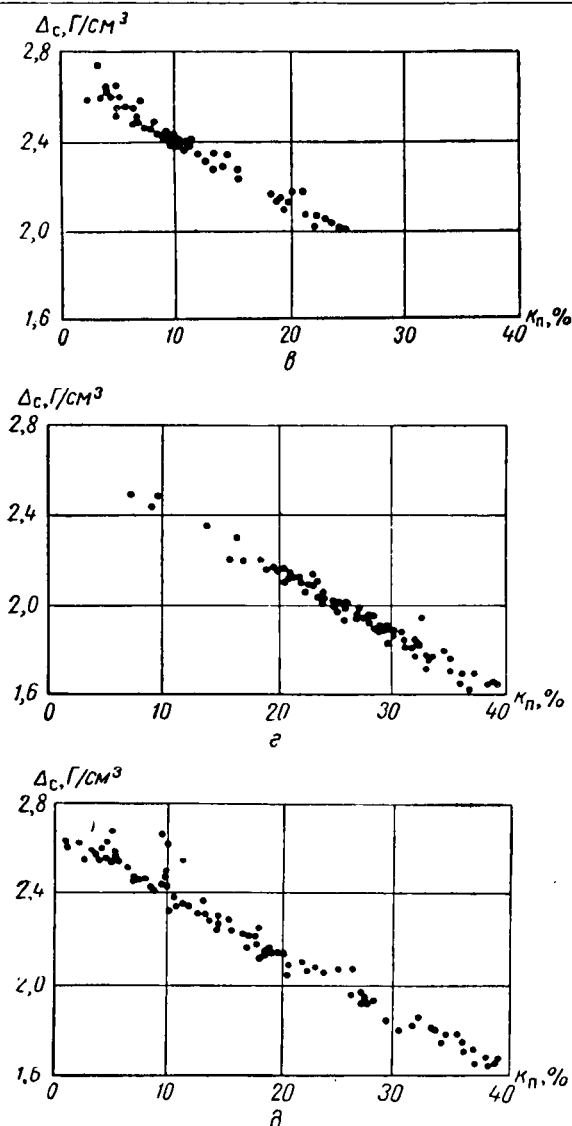


Рис. 32. Зависимости объемного веса $\Delta_{с}$, $\Delta_{п}$ (или плотности) от пористости $к_{п}$ для песчано-алевритово-глинистых отложений различного типа.

α — песчаники кварцевые и аркозовые из обнажений Донбасса и Северного Казахстана (по Л. Я. Нестерову, 1940); δ — песчаники и алевриты доживетских отложений разведочных площадей Башкирии и Татарии (по данным лаборатории физических свойств горных пород МИНХ и ГП, 1950); 1 — сухие породы, 2 — влажные породы; θ — песчаники и алевриты девонских отложений Туймазинской площади (по данным лаборатории физических свойств горных пород МИНХ и ГП, 1950); ε — алевриты палеогеновых отложений Краснодарского края (по данным лаборатории физических свойств горных пород МИНХ и ГП, 1952); ϑ — пески и песчаники разновозрастные, относящиеся к различным площадям Америки и Англии (по данным многих авторов).

ного состава. Это объясняется широкими пределами изменения пористости песчано-алевритово-глинистых пород, резким отличием удельных весов газообразной, жидкой и твердой фаз и сравнительно мало изменяющимися удельными весами порообразующих минералов. Тесная связь между плотностью и пористостью установлена для многих отложений (рис. 32).

В связи с тем, что пористость обломочных пород зависит от их минерального состава, формы обломков, степени их отсортированности, цементированности и уплотненности, от этих факторов зависит также и плотность пород.

Плотность песчано-глинистых отложений значительно увеличивается с глубиной их залегания в связи с уменьшением пористости под давлением. Особенно резко уплотняются глины (рис. 33) и сильно глинистые песчаники и алевриты. В меньшей степени возможно уплотнение чистых песчаных пород, пока глубины их залегания не достигнут величин, при которых частицы разрушаются.

Наименьшей плотностью характеризуются сухие лессы, высокопористые глины и хорошо отсортированные газонасыщенные кварцевые пески, песчаники и алевриты, а также неотсортированные песчано-глинистые породы с легким (например, опаловым) цементом.

Плотность нефтенасыщенных песков, песчаников и алевритов выше. Наибольшими плотностями характеризуются песчано-глинистые породы, насыщенные сильно минерализованными водами и цементированные железистым, сидеритовым, доломитовым и подобным тяжелым цементом.

Плотность карбонатных пород

Характерными особенностями плотности карбонатных пород также являются ее тесная связь с пористостью (рис. 34) и относительно незначительная зависимость от минерального состава.

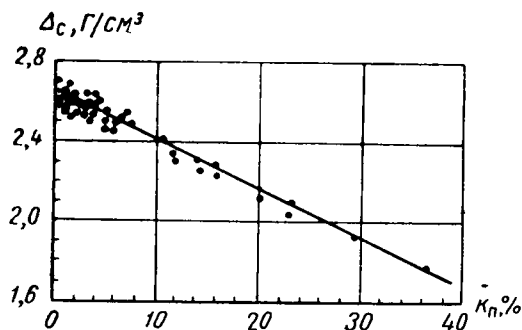


Рис. 34. Зависимость плотности Δ_c от пористости k_p для известняков Донбасса и Северного Казахстана (по Л. Я. Нестерову, 1940).

Плотность известняков изменяется от 1,53 до 3,0 г/см³ в зависимости от пористости, характера и количества второстепенных примесей и глубины залегания (рис. 33). Наименьшую плотность имеют мел, ракушники и некоторые разновидности известняков с порами растворения. Часто встречаются известняки плотностью 2,4—2,7 г/см³.

Плотность доломитов изменяется от 1,48 до 3,04 г/см³. Причем минимальная плотность наблюдается у доломитовой муки и максимальная у плотнокристаллических разновидностей этих пород, содержащих тяжелые минералы, например пирит и др.

Большие плотностные различия песчано-глинистых и карбонатных пород, часто залегающих совместно, служат основанием для успешного применения гравиразведки. Например, плотность песчано-глинистых пород в районе Кавказа, закономерно увеличивающаяся с глубиной и находящаяся в пределах 2,0—2,40 г/см³ в среднем меньше плотности подстилающих известняков (2,6 г/см³).

Плотности гидрохимических осадков

Плотность гидрохимических осадков в основном определяется удельным весом их породообразующих минералов, так как пористость этих пород незначительна и достаточно постоянна. В среднем плотность ангидрита равна 2,9 г/см³, гипса 2,3 г/см³ и галита 2,1 г/см³. Особенно выдержанной является плотность галита (2,1—2,2 г/см³).

Таким образом, гидрохимические осадки хорошо дифференцируются по плотности. Они обычно значительно отличаются по этому параметру и от вмещающих пород, что дает возможность использовать с большей эффективностью гравиметрическую разведку при поисках нефтяных и газовых месторождений, приуроченных к соля-

Таблица 16

Плотности основных типов осадочных горных пород

Порода	Плотность δ_s , г/см ³			
	от	до	наиболее вероятные значения	
			от	до
Пески	1,37	2,19	—	—
Песчаники	1,53	2,95	2,10	2,39
Лессы	1,16	1,73	—	—
Алевриты	1,75	2,97	2,20	2,54
Глины	1,3	3,24	2,10	2,44
Аргиллиты	2,06	2,70	2,28	2,51
Мергели	1,84	2,74	2,10	2,61
Известняки	1,53	3,0	2,40	2,66
Доломиты	1,95	3,04	2,28	2,74
Доломитовая мука	1,48		—	—
Ангидриты	2,09	2,98	2,86	2,95
Гипсы	2,15	2,36	2,30	2,32
Каменная соль	2,12	2,22	—	—
Угли	0,8	2,0	—	—
Диатомиты	0,4	0,9	—	—

ным куполам. Последние обычно выделяются минимумом силы тяжести.

Данные о плотности основных типов осадочных пород сведены в табл. 16.

§ 17. ПЛОТНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Плотность магматических пород

Плотность магматических горных пород изменяется в широких пределах (от 2,4 до 3,35 г/см³) и в основном зависит от их минерального состава (рис. 35), так как пористость этих пород обычно не превышает 3%.

Как видно из рис. 35, на котором сопоставлены средняя плотность различных типов магматических горных пород с их минеральным составом, плотность пород возрастает от кислых к основным и ультраосновным породам. Это находится в связи с увеличением в указанном направлении в составе пород железисто-магнезиальных минералов (оливин, пироксены, роговые обманки, биотит, мусковит и др.) со значительной плотностью (от 3,1—3,5 г/см³).

Некоторое исключение представляют сиенит и нефелиновый сиенит, плотность которых несколько ниже, чем плотность более кислого гранита. Выпадение упомянутых пород из плотностного ряда объясняется

повышенным содержанием в них нефелина плотностью 2,6 г/см³ и пониженным содержанием железисто-магнезиальных минералов.

Можно отметить также некоторую зависимость плотности магматических горных пород от их структуры. Например, при одинаковом минеральном составе плотность пород с кристаллической структурой выше, чем пород со стекловидной структурой.

Плотность метаморфических пород

Плотность метаморфических горных пород также в основном определяется минеральным составом вследствие их незначительной пористости. Большую роль играет, например, содержание тяжелых

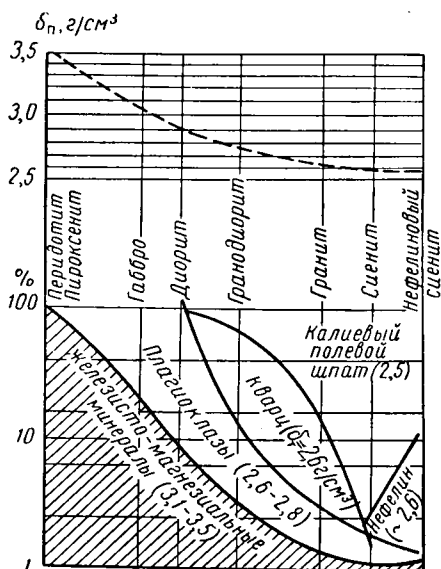


Рис. 35. Зависимость плотности магматических горных пород от их минерального состава (по В. И. Лучицкому).

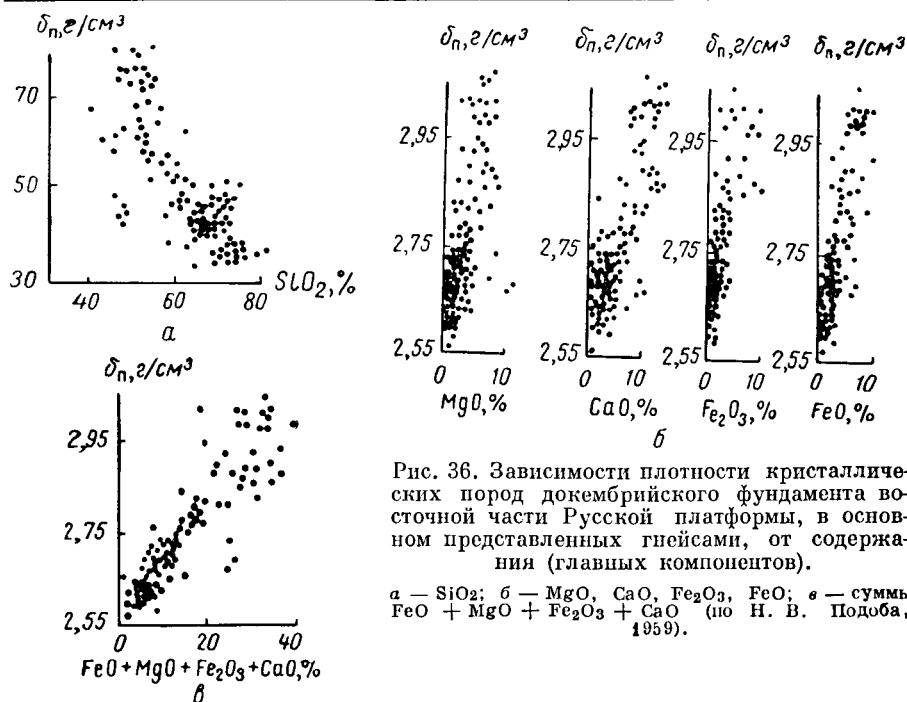


Рис. 36. Зависимости плотности кристаллических пород докембрийского фундамента восточной части Русской платформы, в основном представленных гнейсами, от содержания (главных компонентов).

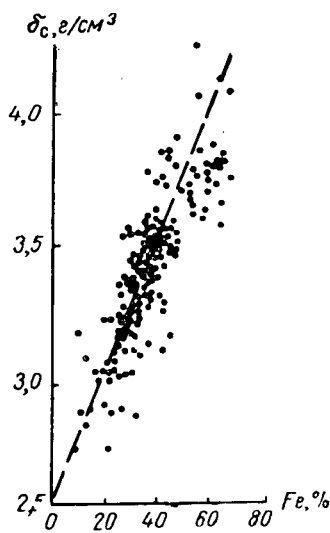
а — SiO_2 ; б — MgO , CaO , Fe_2O_3 , FeO ; в — суммы $FeO + MgO + Fe_2O_3 + CaO$ (по Н. В. Подоба, 1959).

темноцветных минералов или их главных компонентов (MgO , CaO , Fe_2O_3 и FeO), а также содержание относительно легкого кварца. Это подтверждается рис. 36, а, из которого видно, что плотность кристаллических пород, в частности гнейсов, фундамента Восточной части Русской платформы уменьшается при возрастании в их составе содержания SiO_2 и возрастает при увеличении содержания Fe_2O_3 , FeO , CaO и MgO (рис. 36, б) или их суммы (рис. 36, в) [75].

Плотность метаморфических горных пород варьирует от 2,5 до 3,3. Плотность гнейсов, сланцев (хлоритовые, тальковые и др.), известняков кристаллических, аркозовых кварцитов изменяется от 2,6 до 2,7 г/см³. Сланцы амфиболовые имеют плотность около 3 г/см³.

Рис. 37. Зависимость плотности δ_c от содержания железа для железных руд, кварцитов и сланцев КМА (по Б. А. Андрееву).

В кварцитах и сланцах содержание Fe изменяется от 25 до 40 %.



Плотность железистых кварцитов достигает $3,3 \text{ г/см}^3$, для них характерна четкая зависимость плотности от содержания железа (рис. 37). Плотность змеевиков и серпентинитов близка к $2,6 \text{ г/см}^3$.

Относительно незначительная дифференциация по плотности осадочных пород (в среднем плотность земной коры равна $2,7 \text{ г/см}^3$) и, с другой стороны, весьма большие плотностные различия осадочных и магматических и метаморфических пород (плотность магматических и метаморфических пород равна в среднем $3,0—3,3 \text{ г/см}^3$), позволяют эффективно использовать гравиразведку для изучения рельефа фундамента.

§ 18. ПЛОТНОСТЬ НЕКОТОРЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Плотность руд

Рудные полезные ископаемые, как правило, характеризуются повышенными плотностями, достигающими $5,0 \text{ г/см}^3$, обусловленными наличием в их составе тяжелых минералов (сидерита, гематита, магнетита и др.). Относительно низкая плотность (от $1,5$ до 3 г/см^3) установлена у окисленных, например, сульфидных руд повышенной пористости, а также у руд легких металлов (лития, бериллия, алюминия и др.). Плотность железных руд зависит от содержания железа, достигающего здесь $50—60\%$ (рис. 37).

Плотность хромитовых руд варьирует от $3,7$ до $4,5 \text{ г/см}^3$, что значительно превышает плотность связанных с ними змеевиков плотностью $2,5—2,6 \text{ г/см}^3$ и серпентинитов. Аналогичное наблюдается и у колчеданных руд плотность которых ($3,5—4,5 \text{ г/см}^3$) значительно превосходит плотность вмещающих пород ($2,6—2,8 \text{ г/см}^3$). Например, медистые колчеданы плотностью $4,3 \text{ г/см}^3$ хорошо выделяются среди коренных пород плотностью $2,7 \text{ г/см}^3$. Эта особенность позволяет проводить поиски месторождений хромитовых и колчеданных руд при помощи гравиразведки и выделять эти ископаемые в разрезах скважин по их плотностной характеристике, например, методом рассеянного гамма-излучения.

Плотность корундов, как правило, $3,5—4,0 \text{ г/см}^3$; они отличаются по плотности от вмещающих пород (обычно кварцитов) плотностью $2,3 \text{ г/см}^3$.

Повышенными плотностями по сравнению с вмещающими породами отмечаются также руды полиметаллических месторождений, марганцовые руды ($\delta_p = 4,5 \text{ г/см}^3$), бокситы ($3,0 \text{ г/см}^3$) и флюориты ($3,1 \text{ г/см}^3$). Окисленные руды отличаются от вмещающих пород пониженными плотностями.

Плотность ископаемых углей

Ископаемые угли, торф и графит отличаются от многих других пород осадочного комплекса низкими значениями плотности (табл. 17). Плотность этих пород находится в пределах от $0,72$ (торф) до $2,3 \text{ г/см}^3$ (графит).

Таблица 17

Плотность торфа, ископаемых углей и графита

Вид горючего	Элементарный состав, %			Плотность, г/см ³
	С	Н	О + Н	
Торф	55—60	6—5	39—35	0,72
Лигнит	65	5	30	0,8—1,23
Бурые угли	78	5	17	
Пламенные угли	80	5	15	
Газовые угли	82—84	5	11—13	1,22—1,27
Коксовые угли	86—88	5	7—9	1,23—1,28
Тощие угли	90—92	4—5	4—5	1,26—1,31
Антрацит	96	3	2	1,31—1,76
Графит	100	—	—	1,40—2,0
				2,2—2,3

Плотность углей определяется их генетическими (петрографическими) особенностями, степенью углефикации (метаморфизации) и минеральными примесями, обуславливающими зольность углей.

При этом если генетические особенности являются причиной различия плотностей углей низших степеней метаморфизма, то чем дальше зашел метаморфизм, тем меньше влияют генетические особенности на плотность углей; при значительной углефикации влияние генезиса на плотность ничтожно и основным фактором, обуславливающим плотность углей, является степень их углефикации.

Влияние петрографического состава установлено исследованием плотностной дифференциации основных ингредиентов гумусовых углей.

Наибольшей, например, для пласта бистон [42], является плотность ¹ фюзена, которая изменяется от 1,37 до 1,52 г/см³, плотность серого дюрена ниже (1,31—1,36 г/см³), еще ниже плотность кларена (1,27—1,29 г/см³); плотность витрена несколько выше, чем плотность кларена, и изменяется от 1,28 до 1,30 г/см³; минимальные плотности установлены для отобранного из этого пласта черного дюрена (1,20—1,27 г/см³). То же подтверждается другими исследованиями плотности ингредиентов углей [42] (табл. 18).

Следует отметить, что плотность ингредиентов углей находится в прямой зависимости от их водородосодержания (рис. 38).

Увеличение степени углефикации углей приводит к возрастанию в их составе содержания углерода (табл. 17 и 19), которое сопровождается повышением плотности углей.

В начальной и средней степени углефикации плотность возрастает сравнительно медленно; высокие степени углефикации отмечаются значительным ростом плотности углей. При этом плотность

¹ Плотность пересчитана на беззольное и безводное угольное вещество.

Таблица 18

Плотность ингредиентов углей

Ингредиенты	Талчирские угли		Угли Южного Реваха	
	плотность, г/см ³	зола, %	плотность, г/см ³	зола, %
Витрен	1,329	0,57	1,35—1,424	1,86—4,42
Дюрел	1,373	6,85	1,643—1,68	32,17—33,24
Фюзел	1,485	2,24	—	—

Таблица 19

Характеристика ископаемых углей

Угли	Краткое обозначе- ние (марка угля)	Содержание, %					Плотность беззольного угля, г/см ³
		на безводный уголь		на безводный и беззольный уголь			
		золы <i>A</i>	серы <i>S</i>	угле- рода <i>C</i>	водорода <i>H</i>	летучих	
Бурый	Б	3—35,0	0,2—6,3	61—79	3,2—6,6	27—67	1,20—1,23
Длиннопламенный	Д	3—27	0,2—6,0	74—81,5	5—7	38—54	1,22—1,24
Газовый	Г	3—32	0,4—4,0	76—85	5—6,1	34—45	1,23—1,25
Паровичный жирный	ПЖ	2—31	1—6	82—88,5	4,5—5,5	24—35	1,24—1,26
Коксовый	К	4—21	0,2—4,9	85,8—90,7	4—5,4	14—27	1,26—1,27
Паровичный спекаю- щийся	ПС	5—20	0,4—3,6	87,1—92,4	3,9—5,1	13—18	1,27—1,30
Тощий	Т	4,3—25	0,4—6,0	88,0—92,6	3,8—4,6	8—15	1,28—1,33
Антрацит	А	12—30	0,1—0,9	90,5—96,5	0,7—3,7	2,5—7,0	1,32—1,62

увеличивается почти в два раза в ряде углей от лигнита до антрацита (табл. 17).

Плотность углей резко зависит и от минеральных примесей, которые определяют зольность углей. Это объясняется значительным различием удельных весов органического вещества углей ($1,2—1,6 \text{ г/см}^3$) и их минеральных примесей — обломков пород осадочного комплекса ($2,4—3,0 \text{ г/см}^3$), пирита ($5,0 \text{ г/см}^3$) и т. д.

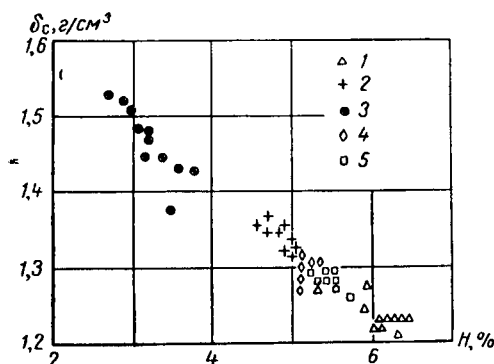


Рис. 38. Зависимость плотности δ_c ингредиентов углей от содержания водорода H [по Вандлесу (Wandless) и Макрею (Macrea)].
1 — черный дюрен; 2 — серый дюрен; 3 — фюзен;
4 — витрен; 5 — кларен.

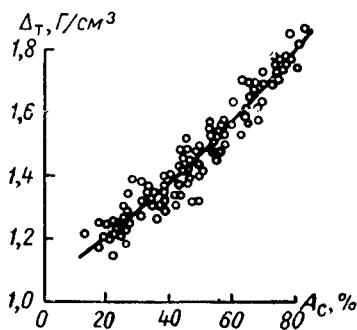


Рис. 39. Зависимость удельного веса Δ_t ископаемых углей Подмосковского бассейна от их зольности A_c (по А. Н. Макарову, В. Ф. Фриш и П. Н. Дорота, 1958).

Резкое различие в плотностях углистого вещества, минеральных примесей и золы углей позволяет во многих районах установить четкую линейную связь между плотностью и зольностью углей. При этом

$$\delta_{уз} \approx \delta_{уч} + 0,01 A_c,$$

где $\delta_{уз}$, $\delta_{уч}$ — соответственно удельные веса, зольного и беззольного (чистого) углей;

A_c — зольность сухого угля в %.

Возрастанию плотности на $0,01 \text{ г/см}^3$ соответствует увеличению золы на 1%.

На рис. 39 приведена типичная кривая зависимости плотности (или удельного веса) ископаемых углей от их зольности.

Зависимость на рис. 39 можно использовать для примерной оценки зольности угля по его плотности.

Значительная разница в плотности ископаемых углей (примерно на 1 г/см^3) и вмещающих их пород (песчано-глинистые породы и известняки) служит надежным основанием для применения метода

рассеянного гамма-излучения для установления в разрезах скважин угольных пластов; такие пласты отмечаются максимумами на диаграммах интенсивности рассеянного гамма-излучения.

§ 19. СПОСОБЫ ИЗМЕРЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ПОРОД

Плотность горных пород определяют при помощи денситометра, технических весов и объемными способами. Денситометр позволяет определять плотность пород в пределах от 1,2 до 4,2 г/см^3 с точностью до 0,01 г/см^3 без взвешивания образцов и последующего вычисления.

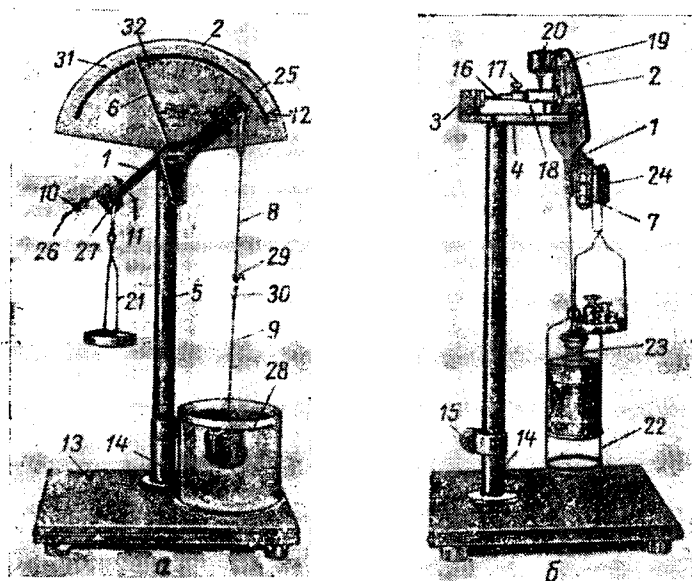


Рис. 40. Общий вид денситометра.

а — в положении отсчета δ_{Π} (Δ_{Π}) по шкале; б — в положении определения δ_{γ} (Δ_{γ}); 1 — коромысло; 2 — шкала; 3 — шаровый подпятник; 4 — треугольная плита; 5 — штатив; 6 — указывающая стрелка; 7 — дужка для установки коромысла; 8 — подвес для образцов пород с нитью 9; 10 — малые балансировочные грузики; 11 — поперечные балансировочные винты; 12 — индекс; 13 — опорная доска; 14 — держатель стойки штатива; 15 — зажимный винт штатива; 16 — пята штока; 17 — винт для крепления штока; 18 — втулка; 19 — нивелировочные винты; 20 — уровень; 21 — подвес для установки разновесов; 22 — подвес для установки металлического пикнометра; 23 — металлический пикнометр; 24 — большой свинцовый груз; 25 — штифт правого плеча; 26 — винт для балансировочных грузов; 27 — штифт левого плеча; 28 — стакан для воды; 29 — винт, крепящий выдвижной стержень; 30 — выдвижной стержень; 31 — шкала плотности; 32 — шкала весовой влажности.

Основными деталями денситометра (рис. 40) являются коромысло 1 и шкала 2, укрепленная в шаровом подпятнике 3 и на плите 4, несущей подпятник и находящейся на штативе 5. Плита устанавливается по уровню и отвесу.

Коромысло 1, обозначенное на рис. 41 через AOB , имеет равные по длине плечи и указывающую стрелку 6. Плечи образуют между собой постоянный угол $180^\circ - \varphi$ (рис. 41). В точке O коромысло жестко скрепляется с осью O' ,

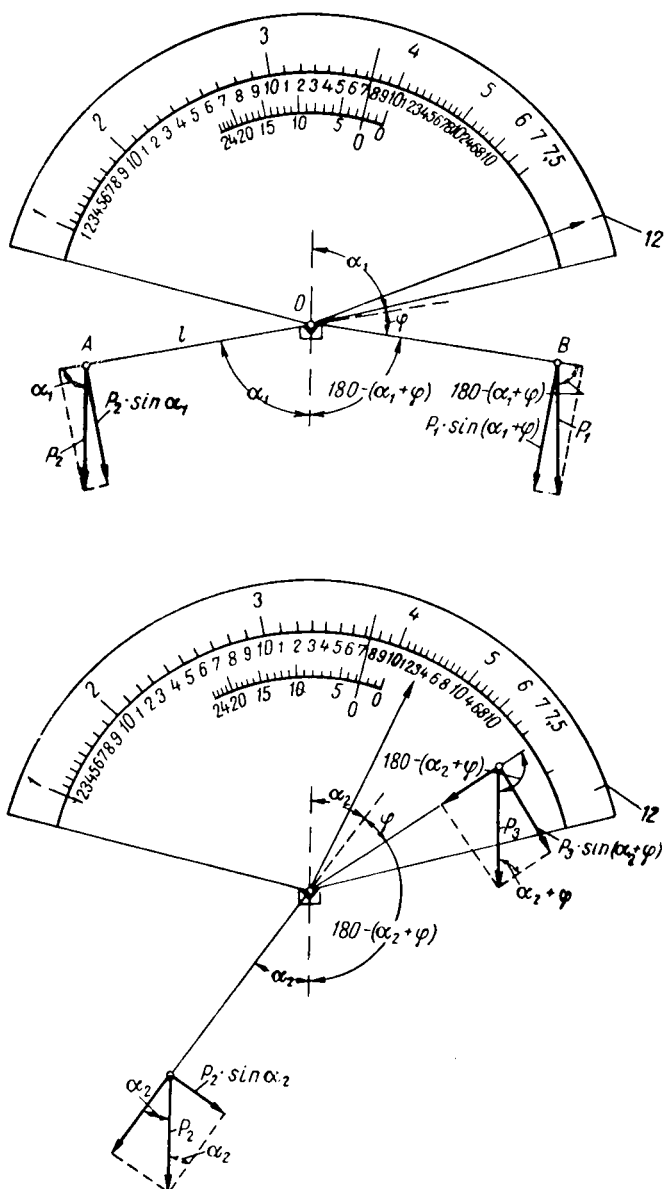


Рис. 41. Схема, поясняющая принцип работы денситометра.

концы которой свободно укладываются на опоры в скобе (дужке) 7. Описанное устройство и закрепление коромысла и стрелки позволяют коромыслу вращаться вокруг оси O' , при этом сохраняется взаимное расположение плечей и стрелки. При работе с денситометром к его правому плечу подвешивают подвес 8 и нить 9 для образцов.

Состояние безразличного равновесия коромысла достигается балансировочными грузиками 10 и винтами 11. При этом центр тяжести коромысла оказывается на оси и коромысло должно находиться в равновесии не менее чем в трех положениях.

Прибор устанавливают по отвесу. Далее к правому плечу коромысла подвешивают образец весом P_1 , а на подвес для гирь, находящийся на левом плече коромысла, накладывают гири общим весом P_2 до тех пор, пока стрелка денситометра не установится на индексе 12 (рис. 40 и 41). При этом моменты сил, вращающих коромысло по часовой стрелке и против нее, оказываются равными

$$P_2 \sin \alpha_1 l = P_1 \sin (\alpha_1 + \varphi) l.$$

Далее образец породы погружают в воду, где он приобретает вес P_3 , теряя по закону Архимеда в своем весе столько, сколько весит вода, взятая в его объеме. Коромысло денситометра устанавливается в новом положении равновесия (рис. 41), для которого

$$P_2 \sin \alpha_2 l = P_3 \sin (\alpha_2 + \varphi) l.$$

Так как согласно определению

$$\Delta_{\Pi} = \frac{P_1}{P_1 - P_3},$$

то, используя два приведенных выше равенства, можно найти связь между плотностью пород и величиной углов α_1 , φ , α_2 . Эта связь дается уравнением

$$\Delta_{\Pi} = \frac{\operatorname{ctg} \varphi + \operatorname{ctg} \alpha_2}{\operatorname{ctg} \alpha_2 - \operatorname{ctg} \alpha_1}.$$

Так как углы φ и α_1 неизменны при любом весе и плотности образцов, то по углу α_2 можно определить плотность породы.

Решая последнее уравнение относительно α_2 , получим

$$\alpha_2 = \operatorname{arccctg} \left(\frac{\operatorname{ctg} \varphi - \Delta_{\Pi} \operatorname{ctg} \alpha_1}{\Delta_{\Pi} - 1} \right).$$

Угол α_2 отсчитывают по шкале денситометра. Однако на шкале вместо угла α_2 целесообразнее нанести соответствующие ему значения плотности. От выбора углов α_1 и φ зависит точность определенных плотностей денситометром. Наивыгоднейшими углами при плотностях от 1,5 до 4,5 г/см³ являются $\alpha_1 = 138^\circ$ и $\varphi = 12^\circ$.

Последнее уравнение справедливо лишь при условии невесомости коромысла. Это условие достигается особой формой коромысла и балансировкой любых его частей, при которых центр тяжести коромысла проходит через ось вращения O' .

При использовании технических весов для измерения объемного веса породы ее вес P_1 определяют взвешиванием на технических весах.

Объем породы находят одним из следующих способов: 1) гидростатическим взвешиванием; 2) объемным; 3) взвешиванием вводимой жидкости; 4) определением объема образца по его размерам; 5) пикнометрическим.

Наиболее часто используют первые два способа. Из них способ гидростатического взвешивания более точен, а при объемном необходимо меньшее время на одно определение.

Способы взвешивания вводимой жидкости и пикнометрический используют для определения δ_n небольших образцов породы [20]. Эти способы вследствие ограниченной области их применения в настоящем руководстве не рассмотрены.

В зависимости от указанного способа определения объема образца называется и соответствующий ему способ определения плотности пород.

При определении объемного веса путем гидростатического взвешивания в воде отбирают и готовят однородные образцы. Образцы высушивают до постоянного веса и охлаждают в эксикаторе. Определяют вес каждого из них P_1 . Образцы покрывают тонким слоем парафина известного удельного веса $\Delta_{\text{пар}}$.

Покрытые парафином образцы вновь взвешивают (P_2); разность между весами образца $P_2 - P_1$ представляет собой вес парафина. Объем парафина вычисляют по формуле

$$V_{\text{пар}} = \frac{P_2 - P_1}{\Delta_{\text{пар}}}.$$

Затем производится гидростатическое взвешивание образцов, покрытых парафином в воде (вес P_3). В вес P_3 вводят поправку на вес проволоочки, при помощи которой подвешивают образец. Проволочку взвешивают в воде и вес ее P_4 вычитают из веса образца в воде P_3 ; в результате получают вес P_5 .

Объем парафинированного образца $V_{\text{пар. обр}}$ вычисляют по уравнению

$$V_{\text{пар. обр}} = \frac{P_2 - P_5}{\Delta_{\text{в}}^{20}} = P_2 - P_5.$$

Объем образца равен $V_{\text{пар. обр}} - V_{\text{пар}}$.

Объемный вес образца находят по формуле

$$\Delta_c = \frac{P_1}{(P_2 - P_5) - \frac{(P_2 - P_1)}{\Delta_{\text{пар}}}}.$$

Объемный способ определения истинного и кажущегося объемного веса рассматривали в главе I.

Глава IV

ПРОНИЦАЕМОСТЬ

Свойство пород пропускать жидкости, газы и их смеси при наличии перепада давления называется *проницаемостью*.

Проницаемость подразделяется на физическую (или абсолютную), фазовую (или эффективную) и относительную.

§ 20. ФИЗИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ

Физической (абсолютной) проницаемостью называется проницаемость породы при фильтрации однородной жидкости или газа.

Количественно физическая проницаемость оценивается коэффициентом проницаемости $k_{\text{пр}}$. Этот коэффициент устанавливает характер пропорциональности скорости $v_{\text{ф}}$ фильтрации жидкости градиенту $\frac{\Delta P}{\Delta L}$ давления, вызывающего фильтрацию:

$$v_{\text{ф}} = k_{\text{пр}} \frac{\frac{\Delta P}{\Delta L}}{\mu} \quad (\text{уравнение Дарси}),$$

где μ — вязкость жидкости.

Из последней формулы следует, что коэффициент проницаемости

$$[k_{\text{пр}}] = \frac{[v] [\mu] [\Delta L]}{[\Delta P]} = \frac{LT^{-1}ML^{-1}T^{-1}L}{MLT^{-2}L^{-2}} = L^2$$

имеет размерность площади.

Так как

$$v_{\text{ф}} = \frac{Q}{F},$$

то

$$k_{\text{пр}} = \frac{Q \Delta L \mu}{F \Delta P}, \quad (14)$$

где Q — расход жидкости (или газа) через сечение F .

Единицами измерения проницаемости в физической и технической системах единиц являются $см^2$ и $м^2$.

Практической единицей измерения проницаемости является дарси (д). Проницаемость в единицу дарси имеет образец породы площадью $1 см^2$ и длиной $1 см$, через который при перепаде давления в $1 ат$ расход жидкости вязкостью $1 сПз$ составляет $1 см^3/сек$. Обычно проницаемость породы измеряется более мелкой единицей — миллидарси (мд), составляющей 0,001 часть дарси.

Для перехода от практической единицы измерения коэффициента проницаемости k_d (дарси) к единицам измерения этого коэффициента в технической (k_t) и физической (k_f) системах служат формулы:

$$k_f = 1,02 \cdot 10^8 k_d,$$

$$k_t = 1,02 \cdot 10^{12} k_d,$$

$$k_d = 0,981 \cdot 10^{-8} k_f,$$

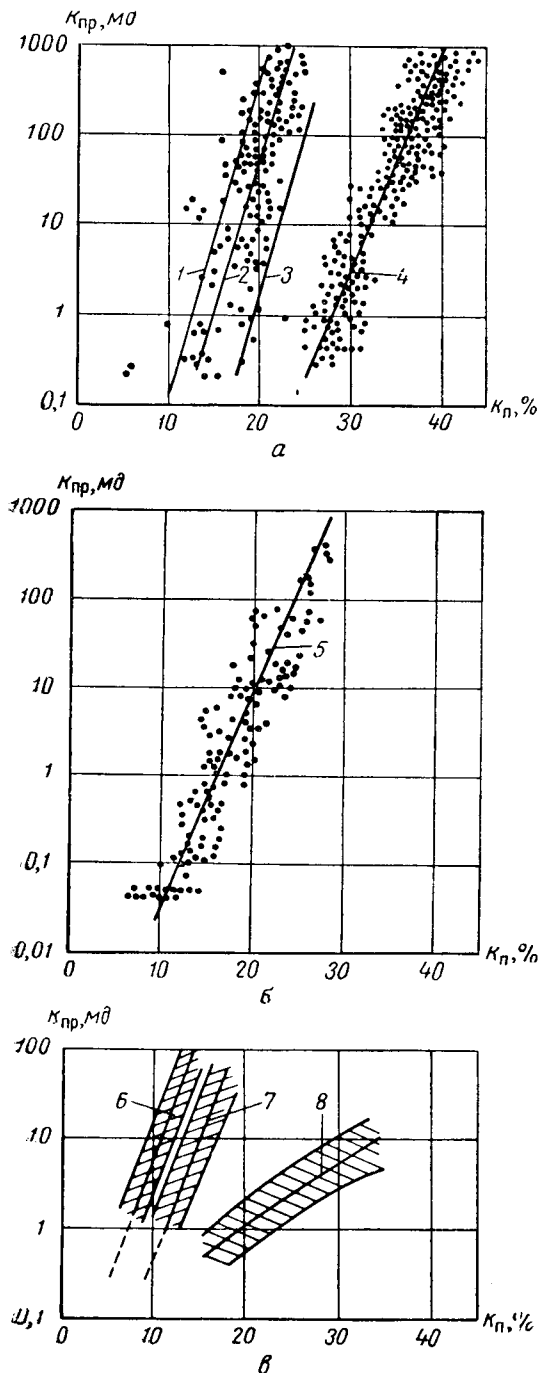
$$k_d = 0,981 \cdot 10^{-12} k_t.$$

§ 21. ЗАВИСИМОСТЬ КОЭФФИЦИЕНТА ПРОНИЦАЕМОСТИ ОТ ПОРИСТОСТИ, УДЕЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ИЗВИЛИСТОСТИ ПОРОВЫХ КАНАЛОВ ПОРОД

Величина физической проницаемости изменяется весьма широко в зависимости от размеров и конфигурации порового пространства породы. Эти параметры определяют объем фильтрующейся жидкости или газа, траектории их отдельных струй и силы трения, удерживающие в поровом пространстве фильтрующийся агент.

Качественно зависимость проницаемости от коэффициента пористости и структуры порового пространства может быть показана на примере статистических связей между проницаемостью и пористостью для различных по структуре песчано-глинистых и известковых отложений (рис. 42, а, б, и в).

Зависимости на рис. 42, а, б, и в показывают, что проницаемость возрастает с увеличением пористости. Однако у пород различных типов величины проницаемости для одних и тех же значений пористости неодинаковы. При равной пористости минимальную проницаемость имеют тонкозернистые породы, к которым, например, относятся тонкозернистые мелкопористые известняки и песчаники, максимальную — породы с относительно крупными и одинаковыми по величине порами (оолитовые известняки, песчаники нижний вилькокс). При этом следует отметить, что связь между проницаемостью и эффективной пористостью много теснее, чем между $k_{пр}$ и k_n . Статистические связи между $k_{пр}$ и k_n для различных типов отложений определенных площадей используют в практике при интерпретации промыслово-геофизических материалов.



Количественно структура порового пространства может быть до известной степени охарактеризована при помощи таких параметров, как удельная поверхность пород и извилистость поровых каналов.

Связь проницаемости с удельной поверхностью подтверждается экспериментальными зависимостями, приведенными на рис. 43. Разброс точек объясняется зависимостью проницаемости от ряда других упомянутых выше факторов.

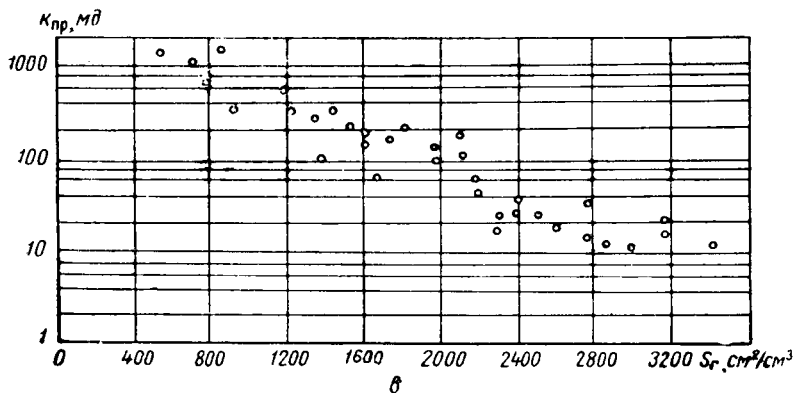
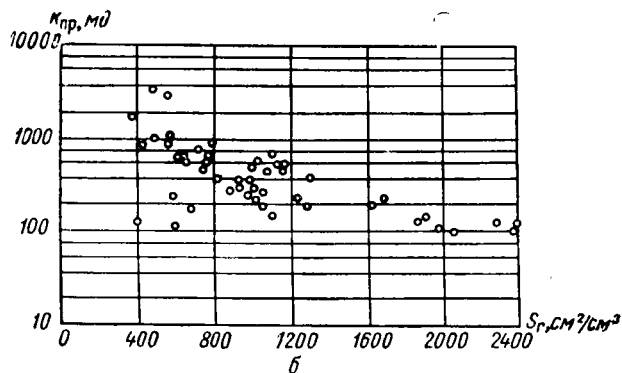
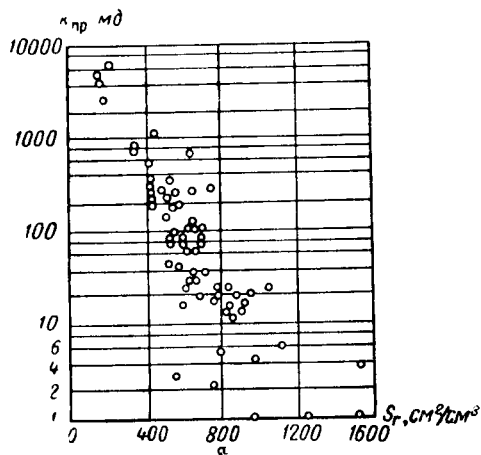
Зависимость проницаемости от непостоянства сечения поровых каналов подтверждается исследованиями, при которых изу-

Рис. 42. Соотношение между коэффициентом проницаемости $k_{пр}$ и пористостью k_n для песчано-глинистых и известковых отложений различного типа.

а и б — песчано-глинистые отложения (а — по А. Д. Леворсену, 1954; б — по М. К. Калинин): 1 — песчаник нижний вильюкс, 2 — песчаник верхний вильюкс (эоценовый), 3 — песчаник слабо сцементированный, Гольф Кост, 4 — тонкозернистый песчаник изэточ (Nacatoch) (нижнемеловой), 5 — песчаники пермского возраста, Нордвикский район [47]; в — карбонатные отложения [13]: 6 — известняк оолитовый смаквер (Smackover), Магнолия, 7 — кристаллический с вторичной пористостью известняк сен андрес, Вессен (Wasson), 8 — девонский меловидный известняк Кросет (Crossett), Техас. Заштрихованы области возможного разброса точек.

Рис. 43. Зависимости коэффициента проницаемости $k_{пр}$ от удельной поверхности S_r для песчано-глинистых пород.

а — песчаники и алевролиты девонских отложений Туймазинской площади (по данным УФНИИ, 1955);
б — песчаники и алевролиты Грозненского района (по А. М. Нечаю, 1954);
в — пески и алевролиты нижнего отдела продуктивной толщи месторождения Нефтяные Камни (по Ф. И. Самедову и Л. А. Буряковскому, 1957).



чали проницаемость капилляров одинакового объема постоянного и переменного сечения. Согласно этим исследованиям проницаемость последних значительно ниже вследствие большей их поверхности, завихрения струй жидкости и сохранения пузырьков воздуха на суженных участках капилляров.

Теоретически зависимость коэффициента проницаемости от коэффициента пористости, удельной поверхности и извилистости поровых каналов пород наиболее полно дается формулой Козени-Кармана:

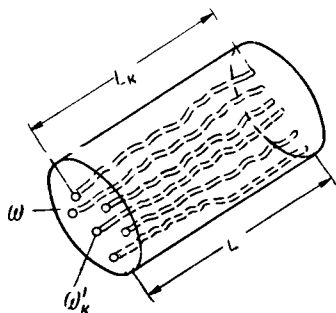


Рис. 44. К выводу уравнения Козени-Кармана.

L и ω — соответственно длина и поперечное сечение цилиндрического образца; L_k и ω_k — соответственно длина и поперечное сечение единичного извилистого порового канала.

$$k_{\text{пр}} = \frac{k_{\text{пф}}^3}{f S_{\text{ф}}^2 T_{\text{г}}^2},$$

где $k_{\text{пф}}$ — эффективная пористость породы;

$S_{\text{ф}}$ — удельная поверхность каналов фильтрации — поверхность каналов, приходящаяся на единицу объема породы;

$T_{\text{г}} = \frac{L_k}{L}$ — извилистость поровых каналов — отношение средне-статистической длины L_k каналов к кратчайшему расстоянию L между началом и концом канала;

f — коэффициент, учитывающий форму поровых каналов.

При выводе уравнения Козени-Кармана предполагается, что через цилиндрический образец пористой породы длиной L и сечением ω (рис. 44) фильтруется однородная жидкость. При этом допускается, что фильтрующая способность образца эквивалентна фильтрующей способности единичной трубки, имеющей длину $L_k > L$ и сечение $\omega \Psi$, где Ψ — просветность образца, равная отношению среднего суммарного статистического сечения каналов ω_k к площади ω поперечного сечения образца.

Фильтрация жидкости в единичной трубке протекает согласно уравнению Пуазейля

$$v_{\text{н}} = \frac{d^2 \Delta P}{32 \mu L_{\text{к}}}, \quad (15)$$

где $v_{\text{н}}$ — истинная скорость фильтрации жидкости;

d — диаметр трубки;

$\frac{\Delta P}{L_{\text{к}}}$ — градиент давления;

μ — вязкость жидкости.

Уравнение (15) справедливо для трубки круглого сечения. Для трубок иного сечения в это уравнение вместо диаметра трубки следует подставить гидравлический радиус:

$$r_{гидр} = \frac{V}{S_{\phi}},$$

где V — объем фильтрующей трубки;

S_{ϕ} — внутренняя поверхность фильтрующей трубки.

Для образца единичного объема $V = k_{п}$ и, следовательно, $r_{гидр} = k_{п}/S_{\phi}$.

Для цилиндрической трубки $r_{гидр} = \frac{r}{2} = \frac{d}{4}$.

Подставив в уравнение (15) вместо диаметра гидравлический радиус, получим

$$v_{и} = \frac{r_{гидр}^2 \Delta P}{2\mu L_{к}}. \quad (16)$$

Уравнение (16) справедливо для трубок любых форм, однако в этом случае в знаменателе вместо 2 будет число, изменяющееся от 2 до 3 и часто равное 2,5. Обозначив это число через f и подставив в уравнение (16) его и $k_{п}/S_{\phi}$ вместо $r_{гидр}$, получим

$$v_{и} = \frac{r_{гидр}^2 \Delta P}{f L_{к} \mu} = \left(\frac{k_{п}}{S_{\phi}} \right)^2 \frac{\Delta P}{f L_{к} \mu}. \quad (17)$$

С другой стороны, по закону Дарси скорость фильтрации v_{ϕ} через образец площадью поперечного сечения ω и длиной L равна:

$$v_{\phi} = \frac{k_{пр} \Delta P}{\mu L},$$

где $k_{пр}$ — коэффициент проницаемости образца;

μ — вязкость жидкости;

$\frac{\Delta P}{L}$ — градиент давления.

Между истинной скоростью $v_{и}$ движения жидкости в поровом пространстве образца и скоростью v_{ϕ} существует следующее соотношение:

$$v_{и} = v_{\phi} \frac{\omega}{\omega_{\phi}} = v_{\phi} \frac{1}{k_{п}} \frac{L_{к}}{L} = \frac{v_{\phi} L_{к}}{k_{п} L}$$

$$\left(\text{так как } k_{п} = \frac{\omega_{к}}{\omega} \frac{L_{к}}{L} = \psi \frac{L_{к}}{L} \right).$$

Таким образом,

$$v_{и} = \frac{k_{пр} \Delta P}{\mu L} \frac{L_{к}}{k_{п} L} = \frac{k_{пр} \Delta P L_{к}}{\mu k_{п} L^2}. \quad (18)$$

Приравняв выражения (17) и (18), получим

$$\left(\frac{k_{\Pi}}{S_{\Phi}}\right)^2 \frac{\Delta P}{L_{\Pi} f \mu} = \frac{k_{\Pi P} \Delta P L_{\Pi}}{\mu k_{\Pi} L^2}.$$

Отсюда

$$k_{\Pi P} = \frac{k_{\Pi}^3 L^2}{S_{\Phi}^2 L_{\Pi}^2 f} = \frac{k_{\Pi}^3}{S_{\Phi}^2 T_{\Gamma}^2 f}.$$

Из последней формулы видно, что проницаемость прямо пропорциональна кубу пористости и обратно пропорциональна квадратам удельной поверхности и извилистости.

Согласно экспериментальным данным А. М. Нечаю (1954) и Ф. И. Самедова и Л. А. Буряковского (1957), между проницаемостью, пористостью и удельной поверхностью наблюдаются связи следующего вида (рис. 45):

$$k_{\Pi P} = (140)^{3,3} \frac{k_{\Pi}^3}{S_{\Phi}^{3,3}}$$

(по А. М. Нечаю),

$$k_{\Pi P} = (340)^3 \frac{k_{\Pi}^3}{S_{\Phi}^3} \quad (\text{по Ф. И. Са-}$$

медову и Л. А. Буряковскому).

Если приведенную выше формулу для $k_{\Pi P}$ преобразовать в соответствии с теми единицами, в которых измерялись А. М. Нечаем и Ф. И. Самедовым и Л. А. Буряковским пористость, удельная поверхность $f = 2,5$ она примет вид:

$$k_{\Pi P} = (159)^3 \frac{k_{\Pi}^3}{S_{\Phi}^2 T_{\Gamma}^2}.$$

Из сопоставления трех последних формул следует, что они достаточно схожи между собой. Различия в постоянных коэффициентах

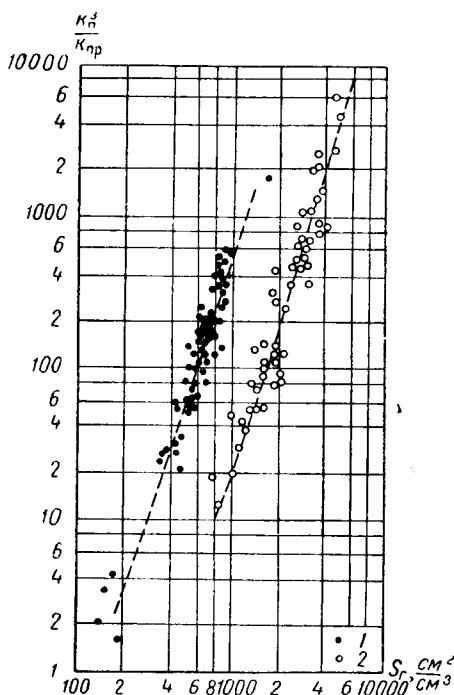


Рис. 45. Зависимости отношения $\frac{k_{\Pi}^3}{k_{\Pi P}}$ от удельной поверхности S_{Γ} .

1 — песчаники и алевролиты Грозненского района (по А. М. Нечаю, 1954); 2 — пески и алевролиты нижнего отдела продуктивной толщи месторождения Нефтяные Камни (по Ф. И. Самедову и Л. А. Буряковскому, 1957).

ность и проницаемость, то при

и показателях степени у S_{Φ} объясняются, в частности, тем, что экспериментальные формулы не содержат извилистости и коэффициента f и при их выводе использовали коэффициент открытой пористости и удельную поверхность, определенную по гранулометрическому анализу.

Так как для чистых песчаных коллекторов

$$S_{\Phi}^2 = \frac{k_{в.с}^2 k_{п\Phi}^2}{\tau^2},$$

где τ — толщина пленки связанной воды;

$k_{вс}$ — коэффициент максимальной насыщенности пород связанной водой.

$$k_{п\Phi} = k_{п} - k_{п} k_{в.с} = (1 - k_{в.с}) k_{п},$$

поэтому

$$k_{пр} = \frac{(1 - k_{в.с})^3 \tau^2 k_{п}}{k_{в.с}^2 T_{г}^2 f}. \quad (19)$$

Как видно из формулы (19) $k_{пр} = f(k_{в.с}, k_{п}, T_{г}, f \text{ и } \tau)$. Если для данного типа отложений возможна оценка f , $T_{г}$, $k_{в.с}$, $k_{п}$ и τ (см. стр. 198—201), то формула (19) может быть использована для определения $k_{пр}$.

§ 22. ЗАВИСИМОСТЬ ПРОНИЦАЕМОСТИ ОТ ДРУГИХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД

Поскольку проницаемость определяется величинами $k_{п}$, S_{Φ} и $T_{г}$, то коэффициент проницаемости обломочных пород зависит от их химико-минерального состава, формы, размера, характера укладки, степени отсортированности и сцементированности обломков. Эти факторы не только определяют общую пористость, но и размер, форму, отношение числа открытых пор к общей пористости, распределение в породе пор различного размера и характер взаимодействия между жидкой и твердой частями пород. Зависимость проницаемости от химико-минерального состава обломков видна из сопоставления результатов измерения коэффициента фильтрации $k_{\Phi} = k_{пр} \frac{\Delta_{в}}{\mu}$ (где $\Delta_{в}$ — удельный вес и μ — вязкость воды) для сред различного минерального состава (табл. 20). Изменение проницаемости связано в данном случае в основном с различием в форме обломков.

Проницаемость зависит также от состава обменных катионов породы. Она минимальна для диффузных слоев, состоящих из катионов натрия. В этом случае связывается много воды и сечение пор значительно уменьшается. При кальциевых диффузных слоях проницаемость коллектора возрастает, что объясняется меньшим эффектом набухания глинистой части породы.

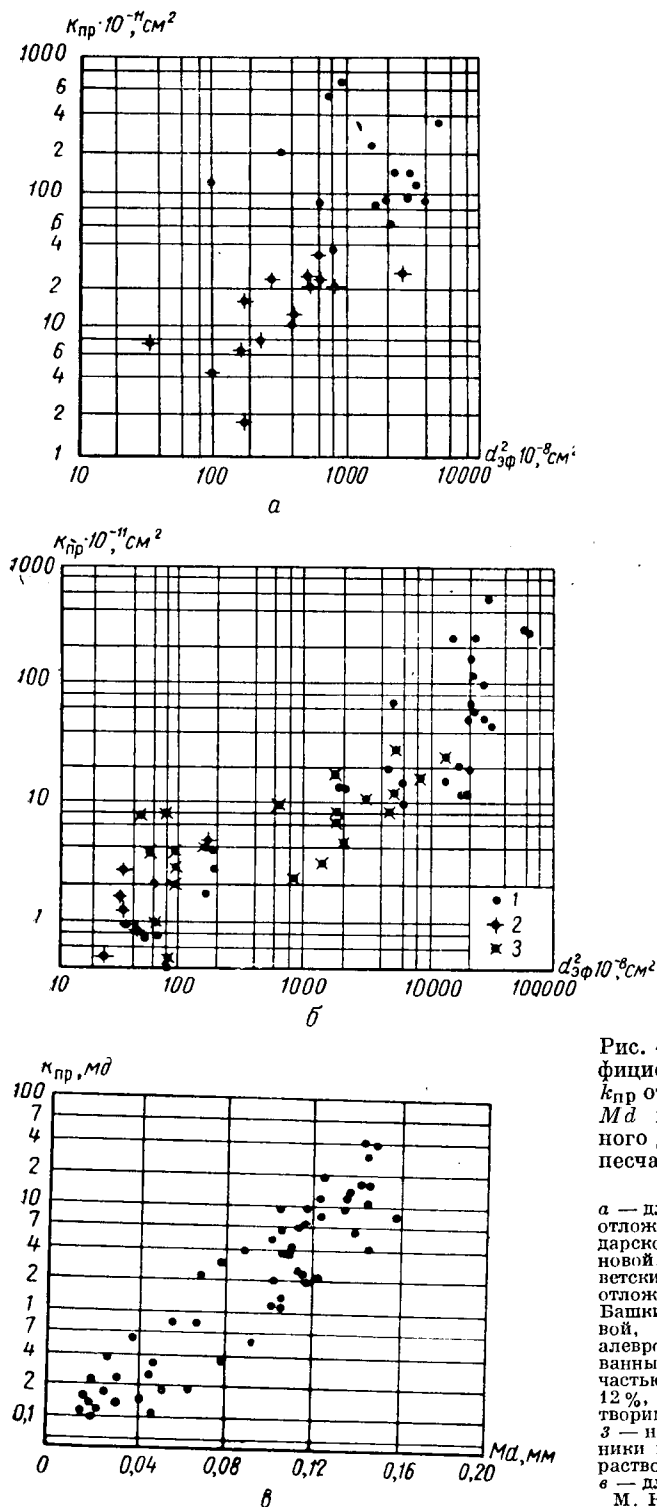


Рис. 46. Зависимости коэффициента проницаемости $k_{пр}$ от медианного диаметра Md и квадрата эффективного диаметра $d_{эф}$ зерен для песчано-алевритово-глинистых пород.

а — для песчано-глинистых отложений палеогена Краснодарского края (по В. Н. Кобрановой, 1952); б — для докембрийских песчано-глинистых отложений площадей Татарии и Башкирии (по В. Н. Кобрановой, 1952); 1 — песчаники и алевриты слабо сцементированные с глинисто-растворимой частью, составляющей не более 12 %, 2 — то же, с глинисто-растворимой частью от 12 до 25 %, 3 — несортированные песчаники и алевриты с глинисто-растворимой частью более 25 %; в — для песчаников (по М. К. Калинко, 1958 [47]).

Таблица 20

Водопроницаемость гранулометрических фракций различного минерального состава
(по В. В. Охотину)

Диаметр фракций, мм	Коэффициент фильтрации k_f , см/сек			
	глина	полевой шпат	остроугольный кварц	окатанный кварц
2—1	$4,1 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-1}$	—	$3,2 \cdot 10^{-1}$
1—0,5	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$9 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$
0,5—0,25	$7,7 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$
0,25—0,1	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-2}$
0,1—0,06	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$
0,06—0,01	$2,3 \cdot 10^{-4}$	—	$4 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$

Проницаемость пород, состоящих из однородных по форме обломков, снижается с уменьшением размера зерен, а следовательно, и пор породы.

Поскольку между диаметром образующих породу зерен и ее удельной поверхностью и пористостью предполагается связь вида $S = \frac{6}{d} (1 - k_n)$, то проницаемость находится в степенной зависимости от среднего диаметра зерен.

Характер уменьшения проницаемости в зависимости от диаметра зерен некоторых песчано-алевритово-глинистых пород иллюстрируется данными табл. 22 и рис. 46.

Интересно отметить, что скорость роста проницаемости с увеличением диаметра частиц неодинакова для различных типов отложений (сопоставьте кривые на рис. 46, а и рис. 46, б).

Кривая на рис. 46, а показывает большую зависимость проницаемости от эффективного диаметра частиц, чем кривая на рис. 46, б, что, по-видимому, связано с различием формы пор и минерального состава этих пород.

Проницаемость ухудшается с уменьшением степени отсортированности (рис. 47) и увеличением степени сцементированности

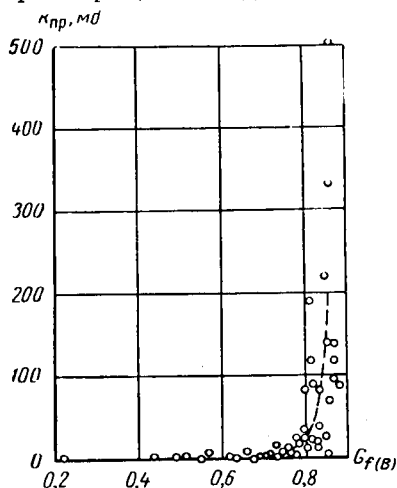


Рис. 47. Соотношение между коэффициентом проницаемости $k_{пр}$ и степенью отсортированности $G_{ф(в)}$ песчано-алевритово-глинистых пород для палеогеновых отложений Краснодарского края (по данным лаборатории физических свойств горных пород МИНХ и ГП, 1952).

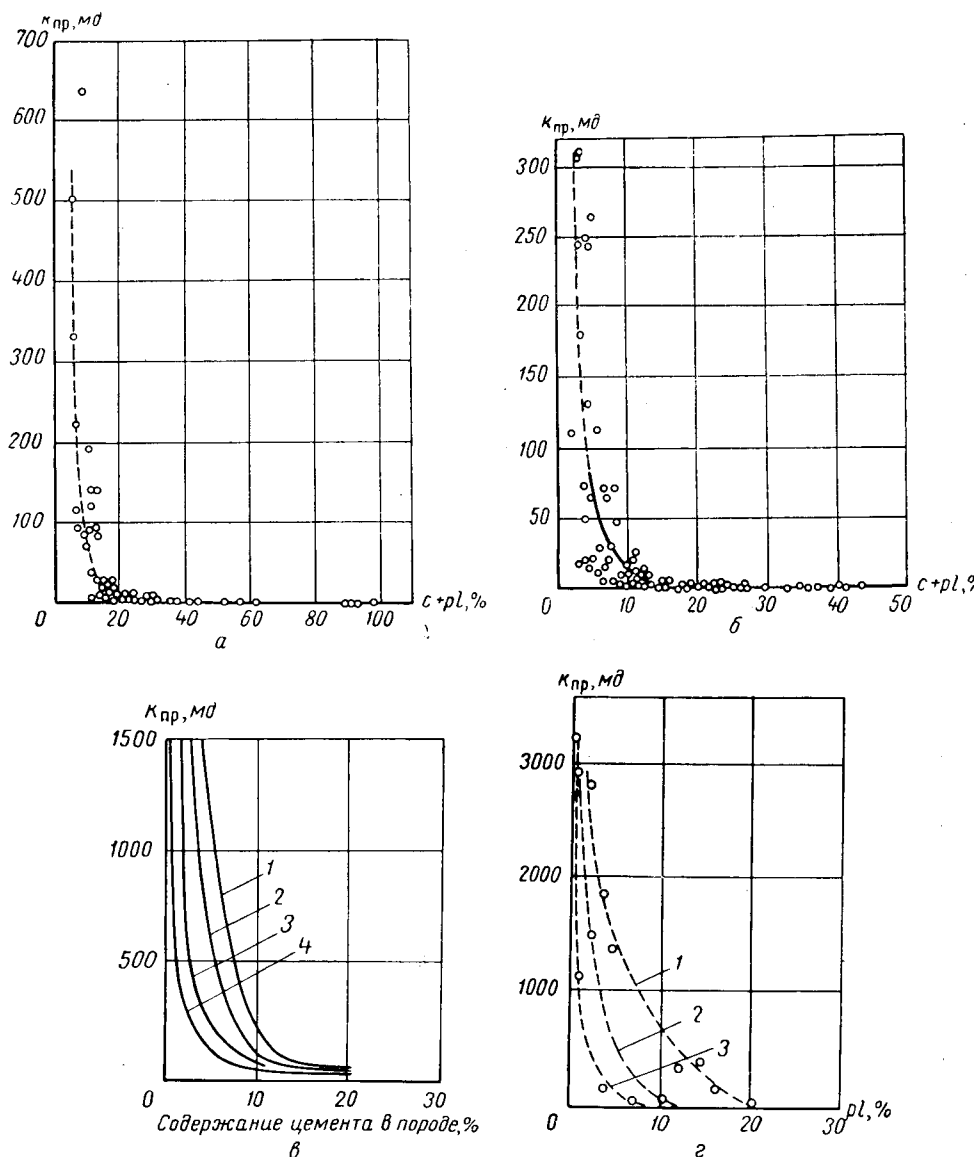


Рис. 48. Зависимости коэффициента проницаемости $k_{пр}$ от содержания в породах цемента.

а — для песчано-алевритово-глинистых пород палеогеновых отложений Краснодарского края (по данным лаборатории физических свойств горных пород МИНХ и ГП, 1952); б — для песчано-алевритово-глинистых пород бавлинской свиты площадей Башкирии и Татарии (по тем же данным); в — для различных песчано-глинистых отложений (по А. А. Ханину и Н. В. Смирновой, 1954): 1 — средние и мелкозернистые песчаники, доживетского возраста Пачелмы, 2 — мелкозернистые песчаники угерской свиты Бильче-Волницы, 3 — мелкозернистые песчаники свиты Горячего ключа Ставрополя, 4 — мелкозернистые песчаники угленосной свиты Арчеда; г — для кварцевых песков (по М. А. Федоровой): 1 — каолиновая глина, 2 — полимиктовая глина, 3 — монтмориллонитовая глина.

(рис. 48) пород. Она в основном определяется содержанием в породе глинистой фракции и становится тем меньше, чем больше в породе последней.

Резкое снижение проницаемости при возрастании в породе содержания глинисто-растворимой части объясняется одновременным уменьшением пористости и увеличением удельной поверхности. Это снижение становится менее интенсивным, когда объем цементирующего материала превысит объем пор между крупными зернами породы и когда пористость так же, как и удельная поверхность, начинает возрастать.

Характер изменения проницаемости с ростом цементации пород зависит, кроме того, от химико-минерального состава цементирующего материала (рис. 48, з). Проницаемость кварцевых песков снижается резче и быстрее достигает значений, близких к нулевому, если они цементируются монтмориллонитом, а не менее набухающим каолинитом.

Из всего сказанного выше следует, что проницаемость пород зависит от их происхождения и условий последующей жизни, поскольку эти факторы определяют характер порового пространства пород, степень и характер их цементации и уплотнения.

§ 23. ПРОНИЦАЕМОСТЬ ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОД [85]

У этих пород различается проницаемость межгранулярная и по трещинам — трещинная.

Проницаемость трещинная сланцев, известняков, доломитов алевроитов и песчаников, изменяющаяся от 15 до 40 $мд$, гораздо значительнее межгранулярной проницаемости их, не превышающей обычно 0,1 $мд$.

Для расчета трещинной проницаемости $k_{прт}$ может быть использована формула

$$k_{прт} = 8,45 \cdot 10^6 \cdot b^2 k_{пт}, \quad (20)$$

где $k_{пт}$ — коэффициент трещинной пористости в %;

b — раскрытость трещин в $мк$.

$k_{пт} = Tb$ (здесь T — объемная плотность трещин в $м^2/м^3$).

Предложен также способ определения трещинной проницаемости в больших (площадью 15—25 $см^2$) шлифах под микроскопом.

В этом способе определяют: 1) раскрытость b микротрещин по измерениям в шлифе, 2) суммарную длину l микротрещин в шлифе в $см$ и 3) площадь шлифа S в $см^2$.

Трещинную проницаемость $k_{прт}$ в дарси рассчитывают по формуле

$$k_{прт} = \frac{Ab^3l}{S} = \frac{A}{B} b^2 k_{пт},$$

где $k_{пт} = B \frac{bl}{S}$;

A и B — числовые коэффициенты, принимающие в зависимости от геометрии систем трещин различные значения.

Согласно Е. С. Ромму A может иметь значения $3,42 \cdot 10^6$; $1,05 \times 10^6$ и $0,845 \cdot 10^6$; при этом значения B соответственно равны 1,0; 1,61 и 0,37.

Трещинная проницаемость, определенная по способу больших шлифов, хорошо согласуется с промысловыми данными. Однако этот способ требует исследования большого числа образцов, поэтому не находит широкого использования.

Для косвенной оценки величины проницаемости удобно применять параметр $L = \frac{1}{\Gamma}$, где Γ — густота трещин — число трещин на единицу длины перпендикуляра, восстановленного к плоскости трещин в шлифе. Параметр Γ рассчитывают по определенным в шлифе суммарной длине (протяженности) l трещин, секущих шлиф, и площади S шлифа с использованием формулы

$$\Gamma = C \frac{l}{S},$$

где C — числовой коэффициент, принимающий в зависимости от геометрии систем трещин значения 1,57; 0,48 и 0,49.

Так как раскрытость трещин у литологически различных трещинных пород примерно постоянна (14—15 мк), то расстояние между трещинами L может служить для примерной оценки проницаемости пород. Это расстояние изменяется от 0,8 до 14 см. Соответственно изменяется и проницаемость трещиноватых пород; последняя равна, например, 0,5 мд для доломитов с $L = 14$ см и 24 мд для мергелей с $L = 0,8$ см.

§ 24. ВЕЛИЧИНА КОЭФФИЦИЕНТА ПРОНИЦАЕМОСТИ ПОРОД

Горные породы подразделяются на проницаемые, полупроницаемые и практически непроницаемые.

К проницаемым относятся грубообломочные породы (галечники, гравий), слабо сцементированные и хорошо отсортированные песчано-алевритово-глинистые породы (пески, алевриты, в частности лессы с макропорами. песчаники и алевролиты), кавернозные и особенно закарстованные и трещиноватые карбонатные породы и трещиноватые магматические породы.

Поровое пространство проницаемых пород занимает, как правило, значительную часть объема породы (20, 30, 40% и более) и обычно сложено относительно небольшим числом сверхкапиллярных, крупнокапиллярных или капиллярных пор, часто равномерно

распределенных по объему породы. Поры других размеров отсутствуют вовсе или составляют меньшую часть порового пространства породы. Незначительную часть от объема всей воды породы составляет связанная вода. Коэффициент проницаемости этих пород варьирует от 10 мд до нескольких сотен тысяч.

К полупроницаемым относятся менее отсортированные глинистые пески, некоторые разновидности алевролитов, песчаников и алевролитов, а также ряд карбонатных пород, в частности мелкотрещиноватые меловидные известняки и доломиты. Поровое пространство этих пород в большом объеме представлено субкапиллярными порами, содержание связанной воды повышенное. Коэффициент проницаемости этих пород изменяется от 0,1 до 10 мд.

К практически непроницаемым относятся породы с коэффициентом проницаемости меньшим 0,1 мд: глины, аргиллиты,

Таблица 21

Проницаемость главнейших типов осадочных горных пород

Порода	Проницаемость $k_{пр}$, мд		Пористость k_p , %
	от	до	
Пески однородные от средне- до крупнозернистых	30 000	300 000	~ 40
Пески от мелко- до среднезернистых	10 000	30 000	~ 40
Пески мелкозернистые неоднородные	100	10 000	30—35
Алевролиты	10	100	37—70
Пески нефтяных месторождений от средне- до мелкозернистых, хорошо отсортированные и глинистые	0,1	17 500	< 10 до > 40
Песчаники нефтяных месторождений	< 0,01	7 500	< 1 до > 40
Алевролиты нефтяных месторождений	< 0,01	750	< 1 до > 35
Глины нефтяных месторождений	< 0,001	1	< 1 до > 40
Известняки и доломиты плотнокристаллические кавернозные	Средняя	Очень высокая	Низкая до очень высокой
Известняки и доломиты плотнокристаллические трещиноватые	15—40	То же	0,1 до 10 и более
Известняки и доломиты оолитовые или гранулярные	100	5 000	25—40
Известняки и доломиты кристаллические от тонко- до грубозернистых	10	100	10—20
Известняки и доломиты кристаллические микрогранулярные	1	10	20—35
Известняки нефтяных месторождений грубозернистые оолитовые	1	7 000	—
Известняки нефтяных месторождений от тонко- до грубозернистых	0,01	200	—
Известняки нефтяных месторождений микрозернистые	0,001	20	—

глинистые сланцы, мергели с субкапиллярными порами, сильно сцементированные пески, песчаники и алевролиты, плотные мел и меловидные известняки, невыветрелые кристаллические карбонаты и магматические породы, породы с закрытой пористостью и т. д.

Поровое пространство этих пород различно по величине. У глин, меловидных известняков оно часто составляет более 50% от объема породы. У аргиллитов, сланцев, мергелей, кристаллических невыветрелых карбонатов и магматических пород оно обычно не превышает 6—8%. Для некоторых пород (кристаллические невыветрелые карбонаты и магматические породы) отсутствие проницаемости обусловлено изолированностью пор. Почти вся вода большинства этих пород связана и не может перемещаться при обычных в природе градиентах давлений.

В направлении слоистости пород проницаемость выше, чем в направлении, ему перпендикулярном (явление анизотропии).

В табл. 21 приведены некоторые данные о проницаемости пород различного типа.

§ 25. КЛАССИФИКАЦИЯ КОЛЛЕКТОРОВ

В настоящее время предложено пять классификаций коллекторов (см. табл. 22, составленную по материалам А. А. Ханина [92]).

Классификация П. П. Авдусина и М. А. Цветковой

Согласно этой классификации коллекторы разделяются на пять классов различной емкости (табл. 22) в зависимости от величины их просветности, определяемой под микроскопом по шлифам, пропитанным бакелитом.

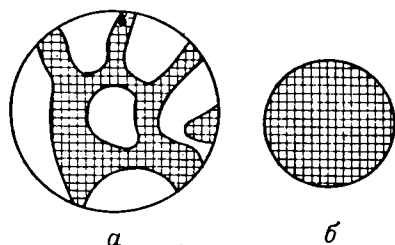


Рис. 49. Схема, поясняющая понятие «гидравлическая характеристика» пород.

Каждый из классов в свою очередь разбивается на три группы по значениям гидравлической характеристики Φ .

Под гидравлической характеристикой понимают отношение периметра сечения цилиндрического канала (рис. 49, б) к суммарному периметру сечения всех каналов образца (залитых бакелитом) (рис. 49, а) при условии равенства величин обоих сечений. Параметр Φ тем меньше, чем хуже проницаемость пород.

Классификация Ф. А. Требина

Классификация Ф. А. Требина подразделяет песчано-глинистые коллекторы на три класса — наивысшей средней и незначительной проницаемости — по их просветности, определяемой по П. П. Авдусину и М. А. Цветковой, и газопроницаемости (табл. 22).

Классификация Г. И. Теодоровича

В этой классификации различают коллекторы с равномерной и неравномерной проницаемостью по объему и коллекторы трещиноватые. Проницаемость двух первых определяется по образцам, причем для оценки проницаемости коллекторов с проницаемостью, неравномерной по объему, необходимо исследовать большое количество образцов. Проницаемость трещиноватых пород устанавливается специальными исследованиями. Каждый из этих видов коллекторов в свою очередь разбивается по проницаемости на пять классов (табл. 22).

Классификация П. Д. Джонс

Эта классификация группирует коллекторы по числовым значениям коэффициента проницаемости и практически мало отличается от классификации Г. И. Теодоровича (табл. 22).

Классификация А. А. Хапина [92]

В основу классификации положены зависимости фазовой или эффективной газопроницаемости от эффективной пористости для различных групп или типов песчано-алевритово-глинистых коллекторов (рис. 50). По А. А. Ханину все песчано-алевритово-глинистые коллекторы подразделяются в зависимости от их качества на пять классов — каждый с различной проницаемостью и емкостью (табл. 22). Отдельные классы представляются четырьмя группами коллекторов с соответствующими эффективной (или фазовой газопроницаемостью см. стр. 143) и пористостью или пределами их изменения.

Например, класс коллекторов I с очень высокой проницаемостью и емкостью представляется крупно- и среднезернистыми коллекторами проницаемостью >1000 мд и соответствующей эффективной пористостью $>17\%$ (рис. 50, кривая 4). Коллекторы этого класса можно найти и среди мелкозернистых песчаных коллекторов. Однако вследствие более сложной структуры порового пространства этих пород их эффективная пористость должна превышать 20% (рис. 50,

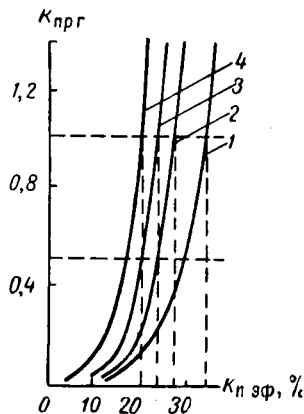


Рис. 50. Зависимости фазовой проницаемости для газа $k_{фг}$ от эффективной пористости $k_{пэф}$ для песчаных и алевритовых групп коллекторов (по А. А. Ханину).

1 — для коллекторов с преобладанием алевритовой фракции 0,05—0,01 мм (группа алевритовых мелкозернистых коллекторов); 2 — то же для коллекторов с преобладанием алевритовой фракции 0,1—0,05 мм; 3 — то же для коллекторов с преобладанием мелкозернистой песчаной фракции (группа мелкозернистых песчаных коллекторов); 4 — то же для коллекторов с преобладанием среднезернистой песчаной фракции (группа среднезернистых песчаных коллекторов).

Различные классы

П. П. Авдусин и М. А. Цветкова (1943)			Ф. А. Требин (1945)				Г. И. Теодорович (1943)		
Класс коллек- тора	$\psi, \%$	Харак- теристи- ка кол- лектора	Класс коллек- тора	$\psi, \%$	$k_{пр}^2, мд$	Харак- теристи- ка кол- лектора	Класс коллек- тора	$k_{пр}, мд$	Харак- теристи- ка кол- лектора
A	>20	Очень большой емкости	A ₁	От 14— 15 до 25 и больше	От 300 до 3000 и больше	Наивыс- шей про- ницае- мости	I	>1000	Очень хорошо прони- цаемые
B	20—15	Большой емкости	B ₁	От 9—10 до 14—15	От 40— 50 до 300— 350	Средней прони- цаемости	II	100— 1000	Хорошо прони- цаемые
C	15—10	Средней емкости							
D	10—15	Малой емкости	B	До 9—10	До 40— 50	Незна- читель- ной про- ницае- мости	III	10— 100	Средне- прони- цаемые
E	<5	Очень малой емкости					IV	1—10	Слабо- прони- цаемые
							V	0—1	Непро- ницае- мые

1 Определена по методу П. П. Авдусина и М. А. Цветковой.

2 Газопроницаемость.

3 Открытая пористость с поправкой за связанную воду.

4 Эффективная газопроницаемость при связанной воде.

Таблица 22

Классификация коллекторов

П. Д. Джонс (1945)		А. А. Ханин (1955—1958)				
$k_{пр}, мд$	Характер пластов	Класс коллектора	Группы коллекторов (по преобладанию гранулометрических фракций)	$k_{пф}^3, \%$	$k_{пр}^4, мд$	Характеристика коллекторов
>1000	Высокопродуктивные	I	Крупно- и среднезернистая песчаная	>17	>1000	Очень высокой проницаемости и емкости
			Мелкозернистая песчаная	>20		
			Алевритовая крупнозернистая (0,1—0,05 мм)	>23,5		
			Алевритовая мелкозернистая (0,05—0,01 мм)	>30		
100—1000	Среднепродуктивные	II	Крупно- и среднезернистая песчаная	15—17	500—1000	Высокой проницаемости и емкости
			Мелкозернистая песчаная	18—20		
			Алевритовая крупнозернистая	21,5—23,5		
			Алевритовая мелкозернистая	27—30		
		III	Крупно- и среднезернистая песчаная	11—15	100—500	Средней проницаемости и емкости
			Мелкозернистая песчаная	15—18		
			Алевритовая крупнозернистая	17—21,5		
			Алевритовая мелкозернистая	18—27		
10—100	Малопродуктивные	IV	Крупно- и среднезернистая песчаная	5—11	10—100	Пониженной проницаемости и емкости
			Мелкозернистая песчаная	8—15		
			Алевритовая крупнозернистая	10—17		
			Алевритовая мелкозернистая	12—18		
<10	Практически непродуктивные	V	Крупно- и среднезернистая песчаная	<5	<10	Низкой проницаемости и емкости
			Мелкозернистая песчаная	<8		
			Алевритовая крупнозернистая	<10		
			Алевритовая мелкозернистая	<12		

кривая 3). Еще более значительной должна быть эффективная пористость группы крупнозернистых алевроитовых коллекторов ($>23,5\%$) (рис. 50, кривая 2), чтобы обеспечить ту же проницаемость ($>1000 \text{ мд}$) при еще более усложнившемся тонкозернистом и извилистом поровом пространстве породы, где и пути для отдельных струй газа (или нефти) длиннее и силы, удерживающие газ (или нефть) в коллекторе, больше. Самой значительной эффективной пористостью ($>30\%$) для той же проницаемости ($>1000 \text{ мд}$) должны обладать мелкозернистые алевроитовые коллекторы (рис. 50, кривая 1).

Коллекторы класса II с высокой проницаемостью в пределах 500—1000 мд также могут быть представлены всеми четырьмя группами коллекторов, и соответствующие пределы эффективной пористости этих групп коллекторов оцениваются тоже по соответствующим зависимостям $k_{\text{пр}} = f(k_{\text{эф}})$ (рис. 50 и табл. 22) и т. д.

Классификация песчано-алевритово-глинистых коллекторов нефти и газа по А. А. Ханину является наиболее совершенной; она учитывает относительно большое число признаков коллекторов (их гранулометрический состав, эффективные пористости и проницаемость).

Это дает возможность правильно разбить коллекторы на отдельные классы и группы и лучше охарактеризовать каждый и каждую из них по значениям эффективной пористости и проницаемости.

Физическая проницаемость является параметром, который наряду с пористостью определяет качество коллекторов нефти.

Поэтому определение этого параметра желательно для возможно большого объема пород, находящихся в естественном залегании. Так как ряд свойств пород, изучаемых при геофизических исследованиях недр, обуславливается теми же факторами, что и проницаемость, то данные геофизических методов могут быть использованы для оценки проницаемости.

§ 26. СПОСОБЫ ИЗМЕРЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ФИЗИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ

Формула (14) устанавливает возможность экспериментального определения коэффициента проницаемости. Проницаемость определяется путем продавливания или просасывания (вакуумный метод) через цилиндрический образец породы газа или однородной жидкости. Измерив расход жидкости Q за единицу времени и зная длину образца L , площадь его поперечного сечения F , вязкость жидкости μ и разность $(P_1 - P_2)$ давлений, при которой происходит фильтрация, рассчитывают коэффициент проницаемости пород по формуле

$$k_{\text{пр}} = \frac{QL\mu}{F(P_1 - P_2)}. \quad (14^1)$$

При определении проницаемости пород по газу величина Q является переменной вследствие расширения газа по мере прибли-

жения его к выходу из образца. В этом случае в последнее уравнение подставляют величину среднего расхода газа Q , определяемого по специальной методике.

Для лабораторного определения проницаемости используют устройства, основными деталями которых являются: 1) держатель образца; 2) измерители расхода продавливаемой или просасываемой через образец жидкости или газа и давления на входе и выходе из образца; 3) источники газа и жидкости; 4) регуляторы подачи газа или жидкости.

Конструктивные различия основных частей аппаратов для определения проницаемости вызываются в основном: 1) структурными особенностями пород; 2) типом фильтрующей жидкости или газа; 3) применяемыми перепадами давления на образце.

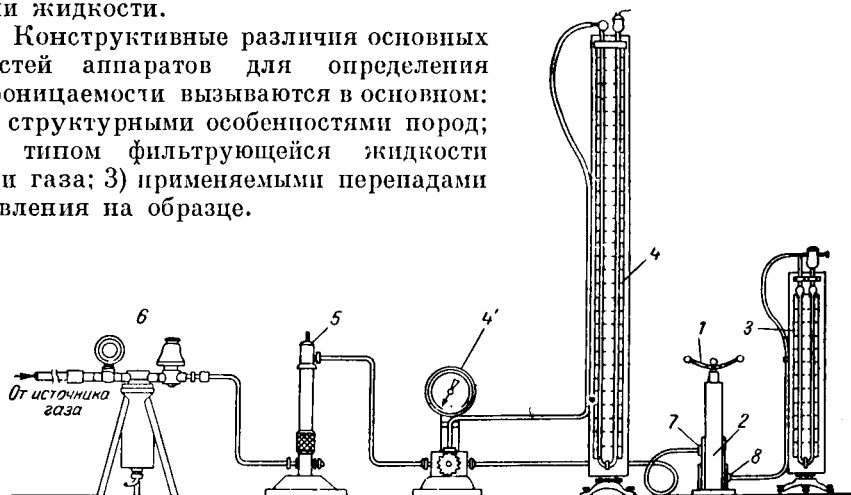


Рис. 51. Установка для определения газопроницаемости пород.

1 — винтовой зажим; 2 — кернадержатель; 3 — реометр; 4 — ртутный манометр; 4' — образцовый манометр; 5 — трубка с хлористым кальцием; 6 — редукционный регулятор давления; 7 — штуцер верхней крышки; 8 — штуцер нижней крышки.

Чаще всего проницаемость измеряют на стандартной установке для определения газопроницаемости образцов пород под давлением.

Установка (рис. 51) состоит из винтового зажима 1 с кернадержателем 2, реометра 3 (измерителя расхода газа через образец), ртутного манометра 4 (или образцового манометра 4') для измерения давления на входе газа в образец, хлоркальцевой трубки 5, служащей для просушки газа, протекающего через образец, редукционного регулятора давления 6, регулирующего расход газа, источника газа — баллона со сжатым азотом.

Образцам породы, проницаемость которой определяют, придают форму цилиндров. Для определения проницаемости в двух направлениях из слоистых пород изготавливают два цилиндрика: один с осью, перпендикулярной слоям, второй с осью, параллельной слоям.

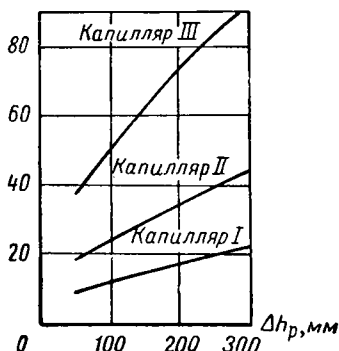
Образцы экстрагируют от нефти и солей и высушивают до постоянного веса при температуре 102—105° С.

Испытуемый образец вставляют в кернодержатель, который зажимают винтовым зажимом *1* между крышками кернодержателя.

Через штуцер *7* в образец подают осушенный в хлоркальциевой трубке *5* азот или воздух от редуктора при давлении, несколько превышающем атмосферное.

Перепад давления подбирают в зависимости от проницаемости образца. Чем больше проницаемость, тем меньше должно быть подаваемое на образец давление. При течении газа или жидкости: а) измеряют давление ΔP_m по манометру в мм рт. ст. и переходят к давлению в атмосферах; б) расход газа (Q см³/сек) определяют по величине

Q , см³/сек



разности уровней воды в реометре (Δh_p) и одной из градуировочных кривых $Q = f(\Delta h_p)$ (рис. 52); в) измеряют температуру фильтрующегося газа и его вязкость μ определяют по таблицам; г) атмосферное давление P_0 берут в физических атмосферах по барометру.

Коэффициент проницаемости рассчитывают по формуле

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

где \bar{Q} — приведенный расход газа:

$$\bar{Q} = \frac{Q P_0}{P_0 + \frac{\Delta P}{2}} \text{ см}^3/\text{сек},$$

Рис. 52. Зависимость $Q = f(\Delta h_p)$.

где L — длина образца в см;

F — площадь его поперечного сечения в см².

Измерения проводят при трех значениях ΔP для контроля за соблюдением ламинарности режима фильтрации.

Более подробное описание этих способов определения коэффициента проницаемости приведено в ряде руководств [3, 6, 58].

В настоящее время все большее распространение получают установки УИИК-IV, позволяющие определять проницаемость пород для жидкостей, газов и их смесей в пластовых условиях и получать зависимости проницаемости от температуры (до 90° С), пластового (до 300 кг/см²) и горного (до 650 кг/см²) давления. Пределы измерения проницаемости — от 1 до 10 000 мд при вязкости рабочего агента 1 сн. Проницаемость определяется с точностью 2,5% от измеряемой величины.

Детали установки размещены на горизонтальном металлическом столе и вертикальной панели.

На плате стола закреплены следующие детали (рис. 53).

1. Кернодержатель *1* с гидравлическим гидрообжимом боковой поверхности керна до давления 650 кг/см², рассчитанный для образцов диаметром от

20 до 30 мм при длине 50 мм. Образец вставляют в резиновую обойму и затем в перфорированную стальную втулку, закрепленную в корпусе кернодержателя.

2. Два измерительных пресса 2 и 3 емкостью по 200 см³, поршни которых приводятся в движение от электродвигателя 4 с червячным приводом 5, через фрикционно-планетарный регулятор 6 скорости, позволяющий плавно регулировать скорость движения плунжеров прессов и, следовательно, их производительность в пределах от 10^{-4} до 1 см³/сек. Фрикционно-планетарный регулятор

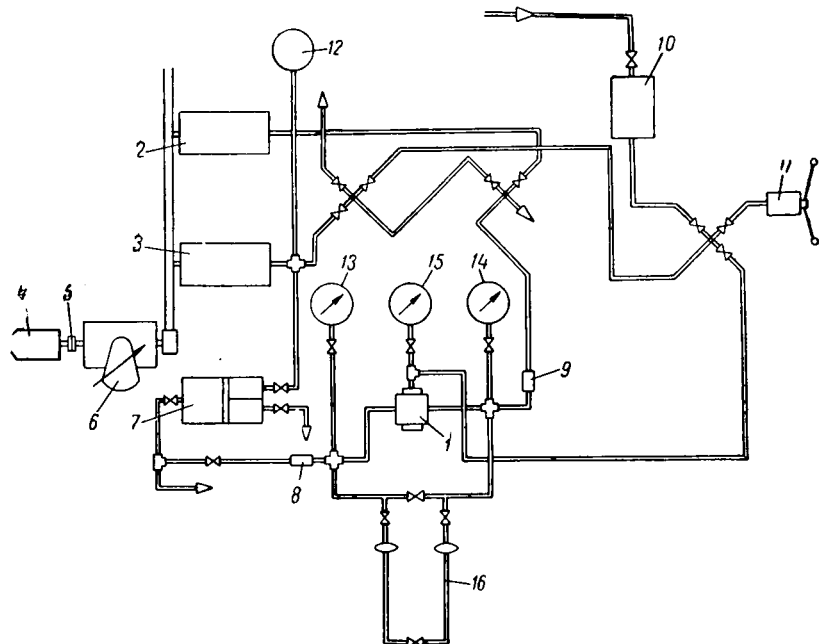


Рис. 53. Схема усовершенствованной установки для исследования газопроницаемости образцов пород (УИПК-IV).

1 — кернодержатель; 2 и 3 — измерительные прессы; 4 — электродвигатель; 5 — червячный привод электродвигателя; 6 — фрикционно-планетарный регулятор; 7 — поршневой разделитель; 8 и 9 — фильтры; 10 — нанорный бачок; 11 — ручной пресс; 12 — контактный манометр; 13 и 14 — манометры образцовые; 15 — манометр технический; 16 — манометр дифференциальный.

скорости состоит из фрикционного вариатора и планетарной коробки скоростей. Вариатор позволяет плавно изменять в десять раз скорость вращения своего вала, подключенного через редуктор к электродвигателю, и передавать вращение валу планетарной коробки скоростей; последняя позволяет сохранять скорость вращения своего вала равной скорости вращения вала фрикционного вариатора, получать ступенями скорость вращения вала, в 10, 100 и 1000 раз меньшую, чем скорость вращения вала фрикционного вариатора. Таким образом, фрикционно-планетарный регулятор в целом обеспечивает возможность уменьшать скорость вращения вала редуктора электродвигателя в 10 тыс. раз. Штоки плунжеров измерительных прессов соединены с электродвигателем так, что при включении электродвигателя их плунжеры движутся в разных направлениях.

3. Поршневой разделитель 7 емкостью 600 см^3 , работающий от измерительного пресса 2 и обеспечивающий продавливание через образец рабочего агента с пластовым давлением. По одну сторону поршня разделителя находится фильтрующий агент, поступающий затем в кернодержатель, по другую — масло. Производительность поршневого разделителя соответствует производительности измерительных прессов.

4. Фильтры 8 и 9, предохраняющие кернодержатель от загрязнений.

На задней стенке вертикальной панели находятся напорный бачок 10 для заполнения системы маслом и промывки ее бензином, ручной пресс 11 для получения давления гидрообжима до 650 кг/см^2 и увеличения или уменьшения давления в системе и контактный манометр 12, устраняющий возможность получения в системе давлений, превышающих допустимое (300 кг/см^2). При давлениях в системе, превышающих допустимое, контакт манометра 12 замыкается и при помощи реле выключается электродвигатель прессов; помимо этого, зажигается сигнальная лампочка, указывающая на превышение давления допустимой величины.

На передней стенке панели помещены образцовые манометры 13 и 14, измеряющие давление на входе и выходе рабочей среды из кернодержателя, технический манометр 15, определяющий давление гидрообжима, дифференциальный манометр 16, измеряющий перепад давления на образце породы от 0 до 760 мм . На этот стенд выведены также рукоятки, регулирующие работу фрикционно-планетарного регулятора скорости движения плунжеров прессов (таким образом регулируется и производительность прессов), рукоятки вентилей, кнопки включения и выключения электродвигателя и сигнальные лампочки.

При определении коэффициента фильтрации $k = \frac{k_{пр}}{\mu}$ при помощи установки УИПК-IV пресс 2 целиком заполняют маслом, а пресс 3, кернодержатель 1, сторону поршневого разделителя 7, присоединенную к кернодержателю, трубопроводы, соединяющие указанные части установки, и верхнюю часть дифференциального манометра вакуумируют.

Затем вакуумированную часть поршневого разделителя отключают от остальной схемы и в нее подают газ под необходимым давлением (при определении коэффициента фильтрации по газу).

В кернодержатель помещают керн и при помощи ручного пресса 11 создают гидрообжим, соответствующий горному давлению.

Далее рукояткой коробки скоростей и маховичком вариатора устанавливают необходимый расход газа.

Некоторое падение давления устраняется ручным прессом 11, в результате работы которого поршень поршневого разделителя передвигается в сторону сжатия до стабилизации давления в системе.

Вслед за этим включают электродвигатель в сторону сжатия пресса 2 и газ продавливается при заданном давлении через керн. Расход газа определяют по шкале фрикционно-планетарного регулятора скорости движения плунжера пресса 2 (или 3) по указателю, перемещающемуся по шкале с плунжером.

Для более точного определения объема пресса на оси винта, приводящего в движение плунжер, установлен нониус с ценой деления $0,02 \text{ см}^3$.

Изменение объема пресса за определенное время, измеряемое секундомером, позволяет рассчитать расход газа через керн.

Перепад давления на керне в миллиметрах ртутного столба определяют по дифференциальному манометру.

Коэффициент проницаемости рассчитывают по формуле (14').

При работе с жидкостью поршневой разделитель промывают бензином и заполняют при помощи ручного пресса или насоса жидкостью, причем поршень разделителя должен находиться в крайнем правом положении. Затем устанавливают заданный расход жидкости. Фильтрация агента происходит так же, как и при фильтрации газа; перепад давления определяют тоже так же, так и для газа.

§ 27. ФАЗОВАЯ И ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ПРОНИЦАЕМОСТИ

Э ф ф е к т и в н о й (ф а з о в о й) п р о н и ц а е м о с т ь ю называют способность пород, насыщенных неоднородной жидкостью (газ — вода, нефть — вода, газ — вода — нефть), проводить отдельные ее фазы (газ, воду или нефть). Фазовая проницаемость пород количественно характеризуется коэффициентами фазовой проницаемости для газа ($k_{\text{прг}}$), воды ($k_{\text{прв}}$) и нефти ($k_{\text{прн}}$). Коэффициенты фазовой проницаемости являются коэффициентами пропорциональности в уравнениях

$$v_{\text{гф}} = k_{\text{прг}} \frac{\frac{\Delta P}{\Delta L}}{\mu_{\text{г}}},$$

$$v_{\text{вф}} = k_{\text{прв}} \frac{\frac{\Delta P}{\Delta L}}{\mu_{\text{в}}},$$

$$v_{\text{нф}} = k_{\text{прн}} \frac{\frac{\Delta P}{\Delta L}}{\mu_{\text{н}}},$$

где $v_{\text{гф}}$, $v_{\text{вф}}$ и $v_{\text{нф}}$ — скорости фильтрации отдельных фаз неоднородной жидкости в породе;

$\Delta P / \Delta L$ — градиент давления;

$\mu_{\text{г}}$, $\mu_{\text{в}}$ и $\mu_{\text{н}}$ — вязкости воды, газа и нефти.

Величина коэффициентов фазовой проницаемости пропорциональна физической проницаемости и зависит от объемного соотношения фаз (газа, нефти и воды) в фильтрующихся неоднородных жидкостях.

В практике фазовая проницаемость обычно оценивается величиной отношений коэффициентов фазовой проницаемости к коэффициенту физической проницаемости. Эти отношения называются коэффициентами относительной проницаемости и обозначаются символами $K_{\text{прв}}$, $K_{\text{прн}}$ и $K_{\text{прг}}$ для воды, нефти и газа соответственно.

Наиболее хорошо изучены фазовые проницаемости для двухфазных смесей вода — нефть и вода — газ.

Для этих смесей установлен характер зависимости относительных проницаемостей $K_{\text{прв}} = \frac{k_{\text{прв}}}{k_{\text{пр}}}$, $K_{\text{прг}} = \frac{k_{\text{прг}}}{k_{\text{пр}}}$ и $K_{\text{прн}} = \frac{k_{\text{прн}}}{k_{\text{пр}}}$ от коэффициента водонасыщенности $k_{\text{в}}$ порового пространства горных пород (рис. 54).

Выполненные исследования показывают следующее.

1. При $k_{\text{в}}$, меньшем 20—50%, $K_{\text{прв}} \approx 0$ ($k_{\text{прв}} \approx 0$). С возрастанием водонасыщенности $K_{\text{прв}}$ увеличивается и достигает 70—85% при $k_{\text{в}} = 90\%$.

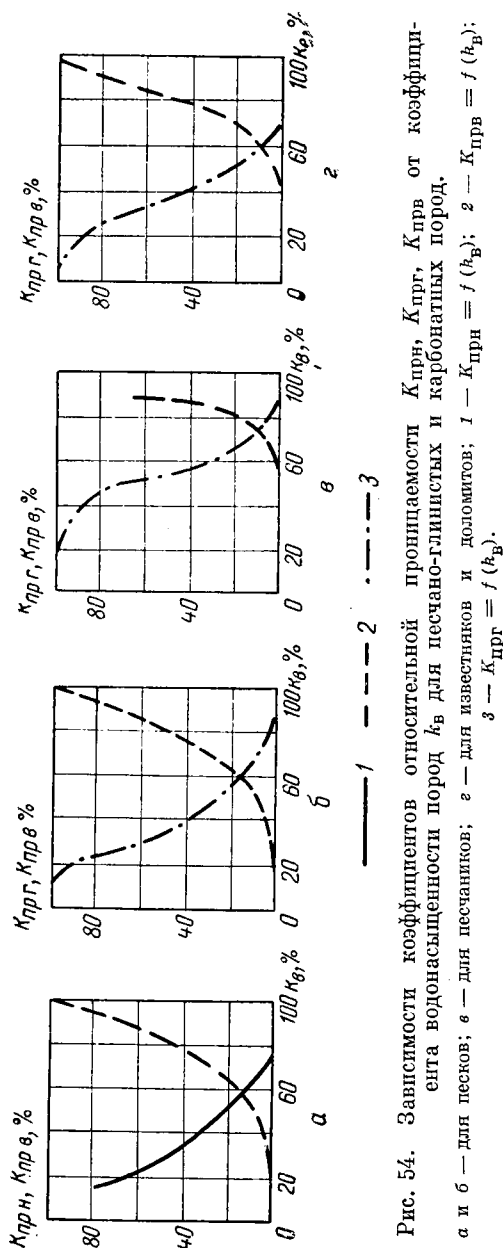


Рис. 54. Зависимости коэффициентов относительной проницаемости $K_{прн}$, $K_{прг}$, $K_{прв}$ от коэффициента водонасыщенности пород K_v для песчано-глинистых и карбонатных пород.

а и б — для известняков; в — для песчаных; г — для известняков и доломитов; 1 — $K_{прн} = f(K_v)$; 2 — $K_{прв} = f(K_v)$; 3 — $K_{прг} = f(K_v)$.

2. Величина минимального коэффициента водонасыщенности, при котором начинается заметная фильтрация воды, зависит от структуры порового пространства породы и от характера неоднородной жидкости.

3. $K_{прн}$ и $K_{прг}$ близки к нулю при k_v , большем 75—90%. $K_{прн}$ и $K_{прг}$ возрастают с уменьшением k_v , достигая 70% (по нефти) и 87—97% (по газу) при $k_v = 20\%$.

Значение относительной проницаемости породы для неводной фазы определяется также структурой порового пространства породы и природой неводной фазы.

4. В зависимости от степени водонасыщения породы возможен двух- и однофазный поток.

5. Расход двухфазной «жидкости», определяемый суммой коэффициентов относительных проницаемостей породы, всегда меньше расхода однофазной жидкости.

6. При фильтрации через породу газированной воды расход газа достигает значений, близких к расходу, однородной жидкости, при значениях $k_v < 17—37\%$; для k_v , больших указанных значений, расход газа значительно меньше расхода однородной жидкости.

7. Расход нефти через нефтенасыщенную породу достигает значений, близких к расходам однородной жидкости, только при k_v

$< 10\%$ и значительно меньше для более высоких степеней водонасыщенности.

При фильтрации трехфазных смесей в зависимости от газо-, нефте- и водонасыщенности породы может наблюдаться одно-, двух- и трехфазный поток. Область трехфазного потока весьма ограничена (рис. 55).

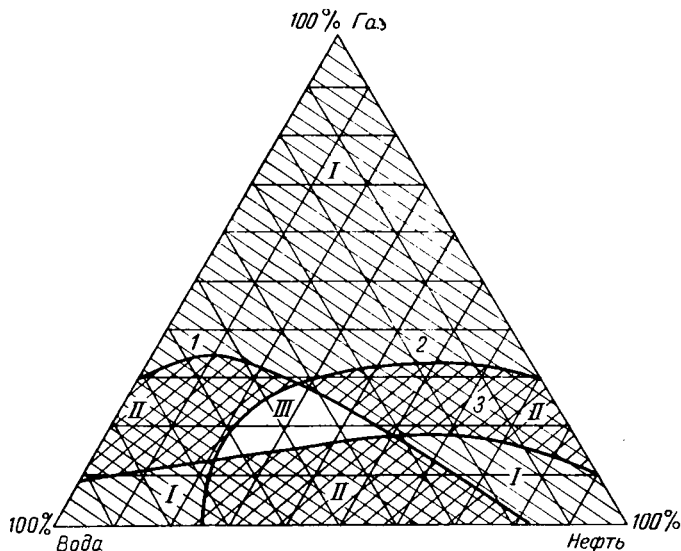


Рис. 55. Диаграмма, характеризующая сочетания значений газо-, нефте- и водонасыщенности, при которых возможна одно-, двух- или трехфазная фильтрация через песок.

I — линия, вправо от которой (в сторону, противоположную от вершины треугольника, соответствующей 100 % воды) находятся все сочетания значений нефте-, газо- и водонасыщенности, при которых через песок фильтруется менее 5 % воды; *2* — линия, влево от которой (в сторону, противоположную от вершины треугольника, соответствующей 100 % нефти) находятся все сочетания значений нефте-, газо- и водонасыщенности, при которых через песок фильтруется менее 5 % нефти; *3* — линия, ниже которой (в сторону, противоположную от вершины треугольника, соответствующей 100 % газа) располагаются все сочетания значений нефте-, газо- и водонасыщенности, при которых через породу фильтруется менее 5 % газа; *I* — область сочетаний значений нефте-, газо- и водонасыщенности, при которых фильтруется чистый газ, чистая нефть или чистая вода; *II* — область сочетаний значений нефте-, газо- и водонасыщенности, при которых через породу фильтруются две фазы; *III* — область сочетаний значений нефте-, газо- и водонасыщенности, при которых через песок фильтруются все три фазы.

При этом:

1) величина фазовой проницаемости для воды в основном определяется коэффициентом водонасыщенности породы и практически не зависит от соотношения в породе нефти и газа;

2) фазовые проницаемости для нефти и газа изменяются в зависимости от насыщенности порового пространства каждой из фаз (рис. 56);

3) фазовая проницаемость для газа при фильтрации трехфазной жидкости намного меньше, чем при фильтрации двухфазной газированной жидкости, при одинаковой газонасыщенности породы;

4) при одинаковой степени нефтенасыщенности породы фазовая проницаемость для нефти в трехфазном потоке может быть больше и меньше фазовой проницаемости нефти при двухфазном потоке;

5) связанная вода в количестве до 20—25 % уменьшает фазовую проницаемость для нефти в меньшей степени, чем то же количество свободной воды.

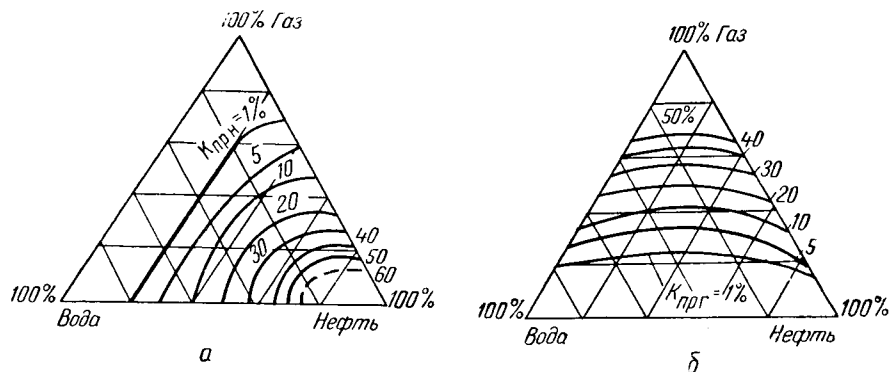



Рис. 56. Линии равных относительных проницаемостей для нефти *а* и газа *б* при фильтрации через пески смесей воды, нефти и газа.

Кривые зависимости относительной проницаемости от водонасыщенности пород, полученные для определенного типа отложений, используют для оценки их эффективной проницаемости для нефти и газа. Такие кривые для песка приведены на рис. 54, *а*. С помощью этих зависимостей и по данным физической проницаемости и водонасыщенности песка можно оценить эффективную проницаемость. Например, если водонасыщенность песка равна 30 % и его абсолютная проницаемость 500 мд, то относительная проницаемость этой породы для нефти определяется в 50 % (рис. 54, *а*), а эффективная проницаемость 250 мд.



Глава V

ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ УДЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ

Свойство горных пород проводить электрический ток определяется величиной их удельной электропроводности σ или электрического удельного сопротивления ϱ :

$$\varrho = \frac{1}{\sigma} = \frac{RS}{L},$$

где R , S и L — полное сопротивление, площадь поперечного сечения и длина образца породы.

При исследовании горных пород электрическое¹ удельное сопротивление обычно измеряется в омметрах. Удельное сопротивление в 1 ом м равно числовому значению полного сопротивления в омах 1 м^2 породы с основанием 1 м^2 и длиной 1 м , измеренному перпендикулярно плоскости куба.

§ 28. ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ УДЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ

Удельное сопротивление большинства исследованных минералов изменяется в широких пределах — от 10^{-6} до 10^{15} ом м . Редко встречаются минералы с более высокими и более низкими сопротивлениями (табл. 23).

По величине удельного сопротивления минералы можно подразделить на семь следующих классов.

К л а с с I включает минералы со сверхнизким сопротивлением ($< 10^{-6} \text{ ом м}$), близким к сопротивлению чистых металлов.

Класс представлен самородными металлами (платина, золото, серебро, медь, ртуть и др.), а также их природными твердыми растворами.

К л а с с II охватывает группу минералов с очень низким сопротивлением (от 10^{-6} до 10^{-2} ом м), свойственным проводникам пониженной электропроводности (табл. 23). Сюда относятся графит.

¹ В дальнейшем для сокращения изложения слово «электрическое» часто опускается.

Таблица 23

Электрическое удельное сопротивление главнейших минералов

Минерал	Формула минерала	Пределы изменения электрического удельного сопротивления, ом м							
		1	2	3	4	5	6	7	8
1									
		$< 10^{-6}$	$10^{-6} - 10^{-2}$	$10^{-2} - 10^2$	$10^2 - 10^6$	$10^6 - 10^{10}$	$10^{10} - 10^{14}$	$> 10^{14}$	
		3	4	5	6	7	8	9	

Самородные металлы и металлоиды

Графит	C	$10^{-6} - 10^{-4}$	—	—	—	—	$1,3 \cdot 10^{12}$	$1,9 \cdot 10^{15}$	—
Сера	S	—	—	—	—	—	—	—	—

Сульфиды и их аналоги

Пирит	FeS ₂	$2,3 \cdot 10^{-7}$	$4,2 \cdot 10^{-6} - 4,3 \cdot 10^{-3}$	До $1 \cdot 10^3$	—	—	—	—	—
Марказит	FeS ₂	—	—	$1,4 \cdot 10^{-2}; 10^{-1}$	—	—	—	—	—
Галенит	PbS	—	$3 \cdot 10^{-6} - 2,3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2} - 1,5 \cdot 10$	$1,6 \cdot 10^2$	—	—	—	—
Сфалерит	ZnS	—	—	$1,8 \cdot 10^{-2} - 4,0 \cdot 10^{-2}$	До 10^6	—	—	—	—
Вурцит	ZnS	—	—	$3,5$	$4 \cdot 10^3 - 4 \cdot 10^4$	—	—	—	—
Киноварь	HgS	—	—	—	10^6	10^7	—	—	—
Пирротин	Fe _{1-x} S	—	$5 \cdot 10^{-6} - 1,1 \cdot 10^{-3}$	1,0	—	—	—	—	—
Никелин	NiAs	—	$1,1 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—	—
Молибденит	MoS ₂	—	$7,9 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2} - 28 \cdot 10$	От 160 до $> 10^4$	—	—	—	—

Халькозин . . .	Cu_2S	—	$1,1 \cdot 10^{-6}$ $4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$ — $2 \cdot 10^{-2}$; $4,2 \cdot 10^{-2}$	—	—	—	—
Борнит	Cu_5FeS_4	—	$1,6 \cdot 10^{-5}$ $6,0 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—
Халькопирит .	CuFeS_2	—	$1,2 \cdot 10^{-5}$	—	$5,9 \cdot 10^2$	—	—	—
Окислы и гидроксиды								
Лед	H_2O	—	—	—	$6,7 \cdot 10^5$	—	—	—
Вода	H_2O	—	—	—	$2,3 \cdot 10^5$	—	—	—
Куприт	Cu_2O	—	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—
Касситерит . .	SnO_2	—	$4,5 \cdot 10^{-4}$ — $1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$ — $4 \cdot 10$ $1,6$	До $1 \cdot 10^4$	—	—	—
Пирролюзит . .	MnO_2	—	—	—	—	—	—	$1,2 \cdot 10^{12}$
Кварц	SiO_2	—	—	—	—	—	—	$3,2 \cdot 10^{14}$
Лимонит	$\text{HFeO}_2 \cdot aq$	—	—	—	—	10^7	—	—
Гематит	Fe_2O_3	—	От $< 6 \cdot 10^{-3}$ до $8 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^1$ $1,2$ — $6,5$ $1,3 \cdot 10^{-2}$ — $5 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^8$	—	—
Манганит . . .	$\text{MnMnO}_2(\text{OH})_2$ ($\text{MnO} \cdot \text{OH}$)	—	—	—	—	—	—	—
Боксит	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n \cdot \text{H}_2\text{O}$	—	—	—	$2 \cdot 10^2$ — $6 \cdot 10^3$ $> 6 \cdot 10^3$	—	—	—
Псидомеланвад	kMnO lMnO_2 $n \text{H}_2\text{O}$	—	—	$6 \cdot 10^{-2}$ — $7 \cdot 10^1$	—	—	—	—
Браунит . . .	Mn_2O_3	—	—	$1,6$ — $5,0 \cdot 10^{-1}$	—	—	—	—
Магнетит . . .	FeFe_2O_4	—	$5 \cdot 10^{-5}$ — $5 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$ — $3,8 \cdot 10^1$	$1 \cdot 10^2$ — 10^4	—	—	—

Продолжение табл. 23

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Титаномагнетит	$\text{FeFe}_2\text{O}_4 + >25\% \text{TiO}_2$	—	—	10^1	—	—	—	—
Ильменит . . .	FeTiO_3	—	—	2,2	—	—	—	—
Силикаты								
Эгирин	$\text{NaFe} \left[\text{Si}_2\text{O}_6 \right]$	—	—	—	$\sim 10^3 - 10^5$	—	—	—
Серпентин . . .	$\text{Mg} (\text{OH})_4 \left[\text{Si}_2\text{O}_5 \right]$	—	—	—	$3 \cdot 10^3$	—	—	—
Полевые шпаты	—	—	—	—	—	—	$10^{10} - 10^{12}$	—
Слюда	—	—	—	—	—	—	$10^{13} - 10^{15}$	—
Мусковит . . .	$\text{KAl}_2 (\text{OH})_2 \text{AlSi}_3\text{O}_8$	—	—	$4 \cdot 10^1$	—	—	10^{10}	—
Карбонаты								
Кальцит	CaCO_3	—	—	—	—	$5 \cdot 10^7$ 10^8	$5 \cdot 10^{12}$	—
Сидерит	FeCO_3	—	—	$1 \cdot 10^1$	$1 \cdot 10^3$	—	—	—
Сульфаты								
Ангидрит . . .	CaSO_4	—	—	—	—	$10^8 - 10^{10}$	—	—
Хлориды, иодиды, бромиды и фториды								
Галит	NaCl	—	—	—	$10^4 - 10^5$	—	$10^{12} - 10^{15}$	—
Сильвин	KCl	—	—	—	$4,4 \cdot 10^4$	—	$10^{13} - 10^{15}$	—
Флюорит . . .	CaF_2	—	—	—	—	—	—	$7,9 \cdot 10^{15}$

шунгит, антрацит, а также сульфиды и их аналоги, кобальтин (CoAsS), герсдорфит (NiAsS), данаит ($\text{FeAsS} + \text{Co}$), леллингит (FeAs_2), смальтин (CaAs_2), миллерит (NiS), пирротин (Fe_{1-x}S), никелин (NiAs), брейтгауптид (NiSb), ковелин (CuS), скутерудит (CoAs_3), теннантит ($3\text{Cu}_2\text{As}_2\text{S}_3$), гаухекорнит $[(\text{Ni}, \text{Co})_7(\text{S}, \text{Sb}, \text{Bi})_8]$, борнит (Cu_5FeS_4), халькопирит (CuFeS_2); очень низким сопротивлением из окислов отличается куприт Cu_2O (табл. 23). Из сульфидов ковелин, борнит, пирротин и халькопирит, перечисленные в порядке возрастания их сопротивления, являются наиболее распространенными высокопроводящими рудными минералами.

Минералы класса III имеют низкое удельное сопротивление (от 10^{-2} до 10^2 ом м), характерное для полупроводников с повышенной электропроводностью. К этому классу принадлежат сульфиды и их аналоги и некоторые окислы.

Марказит (FeS_2), цилиндрит (6PbS , Sb_2S_3 , 6SnS_2), вуртцит (ZnS), браунит (Mn_2O_3), титаномагнетит ($\text{FeFe}_2\text{O}_4 + >25\% \text{TiO}_2$), ильменит (FeTiO_3) и др.

Класс IV включает минералы со средним сопротивлением (от 10^2 до 10^6 ом м), свойственным полупроводникам. Таким сопротивлением обладают минералы группы окислов и гидроокислов, некоторые из сульфидов и их аналогов, например антимонит (Sb_2S_3), буланжерит ($2\text{Sb}_2\text{S}_3 \cdot 5 \text{PbS}$), аллемонит (SbAsS_3), станнин ($\text{Cu}_2\text{SFeSSnS}_2$), тенорит (CuO), гематит — железная слюда (Fe_2O_3), боксит ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 1-3 \text{H}_2\text{O}$), самарскит $[(\text{YEr})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6]$, лопарит $[(\text{Na}, \text{Cl}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3]$, хромит (FeCr_2O_4), такие силикаты, как серпентин $[\text{Mg}(\text{OH})_4 \text{Si}_2\text{O}_5]$, ферроторит $[(\text{Th}, \text{Fe})\text{SiO}_4]$, эгирин ($\text{NaFe})\text{Si}_2\text{O}_6$, из ванадатов и вольфрамов ванадинит $[\text{Pb}_8(\text{VO}_4)_3\text{Cl}]$, ферберит (FeWO_4), вольфрамит ($\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$.

В класс V входят минералы с высоким — от 10^6 до 10^{10} ом м — сопротивлением. Он представлен некоторыми из сульфидов (киноварь), окислов (лимонит), ванадатов (шеелит), сульфатов (ангидрит).

Класс VI объединяет минералы с очень высоким сопротивлением — от 10^{10} до 10^{14} ом м, типичным для изоляторов, таких, как кварц (чистые разновидности), полевые шпаты, кальцит.

К классу VII отнесены минералы со сверхвысоким ($>10^{14}$ ом м) сопротивлением, характерным для совершенных изоляторов, например слюд, галита, сильвина и других окислов, силикатов, карбонатов и хлоридов. Сюда относятся также сера и флюорит CaF_2 .

Следовательно, к двум последним классам принадлежат главные породообразующие минералы осадочных горных пород.

Ряд минералов имеет более широкие пределы изменения сопротивления, чем указанные для определенных классов (рис. 57).

Такие минералы должны относиться к нескольким классам. Например, пирит может по сопротивлению относиться к I—III классам.

Такие сульфиды, как арсенопирит (FeAsS), халькозин (Cu_2S), бертьерит (FeSb_2S_4), смешанный фальерц, блеклая руда, энаргит (Cu_3AsS_4), и такие окислы, как гематит (железная роза), причисляются ко II и III классам.

К классам II — IV принадлежат сульфиды — галенит (PbS), молибденит (MoS_2), аргентит (Ag_2S), тетраэдрит ($\text{Cu}_{12}\text{SbS}_{13}$) и окислы — касситерит (SnO_2), магнетит (Fe_3O_4).

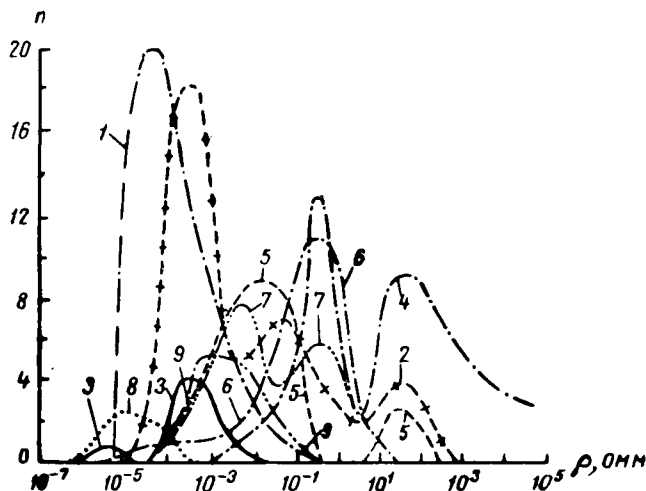


Рис. 57. Вариационные кривые удельного сопротивления наиболее распространенных минералов с высокой электропроводностью (по А. С. Семенову, 1949).

1 — борнит; 2 — магнетит; 3 — пирротин; 4 — гематит; 5 — арсенопирит; 6 — галенит; 7 — пирит; 8 — ковеллин; 9 — халькопирит; n — число определений.

Как известно, из них пирит, арсенопирит, пиролюзит, галенит, магнетит, молибденит и гематит являются широко распространенными рудными минералами.

В зависимости от сопротивления различные разности висмутина, псиломелан-вада и сидерита попадают в III или IV класс. В III — V классах можно найти разновидности сфалерита, а в III — VI — мусковита. Образцы гематита по электрическому сопротивлению относятся к II — V классам.

Широкие пределы изменения удельного сопротивления монокристаллов и поликристаллических разностей минералов объясняются их неоднородностью [11], присутствием в них примесей. Наличие примесей может нарушать строение кристаллической решетки минералов, создавать в поликристалле сеть путей различной проводимости (в связи с неодинаковым составом, строением и проводимостью

включений. Примеси могут также покрывать отдельные зерна кристаллов непроводящей или проводящей оболочкой.

Например, по данным Бодлендера и Идашевского электропроводность халькозина (Cu_2S) возрастает на несколько порядков при небольшом избытке серы вследствие образования токопроводящих путей из металлически проводящего CuS .

Сопротивление монокристаллов и поликристаллической массы магнетита различается на несколько порядков [11]. А. С. Семенов объясняет это наличием очень тонких оболочек из непроводящих минералов, разделяющих кристаллы магнетита.

У сульфидов и их аналогов в качестве плохо проводящих примесей играют роль такие, как кварц, сфалерит, карбонаты и другие минералы, сопутствующие рудным. Примеси играют тем более существенную роль, чем больше отличается их сопротивление от сопротивления основной массы минерала.

Межкристаллические прослойки, отличающиеся от кристаллов по структуре, составу, физическим и химическим свойствам, образуются при кристаллизации или после нее под воздействием ряда химических и физических факторов; толщина прослоек изменяется от макроскопических величин до размеров молекул. Прослойки могут также возникать при деформации кристаллов вследствие образования в разрушенных местах продуктов распада твердых растворов или же нарушения строения кристаллической решетки.

Однако строение кристаллической решетки не оказывает значительного влияния на проводимость минералов [11].

Для образования сплошных пленок вокруг кристаллов и электрически связанных нитевидных прорастаний достаточной весьма незначительного количества примесей. По данным Казера [11] достаточно 0,1% примесей при среднем размере кристаллов $\sim 0,1$ мм для образования прослойки в 100 молекулярных слоев. Чем более мелкозернисты кристаллы, тем больше требуется примесей для образования сплошной пленки. Поэтому в крупнокристаллических агрегатах влияние примесей значительнее.

Сопротивление рудных минералов, несмотря на большие пределы изменения, часто служит их важным диагностическим признаком.

Электропроводность минералов может быть как электронной, так и ионной. Минералы классов I и II имеют преимущественно электронную проводимость, а остальные смешанную с преобладанием ионной у минералов классов IV — VII.

§ 29. ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ УДЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД, НЕ СОДЕРЖАЩИХ ГЛИНИСТЫХ ЧАСТИЦ

Удельное сопротивление горных пород зависит от их минерального состава, структуры, текстуры и температуры. Зависимость сопротивления пород от их минерального состава объясняется различной

проводимостью минералов (табл. 23) и тем, что ряд малопроводящих минералов [галит (NaCl), бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и др.] образует в породе с водой растворы низкого сопротивления — природные воды.

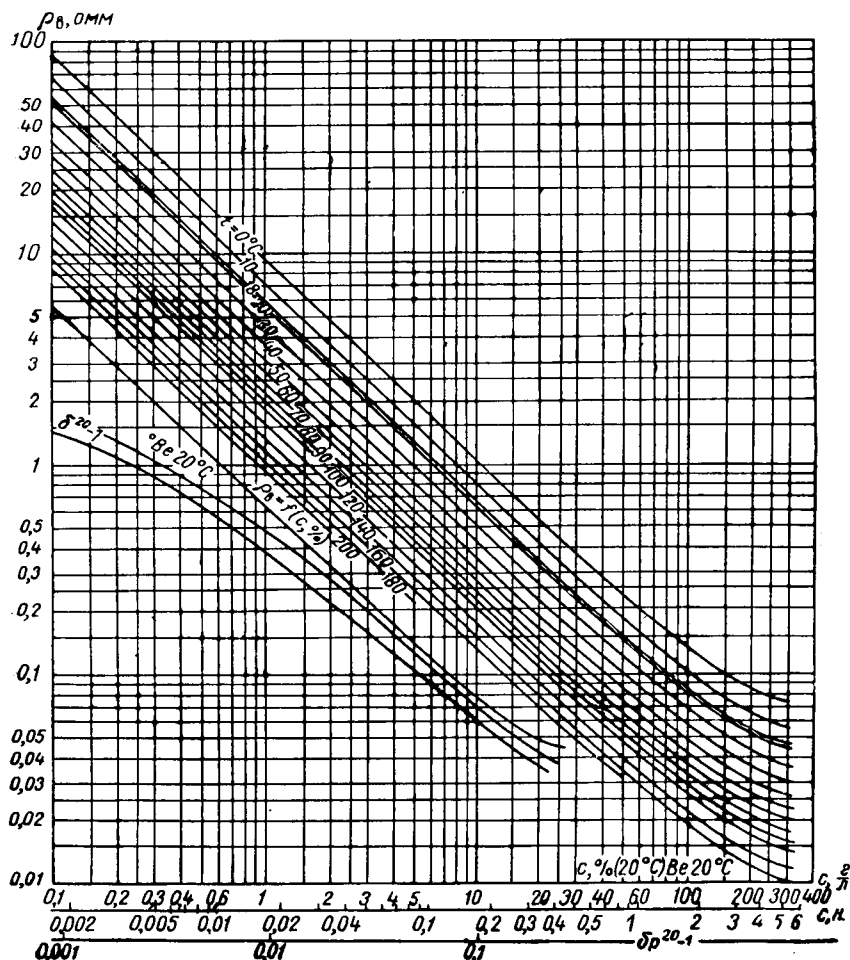


Рис. 58. Зависимости удельного сопротивления ρ_v растворов хлористого натрия (галита) от концентрации c при различной температуре.

Соотношение величин сопротивлений минералов, воды и водных растворов этих минералов легко показать на примере галита, воды и водных растворов этого минерала. Если галит имеет сопротивление $10^{14} - 10^{15}$ ом м, а чистая вода $2 \cdot 10^5$ ом м, то сопротивление водных

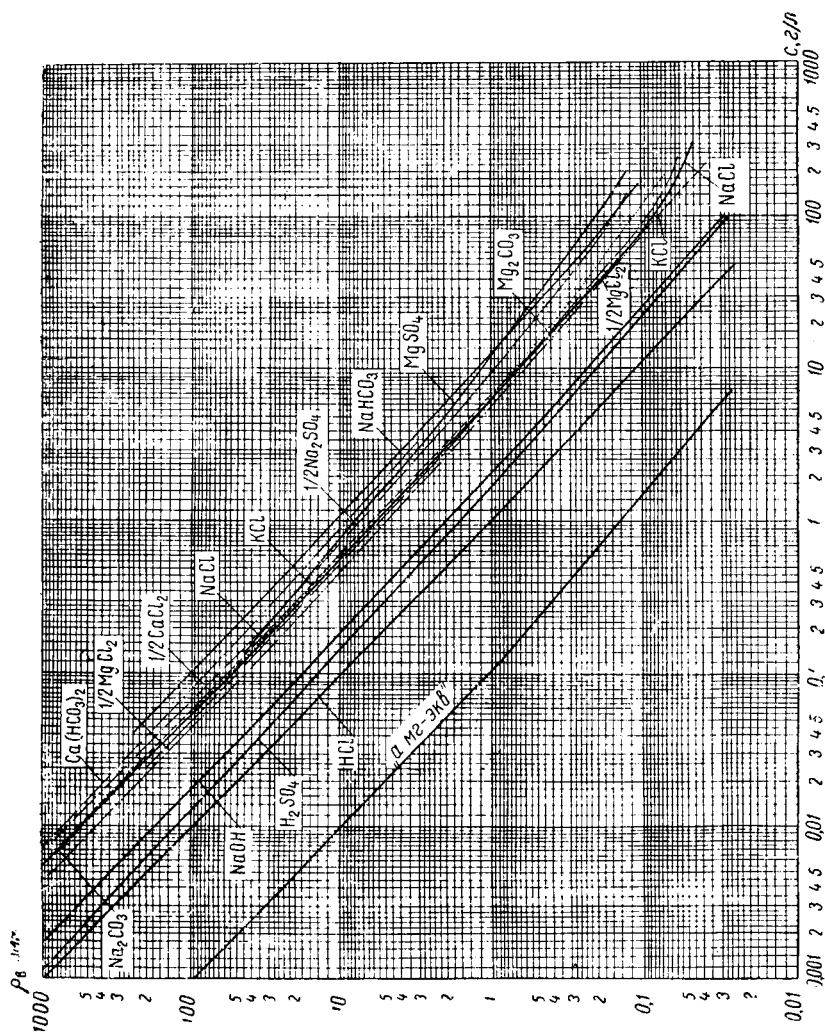


Рис. 59. Зависимости удельного сопротивления ρ_b растворов от концентрации c для различных электролитов при температуре $18^\circ C$.

растворов галита изменяется в очень широких пределах в зависимости от их концентрации (рис. 58). Эти пределы определяются сопротивлениями от сотых долей омметра до нескольких сотен омметров соответственно при высоких и при низких концентрациях растворов хлористого натрия.

Характер зависимости удельного сопротивления ρ_v растворов от химического состава солей определяется следующей формулой:

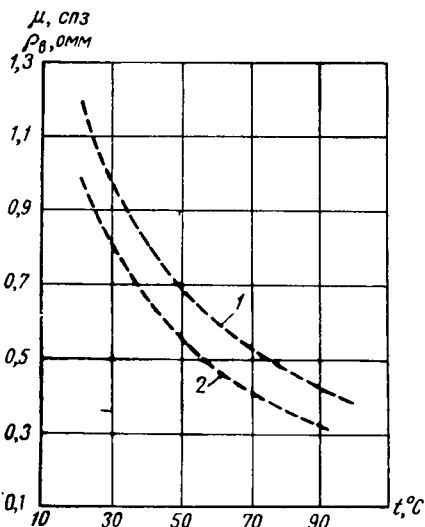


Рис. 60. Зависимости удельного сопротивления ρ_v раствора NaCl и вязкости μ воды от температуры t .

1 — зависимость $\rho_v = f(t)$; 2 — зависимость $\mu = f(t)$. Концентрация раствора около 5 г/л.

$$\rho_v = \frac{10}{\sum (c_a l_a f_a + c_k l_k f_k)} [\text{ом м}], (21)$$

где c_a и c_k — количество *г-экв* анионов и катионов в растворе;

l_a и l_k — электролитические подвижности анионов и катионов;

f_a и f_k — коэффициенты электропроводностей анионов и катионов, зависящие от концентрации с растворенных солей и их химического состава.

Как видно из рис. 59, удельное сопротивление растворов уменьшается с увеличением концентрации. Однако это уменьшение происходит с тем меньшей интенсивностью, чем выше концентрация электролита. Последнее объясняется

уменьшением подвижности ионов при высоких концентрациях, а для солей слабых кислот и уменьшением степени электролитической диссоциации.

Для ряда солей, содержащихся в пластовых водах, различие удельного сопротивления растворов, связанное с неодинаковой подвижностью их ионов, невелико (рис. 59). Это позволяет рассчитывать удельное сопротивление растворов по их общей минерализации и подвижностям ионов преобладающего электролита (в природных водах это обычно NaCl).

Так как вязкость воды и подвижность ионов¹ могут изменяться

¹ Подвижность ионов увеличивается вследствие уменьшения степени их гидратации с ростом температуры. Увеличение температуры на 1° С вызывает уменьшение сопротивления примерно на 2—2,5%.

с температурой, сопротивление растворов значительно зависит и от этого фактора (см. рис. 58 и 60).

Удельное сопротивление природных вод изменяется в широких пределах (от 10^{-2} до 10^3 ом м) в зависимости от их химического состава. Причем минимальные удельные сопротивления порядка сотых долей омметра относятся к высоко минерализованным водам нефтяных месторождений и некоторым рудничным водам. Максимальное сопротивление от $8 \cdot 10^1$ до 10^3 ом м характерно для поверхностных грунтовых и дождевых опресненных вод.

Удельное сопротивление биминеральных пород

Характер зависимости удельного сопротивления от состава, структуры и текстуры пород теоретически изучен для биминеральных пород. Особенности состава и структуры задавались геометрией составляющих минералов, варьирующей в зависимости от числа, формы, размера и взаимного расположения структурных элементов.

При изучении проводимости моделей биминеральных пород считали, что минерал высокого сопротивления присутствует в породе

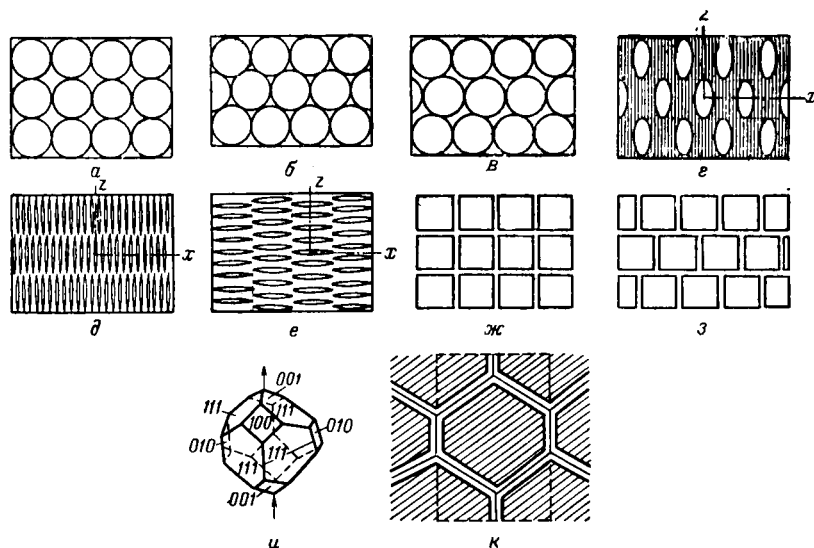


Рис. 61. Схемы структуры идеальных пород.

а, б и в — породы со сферическими включениями одинакового размера соответственно при рыхлой, плотной и промежуточной укладках; г — порода с эллипсоидальными равномерно распределенными по объему включениями; д — порода с игольчатыми включениями; е — порода с включениями в виде сплюснутых дисков; ж — порода с кубическими включениями; з — порода с кубическими включениями, уложенными по системе кирпичной кладки; и — порода с включениями в виде равносторонних кубиктаэдров; к — разрез диагональной плоскостью элементарной ячейки породы (контур ее показан на чертеже пунктирной линией) с зернами в виде кубиктаэдров (по А. С. Семенову).

в виде одинаковых по размеру сфер, вытянутых эллипсоидов вращения с отношением осей $1 : 40$, сильно вытянутых эллипсоидов вращения, выродившихся в иглы, сплюснутых эллипсоидов вращения с отношением осей $1 : 40$, сильно сплюснутых эллипсоидов вращения, выродившихся в плоские диски, в виде кубов и равносторонних кубоктаэдров (рис. 61) или является монолитным, прорезанным параллельными и пересекающимися линейными каналами правильной формы. Кроме того, предполагали, что минерал низкого

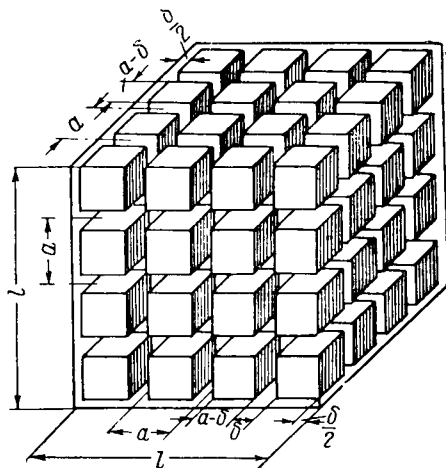


Рис. 62. К выводу уравнения, определяющего электрическое удельное сопротивление биминеральной породы с кубическими включениями.

сопротивления, названный нами заполняющим, находится в породе в различных количествах в виде тонкокристаллической или молекулярной структуры и располагается между значительно большими по размеру зернами минерала высокого сопротивления. Исследовали также идеальные породы со сферическими и эллипсоидальными зернами большого сопротивления и разного размера, с варьирующим содержанием заполняющего минерала. Затем изучали те же системы, но в случае, когда удельное сопротивление включений было низким, а сопротивление заполняющего минерала высоким.

Решение задачи определения сопротивления биминеральных

пород с различным объемным соотношением компонентов и структурой можно показать на простейшем примере расчета удельного сопротивления биминерального агрегата с кубическими включениями одинакового размера [37].

Допустим, что кубические включения бесконечно большого сопротивления $\varrho_2 = \infty$ расположены согласно схеме, приведенной на рис. 61, ж, и промежутки между ними заполнены минералом низкого сопротивления ϱ_1 .

Полное сопротивление R 1 м^3 такой породы равно ее удельному сопротивлению $\varrho_{1,2}$:

$$R = \varrho_{1,2} = \frac{\varrho_1 l}{s},$$

где l — длина куба, равная 1 м ;

s — площадь, через которую проходит ток в м^2 (рис. 62).

Так как

$$s = [a^2 - (a - \delta)^2] N = 2 \frac{\delta}{a} - \frac{\delta^2}{a^2}$$

(где a — сторона кубического включения, окруженного слоем заполняющего минерала толщиной $\delta/2$ (рис. 62), являющегося структурным элементом данной породы; $N = \frac{1}{a^2}$ — число структурных элементов, расположенных на площади 1 м^2), то

$$\varrho_{1,2} = \frac{\varrho_1}{2 \frac{\delta}{a} - \frac{\delta^2}{a^2}}. \quad (22)$$

С другой стороны, удельное объемное содержание заполняющего минерала в структурном элементе и во всей породе в целом

$$w = \frac{a^3 - (a - \delta)^3}{a^3} = 3 \frac{\delta}{a} - 3 \frac{\delta^2}{a^2} + \frac{\delta^3}{a^3}.$$

Следовательно,

$$\frac{\delta}{a} = 1 + \sqrt[3]{w - 1}^*. \quad (23)$$

Подставив (23) в (22), получим

$$\varrho_{1,2} = \frac{1}{1 - \sqrt[3]{(w - 1)^2}} \varrho_1.$$

Для расчета сопротивлений моделей пород, состоящих из n серий пареообразных или эллипсоидальных включений, каждая из которых в одинаковой степени w_0 заполняет объем агрегата, А. С. Семеновым предложен способ последовательного заполнения [10].

В этом способе используются ранее полученные решения данной задачи для пород, составленных сферическими и эллипсоидальными зернами одинакового размера, расположенными по схемам, приведенным на рис. 61, $a = z$ [70, 116].

Такое решение для частного случая сферических зерен имеет следующий вид:

$$\varrho_{1,2} = \frac{\varrho_1 w + (3 - w) \varrho_2}{2 \varrho_2 w + (3 - 2w) \varrho_1} \varrho_1 \quad (24)$$

или при бесконечно большом удельном сопротивлении включений ($\varrho_2 = \infty$)

$$\varrho_{1,2} = \frac{3 - w}{2w} \varrho_1.$$

* Кубическое уравнение решается подстановкой $y + 1 = \frac{\delta}{a}$.

Допустим, что имеется биминеральная порода, у которой после заполнения ее первой серией самых крупных сферических включений остается объем w_0 , содержащий смесь более мелких сферических включений и заполняющего минерала, имеющую в целом сопротивление Q'_3 . При $Q_2 = \infty$ удельное сопротивление такой породы

$$Q_{1,2} = \left(\frac{3 - w_0}{2w_0} \right) Q'_3.$$

Так как объем w_0 в свою очередь заполнен на $1 - w_0$ долю серией включений следующего меньшего размера, то

$$Q'_3 = \frac{3 - w_0}{2w_0} Q''_3.$$

Далее, продолжая рассуждать так же, получим

$$Q''_3 = \frac{3 - w_0}{2w_0} Q'''_3,$$

$$\begin{array}{ccccccccccc} \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \end{array}$$

$$Q_3^{n-2} = \frac{3 - w_0}{2w_0} Q_3^{n-1}$$

и, наконец,

$$Q_3^{n-1} = \frac{3 - w_0}{2w_0} Q_1,$$

где Q_1 — удельное сопротивление заполняющего минерала.

Исключив из полученной системы уравнений $Q'_3, Q''_3, \dots, Q_3^{n-1}$, будем иметь

$$Q_{1,2} = \left(\frac{3 - w_0}{2w_0} \right)^n Q_1.$$

Величина показателя n определяется из следующего очевидного соотношения:

$$w_0^n = w,$$

где w — объемное удельное содержание заполняющего минерала, в породе с n серий шарообразных включений.

Таким образом,

$$n = \frac{\lg w}{\lg w_0}$$

и

$$Q_{1,2} = \left(\frac{3 - w}{2w_0} \right)^{\frac{\lg w_0}{\lg w}} Q_1.$$

Аналогично выводят формулы, определяющие удельное сопротивление пород с n серией эллипсоидальных включений. При этом за основу берут уравнения, полученные И. К. Овчинниковым [70] для модели породы с эллипсоидальными включениями одинакового размера, расположенными по схеме, приведенной на рис. 61, г.

Эти уравнения имеют следующий вид:

сопротивление породы в направлении оси вращения эллипсоидов

$$\varrho_{1,2z} = \frac{[k - (1 - w)]}{kw} \varrho_1;$$

сопротивление породы в направлении, перпендикулярном оси вращения эллипсоидов — по осям x и y :

$$\varrho_{1,2x} = \varrho_{1,2y} = \frac{[l - (1 - w)]}{lw} \varrho_1,$$

где k и l изменяются от $k \rightarrow 0$ и $l = -\infty$ (сильно сплюснутые эллипсоиды) до $k \rightarrow \infty$ и $l \rightarrow -1$ (сильно вытянутые эллипсоиды). При сферических зернах $k = l = -2$.

В табл. 24 приведены результирующие формулы для расчета удельного сопротивления биминеральных пород различной структуры в зависимости от объемного соотношения минералов в идеальной породе и их сопротивлений.

Анализ этих формул показывает, что все они могут быть приведены к следующему общему виду:

$$\varrho_{1,2} = P_{1,2} \varrho_1, \quad (25)$$

где ϱ_1 — удельное сопротивление заполняющего минерала;

$P_{1,2} = \frac{\varrho_{1,2}}{\varrho_1}$ — параметр минерального состава и структуры породы (коэффициент пропорциональности между сопротивлением породы и сопротивлением заполняющего минерала).

Величина параметра $P_{1,2}$ зависит от удельного объемного содержания w заполняющего минерала породы и в общем случае от соотношения величин сопротивлений обоих минералов ϱ_1 , ϱ_2 и структуры породы. В частном случае для пород с бесконечно большим сопротивлением одного из минералов вид зависимостей $P_{1,2} = f(w)$ определяется только объемом заполняющего минерала и структурой пород.

Формулы, определяющие значения параметра минерального состава и структуры различных пород, приведены в табл. 24.

Параметр минерального состава и структуры биминеральных пород в зависимости от указанных факторов изменяется в широких пределах — от значений, меньших 10^{-7} , до величин, превышающих 10^7 .

Таблица 24

Формулы для расчета удельного сопротивления и параметра минерального состава и структуры различных моделей биминеральных пород в зависимости от объемного соотношения компонентов и их сопротивлений [10, 37, 68, 70, 89, 11, 116]

Описание моделей	Формулы для расчета		
	сопротивлений	параметра минерального состава и структуры	
1	2	3	
Сферы одинакового размера с сопротивлением Q_2 , расположенные по схеме рис. 61, а, б, в; в промежутках — заполняющий минерал с объемом w от 0,260 до 0,476 (в долях единицы объема породы) и удельным сопротивлением Q_1 ; Q_2/Q_1 конечное	$Q_{1,2}(x) = Q_{1,2}(y) = Q_{1,2}(z) =$ $= Q_{1,2} = \frac{Q_1 w + (3-w) Q_2}{Q_1 (3-2w) + 2w Q_2} Q_1 =$ $= \frac{w + (3-w) \frac{Q_2}{Q_1}}{(3-2w) + 2w \frac{Q_2}{Q_1}} Q_1$	$P_{1,2} = \frac{w + (3-w) Q_2/Q_1}{(3-2w) + 2w Q_2/Q_1}$	
То же, но $\frac{Q_2}{Q_1} \rightarrow \infty$	$Q_{1,2}(x) = Q_{1,2}(y) = Q_{1,2}(z) = Q_{1,2} \approx$ $\approx \frac{3-w}{2w} Q_1$	$P_{1,2} \approx \frac{3-w}{2w}$	
То же, но $\frac{Q_2}{Q_1} \rightarrow 0$	$Q_{1,2}(x) = Q_{1,2}(y) = Q_{1,2}(z) \approx$ $\approx \frac{w}{3-2w} Q_1$	$P_{1,2} \approx \frac{w}{3-2w}$	

<p>л серий сферических включений, из которых каждая в одинаковой степени w_0 насыщает биминеральную породу. Сопротивление сфер Q_2 и заполняющего минерала Q_1; $Q_2/Q_1 \rightarrow \infty$</p>	$\bar{Q}_{1,2} = \left(\frac{3-w_0}{2w_0} \right) Q_1$	$P_{1,2} = \left(\frac{3-w_0}{2w_0} \right) \frac{\lg w}{\lg w_0}$
<p>То же, но $Q_2/Q_1 \rightarrow 0$</p>	$\bar{Q}_{1,2} = \left(\frac{w_0}{3-2w_0} \right) Q_1$	$P_{1,2} = \left(\frac{w_0}{3-2w_0} \right) \frac{\lg w}{\lg w_0}$
<p>Вытянутые эллипсоиды вращения одинаковых размеров с различным отношением осей и сопротивлением Q_2, расположенные по схеме рис. 61,2; в промежутках — заполняющий минерал с изменяющимся объемом w и удельным сопротивлением Q_1; Q_2/Q_1 конечное</p>	<p>Сопротивление породы в направлении осей вращения эллипсоидов</p> $Q_{1,2}(z) = \frac{w Q_1 - Q_2 [k - (1-w)]}{[1 - (1-w)k] Q_1 - wk Q_2} Q_1 = \frac{w - [k - (1-w)] Q_2/Q_1}{[1 - (1-w)k] - wk Q_2/Q_1} Q_1$	$P_{1,2}(z) = \frac{w - [k - (1-w)] Q_2/Q_1}{[1 - (1-w)k] - wk Q_2/Q_1}$
	<p>Сопротивление породы в направлениях, перпендикулярных оси вращения эллипсов</p> $Q_{1,2}(x) = Q_{1,2}(y) = \frac{w Q_1 - [l - (1-w)] Q_2}{[1 - (1-w)l] Q_1 - wl Q_2} Q_1 = \frac{w - [l - (1-w)] Q_2/Q_1}{[1 - (1-w)l] - wl Q_2/Q_1} Q_1$ <p>k и l — коэффициенты формы, изменяющиеся от $k \rightarrow 0$ и $l \rightarrow \infty$ до $k \rightarrow \infty$ и $l \rightarrow 1$</p>	$P_{1,2}(x) = P_{1,2}(y) = \frac{w - [l - (1-w)] Q_2/Q_1}{[1 - (1-w)l] - wl Q_2/Q_1}$

Продолжение табл. 24

1	2	3
То же, но $Q_2/Q_1 \rightarrow \infty$	$Q_{1,2}(z) = \frac{[k-(1-w)] Q_2}{(1-w) k Q_1 - wk Q_2} \cdot \frac{Q_1}{Q_2/Q_1} =$ $= \frac{[k-(1-w)] Q_2/Q_1}{(1-w) k - wk Q_2/Q_1} \cdot \frac{Q_1}{Q_1}$	$P_{1,2}(z) = \frac{[k-(1-w)] Q_2/Q_1}{(1-w) k - wk Q_2/Q_1}$
	$Q_{1,2}(x) = Q_{1,2}(y) =$ $= \frac{[l-(1-w)] Q_2}{(1-w) l Q_1 - wl Q_2} \cdot \frac{Q_1}{Q_2/Q_1} =$ $= \frac{[l-(1-w) Q_2/Q_1]}{(1-w) l - wl Q_2/Q_1} \cdot \frac{Q_1}{Q_1}$	$P_{1,2}(x) = P_{1,2}(y) =$ $= \frac{[l-(1-w)] Q_2/Q_1}{[(1-w) l] - wl Q_2/Q_1}$
	$Q_{1,2}(z) = \frac{w Q_1 - k Q_2}{[1-(1-w) k] Q_1 - wk Q_2} \cdot \frac{Q_1}{Q_2/Q_1} =$ $= \frac{w - k Q_2/Q_1}{[1-k(1-w)] - wk Q_2/Q_1} \cdot \frac{Q_1}{Q_1}$	$P_{1,2}(z) = \frac{w - k Q_2/Q_1}{[1-k(1-w)] - wk Q_2/Q_1}$
То же, но $Q_2/Q_1 \rightarrow 0$	$Q_{1,2}(x) = Q_{1,2}(y) =$ $= \frac{w Q_1 - l Q_2}{[1-l(1-w)] Q_1 - wl Q_2} \cdot \frac{Q_1}{Q_2/Q_1} =$ $= \frac{w - l Q_2/Q_1}{[1-l(1-w)] - wl Q_2/Q_1} \cdot \frac{Q_1}{Q_1}$	$P_{1,2}(x) = P_{1,2}(y) =$ $= \frac{w Q_1 - l Q_2/Q_1}{[1-l(1-w)] - wl Q_2/Q_1}$

<p>Сильно вытянутые одинаковые по размерам эллипсоиды вращения, выродившиеся в иглы (игльчатые включения) с отношением осей $\frac{c}{a} \rightarrow \infty$, $k = -\infty$, $l = -1$ и удельным сопротивлением Q_2, расположенные по схеме рис. 61, б; в промежутках — заполняющий минерал с имеющимся объемом w; Q_2/Q_1 — конечное</p>	$Q_{1,2}(z) = \frac{Q_1 Q_2}{(1-w) Q_1 + w Q_2} =$ $= \frac{Q_2/Q_1}{(1-w) + w Q_2/Q_1} Q_1$ $Q_{1,2}(x) = Q_{1,2}(y) =$ $= \frac{w Q_1 + (2-w) Q_2}{w + (2-w) Q_2/Q_1} Q_1 =$ $= \frac{(2-w) Q_1 + w Q_2/Q_1}{(2-w) + w Q_2/Q_1} Q_1$	$P_{1,2}(z) = \frac{Q_2/Q_1}{(1-w) + w Q_2/Q_1}$ $P_{1,2}(x) = P_{1,2}(y) =$ $= \frac{w + (2-w) Q_2/Q_1}{(2-w) + w Q_2/Q_1}$
<p>Предельно сплюснутые эллипсоиды вращения, выродившиеся в плоские диски одинакового размера с удельным сопротивлением Q_2, расположенные по схеме рис. 61, в; в промежутках — заполняющий минерал с сопротивлением Q_1.</p>	$Q_{1,2}(z) = w Q_1 + (1-w) Q_2 =$ $= [w + (1-w) Q_2/Q_1] Q_1$	$P_{1,2}(z) = w + (1-w) Q_2/Q_1$
<p>$\frac{c}{a} \rightarrow 0$; $k \rightarrow 0$ и $l \rightarrow -\infty$; Q_2/Q_1 — конечное</p>	$Q_{1,2}(x) = Q_{1,2}(y) = \frac{Q_1 Q_2}{(1-w) Q_1 + w Q_2} =$ $= \frac{Q_2/Q_1}{(1-w) + w Q_2/Q_1} Q_1$	$P_{1,2}(x) = P_{1,2}(y) = \frac{Q_2/Q_1}{(1-w) + w Q_2/Q_1}$

Продолжение табл. 24

1	2	3
<p>Кубы одинакового размера с сопротивлением Q_2, расположенные по схеме (рис. 61, ж); в промежутках между кубами находится заполняющий минерал с изменяющимся объемом w и удельным сопротивлением Q_1; $Q_2 \gg Q_1$</p>	$Q_{1,2}^{(ж)} = \frac{(1+\gamma)^2 (Q_2 + \gamma Q_1)}{\gamma (\gamma+2) Q_2 + (1+\gamma+2\gamma^2+\gamma^3) Q_1}$ <p>где $\gamma = \sqrt[3]{\frac{1}{1-w}} - 1$; $Q_{1,2}^{(в)}$ — верхний предел сопротивления породы.</p> $\gamma = \frac{\delta}{a},$ <p>где δ — толщина слоя между кубиками; a — толщина зерна с пленкой заполняющего минерала</p> $Q_{1,2}^{(н)} = Q_1 \times \frac{\gamma Q_1 + (1+\gamma)^2 Q_2 + \gamma^2 (\gamma+2) Q_2}{(1+\gamma) [Q_1 + \gamma (\gamma+2) Q_2]}$ <p>$Q_{1,2}^{(н)}$ — нижний предел сопротивления породы</p>	$P_{1,2}^{(ж)} = \frac{(1-\gamma)^2 (Q_2 - \gamma Q_1)}{\gamma (\gamma+2) Q_2 + (1+\gamma+2\gamma^2+\gamma^3) Q_1}$ $P_{1,2}^{(н)} = \frac{\gamma Q_1 + (1+\gamma)^2 Q_2 + \gamma^2 (\gamma^2+2) Q_2}{(1+\gamma) [Q_1 + \gamma (\gamma+2) Q_2]}$
<p>Кубы одинакового размера с сопротивлением $Q_2 \rightarrow \infty$, расположенные по схеме рис. 61, ж; в промежутках между кубами заполняющий минерал с изменяющимся объемом w и конечным удельным сопротивлением Q_1</p>	$Q_{1,2}^{(ж)} = \frac{Q_1}{1 - \sqrt[3]{(1-w)^2}}$	$P_{1,2}^{(ж)} = \frac{1}{1 - \sqrt[3]{(1-w)^2}}$

<p>Кубы одинакового размера с сопротивлением $Q_2 \rightarrow \infty$, расположенные по схеме кирпичной кладки (рис. 61, а); в промежутках между кубами — заполняющий минерал с изменяющимся объемом w и конечным удельным сопротивлением Q_1</p>	$Q_{1,2} = \frac{1 + 0,5 \sqrt[3]{1-w}}{1 - \sqrt[3]{1-w}} Q_1$	$P_{1,2} = \frac{1 + 0,5 \sqrt[3]{1-w}}{1 - \sqrt[3]{1-w}}^2$
<p>Равнороберние куб-октаэдр одинакового размера с сопротивлением $Q_1 \rightarrow 0$, расположенные по схеме рис. 61; в промежутках между куб-октаэдрами — заполняющий минерал с изменяющимся объемом w и удельным сопротивлением $Q_2 \rightarrow \infty$</p>	$Q_{1,2} = 0,5 Q_1 \gamma (\sqrt[3]{2} + \gamma) \frac{4(\sqrt[3]{2} + \gamma)^3 + 3(2\sqrt[3]{2} + \gamma)^2 \gamma}{4(\sqrt[3]{2} + \gamma)^3}$	$P_{1,2} = 0,5 \gamma (\sqrt[3]{2} + \gamma)^*$
<p>Три системы цилиндрических взаимно перпендикулярных трубок, заполненные проводящим минералом с сопротивлением Q_1, вмещающиеся в заполняющем минерале с сопротивлением $Q_2 \rightarrow \infty$</p>	$Q_{1,2} = \frac{3}{w} Q_1$	$P_{1,2} = \frac{3^{**}}{w}$
<p>То же, но длина цилиндрических трубок $1/\sin 45^\circ = 1,42$ раза больше стороны куба породы</p>	$Q_{1,2} = \frac{4,25}{w} Q_1$	$P_{1,2} = \frac{4,25^{**}}{w}$

* Формула пригодна для не очень больших промежутков между зернами.
 ** Формулы приближенные — трубки пересекают друг друга.

Характер изменения параметра минерального состава и структуры некоторых пород с заполняющим минералом низкого и высокого сопротивления в зависимости от содержания заполняющего минерала, их структуры, сопротивления компонентов (в общем случае) и направления измерения представлен на рис. 63 кривыми $P_{1,2} = f(w)$ с 1 по 42.

Из рассмотрения этих кривых следует, что их характер мало зависит от структуры породы, пока порода имеет одинаковые по размерам изометрические включения различной формы (шарообразной, кубической и кубоктаэдрической), равномерно заполняющие объем породы.

При возрастании в породе содержания заполняющего минерала и удельном сопротивлении $\rho_1 \ll \rho_2$ значения параметра минерального состава и структуры резко (на несколько порядков) падают, пока содержание заполняющего минерала не достигнет 10 %. Особенно резкое падение значений параметра наблюдается при изменении содержания в породе заполняющего минерала от 0 до 1 %.

Дальнейшее увеличение содержания проводящего (заполняющего) минерала ρ_1 в породе сравнительно незначительно изменяет величину параметра $P_{1,2}$ (рис. 63, кривые 1, 11, 12).

Если $\rho_1 \gg \rho_2$, то с увеличением в породе содержания w заполняющего минерала от 0 до 10 % значения параметра $P_{1,2}$ быстро возрастают, причем резкое возрастание (на много порядков) наблюдается при изменении значений w от 0 до 1 %. При $w > 10\%$ возрастание величин $P_{1,2}$ значительно замедляется и становится небольшим (см. рис. 63, кривые 18, 40 и 41).

Характер изменения величин параметра $P_{1,2}$ в зависимости от w для пород с включениями неизометрической формы тем значительнее отличается от характера изменения этого параметра для пород с изометрическими включениями, чем сильнее нарушена изометрия включений.

При этом значения параметра $P_{1,2}$ начинают зависеть от направления в породе; в одних направлениях параметры минерального состава и структуры резко отличаются от параметров $P_{1,2}$ для пород с изометрическими включениями, в других — они практически те же, что и для пород с симметричной структурой.

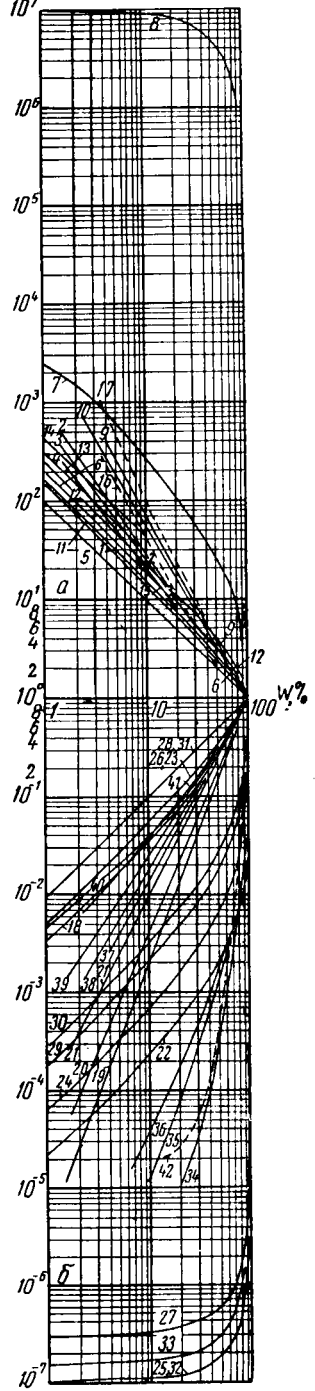
Значительно отличаются от случая пород с изометрическими включениями и среднегеометрические параметры $\bar{P}_{1,2}$ биминеральных пород с включениями, один из размеров которых значительно преобладает над другим.

В предельных случаях для пород с игольчатыми и пластинчатыми включениями одинаковой величины (рис. 61, d и e) кривые $P_{1,2z} = f(w)$ (породы с игольчатыми включениями) и $P_{1,2x} = f(w)$ (породы с пластинчатыми включениями) так же, как и средние кривые $\bar{P}_{1,2} = f(w)$ для этих пород, коренным образом отличаются как от кривых $P_{1,2} = f(w)$ для соответствующих других направле-

$$\frac{\sigma}{P_{1,2}} = \frac{K_{1,2}}{P_{1,2}^{1/2}}$$

Рис. 63. Зависимости параметра минерального состава и структуры $P_{1,2}$ от содержания заполняющего минерала w для идеальных пород различной структуры и различных направлений измерений.

a — зависимости $P_{1,2} = f(w)$ при $q_1 \ll c_2$: 1 — породы со сферическими включениями равного диаметра; 2 — 4 — соответственно породы со сферическими включениями разного диаметра при $w_0 = 90, 75$ и 50% ; 5 — породы с включениями в виде вытянутых эллипсоидов вращения с отношением осей 1:40; сопротивление измерено в направлении оси z ; 6 — то же, но сопротивление измерено в направлении оси x ; 7 — породы с включениями в виде сплюснутых эллипсоидов вращения с отношением осей 1:40; сопротивление измерено в направлении оси z ; 8 — породы с включениями в виде предельно сплюснутых эллипсоидов вращения, выродившихся в плоские диски; сопротивление измерено в направлении оси z ; 9 — породы с включениями в виде эллипсоидов вращения разного размера при $w_0 = 90\%$; сопротивление измерено в направлении оси x ; 10 — то же, но при $w_0 = 75\%$; 11 — породы с кубическими включениями равного размера (грани двух соседних кубов лежат в одних и тех же плоскостях); 12 — породы с кубическими включениями равного размера (кубические включения расположены по принципу кирпичной кладки); 13 — породы с заполняющим минералом в виде трех систем параллельных трубок, идущих в трех взаимно перпендикулярных направлениях; 14 — породы с заполняющим минералом в виде трех систем параллельных трубок, идущих в трех взаимно перпендикулярных направлениях (длина трубок в 1,42 раза больше стороны куба); 15—17 — основные экспериментальные зависимости $P_{1,2} = f(w)$ или $P_{1,2} = f(w)$ для песчано-глинистых пород (по В. Н. Дахнову); b — зависимости $P'_{1,2} = f(w)$ при $q_1 \gg q_2$: 18 — породы со сферическими включениями равного диаметра; 19—21 — соответственно породы со сферическими включениями разного диаметра при $w_0 = 90, 75$ и 50% ; 22 — породы с включениями в виде вытянутых эллипсоидов вращения с отношением осей 1:40; сопротивление измерено в направлении оси z ; 23 — то же, но сопротивление измерено в направлении оси x ; 24 — то же, но сопротивление среднегометрическое; 25 — породы с включениями в виде предельно вытянутых эллипсоидов вращения, выродившихся в иглы; сопротивление измерено в направлении оси z ; 26 — то же, но сопротивление измерено в направлении оси x ; 27 — то же, но сопротивление среднегометрическое; 28 — породы с включениями в виде сплюснутых эллипсоидов вращения с отношением осей 1:40; сопротивление измерено в направлении оси z ; 29 — то же, но сопротивление среднегометрическое; 30 — то же, но сопротивление среднегометрическое; 31 — породы с включениями в виде предельно сплюснутых эллипсоидов вращения, выродившихся в плоские диски; сопротивление измерено в направлении оси z ; 32 — то же, но сопротивление среднегометрическое; 33 — то же, но сопротивление среднегометрическое; 34—36 — соответственно породы с включениями в виде эллипсоидов вращения разного размера при $w_0 = 90, 75$ и 50% ; сопротивление измерено в направлении оси z ; 37—39 — то же, но сопротивление измерено в направлении оси x ; 40 — породы с кубическими включениями равного размера (грани двух соседних кубов лежат в одних и тех же плоскостях); 41 — породы с включениями в виде равносторонних кубоктаэдров одинакового размера; 42 — экспериментальная кривая для кварцевого порфира с включениями железного блеска.



ний, так и от тех же кривых для пород с изометрическими включениями (сравните кривые 25 — 27, кривые 31—33 и кривые 18, 40 и 41).

Кривые $P_{1,2} = f(w)$ для пород с игольчатыми и с пластинчатыми включениями при $Q_1 \gg Q_2$ показывают, что значения параметра минерального состава и структуры этих пород практически не изменяются с возрастанием в породе содержания заполняющего минерала, пока это содержание не достигнет 10%; до $w = 80\%$ увеличение параметра $P_{1,2}$ становится более значительным, а при $w = 80 \div 100\%$ величина $P_{1,2}$ возрастает весьма резко. Особенно сильно растут значения $P_{1,2}$ при $w > 95\%$.

Однако величина параметра минерального состава и структуры определяется не только соотношениями объемов обоих минералов, их сопротивлениями и формой включений, но также и соотношением частиц различной величины и одинаковой формы в объеме породы, т. е. степенью отсортированности пород.

Согласно исследованиям А. С. Семенова кривые $P_{1,2} = f(w)$ для пород, содержащих n серий одинаковых по форме, но различающихся по размеру включений, тем сильнее отличаются от кривых $P_{1,2} = f(w)$ для биминеральных пород с теми же по форме, но одинаковыми по размеру включениями, чем больше они содержат различных по размеру частиц — фракций (серий); при этом число фракций зависит от параметра первоначального заполнения w_0 (сравните, например, кривые 1 и 2, 3 и 4 на рис. 63).

Параметр $P_{1,2}$ биминеральных пород с n серий неизометрических включений, например вытянутых эллипсоидов вращения, в более значительной степени отличается от параметра $P_{1,2}$ для пород с изометрическими включениями, чем это имеет место в породах с соответствующими изометрическими, но одномерными включениями (сравните, например, кривые 39, 38, 37 и кривые 36, 35 и 34 с кривыми 23, 22, 24 и кривые 18, а также кривые 2, 3, 4 с кривыми 9 и 10 и кривой 1 на рис. 63).

Это объясняется тем, что в случае пород с n серий неизометрических включений величина параметра $P_{1,2}$ определяется не только степенью их отсортированности, но и формой отдельных частиц.

Таким образом, теоретические исследования удельного сопротивления чистых биминеральных пород позволяют сделать следующие заключения.

1. Электрическое удельное сопротивление биминеральных пород пропорционально удельному сопротивлению заполняющего минерала $Q_{1,2} = P_{1,2} Q_3$.

2. Так как параметры минерального состава и структуры $P_{1,2}$ для пород с заполняющим минералом низкого сопротивления всегда больше единицы (рис. 63), то $Q_{1,2}$ такой породы всегда больше сопротивления ее заполняющего минерала; наоборот, вследствие того, что $P_{1,2}$ у пород с заполняющим минералом высокого сопротивления

всегда меньше единицы, для таких пород $\rho_{1,2}$ всегда меньше сопротивления заполняющего минерала.

Удельное сопротивление биминеральных пород при $w \rightarrow 0$ стремится к сопротивлению включений, а при $w \rightarrow 1$ — к сопротивлению заполняющего минерала.

3. Электрическое удельное сопротивление биминеральных пород вследствие различий в их минеральном составе (определяющем сопротивления и объемное соотношение составляющих компонент) и структуре может изменяться в чрезвычайно широких пределах — от значений, меньших 10^{-7} ом м, до величин, превышающих 10^7 ом м. Причем эти пределы определяются структурой пород не в меньшей степени, чем их минеральным составом (сравните на рис. 63 значения параметра $P_{1,2}$ для пород с одинаковыми w и ρ_3 , но различной структурой).

4. Для разностей биминеральных пород с неизометрическими включениями удельное сопротивление зависит от направления измерения.

5. Удельное сопротивление биминеральных пород возрастает с ухудшением степени их отсортированности.

§ 30. ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ УДЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ СУЛЬФИДНЫХ И МАГНЕТИТОВЫХ РУД И МАКСИМАЛЬНО ВЛАЖНЫХ СЛАБОГЛИНИСТЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Характер изменения удельного сопротивления полиминеральных горных пород, не сцементированных глиной, в зависимости от их состава и структуры в большинстве случаев близок к характеру изменения сопротивления биминеральных агрегатов. Это объясняется тем, что минералы, составляющие породу, по удельному сопротивлению и структуре в большинстве случаев легко подразделяются на две группы, каждая из которых может рассматриваться как определенный минерал, резко отличающийся от другого по структуре и сопротивлению. Примерами таких пород могут служить максимально влажные, чистые (слабоглинистые) песчаные, карбонатные и другие осадочные породы, а также неокисленные руды.

У осадочных пород плохо проводящая часть представлена обломками различных минералов, форма, размеры и сопротивление которых одного порядка. Эту часть породы в первом приближении можно рассматривать как минерал высокого сопротивления определенной структуры. Минералом низкого сопротивления в этих породах является вода, заполняющая их поровое пространство.

Группируя подобным же образом минералы, можно представить себе в виде биминеральных образований и руды с высокой электронной проводимостью. Таким образом, предполагается, что сопротивление большинства полиминеральных горных пород изменяется по тем же законам, что и сопротивление биминеральных агрегатов, и что его можно описать в общем виде с помощью формулы (25).

Удельное сопротивление сульфидных и магнетитовых руд

Экспериментальные исследования удельного сопротивления сульфидных и магнетитовых руд с высокой электронной проводимостью из некоторых районов и месторождений в зависимости от их минерального состава и структуры подтверждают в общих чертах ранее приведенные теоретические данные. Эти данные согласуются и с экспериментами на искусственных образцах. На рис. 63 представлена, например, кривая 42, полученная для искусственной породы, состоящей из кварцевого порфира, включающего зерпа железного блеска. Эта кривая располагается между теоретическими кривыми и по конфигурации приближается к кривым 34, 35 и 36, полученным для пород с включениями в виде разнотернистых эллипсоидов вращения.

Согласно исследованиям А. С. Семенова [81] удельное сопротивление сульфидных и магнетитовых руд важнейших типов рудных месторождений зависит от их минерального состава и структурно-текстурных особенностей следующим образом.

Сульфидные руды

Электропроводность серноколчеданных руд определяется содержанием и структурой проводящего пирита, расположенного среди нерудных минералов (кварца, серицита). Удельное сопротивление сплошных пиритовых руд изменяется от 10^{-5} до 10^1 ом м. Руды равномерно зернистые с пониженным и низким содержанием пирита могут иметь повышенные и высокие сопротивления, достигающие значений сопротивлений безрудной породы из-за электрической разобшенности отдельных (в предельных случаях всех) зерен пирита. Однако для вкрапленных колчеданных руд более характерна полосчатая структура, при которой сульфиды в породе находятся в виде электрически связанных полос или цепочек. Такая структура пирита в руде обеспечивает сеть токопроводящих путей даже в случае редких вкрапленников серноколчеданных руд. Более того, хорошая проводимость наблюдается в этом случае даже для минерализованных сланцев с несколькими процентами сульфидов.

Значительная проводимость медно-серноколчеданных руд обуславливается в основном электрически связанным халькопиритом. Сопротивление сплошных серноколчеданных руд, где халькопирит цементирует зерна пирита и кварца, изменяется от 10^{-4} до 10^{-2} ом м. Вкрапленные руды с полосчатой структурой отличаются также незначительным сопротивлением, иногда меньшим сопротивления сплошных пиритовых руд [81].

Силошные пиритиновые и вторичные сульфидные руды меди имеют сопротивление в тех же пределах, что и сплошные халькопиритовые руды, вследствие близости структур этих руд и сопротивлений халькопирита и пиритина.

Медно-цинковые и другие существенно цинковые руды весьма разнообразны по величине удельного сопротивления. В них пирит или халькопирит, теннантин и другие, в том числе нерудные, минералы цементируются слабо проводящим сфалеритом. Вследствие этого руда может быть непроводящей. Для сплошных руд это мало вероятный случай.

Характерными структурами для этих пород являются: 1) полосчатая — в пустой породе перемежаются полоски руд различного минерального состава, 2) сложного прорастания сфалерита с халькопиритом и другими сульфидами и 3) эмульсионная — мельчайшие выделения одних минералов в других, например проводящих сульфидов в сфалерите.

У руд зоны вторичного сульфидного обогащения обнаружены сетчатая и нитевидная структуры. Здесь первичные сульфиды замещаются хорошо проводящими вторичными.

Все структуры обеспечивают сеть непрерывно связанных электрических путей из проводящих сульфидов, обладающих, однако, различной степенью электропроводности, что и ведет к большому разнообразию величин сопротивлений медно-цинковых руд.

Удельное сопротивление руд полиметаллических месторождений определяется содержанием и характером распределения проводящих сульфидов (в основном галенита и сопутствующих ему пирита, халькопирита, арсенопирита, тетраэдрита и иногда пирротина, касситерита, сульфидов серебра и др.) в слабо проводящих сфалерите, буланжерите и непроводящих нерудных минералах (кварце, кальците, доломите и др.). Для этих руд характерны структуры прорастания, замещения и распада. Их удельное сопротивление изменяется от 10^{-5} до 10^4 ом м.

У полиметаллических руд часто наблюдается также более позднее выделение хорошо проводящего галенита по сравнению с жильными минералами и сфалеритом. Все это создает токопроводящую сеть из хорошо проводящих сульфидов и обеспечивает в большинстве случаев хорошую проводимость руд.

Пониженные электропроводности наблюдаются в рудах, содержащих цементирующие минералы англезит и церуссит, а также в рудах с буланжеритом даже в том случае, если в них находится достаточно много других проводящих сульфидов. Плохо проводят и руды, у которых среди сплошной массы кварца обнаруживаются отдельные изолированные зерна рудных минералов. В частности, к таким относятся баритовые и карбонатно-баритово-кварцевые руды. Иногда при совместном нахождении в руде сфалерита и пирита проводимость ее обуславливается только сфалеритом, так как пирит разобщается и руда имеет высокое сопротивление.

Медистые песчаники типа джезказганских сцементированы сульфидами (халькопиритом и борнитом, иногда пиритом,

тетраэдритом и теннанитом). В руде находится до 10% сульфидов в виде непрерывной сети, и она хорошо проводяща даже при малом содержании рудных минералов.

Сплошные руды медно-никелевых сульфидных месторождений жильного типа, сложенные пирротинитом, пентландитом и халькопиритом, имеют сопротивление от 10^{-5} до 10^{-4} ом м. Все остальные типы руд при содержании сульфидов в них от единиц до первых десятков процентов (за исключением руд с редкой магматической вкрапленностью) достаточно хорошо проводящи вследствие хорошей электрической связи между рудными минералами.

Удельное сопротивление магнетитовых руд изменяется в чрезвычайно широких пределах.

К проводящим относятся [81]: 1) титаномагнетитовые магматические руды в габбропироксенитах (г. Качканар на Урале), в которых магнетит цементирует нерудные минералы — плагиоклаз, пироксенит и др., 2) сульфидсодержащие разности руд, являющиеся переходными от магматических к контактово-метасоматическим; 3) крупнокристаллические агрегаты и разности руд, содержащие прожилки сульфидов, некоторых контактово-метасоматических месторождений; 4) контактово-метасоматические руды, сложенные змеевиками и скарнами с магнетитом, характеризующимся хорошей электрической связью между зернами; 5) сплошные магнетитовые контактово-метасоматические руды, а также некоторые гранатсодержащие разности этих руд; 6) магнетитсодержащие руды группы гидротермальных месторождений; 7) некоторые разности руд осадочных месторождений, в которых магнетит находится не только в оолитах, но и как цементирующий материал; 8) редкие разности жильных магнетитовых руд метаморфогенных месторождений.

Значительным удельным сопротивлением характеризуются: 1) оспенные руды месторождений магматического происхождения с магнетитом высокого сопротивления — зерна его обычно разделены плохо проводящими прослоями (вероятно, мартита и других продуктов окисления магнетита); 2) титаномагнетитовые магматические руды с вкрапленностью магнетита в диабазах при отсутствии электрической связи между зернами магнетита; 3) мелкозернистые разности руд, почти целиком сложенные магнетитом и не содержащие прожилков сульфидов; 4) руды ряда контактово-метасоматических месторождений, имеющие в своем составе сидерит, реже магнетит и гематит, часто окисленные до лимонита и гидрогематита; 5) руды инфильтрационных месторождений, содержащие гидрогетит, реже сидерит и бурые железняки; 6) руды месторождений осадочного типа; их слагают плохо проводящие красные и бурые железняки, сидерит и железистый хлорит, часто с оолитовой текстурой; иногда присутствующий магнетит находится в виде оолитов, сцементирован-

ных карбонатами, железистыми хлоритами и т. д.; 7) подавляющее большинство руд метаморфогенных месторождений, возникающих из осадочных пород и состоящих из мартита, магнетита и гематита в различных соотношениях.

Из описания удельного сопротивления пород сульфидных и магнетитовых месторождений следует, что как сульфидные, так и железорудные (окисные) месторождения в зависимости от содержания и структуры рудных минералов в руде могут иметь как низкое, так и высокое сопротивление. Это следует иметь в виду при постановке электроразведочных работ с целью поисков названных рудных месторождений.

Удельное сопротивление максимально влажных слабоглинистых осадочных пород

Экспериментальные исследования удельного сопротивления максимально влажных слабоглинистых пород (песков, песчаников, известняков, доломитов и др.) выполнены в большом объеме для изучения зависимости параметра минерального состава и структуры от содержания заполняющего минерала (пластовой воды), определяющего пористость пород. Причем параметр минерального состава и структуры в этом случае был назван В. Н. Дахновым параметром пористости P_n , так как он в основном определяется пористостью и затем уже структурой пород; последнее объясняется достаточно изометрической формой частиц рассматриваемых пород.

Результаты исследований представлены в виде кривых $P_n = f(k_n)$ для различных типов песчаных (рис. 64 и 65) и карбонатных (рис. 66) отложений, а также в виде осредненных кривых для слабо-, средне- и сильно сцементированных песчаных (кривые 15, 16 и 17 на рис. 63, а также рис. 67, а) и карбонатных (рис. 67, б) пород.

Разброс точек вокруг средних линий объясняется неоднородной структурой порового пространства различных образцов пород — сложной зависимостью параметра пористости от геометрии порового пространства пород и отчасти их повышенной глинистостью.

Сопоставление экспериментальных результатов с теоретическими (рис. 63) показывает, что теоретические кривые для частных случаев достаточно хорошо согласуются с экспериментальными для пористости, превышающей 8—15%, и значительно отличаются от экспериментальных кривых в области низкой пористости.

Это, по-видимому, объясняется недостаточным учетом цементации порового пространства пород лимонитом, кальцитом, доломитом или другим материалом при выводе теоретических кривых, а также

* Ряд других исследователей называет этот параметр относительным сопротивлением, не раскрывая его физической сущности

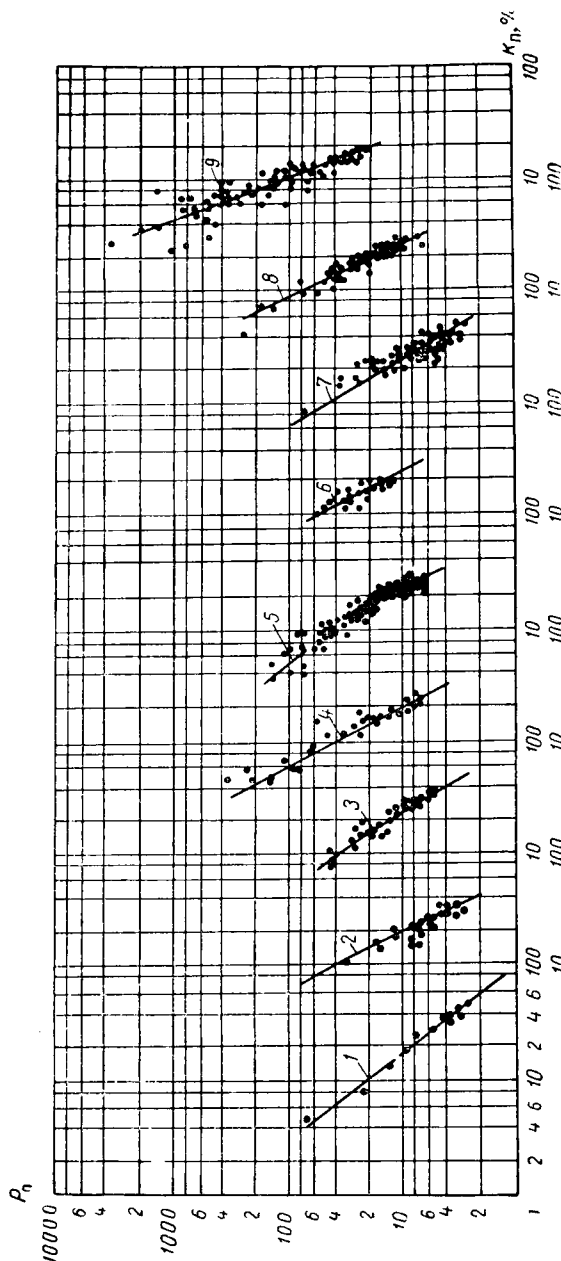


Рис. 64. Зависимости параметра пористости P_n от коэффициента пористости k_p для песчано-глинистых отложений различных районов СССР.

1 — пески (по материалам Л. А. Горбенко, АзНИИ и Л. П. Долиной, ВНИИГеофизика); 2 — песчаники IX, X и XI продуктивных горизонтов месторождения Газли; 3 — песчаники XII и XIII горизонтов месторождения Газли; 4 — песчаники нефтяных и юрских отложений Затеречной области (по А. М. Нечаю); 5 — песчаники девонских отложений Туьмазинского нефтяного месторождения (по Л. И. Орлову, ВУФВНИИГеофизика, 1959); 6 — песчаники девона Куйбышевской области (по Н. Я. Качуниной); 7 — алевролиты палеогеновых отложений Краснотарского края (по материалам лабораторий физических свойств горных пород МИНХ и ГП); 8 — песчаники девонских отложений Саратовского Поволжья (по И. Е. Эйману); 9 — песчаники и алевролиты докембрийских отложений Башкирии и Татарии (по материалам лабораторий физических свойств горных пород МИНХ и ГП).

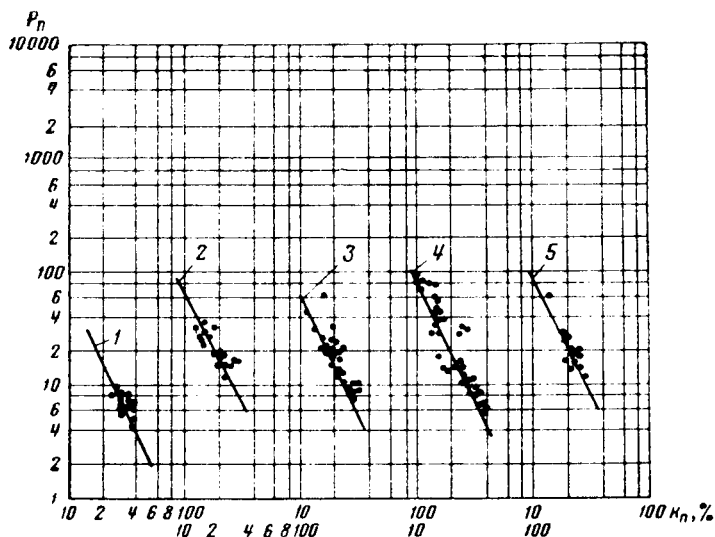


Рис. 65. Зависимости параметра пористости P_n от коэффициента пористости k_n для песчано-глинистых отложений США (по Г. Е. Арчи).

1 — слабо сцементированные песчаники миоцена, Гольф-Кост; 2 — песчаники вильюкса, миоцена, Гольф-Кост; 3 — песчаники олигоцена, Гольф-Кост; 4 — песчаники неогена, Белью, Луизиана; 5 — песчаники, Бенюет и Кипрес, Иллинойс.

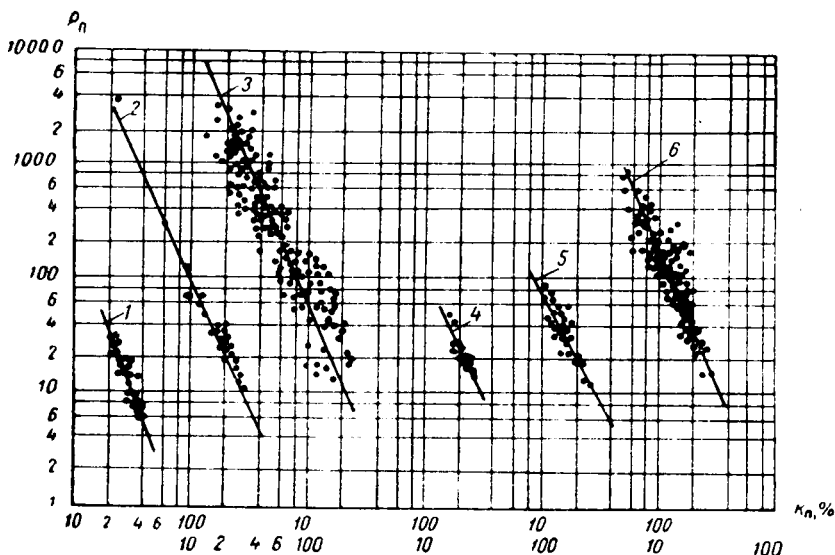


Рис. 66. Зависимости параметра пористости P_n от коэффициента пористости k_n для карбонатных (известковых) отложений СССР и США.

1 — известники Казахстана (по Л. И. Сигалу); 2 — известники башкирского яруса Пермской области (по Н. Я. Качуриной); 3 — известники карбона Саратовского Поволжья (по И. Е. Эйману); 4 — известники девона, Кроссет, Техас; 5 — известник оолитовый, смаковер; 6 — пермский известник сен андрес, Вессен, Техас (по Г. Е. Арчи).

повышенной глинистостью пород низкой пористости. В последнем случае проводимость пород зависит не только от содержания влаги в порах пород, но и от содержания и адсорбционной способности (см. стр. 183) глин.

Однако для неглинистых пород формула общего вида $Q_{\text{вп}} = P_{\text{п}} Q_{\text{в}}$ (где $Q_{\text{вп}}$ — удельное сопротивление максимально влажной породы; $Q_{\text{в}}$ — удельное сопротивление воды, насыщающей породу) остается справедливой.

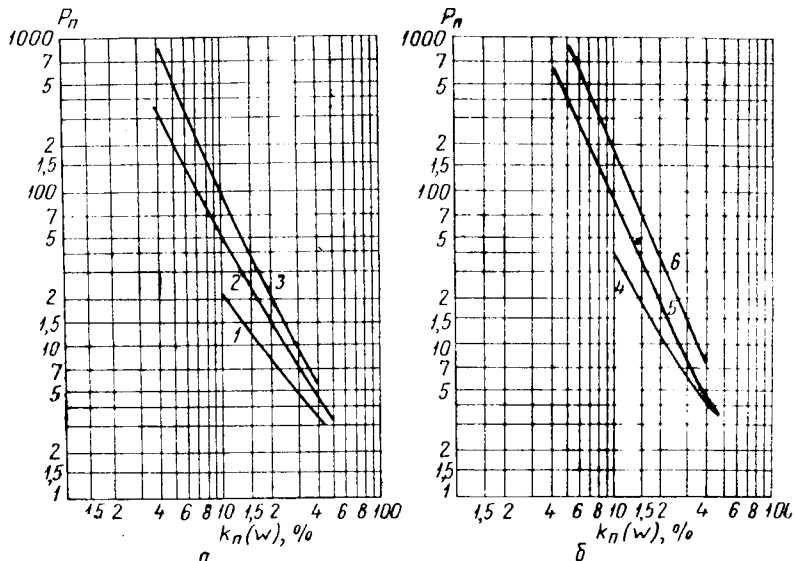


Рис. 67. Зависимости параметра $P_{\text{п}}$ от коэффициента пористости $k_{\text{п}}$ (объемной влажности w) (по В. Н. Дахинову).

а — песчано-глинистые породы; *б* — карбонатные породы. 1 — рыхлые пески; 2 — слабо сцементированные песчаники; 3 — средне сцементированные песчаники; 4 — ракушники и глинистые известняки; 5 — известняки и доломиты крупнокристаллические средней уплотненности; 6 — известняки и доломиты плотные тоннокристаллические.

Математическая обработка данных определения $P_{\text{п}}$ и $k_{\text{п}}$ на образцах пород приводит к зависимости следующего вида¹:

$$P_{\text{п}} = \frac{a_{\text{п}}}{k_{\text{п}}^m},$$

где $k_{\text{п}}$ — коэффициент пористости;

$a_{\text{п}}$ — постоянный коэффициент для отложений данного типа, варьирующий от 0,4 до 1;

¹ Кривые $P_{\text{п}} = f(k_{\text{п}})$ в арифметическом масштабе представляют собой гиперболы n -го порядка, которым отвечает уравнение $y = \frac{a}{x^n}$.

m — структурный показатель, оценивающий влияние на величину P_{Π} формы поровых каналов (проводящей жидкой составляющей пород).

При $a_{\Pi} = 1$

$$m = - \frac{\lg \frac{Q_{\text{вп}}}{Q_{\text{в}}}}{\lg k_{\Pi}} = - \frac{\lg P_{\Pi}}{\lg k_{\Pi}}. \quad (26)$$

Для различных типов осадочных отложений значения m находятся в пределах 1,3—2,2 и редко достигают более значительных величин (до 3) (табл. 25).

Таблица 25

Структурные показатели m пород различного типа по Пирсону (Pirson)

Порода	m
Несцементированные породы (рыхлые пески, оолитовые известняки).	1,3
Очень слабо сцементированные пески типа Гольф-Кост, исключая пески вилькокс	1,4—1,5
Слабо сцементированные песчаники пористостью 20% и выше	1,6—1,7
Умеренно сцементированные уплотненные песчаники пористостью 15% и выше	1,8—1,9
Сильно сцементированные песчаники низкой пористости, кварциты, известняки и доломиты с межзерновой пористостью, мел	2,0—2,2

Формула, определяющая зависимость параметра пористости от коэффициента пористости горных пород, может быть получена теоретически несколько иным путем, чем описано ранее.

Полное сопротивление объема породы длины L и сечения S

$$R = \frac{L}{S} Q_{\text{вп}} = \frac{L_{\text{к}}}{S_{\text{к}}} Q_{\text{в}}, \quad (27)$$

где $S_{\text{к}}$ — среднестатистическая площадь нормального сечения всех каналов, заполненных в породе жидкостью удельного сопротивления $Q_{\text{в}}$;

$L_{\text{к}}$ — среднестатистическая длина этих каналов;

$Q_{\text{вп}}$ — удельное сопротивление породы.

Из (27) следует, что

$$\frac{Q_{\text{вп}}}{Q_{\text{в}}} = P_{\Pi} = \frac{\frac{L_{\text{к}}}{L}}{\frac{S_{\text{к}}}{S}}. \quad (28)$$

С другой стороны,

$$L_K S_K = k_{\Pi} L S,$$

откуда

$$\frac{S_K}{S} = k_{\Pi} \frac{L}{L_K}.$$

Подставив полученное равенство в (28), получим

$$P_{\Pi} = \frac{\left(\frac{L_K}{L}\right)^2}{k_{\Pi}} = \frac{T_3^2}{k_{\Pi}}, \quad (29)$$

где $T_3 = \frac{L_K}{L} > 1$ — электрическая извилистость поровых каналов.

Из формулы (29) следует, что

$$T_3 = \sqrt{k_{\Pi} P_{\Pi}}.$$

Наименьшая извилистость, равная 1, наблюдается в породах волокнистой структуры, когда направление электрического тока параллельно волокнам.

Извилистость сцементированных песчаных и карбонатных пород согласно совместному исследованию уравнений (26) и (29) может достигать 5 и даже больших значений. Подставив в формулу (26) значение P_{Π} , определяемое уравнением $P_{\Pi} = \frac{T_3^2}{k_{\Pi}}$, получим

$$m = \frac{\lg \frac{k_{\Pi}}{T_3^2}}{\lg k_{\Pi}} = 1 - \frac{2 \lg T_3}{\lg k_{\Pi}}.$$

Из последней формулы следует, что чем больше извилистость поровых каналов и больше (при заданной извилистости) пористость породы, тем больше значение структурного коэффициента m .

При помощи двойной логарифмической сетки, по оси абсцисс которой откладывают значения извилистости, а по оси ординат — пористости, дадим графическое решение уравнения $P_{\Pi} = \frac{T_3^2}{k_{\Pi}}$ для постоянных значений коэффициента P_{Π} (5, 10, 50, 100, 500) и также графическое решение последнего уравнения для постоянных практически найденных значений m (1,3; 1,5; 2; 2,5) в виде двух семейств пересекающихся прямых (рис. 68). Вывод о возможных пределах извилистости от 1,3 до 6 и более для пород данного типа вытекает из рассмотрения части палетки, заключенной в пределах возможной пористости (0,015—0,35), коэффициента P_{Π} от 5 до 500 и показателя m от 1,3 до 2,5.

Экспериментальные исследования, выполненные [72] для песков и ряда резко различных по структуре песчаников, показывают,

что извилистость упомянутых пород изменяется от 1,3 до 3,3; при этом извилистость оценивали по наблюдениям за характером продвижения отдельных струй окрашенной жидкости в породе и по определению времени прохождения через образцы определенных ионов.

При оценке извилистости по определению времени прохождения через образцы определенных ионов используют образцы идеальной и реальной пород. Идеальный образец выполнен из пластмассы, одинаков по форме и размерам с образцом породы и имеет параллельные цилиндрические каналы.

При определении извилистости один из торцов насыщенного NaCl образца приводят в соприкосновение обычно с раствором уксуснокислого натрия; к его торцам подводят разность потенциалов ΔU и отмечают время; второй отсчет времени делают тогда, когда на другом конце образца у хлорсеребряного электрода будет установлено резкое возрастание потенциала вследствие уменьшения концентрации ионов хлора.

Время, необходимое для прохождения ионов через прямолинейные и извилистые каналы обоих образцов, можно рассчитать по приведенным ниже формулам.

Для идеальной породы

$$\tau = \frac{L}{\frac{\Delta U}{L} v};$$

для реальной породы

$$\tau_K = \frac{L_K}{\frac{\Delta U}{L_K} v},$$

где L и L_K — соответственно длина идеального канала и среднестатистическая длина каналов реальной породы;

v — скорость ионов;

$\frac{\Delta U}{L}$ и $\frac{\Delta U}{L_K}$ — градиент потенциала в идеальном и извилистом каналах.

Отсюда

$$\frac{L_K^2}{L^2} = \frac{\tau_K}{\tau} = T_a^2, \quad T_a = \sqrt{\frac{\tau_K}{\tau}}.$$

Сопоставление коэффициента пористости и извилистости различных пород и их моделей показывает, что при $k_n \rightarrow 1$ T_a также $\rightarrow 1$ и для любой пористой среды извилистость прогрессивно уменьшается с ростом пористости.

В несцементированных породах извилистость зависит от формы, размеров, степени отсортированности и уплотненности обломков, определяющей, в частности, их ориентацию. В сцементированных породах извилистость, кроме того, зависит от степени их цемен-

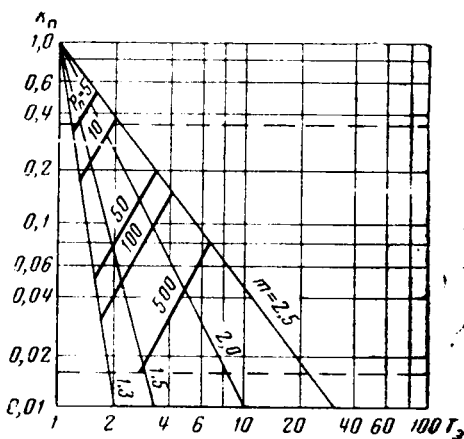


Рис. 68. Зависимости $T_a = f(k_n, m)$ для различных m и зависимости $T_a = f(k_n, P_{11})$ для различных P_{11} .

тации. В цементированной пористой среде извилистость может быть очень большой, если доступные току пути включают частые разветвления под углами, превышающими 90° к направлению градиента потенциала.

При изучении процессов движения воды и нефти в коллекторах и определении их проницаемости практическое значение имеет гидравлическая извилистость T_r поровых каналов, представляющая собой отношение среднестатистической длины каналов $L_{\text{кг}}$, по которым происходит фильтрация, к кратчайшему расстоянию L между точками поступления и выхода жидкости из каналов.

Так как для электрического тока имеется больше возможности протекать по более коротким путям, то обычно $T_\varepsilon < T_r$. Однако в случае неглинистых достаточно однородных пород это неравенство становится незначительным и T_r превышает T_ε обычно не более чем на 10—20%.

Иногда переход от T_ε к T_r может быть выполнен, исходя из предположения о том, что гидравлическая и электрическая извилистости практически одинаковы, если открытая и эффективная пористости породы равны.

В тех же случаях, когда это условие не соблюдается, в отличие от

$$T_\varepsilon = \sqrt{P_{\text{п}} k_{\text{п}}}$$

гидравлическая извилистость

$$T_r = \sqrt{P_{\text{пэф}} k_{\text{пэф}}},$$

где $P_{\text{пэф}}$ — значение параметра пористости, соответствующее величине эффективной пористости.

Таким образом,

$$\frac{T_r}{T_\varepsilon} = \sqrt{\frac{P_{\text{пэф}} k_{\text{пэф}}}{P_{\text{п}} k_{\text{п}}}}$$

и, следовательно,

$$T_r = \sqrt{\frac{P_{\text{пэф}} k_{\text{пэф}}}{P_{\text{п}} k_{\text{п}}}} T_\varepsilon.$$

Чем ближе выражение, стоящее под знаком корня, к единице, тем меньше T_r отличается от T_ε и практически вместо T_r может быть использовано T_ε .

В частном случае, когда $k_{\text{пэф}}$ может быть принято равным $k_{\text{п}}$ ($1 - k_{\text{вс}}$),

$$T_r = \sqrt{P_{\text{пэф}} k_{\text{п}} (1 - k_{\text{вс}})}$$

и

$$T_r = \sqrt{\frac{P_{\text{пэф}}}{P_{\text{п}}} (1 - k_{\text{вс}})} T_\varepsilon.$$

§ 31. ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ УДЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ МАКСИМАЛЬНО ВЛАЖНЫХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

В электрическом отношении глинистые породы представляют собой «трехминеральные» ассоциации. Одним из «минералов» является песчано-алевритовая часть твердой фазы с практически бесконечным удельным сопротивлением. Практически непористые зерна этого «минерала» составляют основную часть скелета пород, в полостях которого располагаются два других «минерала» — глинистый цемент и на участках, где он отсутствует, электролит, насыщающий поровое пространство породы.

Расчет удельного сопротивления «трехминеральной» породы может быть выполнен следующим способом.

Предварительно рассчитывают удельное сопротивление глинистого цемента¹ в предположении, что проводимость слоя молекулярно связанной воды, включающего двойной электрический слой, равна $\sigma_{сл}$, а занимаемая им доля объема порового пространства равна $(1 - \xi)$, где ξ — доля объема пор, заполненная свободным электролитом. Обозначим проводимость свободного электролита через $\sigma_{в}$. Тогда заполнитель порового пространства глинистого цемента — свободный электролит с проводимостью $\sigma_{в}$ и двойной электрический слой с проводимостью $\sigma_{сл}$ (рис. 69) — будет иметь электропроводность

$$\sigma_{згл} = (1 - \xi) \sigma_{сл} + \sigma_{в} \xi. \quad (30)$$

Выражая электропроводность электролитов свободного и двойного слоя через их концентрацию и подвижность ионов, получим

$$\sigma_{в} = c_{в} (l_{ав} + l_{кв}) = \lambda c_{в} \quad (31)$$

и

$$\sigma_{сл} = l'_a q, \quad (32)$$

где $c_{в}$ — концентрация свободного электролита;

q — содержание адсорбированных катионов в единице объема, занимаемого двойным слоем;

$l_{ав}$, $l_{кв}$ и λ — соответственно подвижности катионов и анионов и эквивалентная электропроводность;

l'_a — средняя подвижность адсорбированных катионов в двойном слое.

Подставив (31) и (32) в (30), найдем

$$\sigma_{згл} = (1 - \xi) l'_a q + c_{в} (l_{ав} + l_{кв}) \xi.$$

¹ Оценивая удельное сопротивление глинистого цемента, следует учитывать наличие в его порах диаметра $2 \cdot 10^{-4}$ см молекулярно связанной воды, включающей двойной электрический слой с примерно равными толщинами (10^{-6} – 10^{-5} см). Это необходимо, так как проводимость связанной воды с двойным электрическим слоем значительно отличается от проводимости свободного электролита.

Определив удельное сопротивление заполнителя порового пространства глин, можно рассчитать сопротивление глинистой части пород:

$$Q_{гг} = \frac{P_{гг}}{\sigma_{гг}} = \frac{P_{гг}}{l'_a q (1 - \xi) + (l_{ав} + l_{кв}) c_v},$$

где $P_{гг}$ оценивается по пористости глин $k_{пр}$ и зависимости $P_{гг} = f(k_{гг})$.

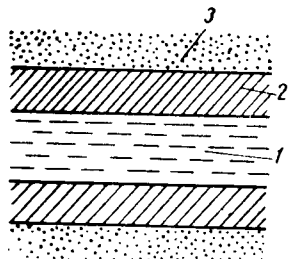


Рис. 69. Схема расположения различных материалов в поровом пространстве сильно глинистых пород.

1 — электролит породы; 2 — глинистый цемент в поровом пространстве породы; 3 — псаммитово-алевритовый скелет породы.

После расчета удельного сопротивления глинистого цемента определяют удельное сопротивление заполнителя порового пространства между песчано-алевритовыми зернами.

Этот заполнитель, как указано выше, состоит из глинистого цемента с сопротивлением $Q_{гг}$ и «свободным» электролитом породы в частях порового пространства, не занятых цементом.

При расчете расположение этих материалов в поровом пространстве сильно глинистых пород принято согласно схеме, изображенной на рис. 69, где показан структурный элемент породы¹.

Обозначив через $c_{гг}$ содержание глинистого материала в единице объема породы пористостью $k_{гг}$ приходим к уравнению, определяющему электропроводность проводящего заполнителя порового пространства:

$$\begin{aligned} \sigma_{зап} &= \sigma_{гг} \frac{c_{гг}}{k_{пр} s + Av} + \sigma_v \frac{k_{пр} s + Av - c_{гг}}{k_{пр} s + Av} = \\ &= \sigma_v + (\sigma_{гг} - \sigma_v) \frac{c_{гг}}{k_{пр} s + Av}, \end{aligned}$$

и далее рассчитываем удельное сопротивление глинистой породы:

$$\begin{aligned} Q_{гг} &= P_{пр s + Av} Q_{зап} = \frac{P_{пр s + Av}}{\sigma_v + (\sigma_{гг} - \sigma_v) \frac{c_{гг}}{k_{пр s + Av}}}, \\ Q_{гг} &= \frac{P_{пр s + Av} Q_v}{1 + \left(\frac{Q_v}{Q_{гг}} - 1 \right) \frac{c_{гг}}{k_{пр s + Av}}}, \\ \frac{Q_{гг}}{Q_v} &= P_{пр s + Av + pl} = \frac{P_{пр s + Av}}{1 + \left(\frac{Q_v}{Q_{гг}} - 1 \right) \frac{c_{гг}}{k_{пр s + Av}}}. \end{aligned} \quad (33)$$

¹ Из рассмотрения рис. 69 видно, что использованная модель далека от реальных пород. В дальнейшем подобные расчеты следует выполнять на моделях, более соответствующих горным породам.

Как видно из формулы (33), величина параметра пористости глинистой породы прямо пропорциональна параметру пористости чистой породы с той же пористостью и находится в обратной зависимости от содержания глины и соотношения сопротивлений воды и глины.

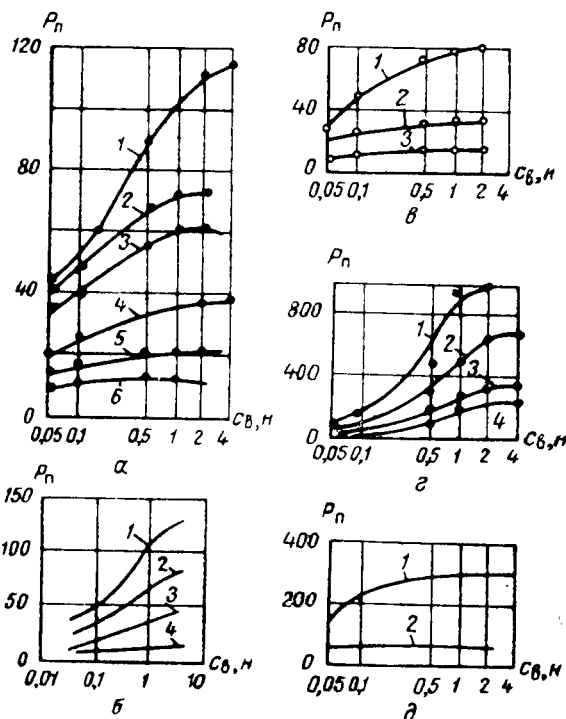


Рис. 70. Зависимости параметра пористости P_n от концентрации $C_{B, H}$ раствора хлористого натрия, насыщающего породы, для песчано-глинистых и карбонатных пород.

α — для песчаников: 1 и 2 — глинистых, 3 и 4 — слабоглинистых или алевролитов, 5 и 6 — чистых; β — для песчаников (по Б. Ю. Вендельштейну, 1960): 1, 2 и 3 — соответственно с уменьшающейся глинистостью, 4 — чистые; γ — для алевролитов с различной глинистостью; δ — для аргиллитов; ϵ — для известняков: 1 — пелитоморфных, 2 — мелкокристаллических. Зависимости α , β , γ и δ получены И. Е. Эйдином в 1956 г.

Это хорошо подтверждается экспериментальными данными (рис. 70 и 71).

Влияние поверхностной проводимости глинистых пород на величину параметра пористости учитывается условным параметром «поверхностной проводимости

$$П = \frac{P_n}{P_{\text{пнас}}},$$

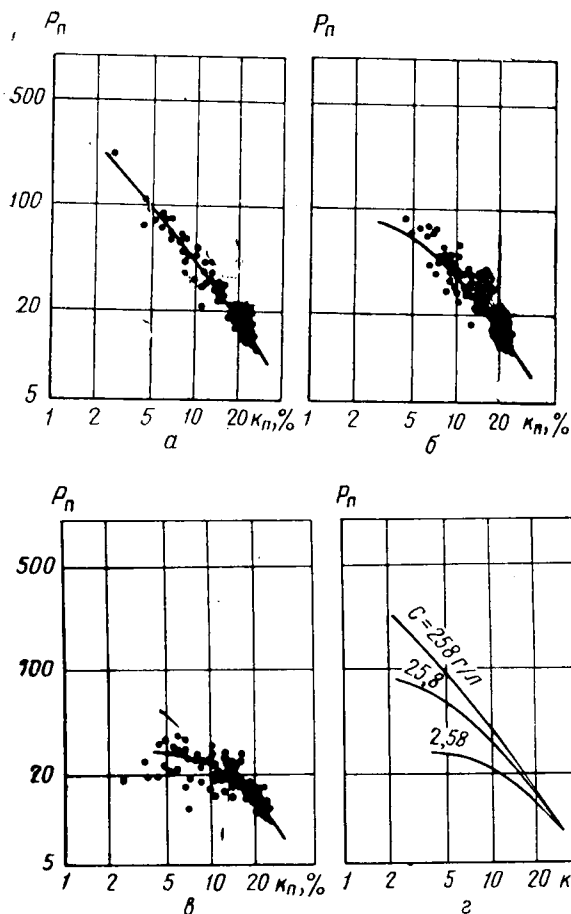
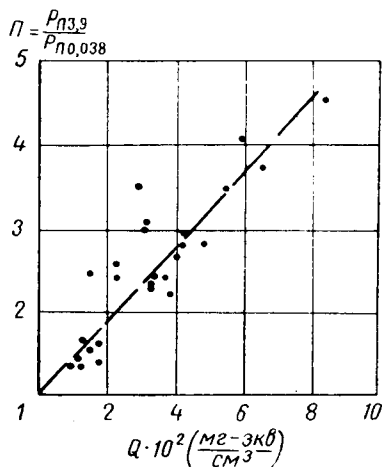


Рис. 71. Зависимости параметра пористости $P_{\text{п}}$ от коэффициента пористости $\kappa_{\text{п}}$ при различной минерализации поровых вод пород для девонских песчаников и алевролитов Татарии (по В. М. Добрынину, 1961).

а — образцы насыщены пластической водой с минерализацией 258 г/л; б — образцы насыщены разведенной пластической водой с минерализацией 25,8 г/л; в — образцы насыщены разведенной пластической водой с минерализацией 2,58 г/л; г — сводный график.

Рис. 72. Сопоставление коэффициента поверхностной проводимости Π и удельной емкости поглощения Q для образцов девонских песчаников (по Б. Ю. Вендельштейну, 1960).

$P_{\text{п}} 0,038$ и $P_{\text{п}} 3,9$ — параметры пористости при удельном сопротивлении растворов породы соответственно 0,038 и 3,9 ом.м.



где $P_{\text{пнас}}$ и $P_{\text{п}}$ — соответственно параметры пористости глинистой породы в случае, когда ее поровое пространство целиком заполнено насыщенным раствором и раствором заданной концентрации¹.

Параметр поверхностной проводимости определяется литологией пород, в частности степенью их глинистости, и емкостью поглощения (рис. 72).

§ 32. ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ УДЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ АНИЗОТРОПНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Макроскопически неоднородные слоистые породы, например тонко переслаивающиеся пески и глины, характеризуются удельным сопротивлением, величина которого зависит от направления его измерения (явление анизотропии).

Ниже приведен вывод формул, определяющих удельное сопротивление и параметры пористости в направлениях, перпендикулярном и параллельном слоистости породы.

Допустим, что порода представлена переслаивающимися прослоями удельного сопротивления ρ_p и ρ_s (рис. 73, а). Причем суммарная толщина слоев сопротивлением ρ_p в ν раз больше толщины слоев сопротивлением ρ_s . Из этой породы вырезают куб единичного объема. В этом случае при изменении удельного сопротивления перпендикулярно слоистости породы сопротивление

$$Q_{\text{впл}} = R_1 + R_2 = \frac{Q_s + \nu Q_p}{1 + \nu},$$

где R_1 — полное сопротивление слоя породы с сопротивлением Q_s :

$$R_1 = \frac{l_1 Q_s}{s_1} = \frac{Q_s}{1 + \nu};$$

¹ Условность этого параметра заключается в том, что в действительности вместо $P_{\text{пнас}}$ следовало бы взять значение $P_{\text{пр}}$ при такой концентрации раствора, при которой проводимости раствора и двойного слоя равны. Вследствие трудности определения $P_{\text{пр}}$ используют параметр $P_{\text{пнас}}$.

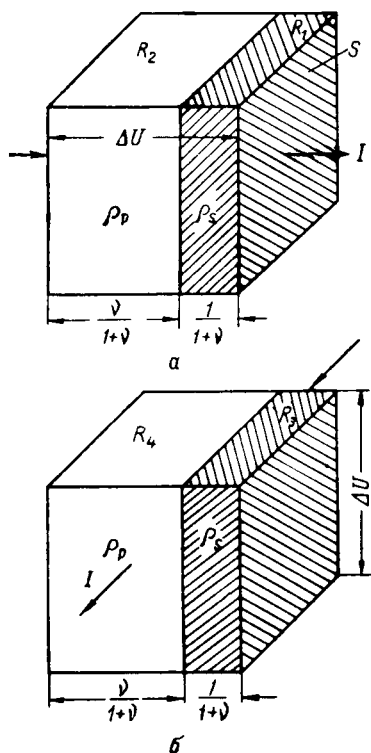


Рис. 73. К выводу формул, определяющих удельные сопротивления анизотропных пород.

R_2 — полное сопротивление слоя породы с сопротивлением Q_p :

$$R_2 = \frac{l_2 Q_p}{s_2} = \frac{Q_p v}{1+v}.$$

Здесь l_1 , l_2 и s_1 , s_2 — соответственно толщины и площади рассматриваемых слоев образца (рис. 73); $l_1 = 1/1+v$, $l_2 = \frac{v}{1+v}$ и $s_1 = s_2 = 1$.

При направлении тока (рис. 73, б), параллельном слоям, сопротивление

$$Q_{\text{вп } t} = \frac{Q_s Q_p (1+v)}{Q_p + v Q_s},$$

так как в этом случае

$$\frac{1}{Q_{\text{вп } t}} = \frac{1}{R_3} + \frac{1}{R_4}, \quad R_3 = Q_s (1+v) \text{ и } R_4 = Q_p \frac{(1+v)}{v},$$

где R_3 и R_4 — полные сопротивления слоев с сопротивлениями Q_s и Q_p при направлении тока, параллельном слоям.

Из отношения $\frac{Q_{\text{вп } n}}{Q_{\text{вп } t}} = 1 + \frac{v}{(1+v)^2} \frac{(Q_p - Q_s)^2}{Q_p Q_s}$ следует, что сопротивление породы вдоль напластования меньше, чем в направлении, перпендикулярном напластованию. Различие тем существеннее, чем больше отличаются по сопротивлению слои. Эти выводы подтверждаются измерениями на образцах.

Зависимость сопротивления от направления измерения рекомендуется учитывать при экспериментальном изучении зависимости параметра пористости от пористости. Для слоистых пород различного типа следует различать зависимости $P_{\text{п } n} = f(k_{\text{п}})$ и $P_{\text{п } t} = f(k_{\text{п}})$, а также зависимости $\bar{P}_{\text{п } m} = f(k_{\text{п}})$, где $\bar{P}_{\text{п } m}$ — среднегеометрический параметр пористости, полученный по значениям $P_{\text{п } n}$ и $P_{\text{п } t}$.

Для промысловой геофизики особенно важна зависимость $P_{\text{п } t} = f(k_{\text{п}})$, так как при электрических исследованиях скважин в большинстве случаев измеряемое удельное сопротивление соответствует удельному сопротивлению пород параллельно их напластованию.

Исследование степени анизотропности горных пород по физическим свойствам, в частности по удельному сопротивлению, помогает в решении ряда геологических задач. По этим данным можно, например, охарактеризовать текстуру пород (их слоистость, сланцеватость, трещиноватость), а следовательно, определить условия седиментации, степень метаморфизма и тектонические изменения пород.

В заключение следует отметить большую практическую значимость зависимостей $P_{\text{п}} = f(k_{\text{п}})$. Они позволяют во многих случаях определить коэффициент пористости по данным метода сопротивле-

ния, если известно сопротивление вод, насыщающих исследуемые отложения. Этот метод оценки коэффициента пористости часто дает более точные результаты, чем анализ образцов пород. Он позволяет оценить коэффициент пористости значительных толщ пород при относительно малых затратах труда и времени с вполне удовлетворительной для практики точностью.

При определениях коэффициента пористости по данным метода сопротивления определяют истинное удельное сопротивление водоносного пласта $Q_{вп}$, устанавливают значение удельного сопротивления пластовых вод Q_v и рассчитывают параметр пористости $P_{п} = \frac{Q_{вп}}{Q_v}$ и затем по зависимости $P_{п} = f(k_{п})$ для данных отложений определяют коэффициент пористости.

§ 33. ЗАВИСИМОСТЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ОТ ЛИТОЛОГИИ И ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД

Поскольку основными факторами, определяющими удельное сопротивление максимально влажных пород, являются их пористость и структура, которые обуславливаются другими литологическими особенностями (например, степенью отсортированности частиц и глинистостью), то между последними и удельным сопротивлением наблюдаются коррелятивные связи.

Коррелятивные связи обнаруживаются также между удельным сопротивлением (или параметром пористости) и физическими свойствами пород, в значительной степени определяющимися пористостью их.

Для ряда песчано-глинистых отложений параметр пористости изменяется следующим образом: 1) уменьшается с увеличением степени отсортированности пород; 2) уменьшается с увеличением проницаемости пород (рис. 74); 3) возрастает с увеличением объемных весов (или плотностей) для пород с одинаковым удельным весом (рис. 75); 4) возрастает с увеличением диффузионно-адсорбционной активности пород при насыщении их водами высокой минерализации (см. главу VI).

Зависимости, подобные приведенной на рис. 75, рекомендуются С. Г. Морозовым для оценок плотностей по данным электрических методов исследования скважин, что важно, например, при проведении гравиметрических или сейсмических работ в районах, где не изучены плотности пород по их образцам. Такие оценки позволяют определить среднюю плотность больших объемов пород в условиях естественных давлений, температур, влагоемкости, минерализации пластовых вод и т. д.

Установлены также коррелятивные связи между извилистостью и произведением $k_{п} P_{п} = T_{г}^2$ или $k_{п} P_{п} Q_v = T_{гн}^2$ (рис. 76). Они в некоторых случаях применяются для оценки извилистости, которая затем служит для определения проницаемости.

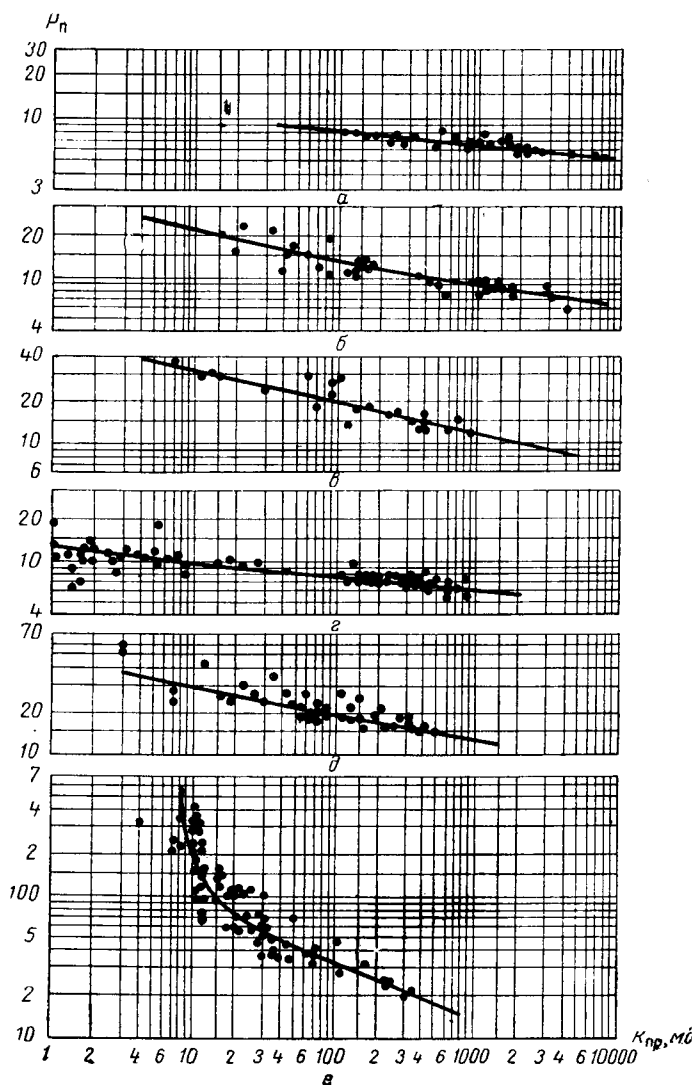


Рис. 74. Зависимости $P_n = f(k_{пр})$ для различных песчано-глинистых отложений.

а — песчаник слабо сцементированный, миоценовые отложения Гольф-Коста; б — песчаник сцементированный, олигоценые отложения Гольф-Коста; в — песчаник вилькоккс, эоценовые отложения Гольф-Коста; г — песчаник некэточ, Бельвю, Луизиана; д — песчаник бенюист и кипресс, Иллинойс; е — песчаники и алевролиты доживетских отложений Башкирии и Татарии.

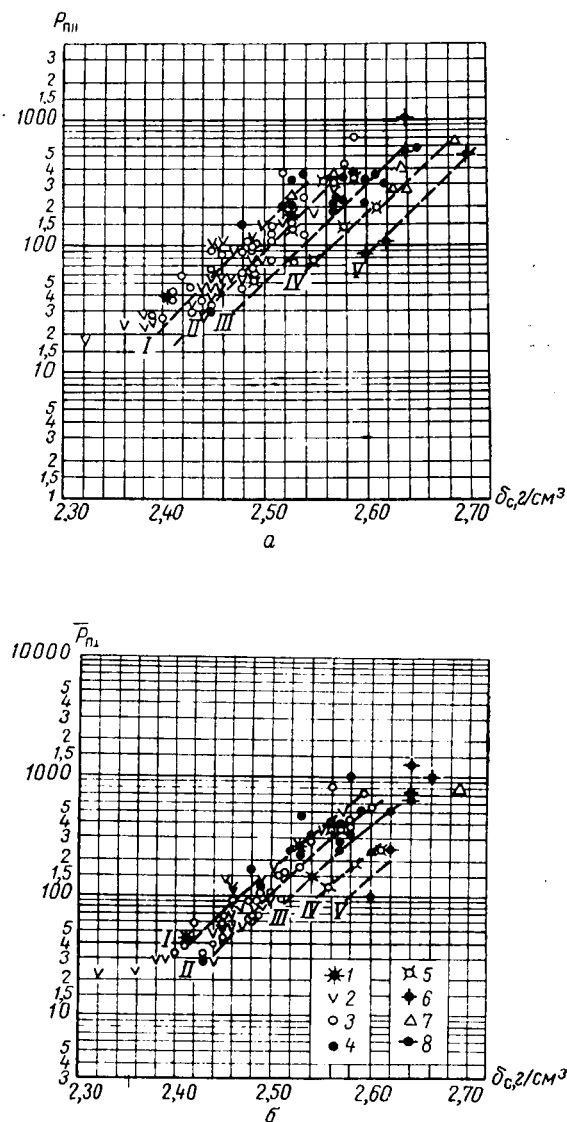


Рис. 75. Зависимости параметра пористости $P_{\text{п}}$ от плотности δ_c для песчано-глинистых пород доживетских отложений Башкирии и Татарии.

а — при измерении сопротивления параллельно напластованию; б — при измерении сопротивления перпендикулярно напластованию; I — V — кривые $P_{\text{п}} = f(\delta_c)$ соответственно для пород с удельными весами (в г/см^3) 2,64—2,65; 2,66—2,67; 2,68—2,69; 2,70—2,71; 2,72—2,74; I — 8 — соответственно образцы песчаников с удельными весами (в г/см^3) 2,62—2,63; 2,64—2,65; 2,66—2,67; 2,68—2,69; 2,70—2,71; 2,72—2,73; 2,74—2,75; 2,76—2,77.

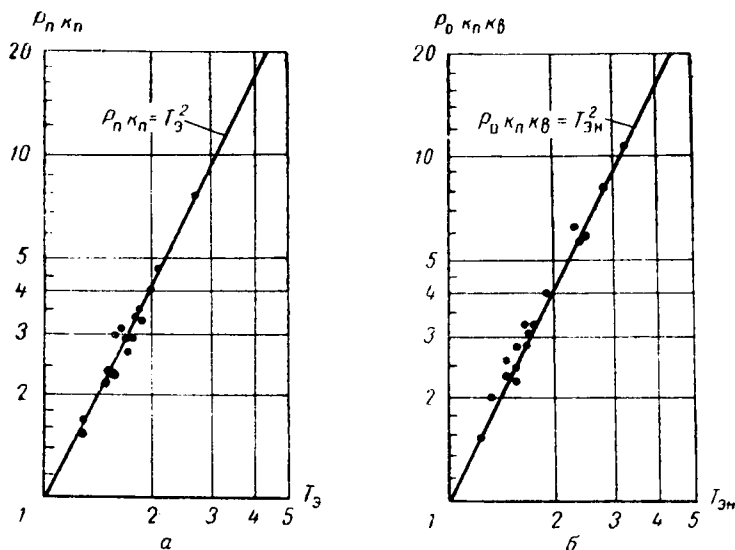


Рис. 76. Связь между произведениями $P_n k_n$, $P_o k_n k_b$ и извильностью T по теоретическим и экспериментальным данным.

а — коллекторы водонасыщенные; б — коллекторы нефтенасыщенные.

§ 34. ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ УДЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ ГАЗО- ИЛИ НЕФТЕНАСЫЩЕННЫХ ПОРОД

Уменьшение объема проводящей пластовой воды при газо- или нефтенасыщении пород приводит к увеличению их удельного сопротивления $Q_{нп}$; при этом удельное сопротивление газо- или нефтенасыщенной породы

$$Q_{нп} = P_n Q_{вп} \quad (34)$$

пропорционально удельному сопротивлению той же породы в условиях 100%-ного насыщения ее пор водой. Коэффициент пропорциональности $P_n = \frac{Q_{нп}}{Q_{вп}}$ зависит в основном от содержания k_b воды в единице объема порового пространства, а также от характера распределения в поровом пространстве пород воды, нефти и газа. При этом

$$P_n = \frac{Q_{нп}}{Q_{вп}} = \frac{P_o Q_b}{P_n Q_b} = \frac{P_o}{P_n}, \quad (35)$$

где $P_o = \frac{Q_{нп}}{Q_b}$ — относительное сопротивление породы, частично насыщенной водой

Если параметр P_{Π} определяется коэффициентом пористости и структурой твердой фазы пород, то параметр P_o зависит не только от этих факторов, но также и от степени насыщения породы водой и характера распределения в ее поровом пространстве воды, нефти и газа.

По аналогии с выражением $P_{\Pi} = \frac{T_{\Phi}^2}{k_{\Pi}}$ для максимально насыщенных пород для частично насыщенных пластовыми водами пород справедливо следующее соотношение:

$$P_o = \frac{T_{\Phi\Pi}^2}{k_{\Pi}k_B},$$

где k_B — коэффициент водонасыщения порового пространства;

$T_{\Phi\Pi}$ — извилистость поровых каналов частично насыщенной породы, обусловленная как извилистостью поровых каналов, так и распределением воды, нефти и газа в поровом пространстве пород.

Распределение воды, нефти и газа в поровом пространстве пород зависит от избирательной смачиваемости твердой фазы пород, а также от способа получения определенной водонасыщенности ее (путем впитывания воды образцом или его осушением).

Подставив в формулу (35) значения P_{Π} и P_o , выраженные через извилистость, пористость и водонасыщенность, получим

$$P_{\Pi} = \frac{P_o}{P_{\Pi}} = \left(\frac{T_{\Phi\Pi}}{T_{\Phi}} \right)^2 \frac{1}{k_B}. \quad (36)$$

Анализ формул (34) и (36) показывает, что сопротивление частично насыщенной породы тем больше отличается от сопротивления максимально влажной породы, чем меньше ее водонасыщенность. Из двух пород с одинаковым водонасыщением более значительное сопротивление имеет та, для которой больше отношение извилистостей при частичном и полном насыщении.

Для максимально влажных пород с высокоминерализованными водами

$$P_{\Pi} = \frac{T_{\Phi\Pi}^2}{k_{\Pi}(1 - k_{BC})},$$

По аналогии для пород частично насыщенных

$$P_o = \frac{T_{\Phi\Pi}^2}{k_{\Pi}(k_B - k_{BC})}$$

и, следовательно,

$$P_{\Pi} = \left(\frac{T_{\Phi\Pi}^2}{T_{\Phi\Pi}^2} \right)^2 \frac{(1 - k_{BC})}{(k_B - k_{BC})}.$$

Характер зависимости параметра P_n от водонасыщенности и распределения жидкостей и газов в поровом пространстве пород исследован экспериментально на чистых образцах различных песчано-глинистых и карбонатных отложений.

С этой целью измеряли удельное сопротивление и водонасыщенность предварительно отмытых от остаточной нефти и солей гидрофильных или специально изготовленных гидрофобных образцов, доведенных до необходимой водонасыщенности. На этих же образцах определяли и удельное сопротивление при их полной водонасыщенности. На основе полученных данных рассчитывали параметр насыщения и далее строили зависимости $P_n = f(k_v)$ для достаточно большого числа образцов. Типичные зависимости $P_n = f(k_v)$ приведены на рис. 77 и 78.

Рассмотрение результатов этих исследований для многих песчано-глинистых отложений (рис. 77, зависимости 3, 4, 6 и рис. 78 зависимости а, б и др.) показывает, что параметр P_n мало зависит от характера пород и насыщающих их неоднородных жидкостей, если вода смачивает твердую фазу. Это позволило ряду авторов [В. Н. Дахнову, Г. Гюйо (H. Guyod), Г. Арчи] дать аналитические выражения для кривых зависимостей средних значений параметра P_n от коэффициента водонасыщенности пород k_v .

По В. Н. Дахнову

$$P_n = \frac{a_n}{k_v^n},$$

причем для песчано-глинистых пород (при $k_v < 40\%$) $a_n = 0,6$ и $n = 2,25$, для карбонатных пород (при $k_v < 25\%$) $a_n = 0,4$ и $n = 2,1$.

По Г. Гюйо

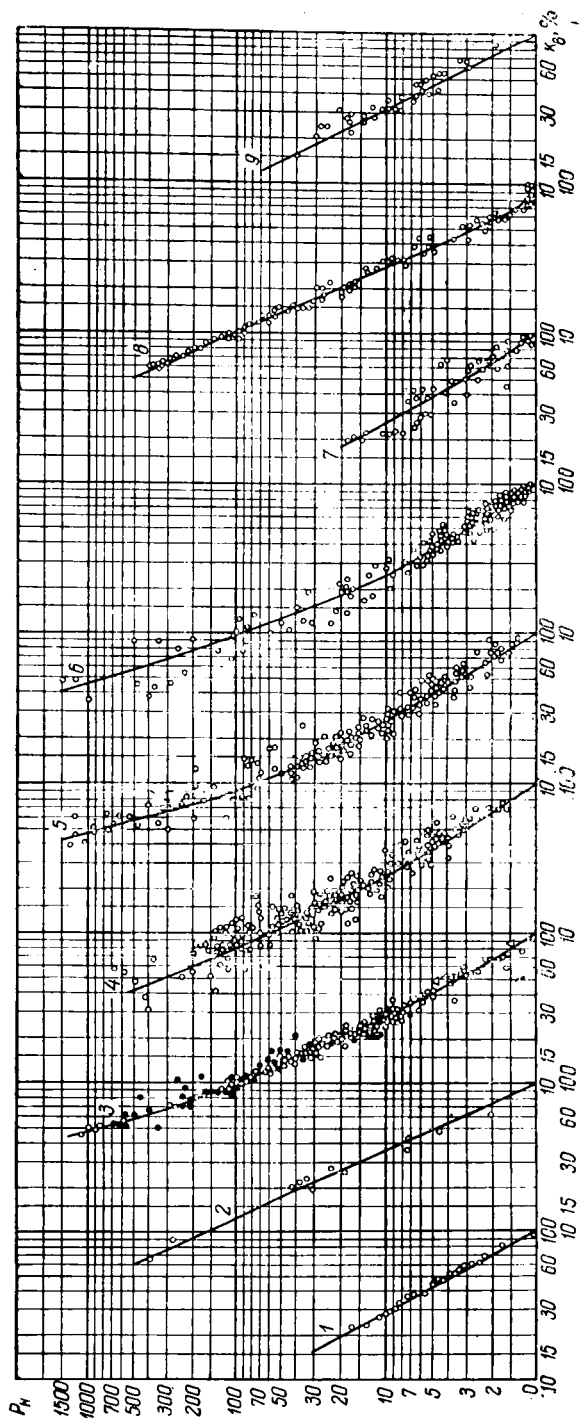
$$P_n = \frac{1}{k_v^{1,98}}. \quad (37)$$

По Г. Арчи

$$P_n = \frac{1}{k_v^{2,0}}. \quad (37')$$

Как видно, показатель n , учитывающий структуру и характер распределения флюидов в поровом пространстве пород, близок к двум. Однако некоторые из графиков, приведенных на рис. 77 и 78, соответствуют уравнениям (37) и (37') только в том случае, когда показатель n имеет более высокие или более низкие значения.

Согласно работе [50] для выражения характера связи между параметрами P_n и k_v (рис. 78, ∂) не достаточно одного уравнения. В общем случае необходимо по крайней мере два уравнения для



ис. 77. Зависимости параметра насыщения P_n от коэффициента водонасыщенности k_v для различных песчаных глинистых отложений СССР.

1 — песчанники третичных отложений Азербайджана (по И. Г. Когану, АзНИИ, 1937); 2 — песчанники и алевролиты девонских отложений Туймазинского нефтяного месторождения (лаборатория физических свойств горных пород МИНХ и ГП, 1949); 3 — пески и песчанники девонских отложений Туймазинского нефтяного месторождения (по Г. С. Морозову, ВНИИГеология, 1949); 4 — песчанники угленосной свиты месторождений Куйбышевского Поволжья (по Н. Я. Качуриной, Куйбышевский геофизический трест); 5 — песчанники девона месторождений Куйбышевского Поволжья (по Н. Я. Качуриной, Куйбышевский геофизический трест); 6 — песчанники девона Ромашкинского месторождения (по Л. П. Долиной и Г. И. Скобликовой, ВНИИГеология); 7 — песчанники третичных отложений месторождений Грозного (по Л. П. Долиной, ВНИИГеология); 8 — песчанники раннего возраста Туймазинского месторождения (по А. В. Золотову); 9 — песчанники раннего возраста (по Ф. И. Коганову).

высоких и низких насыщений. При чем формула для высоких насыщений, имеющая вид

$$P_H = k_B^{-n_1},$$

справедлива при значениях k_B , больших критического водонасы-

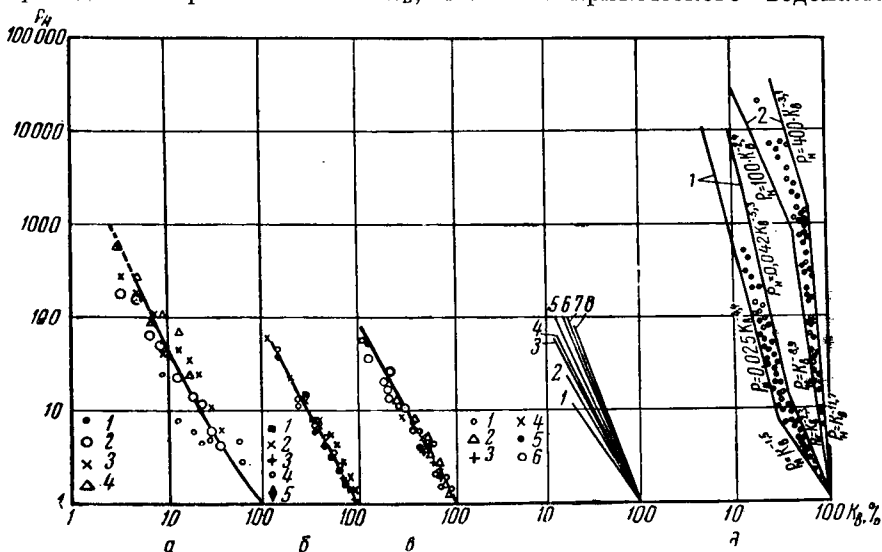


Рис. 78. Зависимости параметра насыщения P_H от коэффициента водонасыщенности k_B для различных песчано-глинистых и карбонатных отложений США. а — для плотного известняка сен андрес, Вессен, Техас (по Г. Е. Арчи, 1952); каждая точка представляет среднее значение коэффициента P_H для всех образцов, имеющих одинаковую пористость и водонасыщенность; график включает свыше 1100 определений; образцы имеют естественное нефте- или водонасыщение; 1 — 4 — пористость (в %) соответственно 0—4,9; 5—8,9; 9—13,9; 14—22,9; 6 — для песков и песчаников [по данным Р. Викола (R. D. Wyckoff), И. Джаковского (I. J. Jakosky), М. Леверетта и М. Мартена (M. Martin)]: 1 — рыхлые пески пористостью 19,65; 27,76 и 35,4% (Викол, 1936); 2 — песчаники аркозовые из обнажений в Санта Моника Маунтинс (Santa Monica Mountains) пористостью 23% (Джаковский, 1937); 3 — пески несцементированные с $k_{II} = 40\%$ (М. С. Леверетт, 1939); 4 и 5 — соответственно пески пористостью 20 и 45% (Мартен); б — для естественно нефтенасыщенных песчаников (по Г. Арчи, 1949): 1 — песчаник вильюкс эоценовых отложений площади Шеридан (Sheridan), Техас (среднее по 50 образцам); 2 — песчаник вильюкс эоценовых отложений Провизент сити (Provisent city), Техас (среднее по 20 образцам); 3 — песчаник Фрио (Frio) олигоценых отложений Силингсэм (Seelingsom), Техас (среднее по 40 образцам); 4 — песчаник миоценового возраста площади Вест Лейк Веррет (West Lake Verret), Луизиана (среднее по 20 образцам); 5 — shockley олигоценного возраста, Луизиана (среднее по 16 образцам); 6 — песчаник известковый ньюбрунсуич (Newbrunswick), Канада (шесть точек, показанных на рис. 78, а); 7 — для песков, песчаников и других материалов (по М. Вилли и Spangler, 1952): 1 — песчаник пенсильванского возраста пористостью $k_{II} = 17\%$ и проницаемостью $k_{пр} = 50$ мд; 2 — песчаник биреа (Berea) с $k_{II} = 19\%$ и $k_{пр} = 38,3$ мд; 3 — песок с $k_{II} = 45\%$; 4 — песок с $k_{II} = 20\%$; 5 — песчаник тускалуза с $k_{II} = 28\%$ и $k_{пр} = 870$ мд; 6 — пирекс с $k_{II} = 32\%$ и $k_{пр} = 380$ мд; 7 — аландум (искусственный корунд, Alundum) с $k_{II} = 30\%$ и $k_{пр} = 1935$ мд; 8 — пирекс сцементированный с $k_{II} = 29\%$ и $k_{пр} = 212$ мд; все образцы осушали методом вытеснения с использованием техники, применяющейся при измерении капиллярного давления; в — для гидрофильных и гидрофобных песков [по Г. В. Келлеру (G. V. Keller), 1953]: 1 — песчаник бредфордский (Bradford sand) гидрофильный; 2 — песчаник бредфордский гидрофобный.

щения $k_{вкр}$. Для гидрофильных пород последним считается такое водонасыщение, ниже которого вода на стенках пор находится

в виде капель (рис. 22, ж). Для гидрофобных пород критическое насыщение достигается при удалении почти всей воды из мелких пор, т. е. при нарушении электрической связи между отдельными частями проводящей жидкости (рис. 22, з).

Соотношение между P_n и k_v при $k_v < k_{vkr}$ изображается уравнением

$$P_n = b k_v^{-n_2},$$

где n_2 — показатель степени для низких насыщений k_v ;

b — постоянный коэффициент.

Абсолютные значения n_1 , n_2 и b весьма различны и определяются степенью насыщения и характером распределения жидкости и газов в поровом пространстве пород. Причем последний зависит главным образом от структуры порового пространства пород и от того, гидрофильна или гидрофобна твердая фаза пород.

Средние кривые $P_n = f(k_v)$ для определенного типа отложений имеют большое практическое значение, так как при их помощи по данным измерения удельного электрического сопротивления породы при максимальной влажности и в нефте- или газонасыщенном состоянии можно определить ее нефте- или газонасыщенность.

Определение нефтенасыщенности (газонасыщенности) по кривым $P_n = f(k_v)$ является более надежным, чем по керну, в связи с большой трудностью получения образцов пород с естественной нефтеводонасыщенностью.

§ 35. ЗАВИСИМОСТЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ПОРОД ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ

Когда температура пород t отличается от 18°C , их удельное сопротивление

$$Q_{nt} = P_n P_t Q_{v18},$$

где P_t — температурный параметр;

Q_{v18} — температура поровой воды при 18°C .

Температурный параметр P_t учитывает влияние температуры: 1) на удельное сопротивление поровых вод, изменяющееся по закону

$$Q_{vt} = \frac{Q_{v18}}{1 + \alpha_t (t - 18)},$$

где Q_{vt} — удельное сопротивление поровых вод при температуре $t^\circ \text{C}$;

α_t — температурный коэффициент электропроводности, в среднем примерно равный $0,025^\circ \text{C}^{-1}$; при уменьшении концентрации пластовых вод величина α_t возрастает;

2) на удельное сопротивление минералов скелета

$$Q_{mt} = \frac{Q_{m18}}{\frac{b}{e^T}},$$

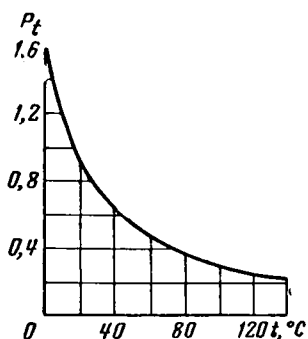


Рис. 79. Зависимость коэффициента P_t от температуры t для хлористого натрия.

$P_t = \frac{Q_t}{Q_{18}}$, где Q_t — удельное сопротивление раствора NaCl или горной породы при температуре t ; Q_{18} — то же при температуре 18°C .

где Q_{18} и Q_{mt} — удельное сопротивление непроводящих минералов скелета при температуре 18 и $t^\circ \text{C}$ соответственно;

b — постоянная, неодинаковая для различных полупроводящих минералов;

T — абсолютная температура.

При обычных для земных недр перепадах температур (от -20 до 100°C) температурная поправка за изменение проводимости плохо проводящих минералов невелика и параметр P_t в основном определяется влиянием температуры на удельное сопротивление вод. Следовательно,

$$P_t = \frac{Q_{п t}}{Q_{п 18}} = \frac{Q_{в t}}{Q_{в 18}} = \frac{1}{[1 + a_t(t - 18)]}. \quad (38)$$

Если известно сопротивление породы при температуре 18°C , можно установить ее сопротивление при любой температуре, используя зависимость, приведенную на рис. 79.

§ 36. СВЯЗЬ ПАРАМЕТРОВ НАСЫЩЕНИЯ И ПОРИСТОСТИ С ФИЗИЧЕСКОЙ И ФАЗОВОЙ ПРОНИЦАЕМОСТЯМИ

Зависимость физической проницаемости от P_n и P_n

Характер зависимости физической проницаемости от параметров пористости и насыщения может быть установлен теоретически, исходя из уравнения Козени-Кармана:

$$k_{пр} = \frac{k_{пф}^3}{T_r^2 S_{\phi}^2 f},$$

где $k_{пф}$ — эффективная пористость;

S_{ϕ} — удельная поверхность фильтрации — поверхность порового пространства, по которому движется жидкость в единице объема породы;

T_r — гидравлическая извилистость поровых каналов;

f — постоянная Козени.

Полагая $\tau S_{\phi} = k_{вс} k_{п}$ и $k_{пф} = (1 - k_{вс}) k_{п}$ (по В. Н. Дахнову), получим

$$k_{пр} \approx \frac{(1 - k_{вс})^3 k_{п}^3 \tau^2}{T_r^2 k_{вс}^2 k_{п}^2 f} = \frac{(1 - k_{вс})^3 k_{п} \tau^2}{f T_r^2 k_{вс}^2}, \quad (39)$$

где τ — толщина пленки связанной воды.

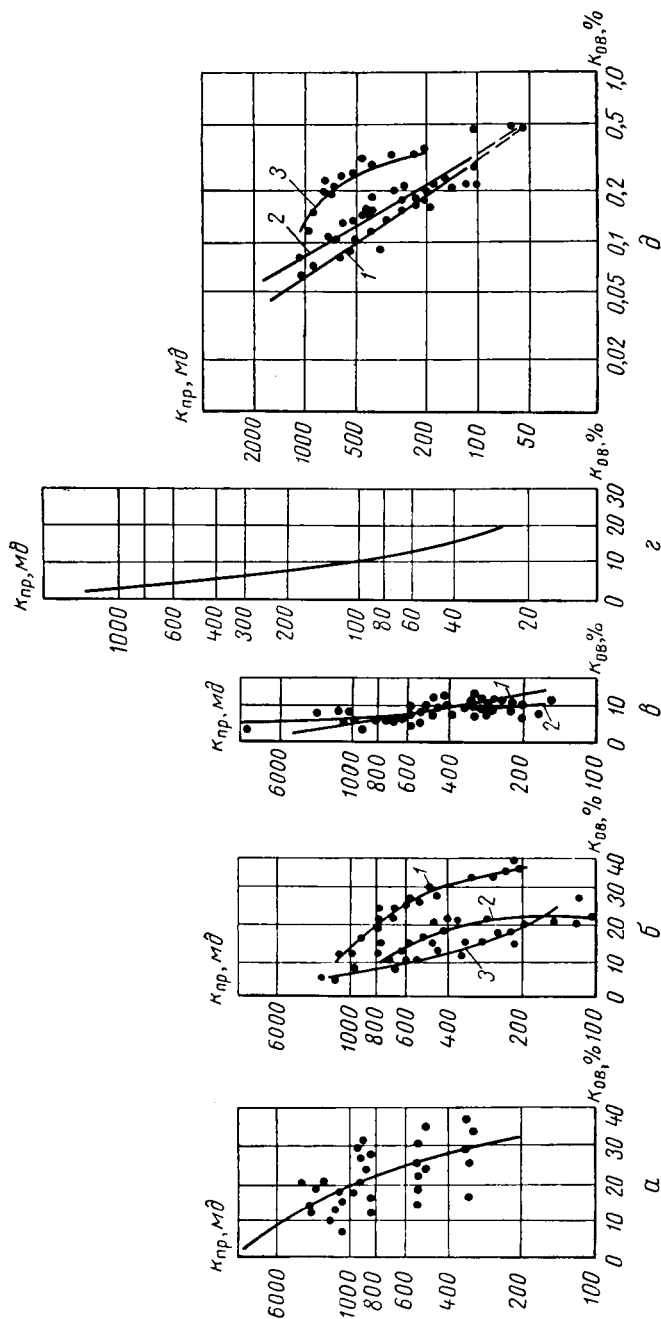


Рис. 180. Зависимости проницаемости $k_{пр}$ от содержания остаточной воды $k_{ов}$ для песчаников.

а — содержание остаточной воды определяли по способу А. А. Ханина (по Г. И. Скобликовой); б — содержание остаточной воды определяли способом капиллярного вытеснения: 1 и 2 — данные УфНИИ [84], 3 — данные ВНИИГеофизики; в — водонасыщенность определяли центрифугированием: 1 — образец насыщенный пластовой водой, 2 — образец насыщенный дистиллированной водой (данные УфНИИ); г — образцы насыщали пластовой и дистиллированной водой (по Л. И. Мекеницкой и М. М. Кусакову, МИНХ и ГЦ); д — отложения девона Туймазинского нефтяного месторождения: 1 — данные Г. С. Морозова [84], ВНИИГеофизика, 2 и 3 — данные Л. И. Рубинштейна [84] (УфНИИ) соответственно для двух равных групп песчаников.

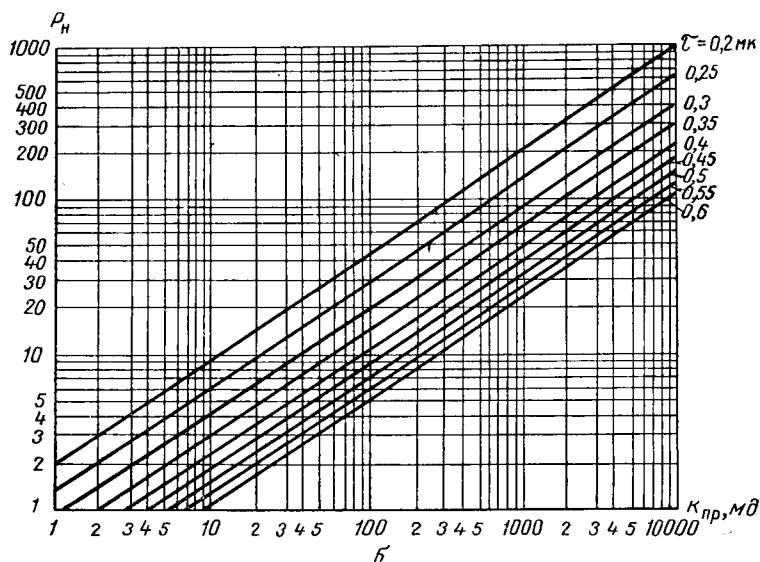
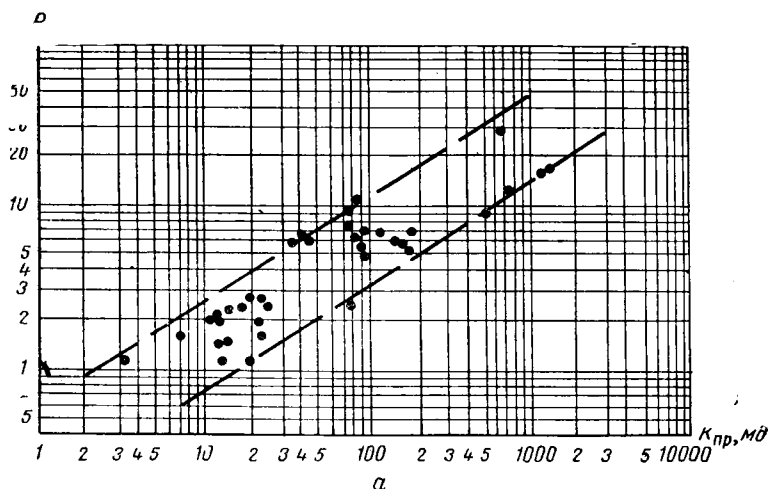


Рис. 81. Соотношение между параметром насыщения P_n и коэффициентом проницаемости $k_{пр}$ для песчаных коллекторов третичных отложений.

а — продуктивные отложения (чокрак и караган) месторождений Грозного (по Л. П. Долиной); б — продуктивная толща Азербайджана (по Л. А. Буряковскому [23]).

Допустив, что

$$T_r^2 = T_o^2 = P_{\text{н}} k_{\text{п}} \text{ и } k_{\text{вс}} =$$

$$= \left(\frac{1}{P_{\text{н}}} \right)^{\frac{1}{n}},$$

где $P_{\text{н}}$ — параметр насыщения, получим

$$k_{\text{пр}} = \frac{\left[1 - \left(\frac{1}{P_{\text{н}}} \right)^{\frac{1}{n}} \right]^3 \tau^2}{P_{\text{н}} f} P_{\text{н}}^{2/n}.$$

Связь проницаемости с остаточной водонасыщенностью доказана и экспериментально (рис. 80). Она справедлива в случаях, когда проницаемость породы в основном зависит от удельной поверхности ее.

Если установлена статистическая связь между τ и $k_{\text{пр}}$ и известно f , обычно мало отличающееся от 2,5, то уравнение (39) может быть использовано для расчета проницаемости. На рис. 81 приведена палетка кривых $P_{\text{н}} = f(k_{\text{пр}})$ при $\tau = \text{const}$ (модули кривых), использование которой позволяет определить проницаемости коллекторов по значениям τ и $P_{\text{н}}$.

Расчетные кривые достаточно удовлетворительно совпадают с аналогичными экспериментальными зависимостями (рис. 82), применяющимися в практике для оценки проницаемости нефтенасыщенных коллекторов.

Зависимость эффективных (фазовых) проницаемостей от параметра насыщения [73]

Зависимость эффективных проницаемостей от параметра насыщения можно получить, исходя из следующих рассуждений.

По аналогии с параметром пористости $P_{\text{п}}$ можно ввести гидравлический параметр $P_{\text{пг}}$ — коэффициент пропорциональности в уравнении

$$Q_{\text{п}} = P_{\text{пг}} Q_{\text{д}},$$

где $Q_{\text{п}}$ и $Q_{\text{д}}$ — расходы жидкости соответственно по закону Пуазейля через трубу поперечного сечения πr^2 и по закону Дарси через образец породы того же сечения.

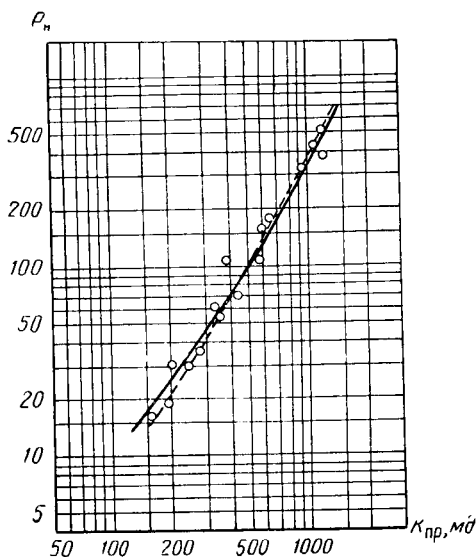


Рис. 82. Соотношение между параметром насыщения $P_{\text{н}}$ и коэффициентом проницаемости $k_{\text{пр}}$ для песчаников и алевролитов, слабо сцементированных и хорошо отсортированных, из девонских отложений Туймазинского нефтяного месторождения (по Г. С. Морозову, 1948).

Так как

$$Q_{\Pi} = \frac{\pi r^4 \frac{\Delta P}{L}}{8\mu}$$

и

$$Q_{\Pi} = \frac{\pi r^2 k_{\Pi} \frac{\Delta P}{L}}{\mu} 10^{-8},$$

то

$$P_{\Pi} = \frac{Q_{\Pi}}{Q_{\Pi}} = \frac{r^2}{8k_{\Pi} \cdot 10^{-8}}. \quad (40)$$

С другой стороны, объем пор в исследуемом образце

$$v_{\Pi} = \pi r^2 L k_{\Pi},$$

а объем связанной воды в нем

$$v_{\text{вс}} = \pi r^2 L k_{\Pi} k_{\text{вс}},$$

следовательно, объем подвижной воды в образце

$$v_{\text{вп}} = \pi r^2 L k_{\Pi} - \pi r^2 L k_{\Pi} k_{\text{вс}} = \pi r^2 L k_{\Pi} (1 - k_{\text{вс}}).$$

Но так как объем подвижной воды

$$v_{\text{вп}} = \pi r_{\text{срк}}^2 L_{\text{срк}} n,$$

где $r_{\text{срк}}$, $L_{\text{срк}}$ и n — среднестатистические радиус области канала, заполненного жидкостью, длина извилистых каналов и их число, то

$$\pi r^2 L k_{\Pi} (1 - k_{\text{вс}}) = \pi r_{\text{срк}}^2 L_{\text{срк}} n$$

и, следовательно,

$$\frac{\pi r^2 k_{\Pi} (1 - k_{\text{вс}})}{\pi r_{\text{срк}}^2} = T_{\Gamma} n. \quad (41)$$

Ранее было указано (см. главу I), что $r_{\text{срк}} = \sqrt{\frac{8k_{\Pi}}{k_{\Pi}}}$ для пород, насыщенных сильно минерализованными водами. С учетом извилистости поровых каналов¹

$$r_{\text{срк}} = \sqrt{\frac{8k_{\Pi} T_{\Gamma}^2 \cdot 10^{-8}}{k_{\Pi} (1 - k_{\text{вс}})}},$$

поэтому

$$n T_{\Gamma} = \frac{r^2 k_{\Pi}^2 (1 - k_{\text{вс}})^2 10^8}{8k_{\Pi} T_{\Gamma}^2},$$

¹ Формула $r_{\text{срк}}$ получена без учета извилистости поровых каналов.

откуда

$$k_{\text{пр}} = \frac{r^2 k_{\text{п}}^2 (1 - k_{\text{вс}})^2 10^8}{8nT_{\text{г}}} . \quad (42)$$

Из уравнений (40) и (42) следует, что

$$P_{\text{пг}} = \frac{nT_{\text{г}}^3}{k_{\text{п}}^2 (1 - k_{\text{вс}})^2} .$$

С физической точки зрения $P_{\text{пг}}$ есть отношение величин, обратных коэффициенту проницаемости, в породе и в пустой трубе, следовательно,

$$\frac{k_{\text{тр}}}{k_{\text{пр}}} = \frac{nT_{\text{г}}^3}{k_{\text{п}}^2 (1 - k_{\text{вс}})^2} .$$

$P_{\text{пг}}$ аналогичен $P_{\text{п}}$ — отношению сопротивления породы к сопротивлению воды или, что то же самое, отношению электропроводности воды к электропроводности породы, максимально насыщенной водой.

В частично насыщенных пластовой водой гидрофильных породах движение воды затрудняется не только твердой фазой, но также и присутствием в каналах нефти или газа, содержание которых оценивается величиной коэффициента нефте-, газо- или водонасыщенности: $k_{\text{н}}$, $k_{\text{г}}$ = $1 - k_{\text{в}}$ и $k_{\text{в}}$. В этом случае гидравлический параметр

$$P_{\text{ог}} = \frac{k_{\text{тр}}}{k_{\text{прв}}} = \frac{n_{\text{в}} T_{\text{гв}}^3}{k_{\text{п}}^2 (k_{\text{в}} - k_{\text{вс}})^2} , \quad (43)$$

если рассматривать проницаемость частично насыщенной водой породы по отношению к воде. В выражении (43) $k_{\text{прв}}$, $n_{\text{в}}$ и $T_{\text{гв}}$ — соответственно фазовая проницаемость для воды, число и извилистость каналов породы, фильтрующих воду.

Этот параметр аналогичен относительному сопротивлению

$$P_{\text{о}} = \frac{Q_{\text{нп}}}{Q_{\text{в}}} = \frac{\sigma_{\text{в}}}{\sigma_{\text{нп}}} ,$$

где $\sigma_{\text{нп}}$ и $\sigma_{\text{в}}$ — электропроводности нефтенасыщенной породы и воды.

Отношение

$$\frac{P_{\text{пг}}}{P_{\text{ог}}} = \frac{k_{\text{прв}}}{k_{\text{пр}}} = K_{\text{пр в}} = \frac{n}{n_{\text{в}}} \left(\frac{T_{\text{г}}}{T_{\text{гв}}} \right)^3 \left(\frac{k_{\text{в}} - k_{\text{вс}}}{1 - k_{\text{вс}}} \right)^2 \quad (44)$$

представляет собой относительную проницаемость породы для воды.

Так же находится и относительная проницаемость породы по отношению к нефти (или газу):

$$K_{\text{прн}} = \frac{n}{n_{\text{н}}} \left(\frac{T_{\text{г}}}{T_{\text{гн}}} \right)^3 \left(\frac{1 - k_{\text{в}}}{1 - k_{\text{вс}}} \right)^2 .$$

Называя долю подвижной воды в общем объеме движущейся жидкости коэффициентом насыщения подвижной водой

$$k_{\text{вподв}} = \frac{k_{\text{в}} - k_{\text{вс}}}{1 - k_{\text{вс}}},$$

получим

$$K_{\text{прв}} = \frac{n}{n_{\text{в}}} \left(\frac{T_{\text{г}}}{T_{\text{гв}}} \right)^3 k_{\text{вподв}}^2, \quad (45)$$

$$K_{\text{прн}} = \frac{n}{n_{\text{н}}} \left(\frac{T_{\text{г}}}{T_{\text{гн}}} \right)^3 (1 - k_{\text{вподв}})^2. \quad (46)$$

Для практического использования формул (45) и (46) необходимо в них заменить T на легко определяемые параметры и исключить n .

При насыщении гидрофильной породы водой (смачивающая фаза) по способу впитывания все каналы постепенно заполняются водой. Следовательно, $n_{\text{в}} = n$ и

$$K_{\text{прв}}^{\text{вп}} = \left(\frac{T_{\text{г}}}{T_{\text{гв}}} \right)^3 k_{\text{вподв}}^2, \quad (47)$$

где $K_{\text{прв}}^{\text{вп}}$ — относительная проницаемость породы для воды при насыщении путем впитывания.

Если же из гидрофильной породы, полностью насыщенной пластовой водой, вытеснять воду несмачивающей фазой — нефтью или газом (процесс осушения), то

$$n = n_{\text{в}} + n_{\text{н}} \quad \text{или} \quad n = n_{\text{в}} + n_{\text{г}},$$

так как в часть каналов, занятых водой, вытесняющий агент не поступает. В этом случае выражения (45) и (46) сохраняют свой вид.

Но так как

$$P_{\text{н}} = \frac{P_{\text{о}}}{P_{\text{н}}} = \frac{Q_{\text{нп}}}{Q_{\text{вп}}} = \left(\frac{T_{\text{эфн}}}{T_{\text{эф}}} \right)^2 \frac{(1 - k_{\text{вс}})}{(k_{\text{в}} - k_{\text{вс}})},$$

то при $T_{\text{эфн}} = T_{\text{гв}}$ и $T_{\text{эф}} = T_{\text{г}}$ в случае впитывания

$$K_{\text{прв}}^{\text{вп}} = \left(\frac{Q_{\text{вп}}}{Q_{\text{нп}}} \right)^{3/2} k_{\text{вподв}}^{1/2} = \left(\frac{1}{P_{\text{н}}} \right)^{3/2} k_{\text{вподв}}^{1/2} \quad (48)$$

и в случае осушения

$$K_{\text{прв}}^{\text{ос}} = \left(\frac{n}{n_{\text{в}}} \right) \left(\frac{T_{\text{г}}}{T_{\text{гв}}} \right)^3 k_{\text{вподв}}^2 = \frac{n}{n_{\text{в}}} \left(\frac{Q_{\text{вп}}}{Q_{\text{нп}}} \right)^{3/2} k_{\text{вподв}}^{1/2}.$$

Рассматривая проницаемость гидрофильной породы по отношению к несмачивающей фазе (нефть или газ), можно доказать, что при впитывании смачивающей фазы (воды) $n = n_{\text{н}}$. Это верно потому, что поступающая в породу вода лишь сжимает несмачивающую фазу, которая перемещается параллельно извилистым каналам до тех пор,

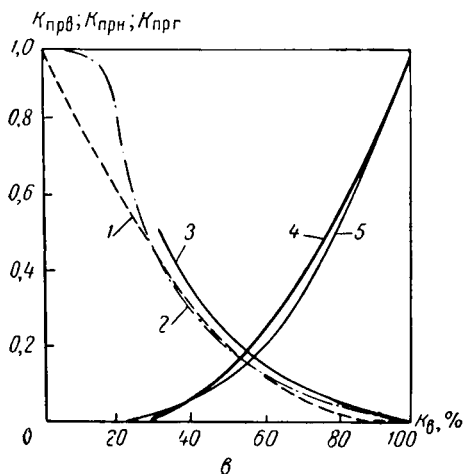
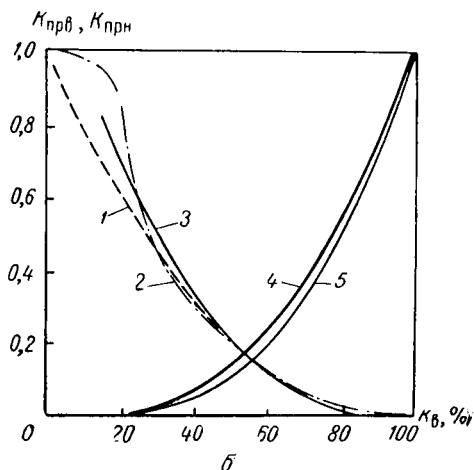
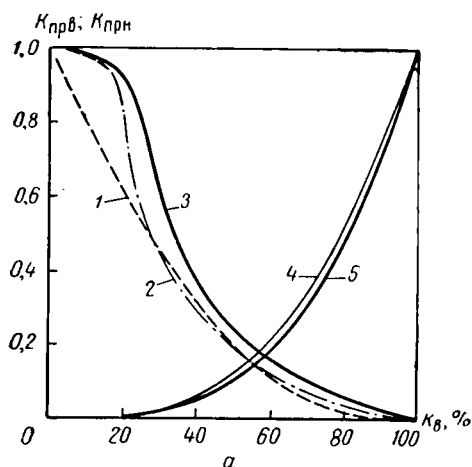


Рис. 83. Зависимости относительных проницаемостей для воды $K_{прв}$, нефти $K_{прн}$ и газа $K_{прг}$ от водонасыщенности k_v для нецементированных песчаников.

а — сопоставление расчетных кривых с экспериментальными, полученными М. Маскетом: 1 — расчетная кривая $K_{прн} = f(k_v)$ для случая впитывания, $k_{вс} = 0$, $k_{низ} = 10\%$; 2 — расчетная кривая $K_{прн} = f(k_v)$ для случая осушения (дренажа), $k_{вс} = 0$; 3 — экспериментальная кривая $K_{прн} = f(k_v)$; 4 — расчетная кривая $K_{прв} = f(k_v)$; 5 — экспериментальная кривая $K_{прв} = f(k_v)$; б — сопоставление расчетных кривых с экспериментальными, полученными М. С. Лёвереттом: 1 — расчетная кривая $K_{прн} = f(k_v)$ для случая впитывания, $k_{вс} = 0$, $k_{низ} = 10\%$; 2 — расчетная кривая $K_{прн} = f(k_v)$ для случая осушения

(дренажа), $k_{вс} = 0$; 3 — экспериментальная кривая $K_{прн} = f(k_v)$; 4 — экспериментальная кривая $K_{прв} = f(k_v)$; 5 — расчетная кривая $K_{прв} = f(k_v)$; в — сопоставление расчетных кривых с экспериментальными, полученными Тервиллигером: 1 — расчетная кривая $K_{прн} = f(k_v)$ для случая впитывания, $k_{вс} = 0$, $k_{низ} = 10\%$; 2 — расчетная кривая $K_{прн} = f(k_v)$ для случая осушения, $k_{вс} = 0$; 3 и 4 — экспериментальные кривые $K_{прв\text{ вод}} = f(k_v)$ и $K_{прв} = f(k_v)$; 5 — расчетная кривая $K_{прв} = f(k_v)$.

пока не возникает отдельных изолированных объемов несмачивающей фазы в воде. Следовательно, число каналов, занятых в породе несмачивающей фазой, остается таким же, как и число всех каналов, за исключением каналов, занятых связанной водой. Кроме того, в этом случае $T_{гв} = T_{гн}$, так как несмачивающая фаза лишь сжимается, сосредоточиваясь в центральных частях поровых каналов. Следовательно,

$$K_{прн}^{вп} = (1 - k_{вподв})^2.$$

Эта формула в пределе, когда несмачивающая фаза сохраняется только в виде изолированных объемов, принимает следующий вид:

$$K_{прн}^{вп} = \left(1 - \frac{k_{в} - k_{вс}}{1 - k_{вс} - k_{низ}}\right)^2, \quad (49)$$

где $k_{низ}$ — коэффициент насыщения, когда в породе имеются лишь изолированные объемы нефти.

Более сложно доказывается [73], что при осушении

$$K_{прн}^{ос} = (1 - K_{прв}) \left[1 - k_{вс}^{1/4} \left(\frac{Q_{вп}}{Q_{нп}}\right)^{1/4}\right]^2. \quad (50)$$

Сопоставление теоретических зависимостей $K_{прв}^{вп} = f(k_{в})$,

$$K_{пр}^{ос} = f(k_{в}), K_{прн}^{вп} = f(k_{в}) \text{ и } K_{прн}^{ос} = f(k_{в}),$$

рассчитанных по формулам (48), (49) и (50), с экспериментальными (рис. 83 и § 27), показывает хорошее их совпадение для относительных проницаемостей по воде. Хуже согласуются относительные проницаемости по нефти. Это объясняется большими упрощениями, которые были приняты при выводах. Вполне удовлетворительная сходимость наблюдается лишь при $k_{всв} = 20\%$ (рис. 83).

Изложенные положения справедливы для чистых коллекторов, не содержащих проводящих или глинистых частиц. Они весьма ценны, так как позволяют оценить фазовые и относительные проницаемости по данным электрометрии скважин, если известна водонасыщенность коллекторов.

Для глинистых коллекторов теоретические зависимости $K_{прв} = f(k_{в})$ и $K_{прн} = f(k_{в})$ приведены в работе [73]. Однако экспериментальная проверка зависимостей $K_{прн} = f(k_{в})$ для глинистых коллекторов пока не дала положительных результатов.

§ 37. ВЕЛИЧИНА ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

В табл. 26 и на рис. 84 и 85 приведены пределы изменения электрического удельного сопротивления различных типов горных пород.

Таблица 26.

**Удельное сопротивление песчано-алевритово-глинистых пород
некоторых нефтеносных площадей СССР**

Площадь	Район	Возраст пород	Описание пород	Удельное сопротивление пород, <i>ом м</i>	
				водонасыщенных	нефте-насыщенных
Небит-Даг	Прибалханский	Плиоцен	Пески	0,2—5	2—20
»	»	»	Песчаники	0,3—25	1,5—32
Оха	Сахалинский	Миоцен	Пески	2—4	15—80
—	Грозненский	»	Песчаники	3—20	8—1000 и более
—	Краснодарский край	Олигоцен	Алевриты	1,7—3,5	2,0—200 и более
Озек-Суат	Грозненский	»	»	1,2—2	3,5—11
Александровская	Ставропольский край	Эоцен	Песчаники	1,2—2	15—20;
—	Краснодарский край	»	Алевриты	1,5—20	2,4—120 *
Александровская	Ставропольский край	Палеоцен	»	3,5—12	До 100 *
Косчагыл	Южно-Эмбенский	Нижний мел	Пески и песчаники	—	4—25
Доссор	»	Средняя юра	Пески	0,7 **	10 **
Озек-Суат	Грозненский	Нижняя юра	Песчаники	< 1	До 50 и более
Косчагыл	Южно-Эмбенский	Перм-триас	Пески	0,4 **	2,5 **
Жирное	Волгоградский	Нижний карбон	Песчаники	1,5 **	12—500
—	Самаролукский	То же	»	От 0,5 до 1000 и более	
Муханово	Бугурусланский	»	»	От 0,5 до 750	
—	Самаролукский	Верхний девон	Песчаники	0,4—2 и более	12,5—1000
—	Саратовский	То же	»	0,8—3,0	До 200
Ромашкин-ская	Татарский	»	»	От 0,5—1 до 2—5	От 2—3 до 300
—	Туймазинский	»	»	0,4—4,5	1,5—1200
Нижняя Ом-ра	Омра-Сойвинский	»	»	0,6—2,0	3,0—200 и более
—	Саратовский	Средний девон	»	1—3	50—950***

* Газонасыщенные породы.

** Среднее значение.

*** Промышленно насыщенные породы.

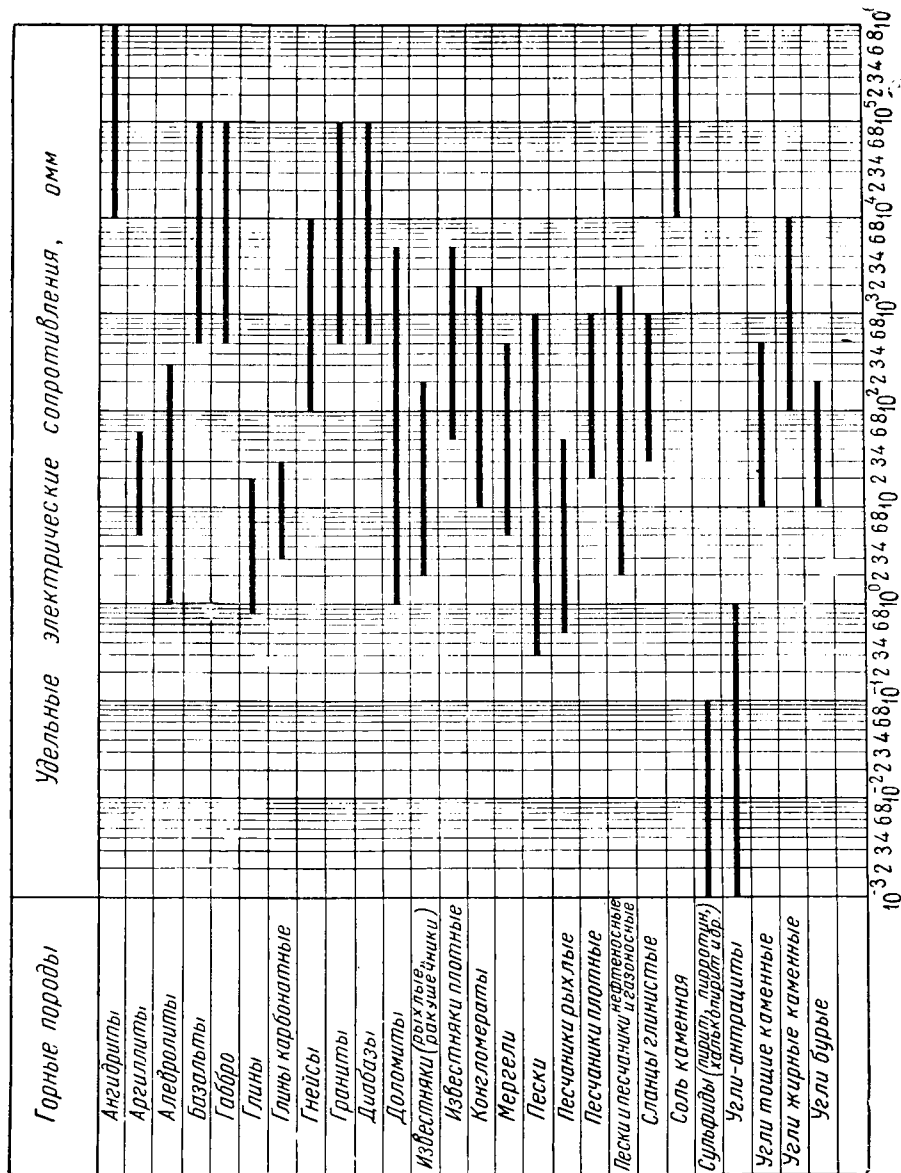


Рис. 84.
Удельные
сопротивле-
ния горных
пород (по
В. Н. Дах-
нову).

$10^{-3} 2 3 4 6 8 10^{-2} 3 4 6 8 10^{-1} 2 3 4 6 8 10^0 2 3 4 6 8 10^1 2 3 4 6 8 10^2 2 3 4 6 8 10^3 2 3 4 6 8 10^4 2 3 4 6 8 10^5 2 3 4 6 8 10^6$

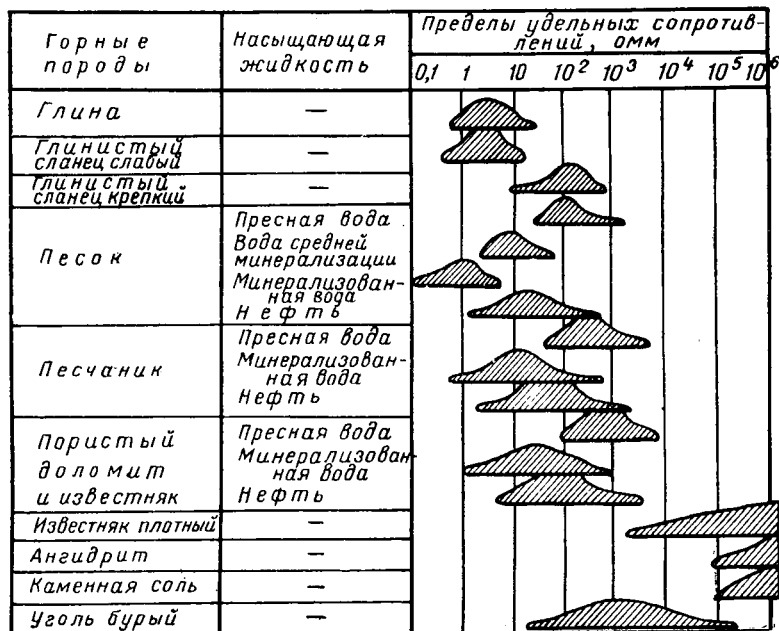


Рис. 85. Удельные сопротивления горных пород [по П. Джонсу (P. Jones) и Х. Скибицке (H. Skibitzke)].

Как видно из этих материалов, удельное сопротивление пород изменяется в широких пределах от 10^{-3} до 10^8 ом м. Это определяет успешность электрических методов исследования скважин и в ряде случаев электроразведки.

Удельное сопротивление песчано-алевритово-глинистых пород

Так как удельное сопротивление водо-, газо- или нефтенасыщенных песчано-алевритово-глинистых пород является сложной функцией таких значительно варьирующих по величине свойств, как пористость, извилистость, степень газо- или нефтенасыщенности, сопротивление насыщающей воды, и таких факторов, как температура и давление, оно изменяется в весьма широких пределах (от 0,5 ом м и менее до 10^4 ом м и более).

Особенно высоких значений достигает сопротивление поверхностных песчано-алевритово-глинистых гигроскопически влажных пород. К таким породам относятся пески, песчаники и алевриты зоны аэрации в засушливых и пустынных областях. Наименьшие значения сопротивления характерны для водоносных песков, песчаников

и алевролитов нефтегазоносных отложений, насыщенных водами высокой минерализации.

В табл. 26 указаны предельные значения сопротивления песков, песчаников и алевролитов некоторых нефтеносных районов СССР. Следует отметить, что сопротивления продуктивных пород могут снижаться до нескольких омметров в том случае, когда коллекторы представляют собой мелкозернистые пески, алевролиты или даже песчаники, насыщенные водами высокой минерализации (рис. 85 и табл. 26).

Особенно высокие значения сопротивлений (до тысячи омметров, а иногда и более) имеют хорошо отсортированные и окатанные крупнозернистые песчаники, у которых степень нефте- или газонасыщенности превышает 90 %.

Удельное сопротивление карбонатных пород

Сопротивление карбонатных пород может быть и очень высоким и низким в зависимости от величины коэффициента их пористости и характера заполнителя пор (рис. 84 и 85).

Характерной особенностью сопротивления плотных карбонатных отложений с порами растворения, а также трещиноватых известняков и доломитов является резкое изменение сопротивления от образца к образцу вследствие неоднородности распределения пор по объему этих пород. Кроме того, при частичном насыщении водой кавернозных известняков и доломитов высокие значения удельного сопротивления обуславливаются часто незначительным количеством связанной воды в поровом пространстве этих пород.

Карбонатные отложения оолитового и меловидного типов более однородны по величине удельного сопротивления благодаря более однородной структуре их порового пространства. Нефтеносные отложения меловидного типа характеризуются меньшими значениями сопротивления вследствие большого содержания в их поровом пространстве связанной воды.

§ 38. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Измерение удельного сопротивления горных пород в лаборатории может быть выполнено различными способами, из которых наиболее часто применяют способы двух- и четырехэлектродных установок. В способе двухэлектродной установки (рис. 86, а) образец породы 1 закрепляют между крышками 2, в которые вмонтированы электроды, соединенные с измерительным мостом 3.

При помощи моста измеряют полное сопротивление R образца (в омах), определяют его длину L (в м), площадь поперечного сечения S (в м²) и рассчитывают удельное сопротивление (в ом м) по формуле

$$\varrho = \frac{RS}{L}.$$

При определении удельного сопротивления четырехэлектродной установкой (рис. 86, б) электрический ток I от батареи 1 вводят в образец породы 2 с использованием электродов A и B и измеряют.

Между электродами M и N измеряют разность потенциалов ΔU , причем предварительно компенсатор поляризации 3 исключается естественная разность потенциалов. Разность потенциалов и силу тока I на эталонном сопротивлении 7 измеряют с применением потенциометра 4. Зная расстояние L между электродами M и N (в м) и площадь поперечного сечения керна (в м²), рассчитывают сопротивление образца (в ом м) по формуле

$$\rho = \frac{\pi d^2 \Delta U}{4LI}$$

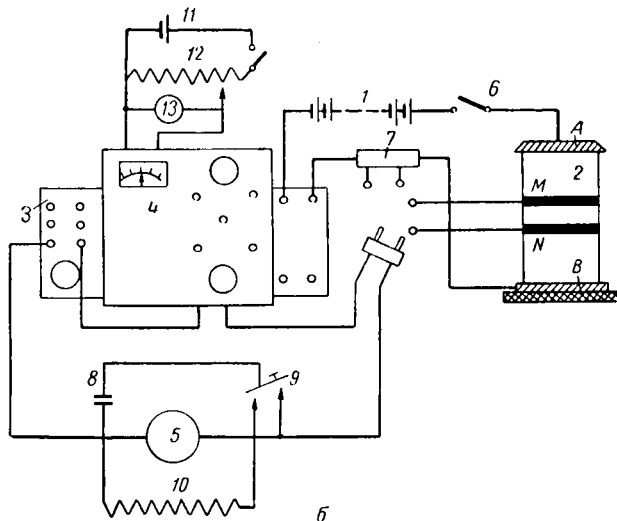
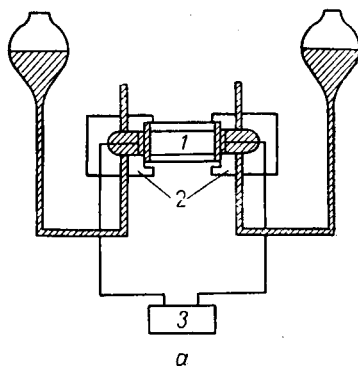


Рис. 86. Схемы установок для определения удельного сопротивления пород.

а — двухэлектродная установка: 1 — образец породы, 2 — крышки, в которые вмонтированы электроды, 3 — измерительный мост; б — четырехэлектродная установка (МИНХ и ГП): 1 — батарея, 2 — образец породы, 3 — компенсатор поляризации, 4 — потенциометр, 5 — гальванометр, 6 — ключ, 7 — эталонное сопротивление, 8 — конденсатор, 9 — ключ, 10 — сопротивление, шунтирующее гальванометр, 11 — сухие элементы, 12 — делитель напряжения, 13 — вольтметр; А и В — питающие электроды; М и N — приемные электроды.

При измерении разности потенциалов ΔU на образцах пород значительного сопротивления используют конденсатор 8.

Методические указания по определению удельных сопротивлений можно найти в ряде руководств, например [3, 12, 89]. В этой же литературе описаны и другие способы определения удельного сопротивления.

Глава VI

ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 39. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Диэлектрическая проницаемость наряду с электропроводностью (электрическим удельным сопротивлением) и магнитной проницаемостью (магнитной восприимчивостью) является свойством пород, определяющим характер распространения в них переменных, главным образом высокочастотных, электромагнитных полей. Такие поля используют при некоторых методах электрической разведки и при изучении разрезов скважин (метод диэлектрической проницаемости).

Породы, которые в большинстве случаев можно рассматривать как диэлектрики, в электрическом поле поляризуются. При этом заряженные молекулы, атомы или ионы, следуя за изменениями электрического поля, смещаются относительно друг друга. Совокупность их электрических полей образует обратное поле, по величине меньшее приложенного. Поляризация количественно оценивается величиной вектора поляризации P , равного суммарному дипольному моменту единицы объема диэлектрика. Вектор поляризации связан с вектором D электрического смещения и напряженностью E поля в диэлектрике соотношениями

$$D = \epsilon_0 E + 4\pi P = E(\epsilon_0 + 4\pi\kappa) = \epsilon' E$$

и

$$\kappa = \frac{P}{E},$$

где κ — поляризуемость диэлектрика;

ϵ' — диэлектрическая проницаемость,

ϵ_0 — диэлектрическая проницаемость в вакууме, равная единице.

Для диэлектрика и для вакуума соответственно имеем

$$D = \epsilon' E$$

и

$$D = \epsilon_0 E_0,$$

следовательно, диэлектрическая проницаемость является свойством среды, показывающим, во сколько раз уменьшилась напряженность

E электрического поля в диэлектрике по отношению к его напряженности в вакууме.

Отношение $\epsilon'/\epsilon_0 = \epsilon$ называется относительной диэлектрической проницаемостью. ϵ численно равна диэлектрической проницаемости ϵ' диэлектрика.

Различают следующие типы поляризации: электронную, ионную, атомную, ориентационную тепловую (релаксационную или дипольную) и объемную (или структурную).

Чисто электронная поляризация наблюдается в неполярных (не имеющих постоянного дипольного момента) атомах (например, в атомах газообразной фазы породы, таких, как азот, водород и др.). При этом в результате наложения электрического поля электронное облако атома смещается относительно положительно заряженного ядра за время порядка 10^{-15} сек. и поляризация успевает завершиться при применении электрических полей в диапазоне частот поляризующего поля от нуля (постоянный ток) до оптических. Электронная поляризация частицы пропорциональна напряженности электрического поля, действующего на атомы пород, причем коэффициент пропорциональности α_e называется электронной поляризуемостью. Диэлектрическая проницаемость газообразных сред с электронной поляризуемостью незначительно (в пределах $0-0,01$) отличается от диэлектрической проницаемости вакуума.

Поляризация ионного упругого смещения возникает за счет смещения ионов в электрическом поле за время $10^{-12}-10^{-13}$ сек. Поляризуемость α_i ионного смещения пропорциональна квадрату заряда иона и обратно пропорциональна коэффициенту упругой связи разноименных ионов. Диэлектрическая проницаемость ϵ , обусловленная ионным смещением, обычно находится в пределах от 4 до 15. Эта поляризация слабо зависит от частоты поляризующего поля до тех пор, пока она не превысит частоты инфракрасной области спектра. С ростом температуры ионная поляризуемость растет вследствие ослабления связи между ионами.

Ряд ионных кристаллов (титанаты, станаты и цирконаты металлов со структурой рутила, перовскит, ильменит) имеет структуру, способствующую поляризации. Диэлектрическая проницаемость этих кристаллов иногда достигает больших величин (до 300 у титаната, стронция). Имеются ионные кристаллы (титанат бария и др.), у которых вследствие спонтанной поляризации возникает значительное внутреннее поле. Спонтанная поляризация обуславливает ряд особых (сегнетоэлектрических) свойств ¹ диэлектрика.

Атомная поляризация наблюдается в породах с валентными кристаллами, где атомы связаны в молекулы силами

¹ Ск а н а в и Г. И. Физика диэлектриков (область слабых полей). Гос-техтеоретиздат, 1949.

обменного взаимодействия валентных электронов (ковалентная связь).

В этом случае электрическое поле вызывает упругое смещение валентных электронов относительно ядер атомов, образующих молекулу.

Атомная поляризация завершается быстро, в диапазоне частот, не превышающих частоты ультрафиолетового излучения. Этот вид поляризации также пропорционален приложенному к кристаллам полю и характеризуется коэффициентом поляризации α_a . Диэлектрическая проницаемость диэлектриков этого типа достигает 15.

О р и е н т а ц и о н н а я тепловая (дипольная или релаксационная) поляризация наблюдается при содержании в породах диполей — упруго и слабо связанных полярных молекул с неравномерным асимметричным распределением электрических зарядов в их различных частях. При поляризации этого типа, характерной для воды и других полярных жидкостей, дипольные молекулы стремятся установиться своими осями по направлению внешнего электрического поля, тогда как тепловое движение препятствует этому, дезориентируя молекулы. Эффективная поляризуемость молекулы

$$\alpha_d = \frac{\mu^2}{3kT},$$

где μ — дипольный момент молекул;

k — постоянная Больцмана;

T — абсолютная температура.

Ориентационная поляризация значительна по величине и резко зависит от температуры и частоты электрического поля. С ростом температуры и частоты электрического поля ориентационная поляризация уменьшается. Ориентационная поляризация достаточно вероятна при радиочастотах (т. е. при частотах, не превышающих 10^{11} гц).

К поляризации этого же типа принадлежит ионная тепловая поляризация, которая вероятна у кристаллов со слабо связанными ионами. Слабо связанные ионы при тепловом движении перемещаются на расстояния, сравнимые с межатомными, преодолевая потенциальный барьер. При наложении поля число перебросов через потенциальный барьер становится преимущественным в направлении поля, что приводит к поляризации диэлектрика. Установившееся при этом динамическое равновесие характеризуется тем, что дипольный момент единицы объема отличается от нуля. Эффективная поляризуемость иона

$$\alpha_{ит} = \frac{q^2 \delta^2}{12 kT},$$

где q — заряд иона;

δ — расстояние переброса.

Диэлектрическая проницаемость сред, у которых наблюдается ориентационная поляризация (вода, дипольные кристаллы), значительно увеличивается (до 80 в полярных жидкостях и до 300 в дипольных кристаллах).

Ориентационная поляризация при частоте приложенного поля, соизмеримой с собственной частотой колеблющихся частиц, сопровождается диэлектрическими потерями¹.

Кроме указанных типов поляризации, в многофазных породах, у кристаллов с дефектами (пустые места в кристаллической решетке, атомы смещены в междоузлия, дислокация, при которой ряд или плоскость атомов может иметь незавершенный конец), имеющих заряды, относительно свободные к перемещению, возможна объемная (или структурная) поляризация.

При поляризации этого вида перемещающиеся на некоторое расстояние носители зарядов (например, ионы) могут скопиться у межфазовых границ раздела или в местах дефектов кристаллической решетки. Это объясняется различной свободой передвижения ионов в отдельных фазах или затрудненным передвижением их в местах дефектов решетки. Если при этом скопившиеся носители зарядов оказываются нескомпенсированными зарядами противоположного знака, макроскопическое поле искажается. Период становления межфазовой поляризации более значителен, чем у других видов поляризации, поэтому она редко наблюдается за пределами радиочастот. Наличием объемной поляризации объясняется более значительная поляризация многофазных пород по сравнению с однофазными.

В результате различных типов поляризации по направлению поля ориентируется известное число «диполей», причем величина поляризации (вектор) P такой породы равна суммарному дипольному моменту единицы ее объема:

$$P = N\bar{\mu},$$

где N — число элементарных дипольных моментов $\bar{\mu}$ в единице объема породы.

С другой стороны,

$$\mu = \alpha E',$$

где E' — напряженность электрического поля, действующего на элементарные частицы;

α — суммарный коэффициент поляризуемости данной породы.

Из двух последних уравнений получаем

$$P = N \alpha E'.$$

¹ Диэлектрические потери — часть энергии переменного электрического поля, превращающаяся в диэлектрике в тепло.

Но так как

$$P = \frac{(\epsilon' - \epsilon_0) E}{4\pi} = \frac{(\epsilon - 1) \epsilon_0 E}{4\pi},$$

то диэлектрическая проницаемость диэлектрика (в частности, породы) определяется числом элементарных поляризующихся частиц в единице его объема (а следовательно, плотностью диэлектрика) и их полной поляризуемостью α . Так как величина α обуславливается частотой поляризующего поля и температурой диэлектрика, то при прочих равных условиях диэлектрическая проницаемость пород зависит от этих параметров так, как об этом было сказано при описании отдельных поляризуемостей.

Диэлектрическая проницаемость сред в переменных электрических полях с частотой ω , соизмеримой с частотой электронных, ионных или молекулярных колебаний частиц, создающих диэлектрическую поляризацию, является комплексным параметром

$$\epsilon^*(\omega) = \epsilon'(\omega) - j\epsilon''(\omega).$$

В этом случае вектор D электрического смещения имеет две составляющие: одну $\epsilon'(\omega) E$, совпадающую по фазе с вектором E , и вторую $\epsilon''(\omega) E$, отстающую от E по фазе на $\pi/2$.

Возникающие в этом случае потери электрической энергии, носящие название *диэлектрических*, характеризуются углом δ потерь, для которого $\operatorname{tg} \delta = \epsilon''/\epsilon'$.

§ 40. ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ МИНЕРАЛОВ

Различия в химическом составе и структуре минералов определяют достаточно широкое изменение их диэлектрической проницаемости — от 2 до 80 единиц и более (табл. 27), зависимость величины этого параметра от плотности δ (рис. 87), частоты электрического поля f (рис. 88) и температуры t (рис. 88, *a* и табл. 27). Самые высокие значения ϵ у воды (80 при 20° С), льда (~ 79 при —2° С) и рутила (86 и 170). Высокая диэлектрическая проницаемость объясняется полярностью молекул воды, при которой создается значительная ориентационная поляризация, резко уменьшающаяся с повышением температуры (табл. 27) и с частотой, когда последняя превышает 10⁹ *гц*. Большое значение диэлектрической проницаемости льда и значительное уменьшение ϵ этого минерала с понижением температуры и увеличением частоты (рис. 88, *a*) пока удовлетворительно не объяснены. Значительная величина диэлектрической проницаемости рутила, по-видимому, определяется особой структурой его кристаллической решетки.

Диэлектрическая проницаемость остальных минералов укладывается в пределы от ~ 3 до 25 (табл. 27) и зависит главным образом от их плотности (рис. 87).

Это объясняется тем, что для большинства минералов обычны один или несколько «быстрых» (электронной, атомной, ионной) типов поляризации, менее значительно различающихся между собой (по их доле в значении диэлектрической проницаемости), чем «быстрые» и «медленные» (ориентационная и объемная) типы поляризации. Вклад последних в значение ϵ веществ особенно значителен. Однако различия в диэлектрической проницаемости минералов отдельных классов, связанные с особенностями их химического состава и кристаллической структуры, определяющих не только плотность, но и возможные типы «быстрой» поляризации, достаточно ясно видны при исследовании зависимости $\epsilon = f(\delta)$ на рис. 87.

У всех минералов наблюдается электронная поляризация. Этот тип поляризации в чистом виде встречается у атомных кристаллов серы; с ним связана самая малая для данной плотности ($\sim 2 \text{ г/см}^3$) ее диэлектрическая проницаемость (рис. 87).

На электронную поляризацию у минералов, являющихся ионными кристаллами (галит, сильвин), накладывается поляризация ионного смещения, поэтому при данной плотности ($\sim 2 \text{ г/см}^3$) диэлектрическая проницаемость галита и сильвина (5,6—6,4; 4,7—4,8) выше, чем серы ($\sim 4,0$).

Кристаллическая структура апатита и карбонатов (кальцита и доломита) с ϵ от 7 до 12 близка по типу к чисто ионной. У них возможны как электронная поляризация, так и ионное упругое смещение. Значения ϵ изученных хлоридов, фосфатов и карбонатов (за исключением сидерита) пропорциональны их плотностям (рис. 87, кривая I). Причем для апатита и доломита отмечается уменьшение ϵ с частотой. Это объясняется [112] присутствием в этих минералах небольшого количества влаги.

В валентных кристаллах алмаза атомы связаны в молекулы ковалентной связью, вследствие этого здесь возможны электронная

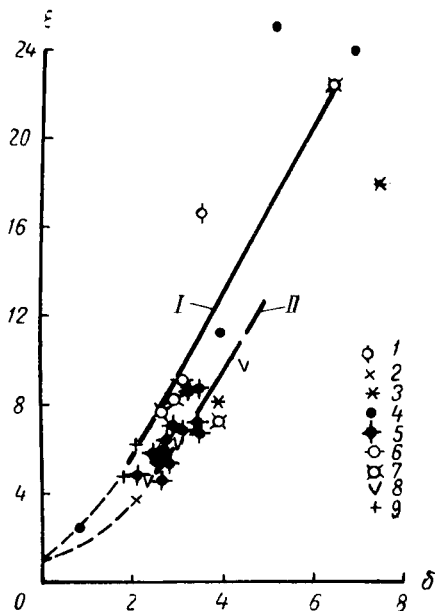


Рис. 87. Зависимость диэлектрической проницаемости ϵ минералов от их плотности δ (составлена В. Н. Кобрановой по данным разных авторов, 1962).

I — для минералов с ионной кристаллической структурой; II — то же для силикатов; 1 — алмаз; 2 — сера; 3 — сульфиды; 4 — окислы; 5 — силикаты; 6 — фосфаты; 7 — карбонаты; 8 — сульфаты; 9 — хлориды.

Таблица 27

Диэлектрическая проницаемость воздуха, нефти, парафина и минералов

Символ элемента или формула минерала	Воздух, нефть, парафин и минералы	Температура диэлектрика, °C	Частота поляризующего тока, гц	ε	Плотность δ , г/см^3	Примечание
1	2	3	4	5	6	7
	Воздух	0	$< 3 \cdot 10^6$	1,00590	—	При 1 ат
		19	$3 \cdot 10^6$	1,000576	—	» 1 »
		19	$3 \cdot 10^6$	1,0108	—	» 20 »
	Водяные пары	110	$3 \cdot 10^6$	1,0126	—	—
		140	$3 \cdot 10^6$	1,00705	—	—
	Нефть	—	—	2,0—2,7 (по данным одних авторов)	—	—
				10—30 (по данным других авто- ров)	—	—
	Парафин	20	$3 \cdot 10^6$	2,0—2,2	—	—

Самородные неметаллы

C	Алмаз	17—22	10^4	16,5	3,51	—
S	Сера	20	—	3,9	2,07	Аморфная
		—	$0-5 \cdot 10^6$	3,6—4,7 (в зависимости от направления измерения)	—	Монокристал- лическая
Сульфиды						
PbS	Галенит	—	—	17,9	7,57	—
ZnS	Сфалерит	—	—	7,8—8,3	3,5—4,2	—
Окислы						
H ₂ O	Лед	-2	$4 \cdot 10^2$	79	0,918	—
		-18	$< 10^6$	3,1	—	—
		0	10^8	88	—	—
	Вода	20	10^8	80	—	—
		40	10^8	73	—	—
		60	10^8	67	—	—
		80	10^8	61	—	—
		100	10^8	55	—	—

Продолжение табл. 27

1	2	3	4	5	6	7
TiO_2	Рутил	17—22	10^8	86	4,2	\perp оптической оси \parallel оптической оси
SnO_2	Касситерит	—	—	24	6,9	В поликристал- лическом со- стоянии \perp оптической оси
SiO_2	Кварц	17—22	$10^2-3 \cdot 10^7$	4,34—4,59	2,65	\perp оптической оси \parallel оптической оси
		17—22	$10^2-3 \cdot 10^7$	4,27—4,60	—	\perp оптической оси
		17—22	10^2-10^7	4,61—4,69	—	45° по отноше- нию к оптиче- ской оси
		—	—	4,5—4,7	—	Плавленый
	Кварц пегма- титовый	0	—	3,5—3,6	—	—
		~20	$5 \cdot 10^1-5 \cdot 10^7$	5,0—5,6	—	—
	Халцедон	~20	$5 \cdot 10^1-5 \cdot 10^7$	5,6—7,5	2,65	—
	Роговик	~20	$5 \cdot 10^1-5 \cdot 10^7$	4,8—8,5	—	—
	Новакулит	~20	$5 \cdot 10^1-5 \cdot 10^7$	4,8—5,0	—	—

Fe_2O_3 $\text{HFeO}_2 \cdot aq$	Гематит	—	—	25	5,2	—
	Лимонит	—	—	10—11	4,1	—
С и л и к а т ы						
$\text{K} [\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Ортоклаз	~20	10^2 — 10^7	4,5—6,2 2,8—3,2 5,6—10,8	— 2,5—2,62 2,5—2,58	— — —
	Микроклин Плагиоклазо- вые полевые шпаты	~20 —	10^2 — 10^7 —	— 5,45—7,22	—	—
$\text{K} [\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Калиевые по- левые шпаты	—	—	4,5—6,2 3,3—5,6 до 3,6—6,5 6,3—7,5 5,5—7,8 7,13	— — ~3,5 2,63—2,91 —	— — Исследовано два образца — — ⊥ оптической оси
	Пертит	~20	10^2 — 10^7	—	—	оптической оси
$\text{Al}_2 (\text{F}, \text{OH})_2 [\text{SiO}_4]$ $\text{Al}_2\text{Be}_2 [\text{Si}_8\text{O}_{18}]$	Топаз	—	—	—	—	—
	Берилл	—	—	—	—	—
$\text{NaAlGe}_6 [(\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6) \text{O}_{25} (\text{OH})_3]$	Турмалин	—	—	—	—	—
$\text{LiAl} [\text{Si}_2\text{O}_6]$ $\text{Ca} (\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}) [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ $\text{Mg}_3 (\text{OH})_2 \text{Si}_4\text{O}_{10}$	Сподумен	~20	10^2 — 10^7	8,6—10,4 6,9—10,3 4,5—6,2	3,13—3,2 3,2—3,6 2,7—2,8	— — —
	Авгит	—	—	—	—	—
	Тальк	—	—	—	—	—

Продолжение табл. 27

1	2	3	4	5	6	7
$\text{KAl}_2(\text{OH})_2 \left[\frac{\text{AlSi}_3\text{O}_{10}}{\text{AlSi}_3\text{O}_{10}} \right]$	Мусковит	—	—	6,2—8,0	2,76—3,10	—
$\text{KMg}_3(\text{OH})_2 \left[\frac{\text{AlSi}_3\text{O}_{10}}{\text{AlSi}_3\text{O}_{10}} \right]$	Флогопит	~20	$10^2—10^7$	5,9—6,5	2,7—2,85	—
$\text{K}(\text{Mg,Fe})(\text{OH})_2 \left[\frac{\text{AlSi}_3\text{O}_{10}}{\text{AlSi}_3\text{O}_{10}} \right]$	Бiotит	~20	$10^2—10^7$	4,78—4,86	2,69—3,16	—
$\text{KFe}_3(\text{OH})_2 \left[\frac{\text{AlSi}_3\text{O}_{10}}{\text{AlSi}_3\text{O}_{10}} \right]$	Лепидомелан	~20	$10^2—10^7$	6,2—9,3	—	—
	Слюда	—	—	3,93—4,06	—	—
				5,4—11,5	—	—
Ф о с ф а т ы						
$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 (\text{F, OH, Cl})$	Апатит	—	—	7,4—10,5	3,15—3,27	—
К а р б о н а т ы						
CaCO_3	Кальцит	—	—	7,5—8,7	2,6—2,8	—
	Кальцит	~20	$10^2—10^7$	7,6—7,6	—	⊥ оптической оси
		~20	$10^2—10^7$	7,3—7,3	—	оптической оси

$\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$	Доломит	—	—	6,8—8,0	2,85—2,94	—
		—	$1,6 \cdot 10^8$	7,4—10,5	—	—
		—	$4 \cdot 10^8$	7,8—9,5	—	—
		—	$4 \cdot 10^8$	6,8—7,4	—	—
FeCO_3	Сидерит	—	—	6,9—7,4	3,9	—
PbCO_3	Церуссит	—	—	19,6—25,4	6,4—6,6	—

Сульфаты

CaSO ₄	—	—	5,7—6,3	2,89—2,96
CaSO ₄ ·2H ₂ O	~20	10 ² —10 ⁷	4,24—4,23	2,3—2,33
BaSO ₄	—	—	7,0—12,2	4,3—4,7

Хлориды

NaCl	Галит	—	—	5,6—6,4	2,4—2,2
KCl	Сильвин	—	—	4,68—4,8	1,97—1,99

и атомная поляризация. ϵ этих диэлектриков может достигать 15, что достаточно хорошо согласуется с полученными для этого минерала значениями (рис. 87).

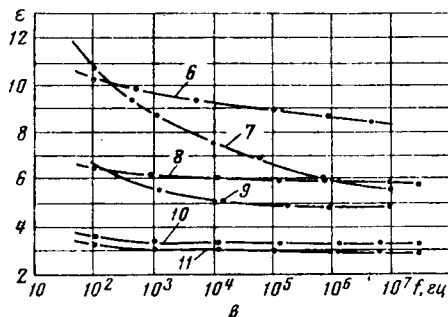
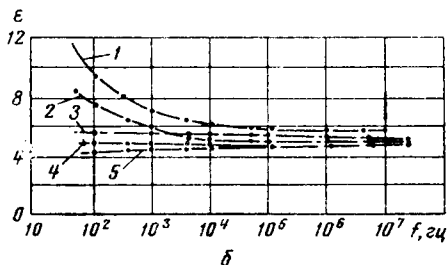
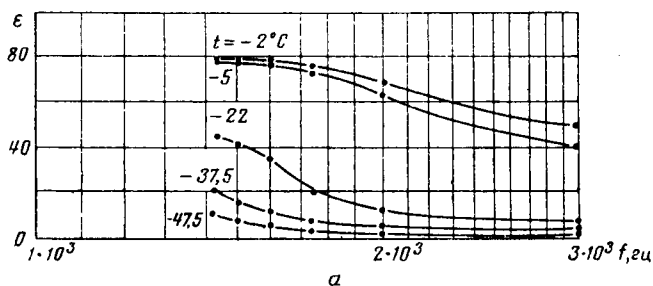


Рис. 88. Зависимость диэлектрической проницаемости ϵ от частоты поляризующего поля f для некоторых минералов.

a — для льда (по И. Эррера); b — для некоторых других окислов; c — для некоторых силикатов. 1 — халцедон; 2 — роговик; 3 — пегматитовый кварц; 4 — новаккулит; 5 — кварц, перпендикулярно c -оси; 6 — сподумен; 7 — микроклин; 8 и 10 — пертит; 9 — тальк; 11 — ортоклаз.

У силикатов, как известно, кристаллы содержат ионы, однако их структура определяется силикатным или алюмосиликатным скелетом, связи в котором являются в основном ковалентными. Следо-

вательно, у этих минералов возникает электронная и атомная поляризация, а также поляризация ионного (упругого) смещения. Диэлектрическая проницаемость силикатов, изменяющаяся от 3 до 10, также пропорциональна их плотности. Однако коэффициент пропорциональности меньше, чем у хлоридов, фосфатов и карбонатов (сравните кривые *I* и *II* на рис. 87). Последняя проведена через точки с координатами ϵ и δ для силикатов.

Для ряда силикатов (микроклина, пертита, сподумена, флогопита и др.), так же как и для таких разновидностей кварца, как халцедон, роговик, пегматитовый кварц и новакулит, установлено уменьшение значений диэлектрической проницаемости с частотой [112], что объясняется присутствием влаги (рис. 88, *е*).

При высушивании в вакууме у некоторых из этих минералов частотная дисперсия исчезает. Значительная частотная дисперсия наблюдается для льда (рис. 88, *а*).

§ 41. ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Диэлектрическая проницаемость горных пород определяется химико-минеральным составом твердой, жидкой и газообразной фаз пород, их соотношением в единице объема, частотой поляризующего поля и температурой диэлектрика.

Диэлектрическая проницаемость твердой фазы (см. § 40) обычно изменяется от ~ 2 до 25.

Когда жидкой фазой является вода, ее диэлектрическая проницаемость зависит от концентрации и химического состава растворенных в воде солей. Для бинарных электролитов по Фалькенгагену эта зависимость определяется формулой

$$\epsilon = \epsilon_0 + 3,79 \sqrt{x},$$

где ϵ — диэлектрическая проницаемость раствора;

ϵ_0 — то же чистой воды;

x — концентрация раствора в молях на 1 л.

При малых концентрациях солей, встречающихся в поверхностных водах, их диэлектрическая проницаемость практически не зависит от минерализации, что, в частности, подтверждают опыты Г. Я. Черняка на кварцевых песках, насыщенных раствором NaCl с концентрацией от 1 до 5 г/л (сравните зависимость $\epsilon = f(w)$ на рис. 89, *а*, где сведены результаты шести серий определений ϵ для кварцевого песка при концентрации растворов NaCl, равных 0, 1, 2, 3, 4, 5 г/л, с зависимостью $\epsilon = f(w)$ на рис. 89, *б* для того же песка с примесью каолиновой глины, увлажненного дистиллированной водой).

Если жидкая фаза состоит из воды и нефти, ее диэлектрическая проницаемость должна быть ниже в соответствии с соотношением ϵ_w воды (80) и ϵ_n нефти порядка 2 и выше.

Диэлектрическая проницаемость газообразной фазы близка к единице (табл. 27). Это обуславливается малой плотностью газов и тем, что их молекулы неполярны, вследствие чего ϵ газов определяется в основном незначительной по величине и не зависящей от частоты электронной поляризации.

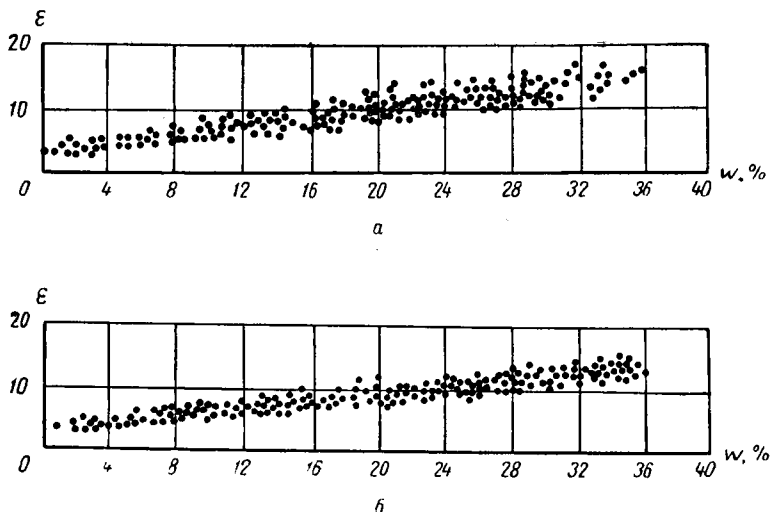


Рис. 89. Зависимости диэлектрической проницаемости ϵ от объемной влажности w (по Г. Я. Черняку, 1955).

a — для кварцевого (люберецкого) песка при изменении концентрации раствора хлористого натрия, насыщающего породу, от 0 до 5 г/л; b — для смесей кварцевого (люберецкого) песка с каолиновой глиной при изменении содержания глины в смеси от 0 до 15 %. (Измерения выполнены при частотах поляризующего поля 10^6 – 10^8 гц.)

Низкие значения диэлектрических проницаемостей газов и нефти предопределяют целесообразность изучения разрезов нефтяных и газовых скважин по диэлектрической проницаемости.

Диэлектрическая проницаемость магматических горных пород

Диэлектрическая проницаемость магматических пород (при низкой частоте поляризующего поля) изменяется от 5 до 40 (табл. 28), причем наиболее вероятные значения ϵ находятся в пределах 6–10. Это хорошо согласуется с их низкой пористостью и данными о диэлектрической проницаемости минералов, составляющих магматические горные породы.

Во всех случаях с увеличением частоты диэлектрическая проницаемость магматических пород уменьшается.

Для перидотита, габбро, диабаза, диорита установлено уменьшение ϵ в 2—3 раза при повышении частоты от $5 \cdot 10^1$ до $5 \cdot 10^7$ [112]. Характер зависимостей $\epsilon = F(f)$ показан на рис. 90, а, б и в.

Зависимости диэлектрической проницаемости магматических горных пород от частоты в основном определяются наличием влаги [112]. Вследствие значительной величины диэлектрической проницаемости воды ($\epsilon_w = 80$) даже небольшое содержание может заметно повысить диэлектрическую проницаемость породы. При наличии воды в поровом пространстве пород и при достаточной величине их удельной поверхности вероятно также объемная поляризация, влияние которой на ϵ уменьшается с частотой.

Диэлектрическая проницаемость осадочных горных пород

Диэлектрическая проницаемость осадочных пород изменяется от 2,5 до 40 (табл. 28).

Диэлектрическая проницаемость песков, песчаников, глин, известняков и доломитов зависит главным образом от их пористости и влажности и в меньшей степени от минерального состава твердой фазы. При этом диэлектрическая проницаемость газонасыщенных пород с увеличением пористости уменьшается, так как в единице их объема оказывается все

больше слабо поляризующегося воздуха (рис. 91, а). У тех же осадочных пород в условиях их максимального водонасыщения

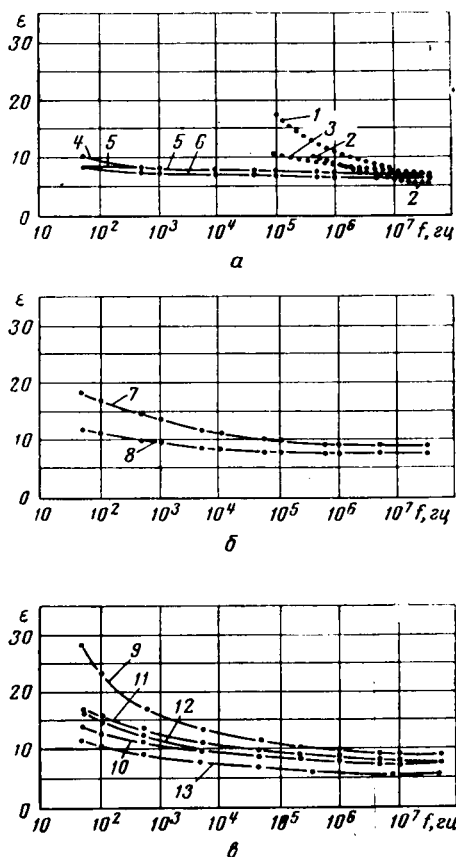


Рис. 90. Зависимости диэлектрической проницаемости ϵ от частоты f для некоторых магматических пород.

а — кислые породы: 1 — гранит щелочной, 2 — гранит-аплит, 3 — гранит биотитовый, 4 — гранит, 5 — обсидиан, 6 — тонкозернистый гранит; б — средние породы: 7 — диорит, 8 — сиенит; в — основные и ультраосновные породы: 9 и 10 — диабазы, 11 и 12 габбро, 13 — перидотит.

Кривые 1, 2 и 3 по А. В. Вешеву, 1955; кривые 4 — 13 по Б. Ф. Хауэллу (B. F. Howell) и П. Х. Ликастру (P. H. Licastre), 1961.

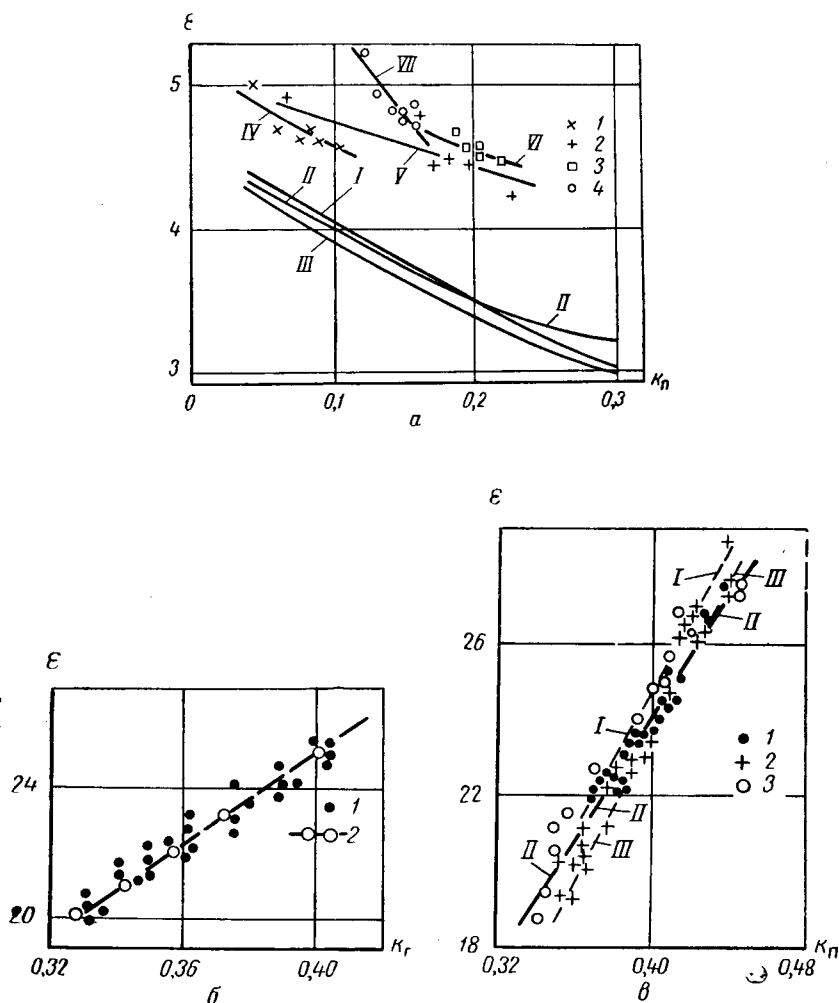


Рис. 91. Зависимость диэлектрической проницаемости ϵ от пористости k_p .

α — для сухих песчаников (по Б. Ф. Хауэллу и П. Х. Ликастру, 1961): I — зависимость рассчитана по формуле Боттчера, II — то же по формуле Брюгемана, III — то же по формуле Хиншеля (ϵ — диэлектрическая проницаемость смеси; ϵ_1 и ϵ_2 — диэлектрические проницаемости для воздуха и кварца; v — доля объема породы, приходящаяся на кварц), IV — зависимость $\epsilon = f(k_p)$ для песчаника вилькоккс, V — то же для песчаника морриссон (Morgison), VI — то же для песчаника бертлисвилл (Bartlesville), VII — то же для песчаника бредфорд (Bradford), 1 — 4 — экспериментальные точки соответственно для песчаников вилькоккс, морриссон, бертлисвилл, бредфорд; б — для максимально влажных кварцевых песков (по Г. Я. Черняку, 1955): I — экспериментальные точки, 2 — зависимость рассчитана по формуле Оделевского (ϵ_1 и ϵ_2 — диэлектрические проницаемости воды и кварца); в — для максимально влажных кварцевых песков (по Г. Я. Черняку, 1955): I — III — кривые $\epsilon = f(k_p)$ соответственно для песков крупно-, мелко- и среднезернистых, 1 — диаметр зерен 0,05—0,25 мм, 2 — диаметр зерен 0,25—0,5 мм, 3 — диаметр зерен 0,5—1 мм.

диэлектрическая проницаемость с возрастанием пористости увеличивается (рис. 91, б).

В трехфазных породах диэлектрическая проницаемость определяется объемным соотношением и диэлектрической проницаемостью составляющих их фаз. Диэлектрическая проницаемость частично насыщенного влагой кварцевого песка (пористостью 40%) возрастает с увеличением степени насыщения его порового пространства водой (рис. 89, а и б) более резко, чем в случае максимально влажного песка.

Для расчета диэлектрической проницаемости двух компонентных сред предложен ряд формул:

- 1) $\frac{\varepsilon - \varepsilon_1}{3\varepsilon V} = \frac{\varepsilon_2 - \varepsilon_1}{\varepsilon_2 - 2\varepsilon}$ [К. Боттчер (C. Bottcher), 1952];
- 2) $\frac{\varepsilon_2 - \varepsilon}{\varepsilon_2 - \varepsilon_1} = (1 - V) \left(\frac{\varepsilon}{\varepsilon_1} \right)^{1/3}$ [Д. Брюгеман (D. Bruggeman), 1935];
- 3) $\lg \varepsilon = \sum V_n \lg \varepsilon_n$ [А. Хиппель (A. Von Hippel), 1954];
- 4) $\varepsilon = x + \sqrt{x^2 + \frac{\varepsilon_1 \varepsilon_2}{2}}$
 $x = \frac{(3k_{\Pi} - 1)\varepsilon_1 - (3k_{\Pi} - 2)\varepsilon_2}{4}$ } (В. М. Оделевский, 1951),

где ε — диэлектрическая проницаемость двухкомпонентной среды;

ε_1 и ε_2 — соответственно диэлектрические проницаемости компонентов с большей и меньшей диэлектрическими проницаемостями;

V или k_{Π} — доля объема среды, занятая компонентой с бóльшим значением диэлектрической проницаемости;

V_n и ε_n — доля объема и диэлектрическая проницаемость n -го компонента среды.

Результаты расчета диэлектрической проницаемости сухих кварцевых песков различной пористости, проведенного по трем первым формулам, сопоставлены с экспериментальными данными изучения ε песков различной пористости при частоте 100 кГц (рис. 91, а). Как видно, расчетные кривые $\varepsilon = f(k_{\Pi})$ имеют тот же наклон, что и экспериментальные, за исключением кривой для заведомо загрязненного песчаника бредфорд. Однако для заданной пористости расчетные значения оказались меньше экспериментальных. Автор расчета [112] объясняет это недостаточной точностью теоретических формул. В применении к влажным пескам эти формулы дают еще менее точные результаты; особенно велики эти расхождения, если определение ε выполнено при низких частотах. Зависимость $\varepsilon = f(k_{\Pi})$, рассчитанная по формуле В. М. Оделевского, хорошо согласуется с результатами измерения ε максимально влажных кварцевых песков (рис. 91, б) [97].

Таким образом, минимальные значения диэлектрической проницаемости наблюдаются у сухих высокопористых осадочных пород, а максимальные у тех же пород при условии 100%-ного заполнения их пор водой.

Следует отметить, что диаметр d_a зерен песков не оказывает заметного влияния на их диэлектрическую проницаемость, по крайней мере в пределах изученного диапазона (0,05—0,25 мм) изменения d_a (рис. 91, в).

Диэлектрическая проницаемость гидрохимических осадков (ангидритов, гипсов, каменной соли; табл. 28) не должна существенно отличаться от ϵ породообразующих минералов этих пород вследствие незначительной и достаточно выдержанной пористости этих пород. Диэлектрическая проницаемость ископаемых углей варьирует от 2,5 до 15.

Таблица 28

Диэлектрическая проницаемость горных пород

Порода	Температура диэлектрика, °C	Частота поляризующего поля, гц	ϵ	Примечания
1	2	3	4	5

Магматические горные породы

Ультразвуковые

Перидотит	—	$5 \cdot 10^1$ — $5 \cdot 10^7$	5—13	—
---------------------	---	---------------------------------	------	---

Основные

Габбро	—	Низкая	~6	—
»	~20	$5 \cdot 10^1$ — $5 \cdot 10^7$	7 до 16—17	—
Базальт	—	—	6—12	—
Траппы	—	—	18,9—39,8	—
Диабаз	—	Низкая	~6	—
»	~20	$5 \cdot 10^1$ — $5 \cdot 10^7$	7—9 до 14—28	Изучены два образца

Средние

Диорит	—	—	8—9	—
»	~20	$5 \cdot 10^1$ — $5 \cdot 10^7$	8—19	—
Снежит	—	—	7—14	—
Фояит	—	$< 3 \cdot 10^6$	7,45—8,95	—
Трахит	—	—	8—9	—
Дацит	—	$< 3 \cdot 10^6$	6,8—8,16	—

Продолжение табл. 28

1	2	3	4	5
Кислые				
Гранит	—	—	6—9	—
»	~ 20	$5 \cdot 10^1 - 5 \cdot 10^7$	6—7 до 8,2—10,5	Изучены два об- разца
»	~ 20	$10^5 - 5 \cdot 10^7$	7—10	—
Обсидиан	~ 20	$5 \cdot 10^1 - 5 \cdot 10^7$	6—8,2	—
Гранит щелочной	—	—	7—17	—
Вулканические туфы	—	—	3,8—4,5	—
Осадочные породы				
Пески кварцевые	~ 20	$10^6 - 10^8$	4 до > 28	Образцы влажно- стью от 0 до 44%
Песчаники	~ 20	$5 \cdot 10^1 - 10^7$	4,0—4,9 до 4,5—5,4	Образцы высуше- ны в вакууме
»	~ 20	$10^2 - 10^7$	4 до > 40	Образцы влажно- стью от 0 до 12% вес.
»	—	—	9—11	Сухие образцы
Глины	—	—	~ 20	То же
Известняки	—	—	8—12	»
»	~ 20	$10^2 - 10^7$	8,0—9,4 до 8,8—12,5	Изучено 4 четыре сухих образца
Мел	—	—	8—9	—
Доломиты	—	—	7,3—9,0	—
Ангидриты	—	—	6—7	—
Каменная соль	—	Низкая	6	—
Каменный уголь	—	—	2,5—15	—
Метаморфические породы				
Филлит	—	—	13,0	—
Хлоритовые сланцы	—	—	6—8	—
Тальковый сланец	—	$5 \cdot 10^2 - 5 \cdot 10^7$	7,5—34	—
Роговообманковые слан- цы	—	—	9,3—10,5	—
Слюдяные сланцы	—	—	16,0—17,0	—
Серицитовые кристалли- ческие сланцы	—	—	11—12	—
Кристаллические слан- цы	—	—	10—12	—
Кварциты	—	—	4,3—7,0	—
»	—	$< 3 \cdot 10^8$	6,6	—
Мраморы	—	$< 3 \cdot 10^6$	8,3—8,8	—
»	~ 20	$5 \cdot 10^5 - 5 \cdot 10^7$	8,9—12,5 до 9,2—13,5	Изучены три об- разца
Гнейсы	—	Низкая	6—15	—
Гнейс гранатовый	~ 20	$5 \cdot 10^2 - 5 \cdot 10^7$	8—9	—
Серпентинит	~ 20	$5 \cdot 10^1 - 5 \cdot 10^7$	5—12	—

Примечание. Если е изучали при разных частотах (например, от 10^2 до 10^7 иц), то меньшие значения е относятся к высокой частоте, а большие к частоте низкой.

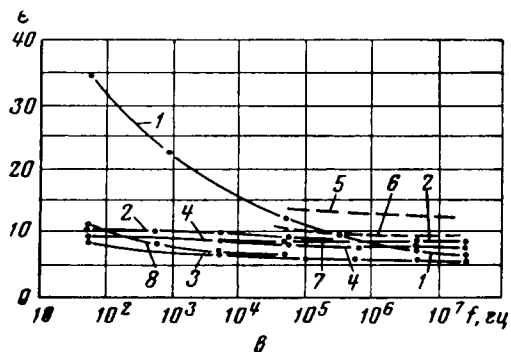
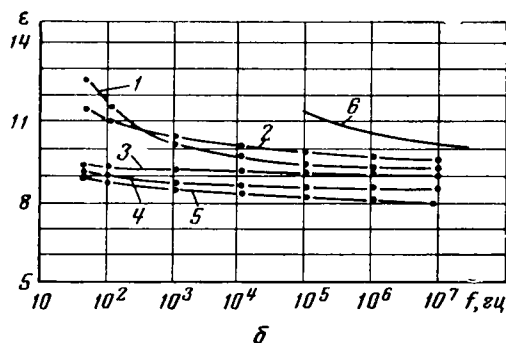
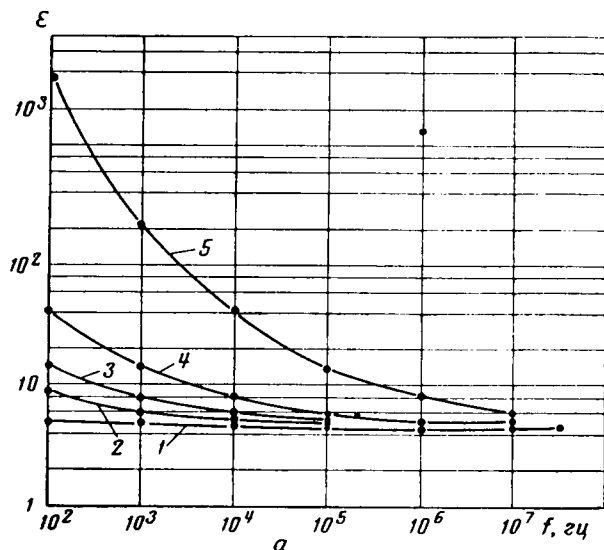


Рис. 92. Зависимости диэлектрической проницаемости ϵ от частоты f для осадочных и метаморфических горных пород.

a — для песчанника вильконкс (по Б. Ф. Хауэллу и П. Х. Ликастру, 1961): 1 — образец воздушно сухой под вакуумом, 2 — то же на открытом воздухе, 3 — то же насыщенный дистиллированной водой до влажности 1% вес., 4 — то же насыщенный до влажности 2%, 5 — то же насыщенный до влажности 12%; 6 — для карбонатных пород: 1—4 — различные по происхождению известняки США (по Б. Ф. Хауэллу и П. Х. Ликастру, 1961), 5 — доломиты, 6 — известняки (по А. В. Вешеву, 1955); $б$ — для некоторых метаморфических пород: 1 — тальковый сланец, 2 — роговообманковый сланец, 3 — хлоритовый сланец, 4 — мрамор США, 5 и 6 — мраморы СССР, 7 — гранатовый гнейс, 8 — серпентин. Кривые 1—7 и 8 получены Б. Ф. Хауэллом, 1961; кривые 5 и 6 — А. В. Вешевым, 1955.

Диэлектрическая проницаемость осадочных пород, как и магматических, уменьшается с повышением частоты. Для воздушно-сухих песчаников, известняков и доломитов (рис. 92, *а* и *б*) характер этой зависимости менее интенсивен, чем для максимально влажных пород (рис. 92, *а*, кривая 5), и это хорошо согласуется с гипотезой о том, что основным фактором, определяющим изменение ϵ пород с частотой, является их влажность.

Диэлектрическая проницаемость метаморфических горных пород

Из рассмотрения результатов определения диэлектрической проницаемости метаморфических пород (табл. 28) видно, что этот параметр варьирует в основном в пределах 4—17. При этом в связи с большой плотностью метаморфических пород величина их диэлектрической проницаемости близка к соответствующим значениям ϵ порообразующих минералов и также зависит от частоты (рис. 92, *в*).

В заключение следует отметить, что диэлектрическая проницаемость пород изучена недостаточно и сделанные выводы являются предварительными. Особенно отстает сопоставление данных изучения диэлектрических свойств горных пород с явлениями их поляризации в низкочастотных электрических полях. Эта поляризация в основном создается электрохимическими процессами и оценивается величиной коэффициента поляризуемости пород или их вызванной электрохимической активности, о чем подробно сказано в главе VIII.

§ 42. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Диэлектрическую проницаемость горных пород определяют путем измерения емкости конденсатора, между обкладками которого устанавливают исследуемый образец породы. При этом, если емкости конденсатора с породой и в вакууме соответственно равны C и C_0 , то

$$\epsilon = \frac{C}{C_0}.$$

В случае необходимости в последнюю формулу вводят поправку за ограниченность размеров изучаемого диэлектрика.

Способы измерения диэлектрической проницаемости ϵ (ϵ' и $\operatorname{tg} \delta = \frac{\epsilon''}{\epsilon'}$) зависят от частоты, при которой определяют эти параметры.

Для измерения ϵ^* при низких частотах (до 10 гц) регистрируется зарядный ток конденсатора. Сущность этого способа заключается в следующем. Конденсатор с породой в течение некоторого времени находится под напряжением U . При этом конденсатор приобретает заряд

$$q = \int_0^{\infty} Idt,$$

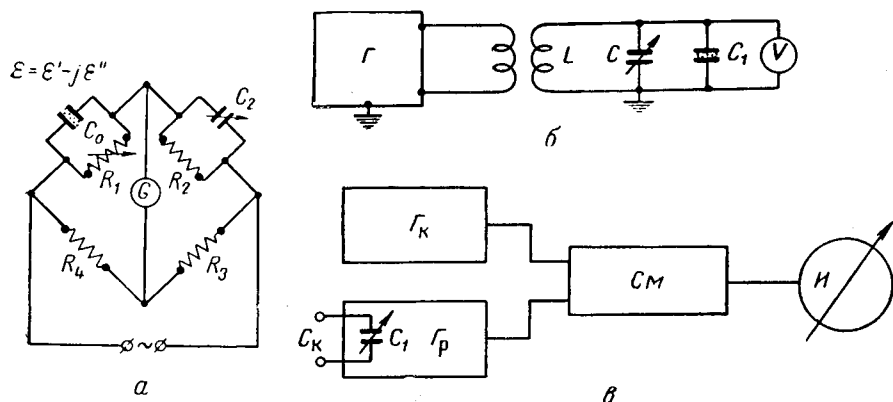


Рис. 93. Различные схемы для измерения диэлектрической проницаемости. а — мостовая схема с сосредоточенными параметрами; б — резонансная схема; в — скелетная схема диэлькометра.

измеряемый при разрядке баллистическим гальванометром. Емкость конденсатора рассчитывают по формуле

$$C = \frac{q}{U}.$$

При частотах от 1 до 10^7 гц диэлектрическую проницаемость и тангенс угла потерь измеряют, применяя различные мостовые схемы, например схему, изображенную на рис. 93. Мост находится в равновесии при

$$Z_1^* Z_3^* = Z_2^* Z_4^*,$$

и

$$\varphi_1 + \varphi_3 = \varphi_2 + \varphi_4,$$

где Z_i^* — полное сопротивление плеча;

φ_i — сдвиг фаз в плече ($i = 1, 2, 3, 4$).

Из первого соотношения для схемы, приведенной на рис. 93, а, имеем

$$\left[\frac{1}{R_1} + j \omega (\epsilon' - j \epsilon'') C_0 \right] R_4 = \left[\frac{1}{R_2} + j \omega C_2 \right] R_3,$$

причем выражение $j \omega (\epsilon' - j \epsilon'') C_0$ является полной комплексной проводимостью породы.

Так как комплексные числа равны при условии равенства их действительной и мнимой частей, то из последнего соотношения получаем

$$\epsilon' = \frac{R_3 C_2}{R_4 C_0}, \quad \epsilon'' = \frac{1}{\omega C_0} \left(\frac{R_3}{R_2 R_4} - \frac{1}{R_1} \right).$$

Мост балансируется путем изменения C_2 и R_1 .

В практике до частот 10^7 гц и высоких напряжений применяют мосты типа Шеринга. В области частот от 10^5 до 10^8 гц используют резонансные методы. Для этого собирают схему (рис. 93, б), включающую катушку индуктивности L и градуированный конденсатор. Этот контур слабо связан со стабилизированным генератором переменного тока.

Для измерения диэлектрической проницаемости контур с помощью конденсатора C предварительно настраивается в резонанс с частотой генератора Γ . Далее параллельно конденсатору C подключают конденсатор C_1 с породой (рис. 93, б) и контур вновь настраивается в резонанс. Изменение ΔC_x емкости градуированного конденсатора в этом случае соответствует емкости конденсатора с породой. Проведя аналогичные измерения с конденсатором C_1 без породы и определяя его емкость C_{10} по изменению ΔC_0 градуированного конденсатора вычисляют диэлектрическую проницаемость ϵ_0 породы по формуле

$$\epsilon = \frac{\Delta C_x}{\Delta C_0}.$$

На рис. 93, в представлена скелетная схема диэлькометра [97] — прибора для измерения диэлектрической проницаемости пород по способу сравнения частот колебаний, вырабатываемых двумя генераторами. Диэлектрическую проницаемость определяют по величине емкости конденсатора с породой, включенной в контур рабочего генератора Γ_p с учетом потерь в диэлектрике.

Измеряемая диэлькометром кажущаяся емкость конденсатора

$$C_K = C (1 - \operatorname{tg}^2 \delta),$$

где $C = C_0 \epsilon$ — емкость конденсатора без потерь;

C_0 — емкость конденсатора в вакууме;

ϵ — диэлектрическая проницаемость породы.

Генератор калиброванной частоты Γ_K создает стабильную частоту; частота генератора Γ_p зависит от емкости переменного кон-

денсатора C_1 , установленного в его колебательном контуре. Напряжение от генераторов подается на вход смесителя $См$. Возникающие при этом колебания разностной частоты (биения) отмечаются индикатором $И$. При определении емкости C_K параллельно конденсатору C подключают конденсатор с породой и при помощи конденсатора C_1 генератор G_p настраивается на частоту генератора G_K . Изменение емкости конденсатора C_1 , равное ΔC , соответствует измеряемой кажущейся емкости конденсатора с породой. Для расчета истинного значения емкости C определяют $\operatorname{tg} \delta$. При этом исходят из справедливого для резонанса следующего соотношения:

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{U_a}{U_r} = \frac{IR}{U_r},$$

где $U_a = IR$ — напряжение, введенное в контур при резонансе;

I — ток генератора;

U_r — напряжение на зажимах градуированного конденсатора.

Из последней формулы следует, что при $I = \text{const}$ шкалу вольтметра, измеряющего U_r , можно проградуировать в значениях $\operatorname{tg} \delta$.

При сверхвысоких частотах (10^8 — 10^{11} гц) для определения ϵ и $\operatorname{tg} \delta$ используют специальные способы измерения, описанные в литературе¹.

¹ Ск а н а в и Г. И. Диэлектрическая поляризация и потери в стеклах и керамических материалах с высокой диэлектрической проницаемостью. Госэнергоиздат, 1952.

Глава VII

ДИФфуЗИОННО-АДСОРБЦИОННАЯ АКТИВНОСТЬ ПОРОД

Электрические поля, наблюдаемые в скважинах, чаще всего связаны со свойством пород, называемым диффузионно-адсорбционной активностью. Определение и характеристика этого свойства будут совершенно непонятны, если не предположить им описание ионносорбционной способности пород, диффузионных и диффузионно-адсорбционных потенциалов.

§ 43. ИОННОСОРБЦИОННАЯ СПОСОБНОСТЬ

Ионносорбционной способностью горных пород называется свойство влажных пород избирательно адсорбировать наряду с водой ионы из насыщающего их электролита с образованием двойных электрических слоев на границах раздела фаз.

Согласно Д. А. Шапиро ионносорбционная способность мономиперальной породы по отношению к каждому из ионов ее бинарного электролита количественно определяется уравнениями

$$\begin{aligned}\alpha_a &= \frac{A_a S}{w_{\Pi}} = \frac{(1 - \mu_a)(1 + b_a \mu_a c)}{b_a \mu_a}, \\ \alpha_k &= \frac{A_k S}{w_{\Pi}} = \frac{(1 - \mu_k)(1 + b_k \mu_k c)}{b_k \mu_k},\end{aligned}\tag{51}$$

где α_a и α_k — соответственно адсорбционные способности породы по отношению к анионам и катионам ее бинарного электролита; численно ионносорбционная способность выражается числом грамм-анионов или грамм-катионов, адсорбированных из единицы объема раствора породы при полном насыщении ее поверхности названными ионами;

A_a и A_k — количество анионов или катионов, адсорбированных единицей удельной поверхности породы при максимальном насыщении поверхности анионами или катионами;

S — удельная поверхность породы;

w_{Π} — ее объемная влагоемкость;

μ_a и μ_k — доля подвижных анионов и катионов, включая и ионы диффузного слоя, по отношению к количеству анионов и катионов в растворе;

c — молярная концентрация соли в электролите породы;

b_a и b_k — коэффициенты адсорбции анионов и катионов данным минералом; коэффициенты b_a и b_k , постоянные для данного минерала и температуры, изменяются в зависимости от температуры

и характера минерала по закону $b = b_0 e^{\frac{\psi}{RT}} \sqrt{RT}$ (где b_0 — величина, постоянная для данного минерала; ψ — энергия адсорбции на 1 моль; R и T — газовая постоянная и абсолютная температура).

Уравнения для α_a и α_k получены при следующих допущениях.

1. Адсорбция катионов и анионов подчиняется закону Ленгмюра, т. е. что

$$\begin{aligned} X_a &= \frac{A_a b_a c'_a}{1 + b_a c'_a}, \\ X_k &= \frac{A_k b_k c'_k}{1 + b_k c'_k}, \end{aligned} \quad (52)$$

где X_a и X_k — количество анионов или катионов, адсорбированных единицей поверхности мономинеральной породы (количество анионов или катионов, находящееся в неподвижном слое единицы удельной поверхности породы);

A_a и A_k — количество анионов или катионов неподвижного слоя единицы удельной поверхности породы при ее полном насыщении анионами или катионами;

b_a и b_k — коэффициенты адсорбции породы (см. выше);

c'_a и c'_k — концентрации подвижных анионов и катионов в грамм-ионах на 1 л раствора:

$$c'_a = \mu_a c, \quad c'_k = \mu_k c,$$

где c — молярная концентрация одно-одновалентного электролита в грамм-молекулах на 1 л раствора.

Уравнения Ленгмюра справедливы, если адсорбирующая поверхность породы однородна, т. е. если b_a и b_k постоянны на отдельных участках ее удельной поверхности, и если взаимодействием ионов одного знака можно пренебречь.

2. Справедливы соотношения

$$\begin{aligned} X'_a &= \frac{S X_a}{w_n}, \\ X'_k &= \frac{S X_k}{w_n}, \end{aligned} \quad (53)$$

где X'_a и X'_k — количества грамм-анионов или катионов, сорбированные из 1 л электролита породы:

$$X'_a = (1 - \mu_a) c \quad \text{и} \quad X'_k = (1 - \mu_k) c;$$

X_a и X_k — количества грамм-анионов и грамм-катионов, адсорбированные из электролита породы единицей ее удельной поверхности S ;
 w_n — объемная влагоемкость породы.

В этом случае совместное решение уравнений (52) и (53) приводит к выражениям (51).

Ионносорбционная способность максимально влажных пород определяется минеральным составом твердой и жидкой фаз породы, структурой их порового пространства и температурой.

На границах раздела фаз в зависимости от химико-минерального состава пород могут наблюдаться: а) специфическая адсорбция и б) адсорбция индифферентных электролитов.

При специфической адсорбции двойной электрический слой возникает либо за счет адсорбции из растворов ионов, общих кристаллической решетке и растворам, либо вследствие поглощения фазовой поверхностью раздела ионов диссоциирующих продуктов поверхностных реакций (диссоционная адсорбция).

Примерами специфической адсорбции может служить адсорбция кальцитом из раствора Na_2CO_3 общих ему и раствору ионов CO_3^{2-} , заряжающая поверхность кальцита отрицательно, а также адсорбция кальцитом из раствора CaCl_2 общих ионов Ca^{2+} , сообщающая поверхности адсорбента положительный заряд (рис. 94, а и б).

Примером диссоционной сорбции является сорбция кварцем ионов SiO_3^{2-} , образующихся при диссоциации метакремневой кислоты, возникающей в процессе растворения кварца (рис. 94, в).

Подобным же образом могут заряжаться полуторные окислы алюминия и железа (рис. 94, д—з).

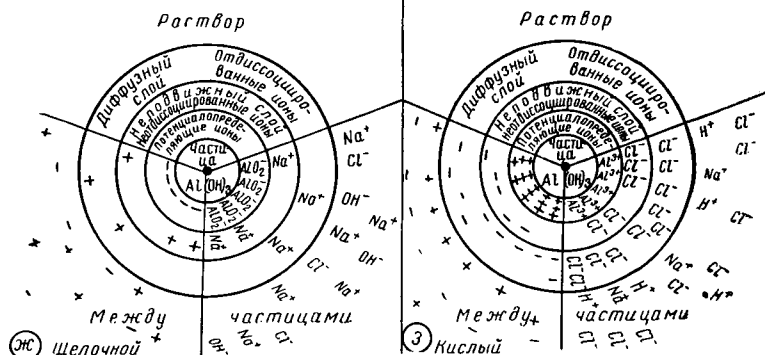
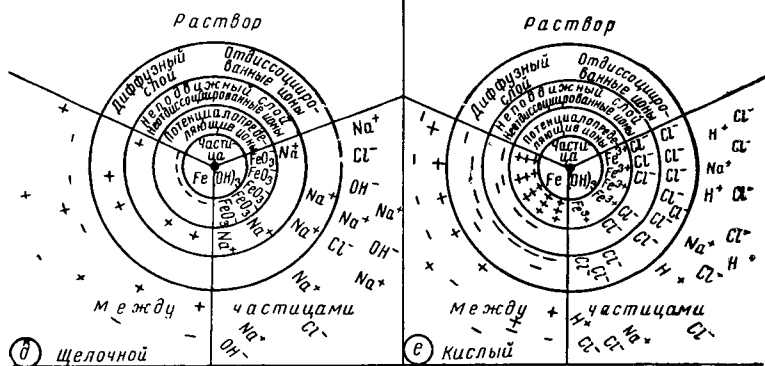
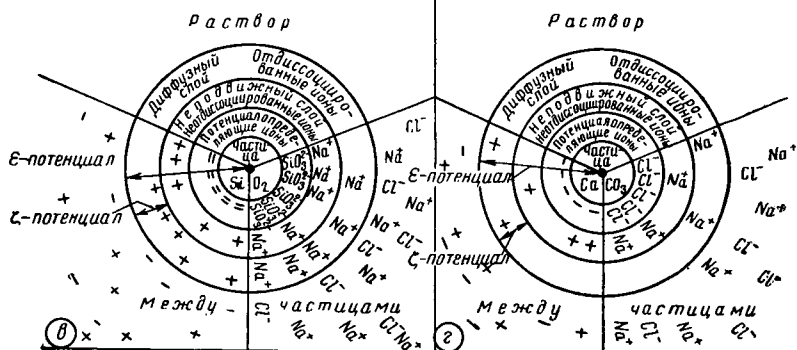
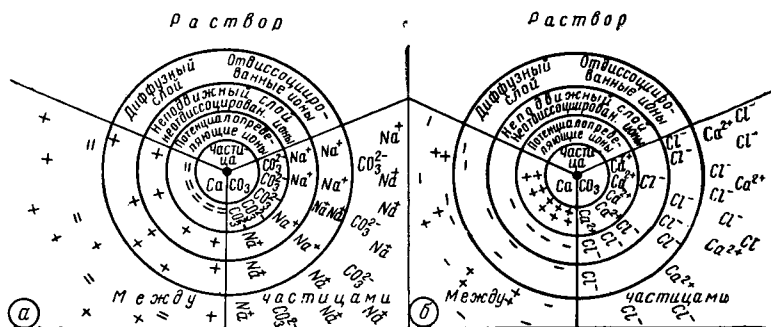
Следует однако, отметить, что полуторные окислы и другие минералы, имеющие амфотерный характер, в зависимости от pH природных вод могут заряжаться положительно или отрицательно, образуя различные по знаку адсорбционные слои жидкой фазы (рис. 94).

Жидкая фаза пород может не содержать ионов, способных построить кристаллическую решетку не растворимых в воде минералов и представлять собой индифферентный по отношению к твердой фазе электролит. В этом случае на границе раздела фаз наблюдается избирательная адсорбция ионов большей валентности и меньшего гидратного радиуса (рис. 94, з).

Двойной электрический слой, характер которого определяет электрическое состояние породы и ее диффузионно-адсорбционную активность, состоит из так называемого п о т е н ц и а л - о п р е д е л я ю щ е г о с л о я и о н о в, непосредственно прилегающего наряду с молекулами прочно связанной воды к твердой фазе породы, и с л о я п р о т и в о и о н о в (рис. 94). Последний имеет постепенно убывающую плотность по направлению от твердой фазы в глубь жидкой фазы.

Наиболее близко расположенный и прочно связанный с потенциал-определяющими ионами слой противоионов называется н е п о д в и ж н ы м с л о е м. Далее находится более рыхлый, менее прочно связанный с поверхностью и, следовательно, более подвижный так называемый д и ф ф у з н ы й с л о й.

Этим слоем в значительной степени определяется количество рыхло связанной воды пород, удержанной противоионами.



Диффузный слой сформирован поверхностными и тепловыми молекулярными силами раствора, преимущественно из ионов, по знаку противоположных потенциал-определяющим.

Характер распределения ионов в двойном электрическом слое различных пород схематически изображен на рис. 94.

Возникающая вследствие указанного распределения зарядов разность потенциалов между неподвижной частью диффузного слоя и «свободным»¹ раствором в порах породы называется д з е т а - потенциалом и обозначается символом ζ . Разность потенциалов между твердой частицей и «свободным» электролитом называется потенциалом Нернста и обозначается символом E (рис. 94, в и г).

Установлено, что противоионы диффузного слоя способны обмениваться на ионы, менее способные к диссоциации, согласно ряду $Fe > Al > Ba > Ca > Mn > Mg > K > Na > Li$.

Следует отметить, что энергия обмена водорода выше не только энергии других одновалентных ионов, но и ионов двухвалентных.

Из противоионов одинаковой валентности наиболее способны к обмену ионы большего атомного веса или большего ионного радиуса. Обмен происходит тем энергичнее, чем выше концентрация поступающего в породу электролита. В обменном состоянии в природе обычно находятся такие катионы, как H, K, Na, Mg, Ca и реже алюминий.

Обменная способность измеряется величиной емкости обмена или емкости поглощения. Различают весовую Q_{100} , объемную Q и приведенную q емкости обмена (поглощения). Весовая емкость поглощения Q_{100} — это количество миллиграмм-эквивалентов обменного катиона на 100 г породы. Объемная емкость поглощения Q — количество миллиграмм-эквивалентов обменного катиона на 1 см³ породы. Q рассчитывают по известной Q_{100} с использованием формулы

$$Q = \frac{Q_{100}}{100} (1 - k_n) \Delta_T.$$

Приведенная емкость поглощения q определяется количеством миллиграмм-эквивалентов обменных катионов,

¹ «Свободный» раствор в поровом пространстве пород — часть раствора, на молекулы и ионы которого твердая фаза не оказывает воздействия.

Рис. 94. Примеры различных видов адсорбции.

а и б — специфическая адсорбция на частице $CaCO_3$, находящейся соответственно в растворах Na_2CO_3 и $CaCl_2$; в, д — диссоциационная адсорбция на частицах SiO_2 в растворах $NaCl$, на частицах $Fe(OH)_3$ в растворах $NaOH$ и HCl , на частицах $Al(OH)_3$ в растворах $NaOH$ и HCl диссоциирующих продуктов поверхностных химических реакций соответственно Na_2SiO_3 , $NaFeO_3$, $FeCl_3$, $NaAlO_2$ и $AlCl_3$; г — адсорбция индифферентного электролита $NaCl$ на поверхности частицы $CaCO_3$.

приходящимся на 1 см³ порового пространства породы или на 1 см³ горной влаги:

$$q = \frac{Q_{100}}{100} \frac{(1 - k_{\Pi}) \Delta \tau}{k_{\Pi}}.$$

При наличии в поровом пространстве пород разбавленных электролитов и при значительной толщине диффузного слоя емкость поглощения достаточно полно количественно характеризует ионно-сорбционную способность пород.

Как видно из формул (51), адсорбционная способность двухфазных пород возрастает с уменьшением величины зерен пород (с увеличением их удельной поверхности) и зависит от размера пор. Адсорбционная способность также обратно пропорциональна влажности пород. У частично насыщенных пород, содержащих наряду с электролитом смеси газообразных или жидких углеводородов, имеются дополнительные границы раздела, увеличивающие их адсорбционную способность.

Ионносорбционная способность пород падает с увеличением температуры.

§ 44. ДИФФУЗИОННЫЕ И ДИФФУЗИОННО-АДСОРБЦИОННЫЕ ПОТЕНЦИАЛЫ

Как известно, диффузионные потенциалы наблюдаются при непосредственном контакте электролитов, неодинаковых по концентрации или химическому составу, и обуславливаются различной подвижностью их ионов [36].

Теория диффузионных потенциалов разработана достаточно полно. Если в контакт приведены электролиты, различающиеся только по их концентрации (например, 0,01 н. и 0,1 н. растворы хлористого натрия), то возникающая разность потенциалов определяется, например, уравнением Нернста:

$$\Delta U = K_d \lg \frac{a_1}{a_2} \approx K_d \frac{Q_2}{Q_1},$$

где a_1 , a_2 , Q_1 и Q_2 — соответственно активные концентрации и удельные сопротивления двух соприкасающихся электролитов;

K_d — коэффициент диффузионной э. д. с.

Коэффициент K_d является функцией подвижности катионов и анионов, их валентности и абсолютной температуры. Последнее равенство справедливо вследствие того, что сопротивление электролитов обратно пропорционально концентрациям диссоциированных ионов.

В более общем случае соприкосновения растворов различных солей для расчета диффузионной разности потенциалов может быть использовано уравнение Гендерсона [36]:

$$\Delta U_d = -\frac{RT}{F} \frac{(U_{..} - V_{..}) - (U_{.} - V_{.})}{(U_{..}^{*} + V_{..}^{*}) - (U_{.}^{*} + V_{.}^{*})} \ln \frac{U_{.}^{*} + V_{.}^{*}}{U_{..}^{*} + V_{..}^{*}}, \quad (54)$$

где ΔU_d — разность потенциалов по отношению к менее концентрированному раствору;

$$\begin{aligned} U_{.} &= \sum l'_a i a'_i; & V_{.} &= \sum l'_k i a'_i; \\ U_{..} &= \sum l'_a i a'_i; & V_{..} &= \sum l'_k i a'_i; \\ U_{.}^{*} &= \sum l'_a i n'_i a'_i; & V_{.}^{*} &= \sum l'_k i n'_i a'_i; \\ U_{..}^{*} &= \sum l'_a i n'_i a'_i; & V_{..}^{*} &= \sum l'_k i n'_i a'_i. \end{aligned}$$

Здесь соответственно штрихом обозначены активные концентрации a и подвижности l_a и l_k ионов в менее концентрированном растворе, двумя штрихами — активные концентрации и подвижности ионов в более концентрированном растворе; n_i — валентности рассматриваемых ионов.

Уравнение Гендерсона позволяет таким образом определить разность потенциалов на контакте двух электролитов различного, но известного химического состава.

Диффузионно-адсорбционные потенциалы регистрируются на контакте пород с электролитами. Они отличаются от диффузионных потенциалов, что объясняется ионсорбционной способностью пород и наличием у твердой фазы прочно и рыхло связанной воды.

Как показывают исследования, диффузионно-адсорбционная разность потенциалов в цепи электролит (например, 0,1 н. раствор NaCl) — порода — тот же электролит, но меньшей концентрации (например, 0,01 н. раствор NaCl) в первом приближении удовлетворяет уравнению следующего вида:

$$\Delta U_{да} = K_{да} \lg \frac{a_1}{a_2} = K_{да} \lg \frac{Q_2}{Q_1},$$

где a_1 , a_2 , Q_1 и Q_2 — соответственно активные концентрации и удельные сопротивления двух контактирующих через породу электролитов;

$K_{да}$ — коэффициент диффузионно-адсорбционной э. д. с.

Это уравнение подобно уравнению Нернста, определяющему разность потенциалов ΔU_d диффузии в цепи электролитов различной концентрации.

Если коэффициент K_d указывает, как зависит э. д. с. на границе двух электролитов от подвижности и валентности ионов и темпе-

ратуры, то коэффициент $K_{\text{да}}$, кроме того, учитывает влияние ионно-сорбционной способности пород и связанной воды, определяющиеся их химико-минеральным составом и структурой.

В последнем уравнении зависимость диффузионно-адсорбционных потенциалов от ионносорбционной способности пород и определяющих ее факторов показана в неявном виде. Сложность физико-химических явлений, порождающих диффузионно-адсорбционную разность потенциалов, и недостаточная их изученность привели к возникновению ряда гипотез и соответствующих аналитических выражений, определяющих в явном виде величину диффузионно-адсорбционной разности потенциалов в зависимости от ионносорбционной способности пород и определяющих ее факторов.

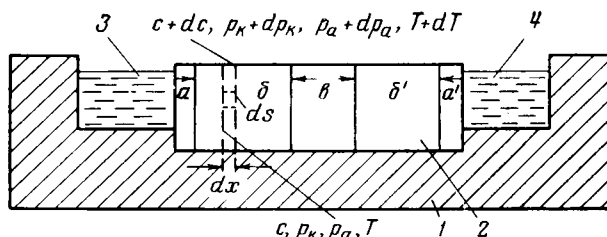


Рис. 95. К выводу дифференциального уравнения диффузионно-адсорбционной э. д. с. (по Д. А. Шапиро).

1 — непроводящая ванночка; 2 — образец породы; 3 — электролит бинарный, разбавленный; 4 — тот же электролит, но концентрированный; a и a' — слои, где концентрация электролита пришла в равновесие с концентрацией свободных, соприкасающихся с породой электролитов; b и b' — слои, где имеется диффузия, осложненная адсорбцией и создаются диффузионно-адсорбционные потенциалы; e — слой в породе, практически не затронутый диффузией. Внутри слоев a , a' , e — разностей потенциалов не возникает.

Из этих исследований, известных в литературе [25, 61, 100 и др.], воспользуемся теорией Д. А. Шапиро [98] и выводами из теории Б. Ю. Вендельштейна [25].

В основе теории Д. А. Шапиро лежат теория диффузионных потенциалов Нернста со всеми ее ограничениями, тогда как Б. Ю. Вендельштейн использовал более общую теорию диффузионных потенциалов Гендерсона.

Обе теории не отличаются большой строгостью, ими, например, не учтены осложнения, связанные с наличием связанной воды в породах, однако они достаточно ясно определяют характер зависимости диффузионно-адсорбционных потенциалов от ионносорбционной способности пород и ряда обуславливающих ее факторов.

По Д. А. Шапиро предполагается, что адсорбция катионов и анионов частицами пород из растворов подчиняется закону Ленгмюра и что в проникаемых породах в цепи электролит — порода — электролит иной концентрации при диффузии образуются следующие слои (рис. 95): 1) тонкие слои a и a' , где электролит в породе пришел к некоторой равновесной концентрации $c_0 = c \sqrt{\mu_a \mu_K}$ с соприкасающимся свободным электролитом. На границе этих

слоев со свободными электролитами наблюдаются граничные разности потенциалов; 2) слои b и b' , в которых концентрация переменна и зависит от положения рассматриваемой точки по отношению к границам ab и bb' или $a'b'$ и $b'e$; здесь наблюдаются диффузионно-адсорбционные разности потенциалов; 3) слой e , где нет диффузии и где отсутствуют разности потенциалов.

Таким образом, величина разности потенциалов E в электрохимических цепях, включающих образцы проницаемых пород, является суммой граничных $E_{гр}$ и диффузионно-адсорбционных разностей потенциалов, возникших на границах образца породы и свободных электролитов и на участках образца b и b' :

$$E = E_{гр\ a} + E_{гр\ a'} + E_{д\ a\ b} + E_{д\ a\ b'}.$$

Вычисление значений диффузионно-адсорбционных разностей потенциалов производится следующим образом. Предположим, что в каком-то сечении участка b или b' (рис. 95) концентрация «подвижных»¹ катионов и анионов составляет доли μ_k и μ_a от общей молярной концентрации c солей в электролите породы (или доли μ_k и μ_a от суммарного числа ионов того же знака).

При этом считается, что поведение «подвижных» катионов и анионов эквивалентно поведению всех содержащихся в породе положительных и отрицательных ионов, подвижность которых представляет ряд значений от нуля до подвижности ионов в том же электролите, находящемся вне порового пространства породы.

Затем ход вычисления принципиально одинаков с выводом дифференциального уравнения Нернста для диффузионных потенциалов.

Если в рассматриваемом сечении молярная концентрация соли c , осмотические давления анионов и катионов P_a и P_k , а температура T , то в сечении, отстоящем на расстоянии dx , будут наблюдаться концентрация $c + dc$, осмотическое давление катионов $P_k + dP_k$, осмотическое давление анионов $P_a + dP_a$ и температура $T + dT$. Следовательно, выделенный между сечениями объем раствора породы $dv = ds\,dx$ (рис. 95) площадью поперечного сечения ds и длиной dx содержит $\mu_k c z_k N_0 ds\,dx$ подвижных катионов и $\mu_a c z_a N_0 ds\,dx$ подвижных анионов, где z_k и z_a — числа катионов и анионов, возникающие при диссоциации одной молекулы соли; N_0 — число Авогадро. При этом на каждый катион и анион электролита действуют соответственно силы

$$P_{ок} = - \frac{dP_k ds}{\mu_k c z_k N_0 ds\,dx} = - \frac{1}{\mu_k c z_k N_0} \frac{dP_k}{dx}$$

и

$$P_{оа} = - \frac{dP_a ds}{\mu_a c z_a N_0 ds\,dx} = - \frac{1}{\mu_a c z_a N_0} \frac{dP_a}{dx}.$$

Под действием осмотических сил через сечение ds за время $d\tau$ будет перенесено da_k катионов. Это количество перенесенных катионов пропорционально: 1) их концентрации ($c \mu_k N_0 z_k$); 2) осмотической силе, действующей на один

¹ «Подвижных», т. е. с подвижностью, равной их подвижности в «свободном» растворе.

катион $\left(\frac{dP_K}{\mu_K c z_K N_0 dx} \right)$; 3) скорости, рассчитанной на единицу осмотической силы $\frac{l_K N_0}{F^2 n_K}$; 4) времени $d\tau$; 5) площади ds :

$$da_K = - \frac{dP_K}{\mu_K c z_K N_0 dx} c \mu_K N_0 z_K \frac{l_K N_0}{F^2 n_K} ds d\tau = - \frac{N_0 l_K}{n_K F^2} \frac{dP_K}{dx} ds d\tau.$$

Число перенесенных анионов a_a через ту же площадь и за то же время определится следующим аналогичным уравнением:

$$da_a = - c \mu_a N_0 z_a \frac{dP_a}{\mu_a c z_a N_0 dx} \frac{l_a N_0}{F^2 n_a} ds d\tau = - \frac{N_0 l_a}{n_a F^2} \frac{dP_a}{dx} ds d\tau.$$

Вследствие того, что числа катионов и анионов, перенесенных через сечение ds , не равны, между выбранными сечениями создается разность потенциалов dE и поле $-\frac{dE}{dx}$. Последнее замедляет перенос ионов, прошедших в большем количестве, и ускоряет перенос ионов противоположного знака. За счет этой силы через сечение ds будет перенесено дополнительно

$$db_K = - \frac{l_K}{F} \mu_K N_0 z_K c \frac{dE}{dx} d\tau ds$$

катионов, которое, как видно из формулы, пропорционально: 1) их концентрации $(\mu_K N_0 z_K c)$; 2) действующей электрической силе $\left(\frac{dE}{dx} \right)$; 3) абсолютной скорости катионов $\left(u = \frac{l_K}{F} \right)$; 4) площади ds ; 5) времени $d\tau$.

Аналогично для анионов

$$db_a = \frac{l_a}{F} \mu_a N_0 z_a c \frac{dE}{dx} d\tau ds.$$

Для сообщения нейтральности диффундирующему раствору в результате осмотического давления и электрической силы через сечение ds должны быть перенесены равные количества анионов и катионов. Следовательно,

$$en_K (da_K + db_K) = n_a e (da_a + db_a).$$

Подставив в последнюю формулу значения входящих в нее величин и решив уравнение относительно dE , получим

$$dE = \frac{l_a dP_a - l_K dP_K}{Fc (z_a n_a \mu_a l_a + z_K n_K \mu_K l_K)}.$$

Для достаточно разбавленных электролитов справедливы выражения

$$\frac{VP_K}{z_K \mu_K} = RT \quad \text{и} \quad \frac{VP_a}{z_a \mu_a} = RT,$$

где V — объем электролита, содержащий одну грамм-молекулу соли;

R и T — абсолютные газовая постоянная и температура;

$\frac{V}{\mu_K z_K}$ и $\frac{V}{\mu_a z_a}$ — объемы раствора, содержащие 1 *г-ион* подвижных зарядов (катионов или анионов).

Поэтому

$$P_K = \mu_K z_K c RT \quad \text{и} \quad P_a = \mu_a z_a c RT.$$

Продифференцировав последние выражения для P_K и P_a , получим:

$$dP_K = z_K R (\mu_K T dc + T d\mu_K c + \mu_K c dT), \quad (55)$$

$$dP_a = z_a R (\mu_a T dc + T d\mu_a c + \mu_a c dT),$$

подставим результат дифференцирования в формулу, определяющую dE , принимая во внимание, что $z_a n_a = z_K n_K$.

В результате получаем следующее дифференциальное уравнение для диффузионного потенциала в адсорбирующей породе:

$$dE = \frac{R}{F} \frac{(z_a \mu_a l_a - z_K \mu_K l_K) \left(dT + T \frac{dc}{c} \right) + T (z_a l_a d\mu_a - z_K l_K d\mu_K)}{z_a n_a \mu_a l_a + z_K n_K \mu_K l_K}.$$

Для раствора одно-одновалентной соли то же уравнение имеет вид:

$$dE = \frac{R}{F} \frac{l_a \mu_a - l_K \mu_K}{l_a \mu_a + l_K \mu_K} \left(dT + T \frac{dc}{c} \right) + \frac{RT}{F} \frac{l_a d\mu_a - l_K d\mu_K}{l_a \mu_a + l_K \mu_K}.$$

Если температура T постоянна, то

$$dE = \frac{RT}{F} \left(\frac{l_a \mu_a - l_K \mu_K}{l_a \mu_a + l_K \mu_K} \frac{dc}{c} + \frac{l_a d\mu_a - l_K d\mu_K}{l_a \mu_a + l_K \mu_K} \right). \quad (56)$$

Далее для расчета разностей потенциалов $E_{даб}$ и $E'_{даб'}$, относящихся к слоям b и b' , необходимо выразить μ_a и μ_K через определяющие их свойства пород. Воспользуемся для этого уравнениями (51).

Если в уравнениях (51), связывающих μ_a и μ_K с параметрами ионносорбционной способности пород и концентрацией, обозначить $1/b_a$ через β_a и $1/b_K$ через β_K , решить их относительно μ_a и μ_K , продифференцировать по c и подставить μ_a , μ_K , $\frac{\partial \mu_a}{\partial c}$ и $\frac{\partial \mu_K}{\partial c}$ в уравнение (56), получим следующее дифференциальное выражение для dE :

$$dE_{да} = dE'_{даб'} = \frac{RT}{FR_a R_K} \frac{[l_a R_K (R_a + c + \alpha_a + \beta_a) - l_K R_a (R_K + c - \alpha_K + \beta_K)]}{[l_a (c - \alpha_a - \beta_a + R_a) + l_K (c - \alpha_K - \beta_K + R_K)]} dc.$$

Полученное дифференциальное уравнение в явном виде определяет зависимость $dE_{да}$ от концентрации и параметров α_K , α_a , β_K и β_a , характеризующих ионносорбционную способность пород.

Интегрирование этого уравнения в пределах от концентрации $c_{аб}$ на контакте $аб$ до концентрации $c_{бб}$ на контакте $бб$, считая c независимой переменной, дает возможность определить диффузионно-адсорбционную разность потенциалов на участке $б$ в зави-

симости от концентрации электролита и ионносорбционных параметров:

$$E_{да б} = \frac{RTc}{F} \int_{c_{бб}}^{c_{аб}} \frac{[l_a R_K (R_a + c - \alpha_a + \beta_a) - l_K R_a (R_K + c - \alpha_K + \beta_K)]}{R_a R_K l_a (c - \alpha_a - \beta_a + R_a) + l_K (c - \alpha_K - \beta_K + R_K)} \frac{dc}{c}. \quad (57)$$

Так же рассчитывают разность потенциалов на слое $б'$.

Для определения разности потенциалов на границе слоев $а$ и $а'$ со свободными электролитами допустим, что проницаемая и полупроницаемая породы находятся в контакте и по истечении достаточно большого времени суммарные концентрации (включая ионы двойного слоя) их электролитов выравниваются.

Однако даже в этом случае предполагается наличие диффузии вследствие неодинаковой концентрации подвижных ионов в обеих породах, обусловленной их литологией. Равновесие, при котором отсутствует диффузия, наступает тогда, когда осмотические силы уравниваются вызываемыми ими силами электрическими:

$$a_K + b_K = a_a + b_a = 0, \quad (58)$$

где a_a и a_K — число анионов и катионов, перенесенных через заданное сечение осмотическими силами;

b_a и b_K — число анионов и катионов, перенесенных электрическими силами¹.

Подставив в уравнение (58) значения содержащихся в нем величин, получим, например, для одно-одновалентной соли (NaCl)

$$dP_K = F \mu_K cdE,$$

$$dP_a = -F \mu_a cdE$$

и, разделив одно из уравнений на другое, придем к выражению

$$\frac{dP_K}{dP_a} = -\frac{F \mu_K cdE}{F \mu_a cdE} = -\frac{\mu_K}{\mu_a}.$$

Следовательно, при $T = \text{const}$ [см. уравнения (55)]

$$\frac{\mu_K dc + cd \mu_K}{\mu_a dc + cd \mu_a} = -\frac{\mu_K}{\mu_a}.$$

Отсюда

$$\frac{dc}{c} = -\frac{1}{2} \frac{d(\mu_K \mu_a)}{\mu_K \mu_a}. \quad (59)$$

Если в уравнение (56) подставить найденное значение $\frac{dc}{c}$, получим

$$dE_{гp} = \frac{RT}{2F} \left(\frac{d\mu_a}{\mu_a} - \frac{d\mu_K}{\mu_K} \right). \quad (60)$$

¹ См. выше.

Определение граничного потенциала на границе проницаемой и полупроницаемой пород $E_{гр1,2}$ сводится к интегрированию выражения (60) в пределах значений комплексных параметров λ_1 и λ_2 , учитывающих совокупность адсорбционных свойств первой и второй пород, определяющихся коэффициентами α , β_a и β_k .

В результате интегрирования получим

$$E_{гр1,2} = E_{гр}(c_0, \lambda_2) - E_{гр}(c_0, \lambda_1),$$

где $E_{гр}(c_0, \lambda)$ — потенциал на границе породы с литологией λ и свободным электролитом концентрации c_0 :

$$E_{гр}(c_0, \lambda) = \frac{RT}{2F} \ln \frac{\mu_k(c_0, \lambda)}{\mu_a(c_0, \lambda)}. \quad (61)$$

Таким образом,

$$E_{гр1,2} = \frac{RT}{2F} \ln \frac{\mu_a(c_0, \lambda_1) \mu_k(c_0, \lambda_2)}{\mu_a(c_0, \lambda_2) \mu_k(c_0, \lambda_1)}. \quad (62)$$

Если в формулу (61) подставить выражения, определяющие μ_a и μ_k в зависимости от основных адсорбционных параметров, получим

$$E_{гр} = \frac{RT}{F} \ln \frac{c - \alpha - \beta_k + R_k}{c - \alpha - \beta_a + R_a}. \quad (63)$$

По формуле (61) с учетом формулы (63) рассчитывают разность потенциалов на границе двух пород различной проницаемости. Формула (63) определяет граничные потенциалы на контактах с электролитами слоев a и a' проницаемой породы.

Таким образом, располагая уравнениями (57) и (63), можно считать диффузионно-адсорбционные потенциалы описанной выше электрохимической цепи с проницаемым образцом породы (рис. 95).

Автор теории Д. А. Шапиро с сотрудниками рассчитал разность потенциалов на контакте с растворами хлористого натрия различно проницаемых пород, насыщенных раствором хлористого натрия, в зависимости от концентрации растворов c_0/β_a , для различных $\alpha = \frac{As}{W_n}^*$ (рис. 96).

При 18°C $c_y = 1000 \beta_a$, $\beta_k = 100 \beta_a$ и $\beta_k = 10 \beta_a$, где c_y — любая, но в дальнейших расчетах постоянная концентрация электролита в породе. На рис. 97 некоторые из этих зависимостей сопоставлены с экспериментальными.

Анализируя зависимости, приведенные на рис. 96, приходим к выводу, что диффузионно-адсорбционные потенциалы возрастают с увеличением адсорбционной способности пород и для пород с

* При этом предполагалось, что $A_a = A_k = A$ [см. уравнения (51)] и, следовательно, $\alpha_a = \alpha_k = \alpha$, что не совсем точно.

определенной адсорбционной способностью уменьшаются с ростом концентрации свободного электролита по закону, выраженному кривыми $E_{да} = f\left(\lg \frac{c_0}{\beta_a}\right)$.

К тем же выводам приводят и расчеты диффузионно-адсорбционных потенциалов, выполненные Б. Ю. Вендельштейном и основывающиеся на уравнении Гендерсона и гипотезе И. И. Жукова об изменении чисел переноса в поровых каналах капиллярных систем.

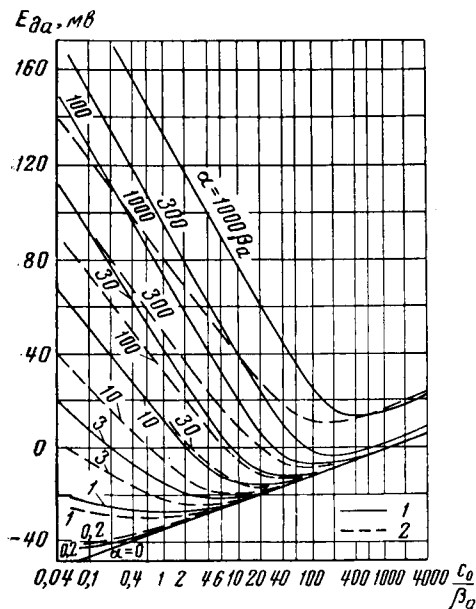


Рис. 96. Зависимости диффузионно-адсорбционного потенциала $E_{да}$ от концентрации c_0/β_a растворов NaCl, соприкасающихся с породой, для различных α и 18° С.

1 — $\beta_k = 100 \beta_a$; 2 — $\beta_k = 10 \beta_a$. $c_\gamma = 1000 \beta_a$ (по Д. А. Шапиро).

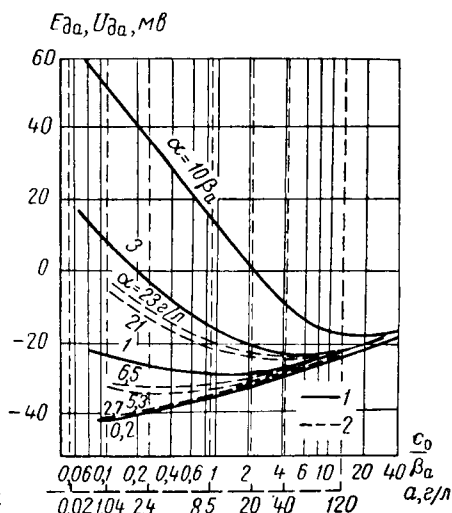


Рис. 97. Сопоставление теоретических кривых $E_{да} = f\left(\frac{c_0}{\beta_a}\right)$ при

$\beta_k = 100 \beta_a$ с экспериментальными кривыми зависимости диффузионно-адсорбционных потенциалов от активности растворов NaCl для песчанников (по И. Е. Эйджману).

Кривые: 1 — теоретические, 2 — экспериментальные.

При выводе уравнения, определяющего диффузионно-адсорбционный потенциал, считают, что даже в случае насыщения породы электролитом, катион которого общий с катионом двойного слоя, электролит в поровом пространстве имеет сложную структуру и состоит из: 1) свободного раствора с концентрацией $c_b \xi$ (ξ — доля порового пространства породы, в которой находится свободный раствор с концентрацией c_b и подвижностями ионов $l_{ав}$ и

$l_{кв}$) и 2) двойного слоя с концентрацией q (q — приведенная емкость поглощения) и подвижностью катиона $l'_к$ (подвижность прочно адсорбированного аниона принимается равной нулю).

Если породу с таким электролитом привести в контакт с бинарным электролитом концентрации c_2 и подвижностями ионов l_a и l_k , то возникающая диффузионно-адсорбционная разность потенциалов $E_{да}$ определяется по преобразованному уравнению Гендерсона:

$$E_{да} = \frac{RT}{F} \times \frac{(l_k - l_a) c_2 - [(l_{кв} - l_{ав}) c_B \xi + l'_k q]}{(l_k + l_a) c_2 - [(l_{кв} + l_{ав}) c_B \xi + l'_k q]} \times \ln \frac{(l_a + l_k) c_2}{(l_{кв} + l_{ав}) \xi c_B + l'_k q}. \quad (64)$$

Анализ этого уравнения показывает, что: 1) при $l_a = l_{ав}$, $l_k = l_{кв}$ и $q = 0$ оно преобразуется в уравнение Нернста, так же как и уравнение Шапиро (57) при $\mu_a = \mu_k = 1$; 2) при $c_B = c_2$ на границе порода — раствор возникает потенциал, численно равный граничному; 3) при использовании уравнения (64) для вычисления диффузионно-адсорбционной разности потенциалов в цепи электролит концентрации c_1 — порода — электролит концентрации c_2 необходимо предварительно рассчитать потенциалы на каждой из границ по уравнению (64) и получить их разность; при этом, если у образца $l'_k q \gg (l_a + l_k) c_2$ и $l'_k q \gg (l_a + l_k) c_B$, а $\xi = 0$, то $E_1 - E_2 \rightarrow \frac{RT}{F} \ln \frac{c_2}{c_B}$, здесь число переноса анионов — нуль. На рис. 98 представлены зависимости $E_{да} = f(\lg c_2)$ (c_2 — концентрация электролита, соприкасающегося с породой).

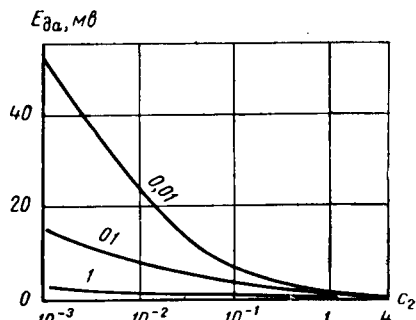


Рис. 98. Расчетные зависимости $E_{да} = f(\lg c_2)$ для контакта породы с внешним электролитом c_2 .

Шифр кривых c_B в долях нормали $q = 0,235 \text{ мз-экв/см}^3$; кривые рассчитаны для растворов KCl при $T = 291^\circ \text{ К}$, $l_a = l_k = l_{ав} = l_{кв}$ и $l'_k = 0,1 l_a$ (по Б. Ю. Вендельштейну, 1959).

§ 45. ДИФФУЗИОННО-АДСОРБЦИОННАЯ АКТИВНОСТЬ ПОРОД

Таким образом, вследствие адсорбционной способности горных пород диффузионно-адсорбционные потенциалы на границе пород с электролитами в ряде случаев значительно отличаются от диффузионных потенциалов. Свойство горных пород создавать диффузионно-адсорбционные потенциалы в результате их ионносорбционной способности и способности адсорбировать воду называется диффузионно-адсорбционной активностью.

Диффузионно-адсорбционная активность $A_{да}$ оценивается величиной разности между диффузионно-адсорбционными $\Delta U_{да}$ и диффузионными $\Delta U_{д}$ потенциалами, наблюдающимися между двумя электролитами определенного удельного сопротивления и химического состава в том случае, когда электролиты разделяются породой ($\Delta U_{да}$) и при непосредственном их соприкосновении ($\Delta U_{д}$).

Разность между диффузионно-адсорбционными и диффузионными потенциалами

$$\Delta U_{да} - \Delta U_{д} \approx (K_{да} - K_{д}) \lg \frac{Q_2}{Q_1} \approx A_{да} \lg \frac{Q_2}{Q_1}$$

пропорциональна диффузионно-адсорбционной активности $A_{да}$ пород, величина которой (в мв)

$$A_{да} \approx K_{да} - K_{д} \approx \frac{\Delta U_{да} - \Delta U_{д}}{\lg \frac{Q_2}{Q_1}}.$$

Диффузионно-адсорбционная активность является специфическим параметром, характеризующим свойства пород изменять величину и знак диффузионных потенциалов и как следствие этого создавать в скважинах электрические поля.

Так как величина диффузионно-адсорбционной активности зависит от концентрации электролитов, соприкасающихся с породой, то для характеристики диффузионно-адсорбционных свойств породы используют значения этого параметра в области средних концентраций, где он сохраняет постоянное значение.

Таким образом, определение диффузионно-адсорбционной активности пород сводится к измерению диффузионно-адсорбционной и диффузионной разности потенциалов в указанных цепях, поскольку величину $\lg \frac{Q_2}{Q_1}$ легко вычислить по известному $\frac{Q_2}{Q_1}$. Обычно $\Delta U_{да}$ и $\Delta U_{д}$ измеряют в лаборатории с использованием образцов пород и насыщающих их вод, с применением техники, описанной ниже.

Зависимость диффузионно-адсорбционной активности от минерального состава и других свойств пород

Зависимость диффузионно-адсорбционных потенциалов, а следовательно, и диффузионно-адсорбционной активности от свойств, определяющих адсорбционную способность пород, хорошо подтверждается результатами не только теоретических, но и экспериментальных исследований. Согласно экспериментальным исследованиям диффузионно-адсорбционная активность зависит от состава твердой и жидкой фаз пород.

Для песчано-глинистых пород, например, диффузионно-адсорбционная активность зависит от типа цемента (сравните диффузионно-адсорбционную активность песчано-глинистых пород с железистым, глинистым, опалово-халцедоновым и доломитовым цементом; рис. 99) и возрастает с увеличением содержания в породе полуторных окислов $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 100).

Максимальные диффузионно-адсорбционные активности и диффузионно-адсорбционные потенциалы пород наблюдаются в случае сорбции ионов калия. Наоборот, присутствие кальция в слое противоионов и в свободном растворе приводит к резкому снижению диффузионно-адсорбционных активностей и диффузионно-адсорбционных потенциалов вследствие уменьшения емкости поглощения пород (рис. 101).

По теоретическим и экспериментальным данным увеличение отношения концентраций внешнего контактирующего с породой и внутреннего растворов способствует снижению диффузионно-адсорбционных потенциалов (рис. 102, б и 103).

Диффузионно-адсорбционная активность зависит от структуры и влагоемкости пород.

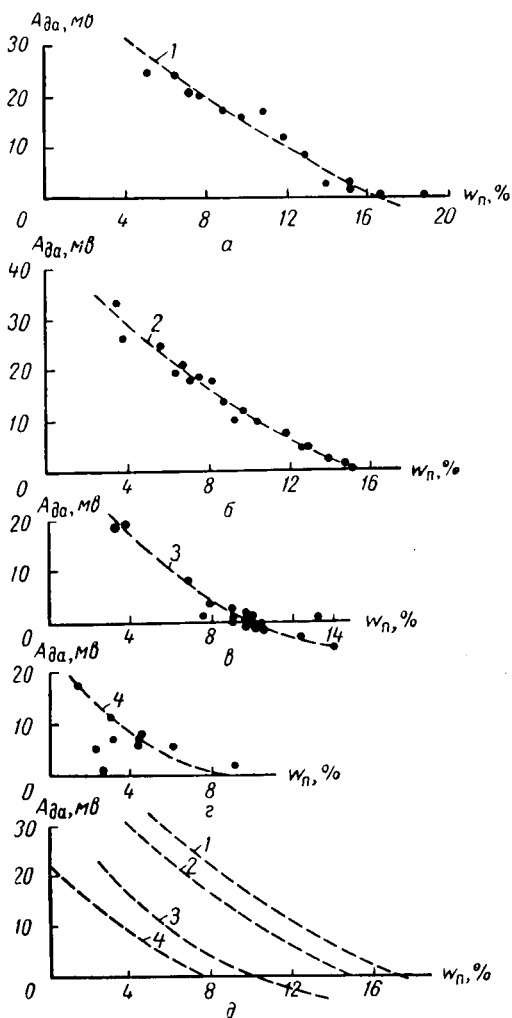


Рис. 99. Зависимости диффузионно-адсорбционной активности A_{da} от объемной влажности w_n для полимиктовых песчано-глинистых пород доживетских отложений площадей Башкирии и Татарии (по В. Н. Кобрановой, 1956).

a — для пород с железистым цементом, железистой пленкой вокруг зерен, пиритовым и сидеритовым цементами; $б$ — для пород с глинистым, глинисто-серицитовым и контактно-глинистым цементами; $в$ — для пород с опалово-халцедоновым цементом; $г$ — для пород с доломитовым цементом; $д$ — сопоставление средних линий 1 — 4, выражающих зависимость $A_{da} = f(w_n)$ для полимиктовых песчано-глинистых пород с различными цементами.

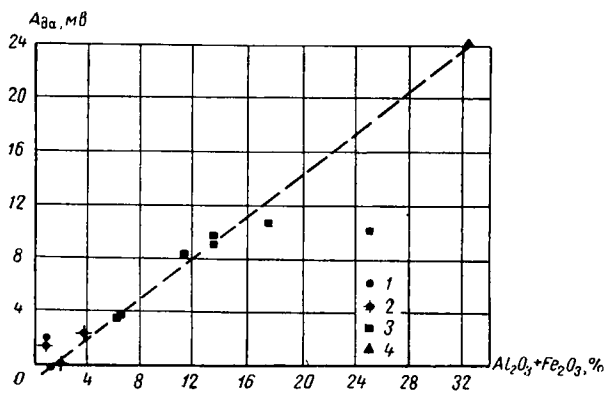


Рис. 100. Зависимости диффузионно-адсорбционной активности A_{da} от содержания полуторных окислов $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ для пород терригенных отложений девона Туймазинского нефтяного месторождения (по данным лаборатории физических свойств горных пород МИИХ и ГП, 1950).

1 — песчаники чистые; 2 — песчаники слабоглинистые; 3 — алевролиты; 4 — глины.

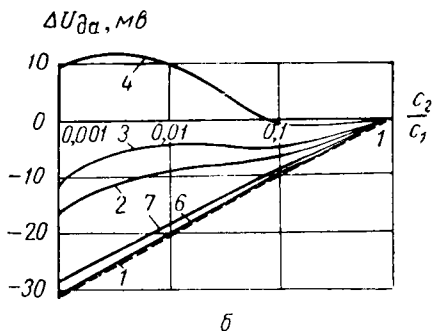
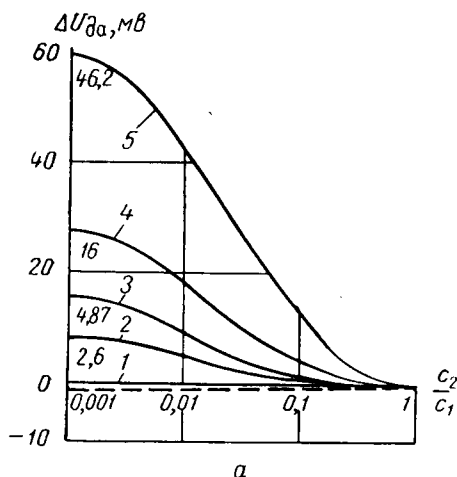
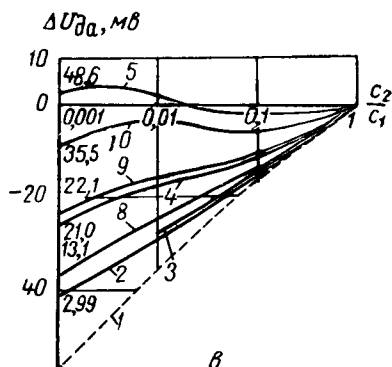


Рис. 101. Зависимости $\Delta U_{da} = f\left(\lg \frac{c_2}{c_1}\right)$ для различных пород, насыщенных катионами K^+ , Na^+ и Ca^{2+} . $c_b = 0,01$ п.

а — для пород, насыщенных ионом K^+ , шифр кривых q ; б — для пород, насыщенных ионом Na^+ ; в — для пород, насыщенных ионом Ca^{2+} , шифр кривых $q \cdot 102$; 1 — зависимость $\Delta U_{дл} = f\left(\lg \frac{c_2}{c_1}\right)$; 2—10 —

зависимости $\Delta U_{da} = f\left(\lg \frac{c_2}{c_1}\right)$ соответственно для уральской огнеупорной глины, каолина, гжельской глины, кила Крымского, маршалита, боксита, ухтинской зеленой глины, джебальского бентонита и аскангеля.



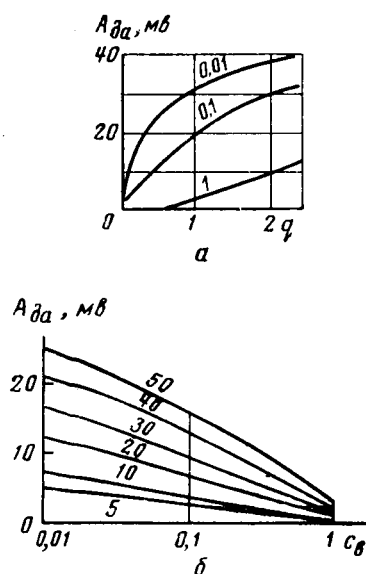


Рис. 102. Расчетные зависимости $A_{da} = f(q)$ и $A_{da} = f(\lg c_2)$ (по Б. Ю. Вендельштейну, 1959).

a — зависимости $A_{da} = f(q)$ для интервала c_2 0,1—0,01 н; шифр кривых c_2 ; b — зависимости $A_{da} = f(\lg c_2)$ для кальциевых глин в растворах CaCl_2 , шифр кривых $q \cdot 10^2$.

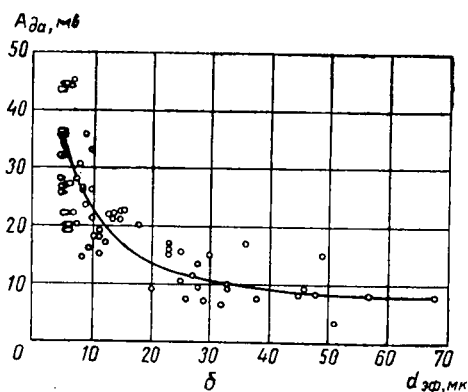


Рис. 104. Зависимость диффузионно-адсорбционной активности A_{da} от эффективного диаметра частиц $d_{эф}$ для песчано-глинистых пород палеогеновых отложений Краснодарского края.

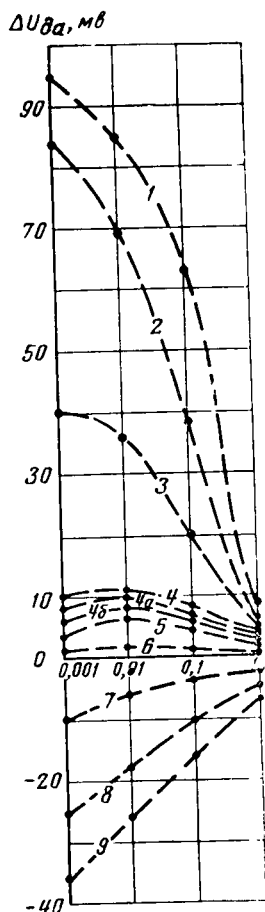


Рис. 103. Зависимости $\Delta U_{da} = f\left(\lg \frac{c_2}{c_1}\right)$

для песчано-глинистых пород палеогеновых отложений Краснодарского края (по данным лаборатории физических свойств горных пород МИНХ и ГИ).

1, 2 и 3 — соответственно для глины и алевролитов глинистых; 4, 4а и 4б — для алевролитов глинистых; кривые получены по прошествии различного времени с начала опыта (4б — первая из полученных кривых); 5 и 6 — для алевролитов песчаных; 7 и 8 для хорошо отсортированных алевролитов; 9 — зависимость $\Delta U_{da} =$

$= f\left(\lg \frac{c_2}{c_1}\right)$ (между электролитами переменной и постоянной концентрации включается образец воды, характерной для образцов пород в естественном залегании).

Диффузионно-адсорбционная активность песчано-глинистых пород возрастает в следующих случаях: а) при уменьшении эффективного диаметра частиц, в частности при увеличении глинистости пород с одинаковыми влажностью и характером цемента (рис. 104 и 105); б) при увеличении их электрохимической адсорбционной поверхности¹ (рис. 106); в) при возрастании отношения удельной поверхности пород к их влажности (для пород одинакового минерального состава; рис. 107); г) при уменьшении влагоемкости

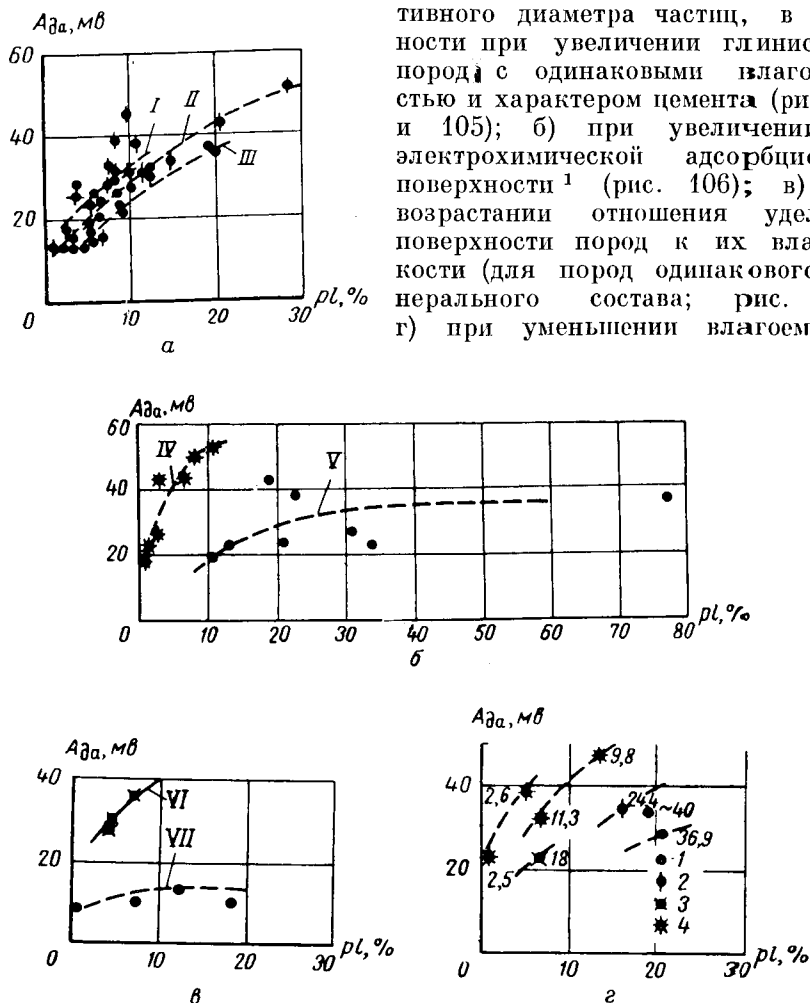


Рис. 105. Зависимости диффузионно-адсорбционной активности $A_{да}$ от глинистости pl для песчано-глинистых пород палеогеновых отложений Краснодарского края (по В. Н. Кобрановой, 1958).

I—III — для песчано-глинистых пород с глинистым цементом соответственно при влажности 15—20, 20—30 и $> 30\%$; IV—V — для пород с известковым цементом соответственно при влажности до 15 и $> 30\%$; VI—VII — для пород с сидеритовым цементом соответственно при влажности 20 и 30% ; 1—4 — породы соответственно с влажностью > 30 , 20—30, 15—20 и $< 15\%$.

Цифры у точек на рис. 105, г характеризуют объемную влажность песчано-глинистых пород.

¹ Удельная поверхность, определенная по результатам ионного обмена.

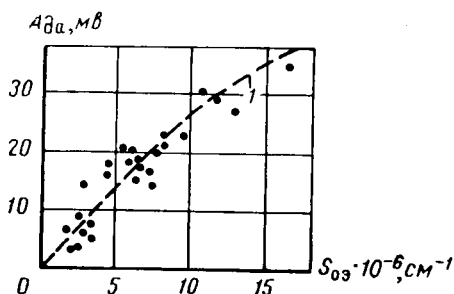


Рис. 106. Зависимость диффузионно-адсорбционной активности $A_{да}$ от электрохимической адсорбционной поверхности S_{03} для песчаников девона (по Б. Ю. Вендельштейну, 1959).

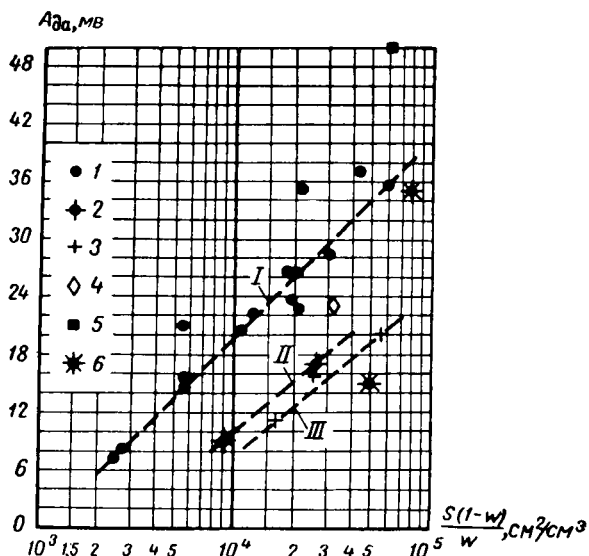


Рис. 107. Зависимость диффузионно-адсорбционной активности $A_{да}$ от отношения удельной поверхности $S(1-w)$ к влажности w для пород третичных отложений Краснодарского края.

I — для пород с глинистым цементом; II — для пород с глинисто-опаловым цементом; III — для пород с кальцитовым цементом; 1—6 — соответственно породы с глинистым, глинисто-опаловым, кальцитовым, доломитовым, сидеритовым и смешанным цементами. (Зависимость рассчитана студенткой МИНХ и ГП Э. Бак, 1953.)

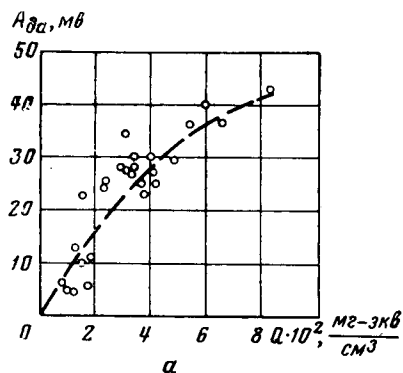


Рис. 108. Зависимость диффузионно-адсорбционной активности $A_{да}$ от емкости поглощения Q или q (по Б. Ю. Вендельштейну, 1959).

a — при $c_B = 0,43$ н.; b — при $c_B = 3,9$ н.

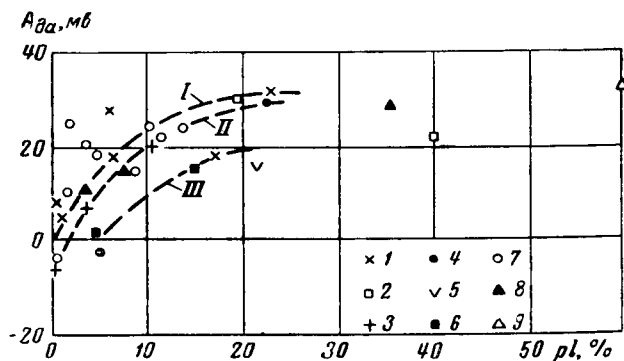
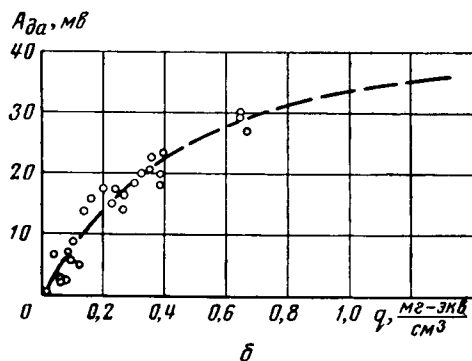


Рис. 109. Зависимость диффузионно-адсорбционной активности $A_{да}$ от глинистости pl для известняков и известняково-обломочных пород девонских отложений Туймазинской площади.

I—III — для известняков и сильно известковистых алевролитов пористостью 1—3, 3—5 и > 5 %; известняки и алевролиты соответственно с пористостью 1 и 2—1—3 %; 3 и 4 — 3—5 %; 5 и 6 — более 5 %; 7—9 — соответственно известняки, алевролиты и глины с неизвестной пористостью.

пород с одинаковыми минеральным составом зерен, типом цемента и химическим составом влаги (рис. 99); д) при увеличении емкости поглощения пород (рис. 102, а, 108, а и б). Характер возрастания $A_{да}$ с увеличением глинистости пород и уменьшение ее значений с ростом концентрации внешнего электролита достаточно хорошо согласуются с соответствующими теоретическими кривыми (рис. 97 и 98). Зависимость диффузионно-адсорбционной активности от глинистости обнаружена и для карбонатных пород (рис. 109).

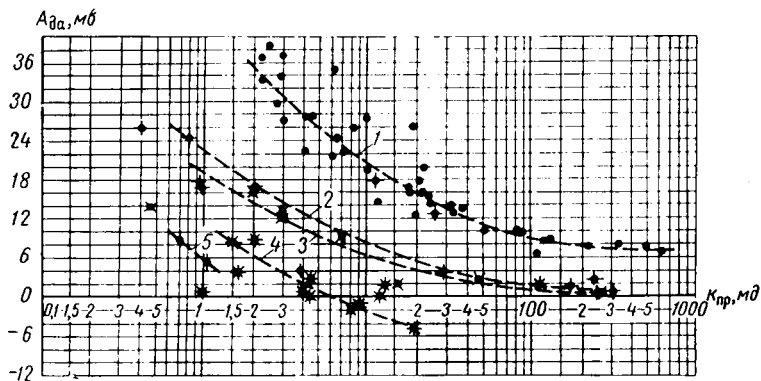


Рис. 110. Связи между диффузионно-адсорбционной активностью $A_{да}$ и проницаемостью $k_{пр}$ для песчано-глинистых пород.

1 — для кварцево-глауконитовых алевролитов с глинистым цементом из палеогеновых отложений площади Ахтырской; 2 — для кварцево-полевошпатово-сланцевых песчаников и алевролитов с железистым цементом, железистой пленкой вокруг зерен, пиритовым и сидеритовым цементом из палеозойских доживетских отложений разведочных площадей Башкирии и Татарии; 3 — для кварцево-полевошпатово-сланцевых песчаников и алевролитов с глинистым цементом из тех же отложений; 4 — для кварцево-полевошпатово-сланцевых песчаников и алевролитов с опалово-халцедоновым цементом из тех же отложений; 5 — для кварцево-полевошпатово-сланцевых песчаников и алевролитов с доломитовым цементом из тех же отложений.

Следует также отметить наличие коррелятивных связей между диффузионно-адсорбционной активностью и проницаемостью (рис. 110), диффузионно-адсорбционной активностью и параметром пористости (рис. 111), диффузионно-адсорбционной активностью и параметром поверхностной проводимости (рис. 112). Эти связи обусловлены зависимостью каждого из перечисленных параметров от дисперсности пород.

При рассмотрении зависимостей на рис. 111, 112 и 110 видно, что значения $A_{да}$ увеличиваются с ростом параметра пористости, параметра поверхностной проводимости и уменьшаются с увеличением проницаемости.

Практическое значение имеют зависимости диффузионно-адсорбционной активности от влагоемкости (или пористости), проницаемости, глинистости и параметра поверхностной проводимости.

Используя эти зависимости или зависимости относительных амплитуд аномалий потенциалов собственной поляризации от перечисленных параметров, можно оценить последние по данным измерения в скважинах потенциалов собственной поляризации.

Величина диффузионно-адсорбционной активности пород

Диффузионно-адсорбционная активность пород изменяется в широких пределах (от -25 до $+70$ мв).

В табл. 29 приведены значения диффузионно-адсорбционной активности различных типов максимально влажных горных пород.

Из приведенных данных следует, что минимальными, а иногда и отрицательными значениями диффузионно-адсорбционной активности обладают чистые разности песков, алевролитов, песчаников, известняков и доломитов.

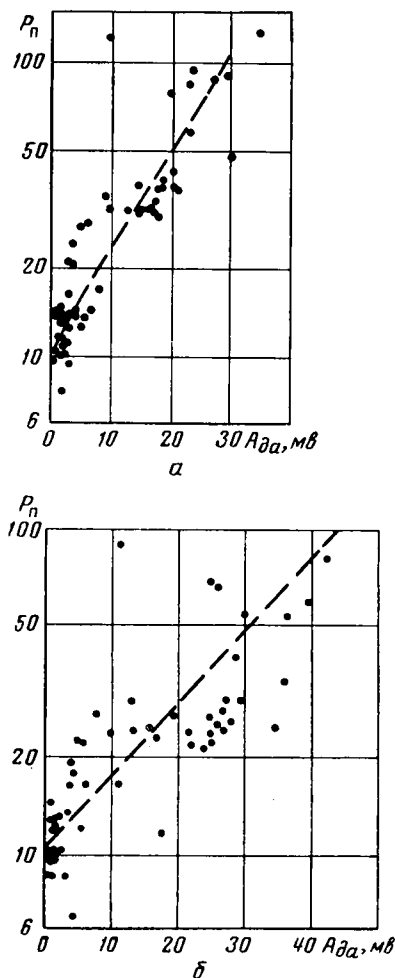


Рис. 111. Связь между диффузионно-адсорбционной активностью $A_{да}$ и параметром пористости P_n для песчаников девонских отложений Туймазинской площади (по Б. Ю. Вендельштейну, 1959).

N — породы насыщались раствором α Cl 3,9 н.; 6 — породы насыщались раствором NaCl 0,43 н.

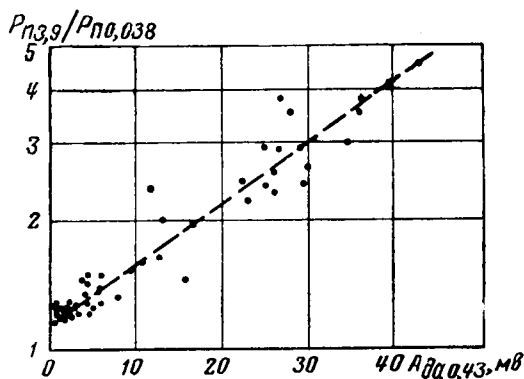


Рис. 112. Сопоставление коэффициента поверхностной проводимости и диффузионно-адсорбционной активности образцов песчаников из девонских отложений Туймазинской площади (по Б. Ю. Вендельштейну, 1959).

Таблица 29

Диффузионно-адсорбционная активность главнейших осадочных горных пород

Порода	Диффузионно-адсорбционная активность $A_{\text{да}}$, мв	
	пределы изменения	наиболее вероятные значения
Пески и песчаники от чистых крупнозернистых, пористых до средне- и мелкозернистых, слабоглинистых	От -5 до $+15$	От $-2,5$ до $+15$
Алевролиты от чистых крупнозернистых, пористых до средне- и мелкозернистых, слабоглинистых	От $-2,5$ до $+13$	От $+6$ до $+10$
Песчаники от слабоглинистых, слабо сцементированных или средне сцементированных до сильно сцементированных и сильно глинистых	От 0 до $+50$	От 0 до $+30$
Алевролиты от слабоглинистых, слабо сцементированных или средне сцементированных до сильно сцементированных и сильно глинистых	От $+1,5$ до $+45$	От $+12,5$ до $+45$
Глины от песчаных и алевритовых до чистых	От $+7,5$ до $>+70$	От $+10$ до $+70$
Мергели	От 0 до $+50$	От $+10$ до $+50$
Известняки	От -25 до $+55$	От -5 до $+25$
Доломиты	От -10 до $+50$	От -5 до $+45$

Наиболее высокие положительные значения диффузионно-адсорбционной активности характерны для глин, сильно глинистых и крепко сцементированных песчаников, мергелей, известняков и доломитов.

§ 46. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДИФФУЗИОННО-АДСОРБЦИОННОЙ АКТИВНОСТИ ПОРОД

Определение коэффициента K_d диффузионной э. д. с.

Для измерения коэффициента K_d диффузионной э. д. с. применяется установка, изображенная на рис. 113. Она состоит из двух U-образных стеклянных трубок 1 и 2, установленных в штативе на небольшом расстоянии друг от друга.

Трубку 1 заполняют раствором (пластовой водой) постоянной минерализации, а трубку 2 — растворами NaCl или другой соли различных концентраций (0,001 н., 0,01 н., 0,1 н. и 1 н.). Трубки соединяют между собой сифоном 3, содержащим раствор переменной концентрации (0,001 н., 0,01 н., 0,1 н. и 1 н.), с которым проводят измерения.

Систему трубок присоединяют к потенциометру 4 при помощи насыщенных каломелевых электродов 5 и агар-агаровых сифонов 6. Потенциометром измеряют разность потенциалов, возникающую на контакте раствора постоянной концентрации с раствором переменной концентрации. Конденсатор 14 используют при

измерениях $\Delta U_{д+в}$ в тех случаях, когда сопротивление исследуемой цепи велико.

Методика измерений коэффициента диффузионной э. д. с. изложена во многих работах [3].

По данным измерений ΔU_d строят в полулогарифмическом масштабе зависимость $\Delta U_d = f(\lg c)$, где c — концентрация раствора переменной минерализации в долях нормали (рис. 103).

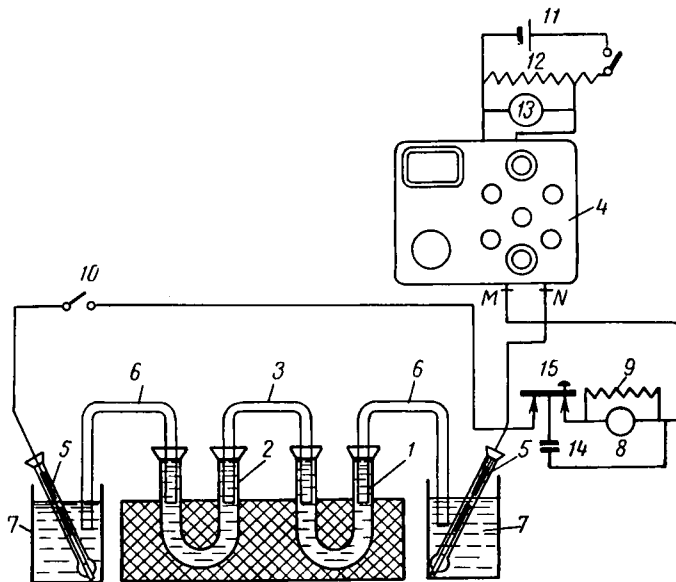


Рис. 113. Схема установки для получения кривой $\Delta U_d = f(\lg c)$.

1 — U-образная трубка, заполненная раствором постоянной минерализации; 2 — U-образная трубка, заполненная растворами различной концентрации; 3 — стеклянный сифон, содержащий растворы переменной концентрации; 4 — потенциометр; 5 — насыщенные каломелевые электроды; 6 — агар-агаровые сифоны — электролитические замыкатели тока; 7 — стаканы с насыщенным раствором хлористого калия; 8 — гальванометр; 9 — критическое сопротивление; 10 — ключ; 11 — батарея; 12 — реостат; 13 — вольтметр; 14 — конденсатор; 15 — ключ.

По кривой $\Delta U_d = f(\lg c)$ определяют коэффициент K_d , численно равный приращению диффузионной разности потенциалов при десятикратном изменении концентрации раствора на прямолинейном участке кривой $\Delta U_d = f(\lg c)$.

Определение коэффициента диффузионно-адсорбционных э. д. с.

Коэффициент $K_{да}$ диффузионно-адсорбционных э. д. с. определяется при помощи установки, изображенной на рис. 114. Образец породы 1 впаляют в парафиновую ванночку 2, разделяя ее на две ячейки. Ячейку 3 заполняют насыщенным раствором KCl, ячейку 4 — последовательно растворами NaCl (или другого электролита) различных концентраций (0,001 н., 0,01 н., 0,1 н. и 1 н.). Ячейки соединяют агар-агаровыми сифонами 5 с электродными стаканчиками 6, заполненными насыщенным раствором KCl. В стаканчики помещают насыщенные каломелевые электроды M и N (рис. 114). Потенциал электрода

N , соединенного с ячейкой парафиновой ванночки, наполненной насыщенным раствором KCl , близок к собственному потенциалу каломелевого электрода. Этот электрод служит электродом сравнения, с потенциалом которого сравнивают потенциал электрода M , соединяемого поочередно с растворами различных концентраций, соприкасающимися с породой.

Электроды M и N , присоединяют через зеркальный гальванометр к потенциометру, при помощи которого измеряют диффузионно-адсорбционные потенциалы.

Конденсатор 13 служит для измерения диффузионно-адсорбционных разностей потенциалов при высоком сопротивлении исследуемого образца.

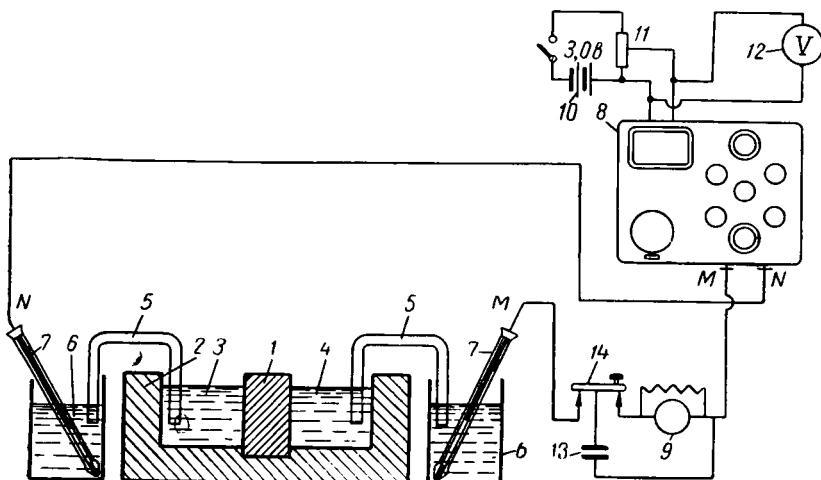


Рис. 114. Схема установки для измерения диффузионно-адсорбционных потенциалов пород.

1 — образец породы; 2 — парафиновая ванночка; 3 — ячейка ванночки, заполняемая насыщенным раствором хлористого калия; 4 — ячейка ванночки, заполняемая последовательно растворами хлористого натрия возрастающей концентрации; 5 — агар-агаровые сифоны — электролитические замыкатели тока; 6 — электродные стаканчики с насыщенным хлористым калием; 7 — насыщенные каломелевые электроды; 8 — потенциометр; 9 — гальванометр зеркальный; 10 — батарея; 11 — реостат; 12 — вольтметр; 13 — конденсатор; 14 — ключ.

Методика измерения диффузионно-адсорбционных разностей потенциалов описана в ряде руководств [3, 12, и др.].

По данным измерений $\Delta U_{да}$ на бланке полулогарифмической бумаги строят зависимость $\Delta U_{да} = f(\lg c)$ и далее рассчитывают величину коэффициента диффузионно-адсорбционной э. д. с. Числовое значение его равно приращению разности потенциалов при десятикратном измерении концентрации на прямолинейном участке зависимости $\Delta U_{да} = f(\lg c)$ (например, кривая 5 на рис. 103).

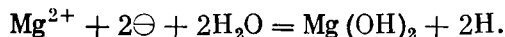
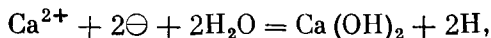
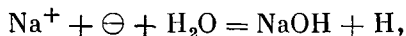
¹ Для измерения диффузионно-адсорбционных потенциалов удобно также применять приборы ЭСК-1 и рН-метры.

Глава VIII

ПОЛЯРИЗУЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Горные породы обладают свойством поляризоваться при прохождении электрического тока. Это свойство объясняется электрохимическими явлениями, природа которых несколько различна для пород с электронной и ионной и только ионной проводимостями. Для объяснения механизма вызванной поляризации горных пород предложено несколько гипотез.

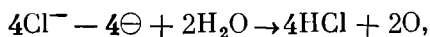
В породах с преимущественно электронной проводимостью, например в углях, колчеданных, железных и других рудах, поляризация возникает в результате электродных процессов, протекающих в местах входа тока в зерна минерала с электронной проводимостью и местах выхода тока из них. На этих поверхностях также часто развиваются окислительно-восстановительные реакции. Катионы, присутствующие в поровых водах, например Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и др., передвигаясь в электрическом поле поляризующего тока и встречая на своем пути минералы с электронной проводимостью, разряжаются на их поверхности и превращаются в атомы, реагирующие с водой согласно следующим уравнениям:



При этом образуется водород, насыщающий поверхность твердой фазы и щелочи, изменяющие рН электролита вблизи от поверхности, на которой протекают указанные реакции.

Поглощенный твердой фазой водород частично ионизован и образует на поверхности минерала газовый водородный электрод.

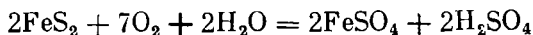
На противоположном конце зерна минерала с электронной проводимостью (в месте выхода тока) протекает обратный процесс — потерявшая электроны твердая фаза породы отбирает их у отрицательных ионов хлора, которые превращаются в атомы и насыщают рассматриваемую поверхность рудного включения. Некоторые из атомов хлора ионизируются за счет электронов, возникших при ионизации водорода, и выходят в электролит, где их меньше, сообщая рассматриваемому участку электролита породы соответствующий заряд. Остальные атомы хлора вступают в реакцию с водой



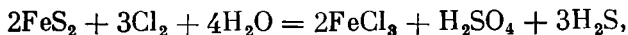
в результате которой образуется кислород. Если последний не окисляет твердую фазу пород, он выделяется. В результате перечисленных процессов в породе образуется один или ряд элементов с газовыми электродами — водородным и хлорным.

Эти элементы разряжаются и дают токи поляризации.

Подобный механизм образования потенциалов вызванной поляризации предполагается, например, для графита и самородных металлов. Однако в большинстве случаев [2] кислород окисляет контактирующую с ним твердую фазу пород и один из образовавшихся ионов в результате диссоциации продуктов окислительно-восстановительной реакции адсорбируется твердой фазой. Так, например, у сульфидов, для которых процесс окисления протекает по схемам



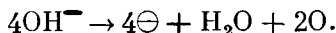
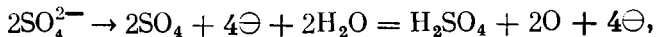
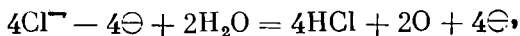
и



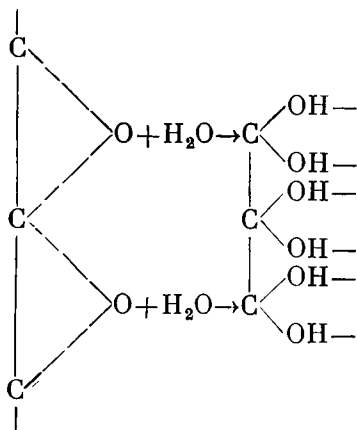
поверхностью окисляющегося участка твердой фазы породы адсорбируется ион железа и противоионный слой складывается ионами Cl^- и SO_4^{2-} .

Для углей высокой степени метаморфизма с большим содержанием углерода и минералами с электронной проводимостью (такими, например, как пирит) процесс протекает иначе.

Здесь в местах выхода тока из твердой фазы пород идет разрядка таких ионов, как Cl^- , SO_4^{2-} и OH^- согласно формулам



Образовавшийся атомарный кислород окисляет углистое вещество по схеме



и возникшие на поверхности углей карбоксильные, ненасыщенные вещества заряжают его поверхность отрицательно. Раствор же оказывается заряженным положительно.

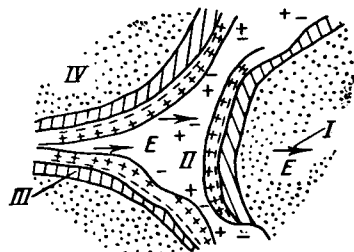


Рис. 115. К объяснению явления поляризации у пород с ионной проводимостью.

I — возбуждающее поле *E*; *II* — электролит; *III* — глина; *IV* — песок.

У обломочных и карбонатных пород с ионной проводимостью, большим сопротивлением твердой фазы и двойными электрическими слоями на границе раздела фаз согласно взглядам ряда исследователей [40, 54, 55, 80] наблюдается поляризация, сущность которой состоит в следующем. Приложенное к породам напряжение вызывает деформацию диффузной (подвижной) части двойных электрических слоев, при которой положительно заряженные катионы смещаются по направлению к катоду и в противоположной от катода стороне их становится меньше. При выключенном токе, деформированные двойные

слои стремятся восстановить первоначальную структуру, что проявляется в виде токов поляризации, обратных по направлению поляризующему току.

Согласно другой гипотезе [24] заметно поляризуются песчано-глинистые породы, у которых соприкасаются друг с другом песчано-алевритовые зерна, покрытые глинистым материалом (рис. 115). На различных участках таких пород концентрация катионов неравномерна; она максимальна в местах контакта, где против гли-

нистых частиц имеются диффузные катионные слои, и минимальна на участках пор, наиболее удаленных от поверхности твердой фазы.

Если к этим породам приложить электрическое поле, то через единицу площади суженных частей поровых каналов им будет перенесено катионов гораздо больше, чем через единицу площади широкой части поровых каналов.

Вследствие этого к моменту выключения тока в различных точках электролита породы концентрация катионов оказывается неодинаковой и иной, чем в породах, не подвергавшихся воздействию поля. Это способствует диффузии катионов, направленной к восстановлению первоначального распределения катионов в породе, в результате которой восстанавливаются двойные электрические слои у глинистых частиц породы и создаются концентрационные разности потенциалов. По существу эта гипотеза не отличается от гипотезы, высказанной ранее М. Г. Латышновой.

Имеются и другие, на наш взгляд менее обоснованные гипотезы [59, 94].

§ 47. ПОТЕНЦИАЛЫ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

В результате поляризации пород электрическим током после его выключения наблюдаются вторичные потенциалы вызванной поляризации, связанные с электрохимическими явлениями в породе и убывающие со временем.

При малых плотностях тока потенциалы вызванной поляризации металлов и электронно-проводящих минералов в растворах различных электролитов возрастают пропорционально плотности тока (рис. 116 и 117, а, б, в). При плотности тока, превышающей несколько десятков или реже сотен микроампер на 1 см^2 , металлы и электронно-проводящие минералы характеризуются сложными кривыми $\Delta U_{\text{ВП}} = f(j)$ (рис. 116 и 117).

Для пород с электронно-ионной проводимостью потенциалы вызванной поляризации также возрастают с увеличением плотности тока сперва более, а затем все менее и менее значи-

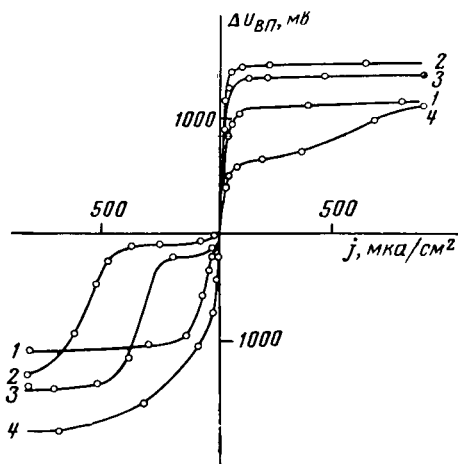


Рис. 116. Зависимость вызванных потенциалов $\Delta U_{\text{ВП}}$ от плотности тока для магнетита в сантиметровых растворах разных веществ [55].

1 — $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$; 2 — H_2SO_4 ; 3 — CuSO_4 ; 4 — KOH .

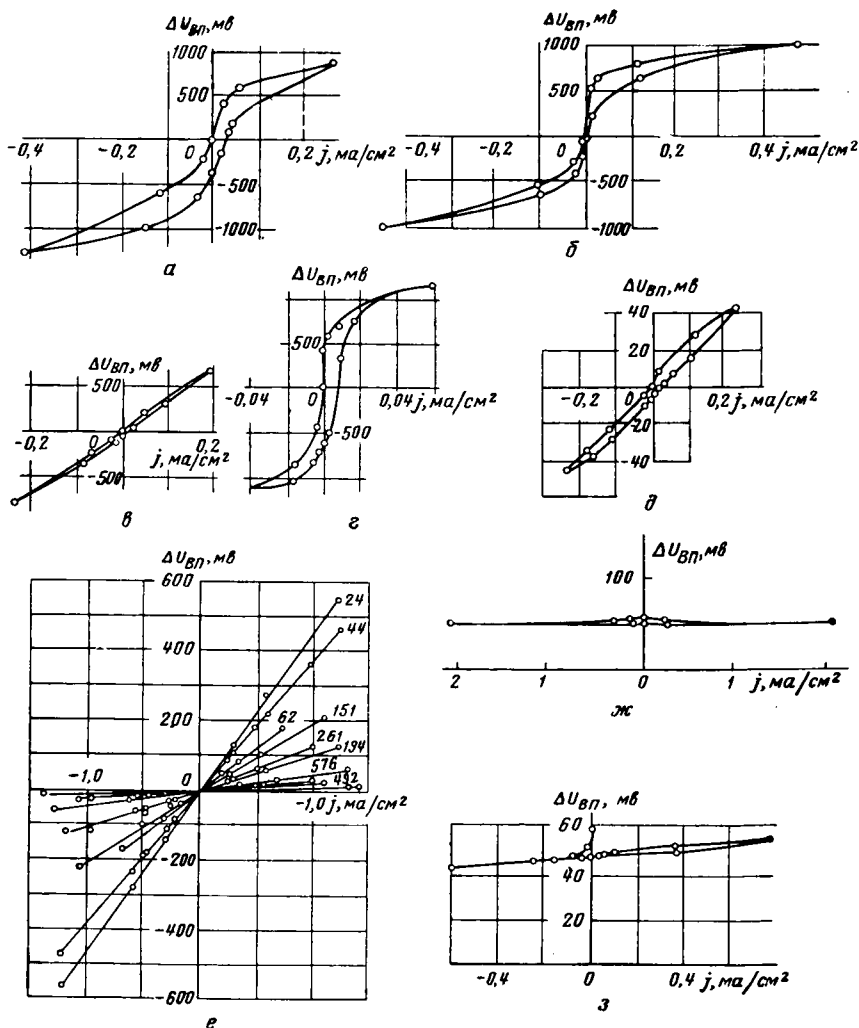


Рис. 117. Зависимости вызванных потенциалов $\Delta U_{ВП}$ от плотности возбуждающего тока для различных пород (по М. Г. Латышовой, 1952).

Электропроводящие породы: а — халькопирит, б — сфалерит, в — гематит, г — донбасский антрацит; ионопроводящие породы: д — известняк, е — песчаники из девонских отложений Туймазинской площади, ж — глины, з — глинисто-алевритовая порода. Цифры у графиков на рис. 117, е указывают проницаемость песчаников в миллидарси.

тельно. Это возрастание тем резче, чем значительнее поляризуемость пород.

В случае пород с ионной проводимостью потенциалы вызванной поляризации возрастают линейно (рис. 117, δ —з) до достаточно больших значений плотности поляризующего тока.

Потенциалы вызванной поляризации электронно-ионно-проводящих пород в растворах электролитов возрастают при увеличении содержания и степени дисперсности электронно-проводящих включений и возрастании влажности пород.

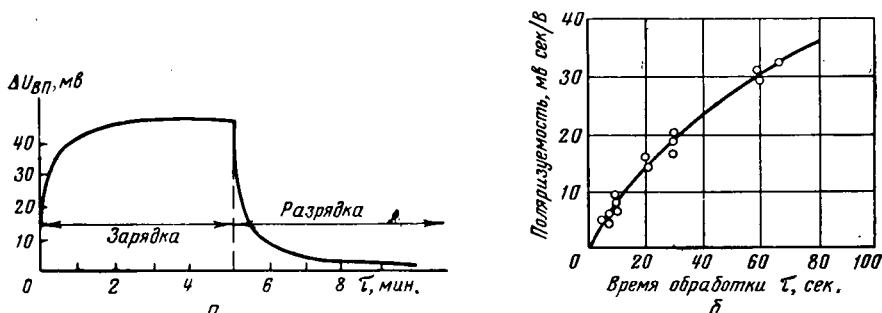


Рис. 118. Характер возрастания и спада вызванных потенциалов или электрохимической активности при разрядке и зарядке пород.

а — по В. А. Комарову; б — по Вакье и др. [24] для смеси кварцевого песка с бентонитом насыщенной электролитом удельным сопротивлением 6 ом. м.

В песчано-глинистых породах потенциалы вызванной поляризации возрастают с увеличением глинистой фракции до определенного предела¹, причем различно в зависимости от типа глины и вида катиона в диффузной части двойного электрического слоя. Эти потенциалы возрастают с уменьшением влажности породы и минерализации поровой влаги (или увеличением ее сопротивления).

Потенциалы вызванной поляризации зависят от времени зарядки (продолжительности обработки пород током); с увеличением продолжительности обработки пород током быстрый вначале рост $\Delta U_{вп}$ впоследствии замедляется и потенциалы вызванной поляризации достигают предельных значений (рис. 118).

При разрядке поляризованных пород разность потенциалов $U_{вп}$ между приемными электродами вначале убывает быстро, а затем все более и более медленно (рис. 118).

¹ Это предел, при котором минерализация порового раствора вследствие увеличения содержания в породе глинистой фракции не окажется значительной — подавляющей рост потенциалов вызванной поляризации, связанный с увеличением удельной поверхности.

Процесс разрядки поляризованных пород с электронно-ионной проводимостью определяется также видом кривых $\Delta U_{\text{ВП}} = f(j)$, полученных при постепенном возрастании и последующем уменьшении плотностей тока в прямом и обратном направлении (рис. 117). Гистерезисный вид этих кривых является результатом эффекта немгновенной разрядки этих пород.

Характер спада разности потенциалов вызванной поляризации со временем в основном зависит от продолжительности действия поляризующего поля, его напряженности и состава твердой и жидкой фаз пород. Чем больше продолжительность действия поляризующего поля и его напряженность и чем выше сопротивление породы, тем медленнее спадает вызванная поляризация. Скорость разрядки максимальна при значительных концентрациях поровых растворов и малых влажностях пород.

Изменение вызванных потенциалов $\Delta U_{\text{ВП}}$ со временем в зависимости от продолжительности действия и силы тока, а также от сопротивления раствора, насыщающего породу, иллюстрируется кривыми $\Delta U_{\text{ВП}} = f(\tau)$ для различных времен действия тока (рис. 119, а), сил возбуждающего тока (рис. 119, б) и сопротивлений насыщающего электролита (рис. 119, в).

Для кварцевого песка скорость спада меньше при насыщении его электролитами с одновалентными катионами, чем при насыщении электролитами с двухвалентными катионами [80]. При восстановлении диффузной (подвижной) части двойных электрических слоев (происходящем при разрядке пород) смещенные поляризующим током катионы перемещаются в исходное положение не только под влиянием действия электрических сил на поверхности раздела фаз, но и вследствие диффузии. Скорость последней мало зависит от заряда ионов, поэтому двухвалентные ионы под воздействием этой силы смогут перенести больше электричества, чем одновалентные, а следовательно, быстрее произойдет и разрядка пород, насыщенных этими катионами.

Для кварцевых песков (с радиусом песчинок $> 10 \text{ мк}$) поляризация спадает тем скорее, чем меньше проницаемость пород и меньше радиус их пор, т. е. чем мельче их частицы. Это вызывается увеличением длины пути ионов, возвращающихся в исходное положение (на то место в диффузном слое, откуда они были выведены током), с возрастанием диаметра частиц песка. Зависимость скорости разрядки песчано-глинистых пород от их гранулометрического состава является основой для создания новых методов изучения проницаемости песчано-глинистых пород по данным этого параметра.

Ряд авторов дает различное математическое описание явлению разрядки пород.

По М. Г. Латышовой [40] разрядка идет по следующим законам.

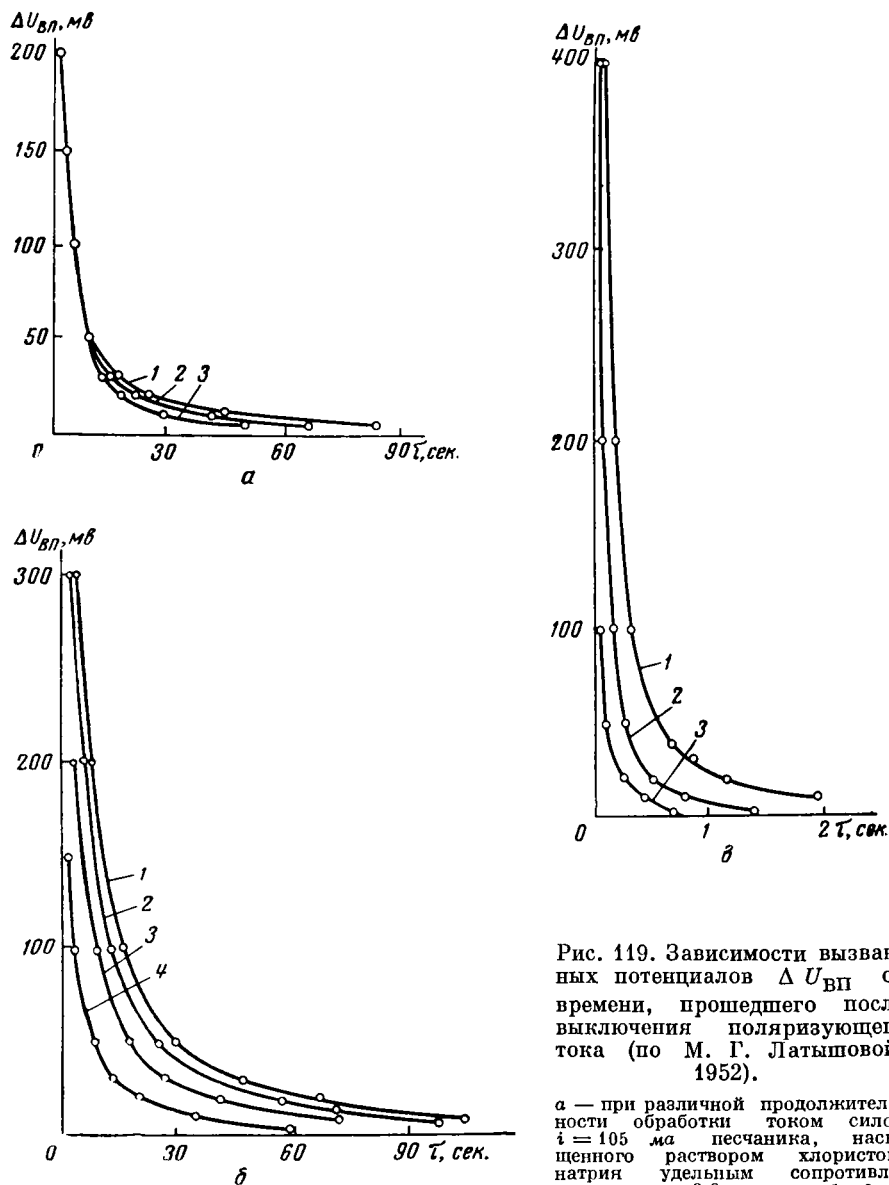


Рис. 119. Зависимости вызванных потенциалов $\Delta U_{ВП}$ от времени, прошедшего после выключения поляризующего тока (по М. Г. Латышовой, 1952).

а — при различной продолжительности обработки током силой $i = 105$ ма песчаника, насыщенного раствором хлористого натрия удельным сопротивлением $Q_B = 3,8$ ом м: 1—3 — время обработки соответственно равно 120, 60 и 30 сек.; б — при различной силе поляризующего тока для песчаника, насыщенного раствором хлористого натрия с $Q_B = 3,8$ ом м: 1—4 — сила возбуждающего тока соответственно равна 8,8; 6,5; 4,15 и 1,05 ма; в — при различном удельном сопротивлении раствора NaCl, насыщающего песчаник: 1 при $Q_B = 6$ ом м, $i = 7,6$ ма, 2 — при $Q_B = 3,8$ ом м, $i = 15,1$ ма, 3 — при $Q_B = 0,65$ ом м, $i = 28$ ма.

1. Для пород с электронной проводимостью

$$\Delta U_{\text{вп}} = \Delta U_0 e^{-\frac{\tau}{\lambda}}, \quad (65)$$

где ΔU_0 — вызванная разность потенциалов в момент времени $\tau \Rightarrow \rightarrow 0$, т. е. в момент, непосредственно следующий за временем выключения поляризующего тока;

λ — постоянная.

2. Для водонасыщенных песков с графитом¹

$$\Delta U_{\text{вп}} = \Delta U_c - \mu \lg \tau, \quad (66)$$

где ΔU_c и μ — постоянные, определяемые опытным путем.

3. Для пород с ионной проводимостью²

$$\Delta U_{\text{вп}} = \frac{\Delta U_c}{(\tau + c)^m},$$

где ΔU_c — разность вызванных потенциалов при $\tau \rightarrow 0$;

m — показатель степени, определяющий крутизну спада, значения которого для песчано-глинистых пород изменяются от $\sim 0,8$ до $1,4$;

c — постоянная, взятая равной 1 сек.

В. Н. Дахнов считает, что процесс разрядки как электронно-проводящих, так и ионно-проводящих пород протекает по экспоненциальному закону. Однако в породах сложного минерального состава этот закон может быть представлен суммой экспонент, каждая из которых характеризуется своей постоянной величиной. К этому выводу, в частности, приходит и И. И. Рокитянский, который для влажных кварцевых песков установил наличие двух экспонент — одной быстро и другой медленно спадающей.

Однако следует отметить, что во всех случаях за первые несколько секунд эффект вызванной поляризации успевает значительно снизиться, а оставшаяся доля $\Delta U_{\text{вп}}$ достигает нулевых значений через значительно больший промежуток времени (иногда десятки минут).

§ 48. КОЭФФИЦИЕНТ ПОЛЯРИЗУЕМОСТИ ПОРОД

Свойство пород поляризоваться в поле электрического тока оценивается коэффициентом поляризуемости χ^{33} .

¹ Это уравнение справедливо при малых содержаниях графита, и по И. И. Рокитянскому оно относится также к чистым кварцевым пескам.

² Уравнение получено студентом-дипломником МИНХ и ГП Е. И. Леонтьевым.

³ Некоторые исследователи называют этот параметр электрической восприимчивостью.

Коэффициент поляризуемости κ_0 представляет собой коэффициент пропорциональности в уравнении

$$P = \kappa_0 E, \quad (67)$$

связывающем величину вектора P поляризации с напряженностью поляризующего поля

$$E = \frac{\Delta U_0}{l},$$

где ΔU_0 — падение напряжения на образце;
 l — длина образца.

Так как напряженность поля вызванной поляризации

$$E_{\text{ВП}} = \frac{\Delta U_{\text{ВП}}}{l} = 4\pi P,$$

то

$$\kappa_0 = \frac{P}{E} = \frac{1}{4\pi} \frac{E_{\text{ВП}}}{E} = \frac{1}{4\pi} A_{\text{в}}. \quad (68)$$

$A_{\text{в}} = \frac{E_{\text{ВП}}}{E} = 4\pi \kappa_0$ называется вызванной электрохимической активностью породы. В случае плоской задачи для достаточно однородных сред напряженности E и $E_{\text{ВП}}$ электрического поля в уравнении (68) могут быть заменены пропорциональными им разностями потенциалов. При этом

$$\kappa_0 = \frac{1}{4\pi} \frac{\Delta U_{\text{ВП}}}{\Delta U}$$

и

$$A_{\text{в}} = \frac{\Delta U_{\text{ВП}}}{\Delta U}.$$

Зависимость $A_{\text{в}}$ от структурных и остальных основных особенностей пород теоретически изучена для вкрапленных руд [21, 104, 106, 113 и др.] и для ионно-проводящих пород [40, 54 и др.].

При выводе формул, определяющих величину вызванной электрохимической активности, Ю. П. Булашевич исходил из:

1) решения задачи о распределении потенциала в случае включения сферы удельного сопротивления ρ_i в однородную среду удельного сопротивления ρ_e , в которой существует однородное электрическое поле напряженности E_0 ;

2) предположения о том, что э. д. с. поляризации ε_c , возникающая на поверхности сферы, в результате прохождения тока пропорциональна нормальной плотности тока

$$\varepsilon_c = -kj_n,$$

где k — коэффициент пропорциональности;

3) граничных условий на поверхности сферы

$$U_e - U_i = k j_n;$$

$$\frac{1}{Q_e} \left(\frac{\partial U_e}{\partial r} \right)_{r=a} = \frac{1}{Q_i} \left(\frac{\partial U_i}{\partial r} \right)_{r=a},$$

где a — радиус сферы;

r — расстояние от центра сферы до рассматриваемой точки;
 U_e и U_i — потенциалы во вмещающей среде и внутри сферы.

Решение задачи [21] приводит к уравнениям, определяющим потенциальные функции: внутри сферы U_i и в пространстве, окружающей сферу, U_e , а также нормальную составляющую плотности тока j_n на поверхности:

$$U_i = - \frac{3Q_e Q_i}{Q_e + 2Q_i + (2k/a)} j_0 x, \quad (69)$$

$$U_e = [Q_e j_0 x + \frac{Q_e - Q_i - (k/a)}{Q_e + 2Q_i + (2k/a)} a^3 Q_e j_0 \frac{x}{r^3}], \quad (70)$$

$$j_n = - \frac{1}{Q_i} \frac{\partial U_i}{\partial r} = \frac{1}{Q_i} \frac{\partial U_i}{\partial x} \frac{dx}{dr} = - \frac{3Q_e}{[Q_e + 2Q_i + (2k/a)]} j_0 \frac{x}{r}.$$

Последнее уравнение позволяет найти величину э. д. с. вызванной поляризации сферы

$$\varepsilon_c = - j_n k = - \frac{3Q_e k}{[Q_e + 2Q_i + (2k/a)]} j_0 \frac{x}{a} \quad (71)$$

и рассчитать дипольный электрический момент поляризованной сферы [22]

$$P_{ВП} = \varepsilon_c a^3 \frac{Q_e}{Q_e + 2Q_i} = - \frac{3k/a}{[1 + (2Q_i/Q_e)] [Q_e + 2Q_i + (2k/a)]} a^3 Q_e j_0. \quad (72)$$

В дальнейшем для вывода выражения, определяющего A_v среды с проводящими включениями (например, вкрапленной руды), поступим так, как это было сделано В. А. Комаровым [54].

Заменив в выражении (72) произведение $Q_e \cdot j_0$ на напряженность E_0 поляризующего поля, получим

$$P_{ВП} = - c E_0,$$

где

$$c = \frac{3a^3 k/a}{\left(1 + \frac{2Q_i}{Q_e}\right) (Q_e + 2Q_i + 2k/a)}.$$

В том случае, когда среда (например, вкрапленная руда) содержит ν сферических включений на единицу ее объема, для расчета поляризации вырежем из этой среды сферу с размерами, значительно превышающими расстояние между отдельными сферическими включениями, и поместим ее в однородную среду с электрическим полем напряженностью E_0 , направленным по оси z .

Тогда внутри большой сферы возникнет поле напряженностью [22]

$$\bar{E}_i = \frac{dU_i}{dx} = (1 - \bar{B}) E_0, \quad (73)$$

причем сфера будет поляризоваться с дипольным электрическим моментом

$$P_{\text{ВП}}^* = \bar{B} A^3 E_0 \quad (74)$$

и средним электрическим моментом единицы объема

$$\bar{P}_{\text{ВП}} = \frac{3}{4\pi} \bar{B} E_0. \quad (75)$$

Здесь A — радиус сферы:

$$\bar{B} = \frac{\bar{\varepsilon} - 1}{\bar{\varepsilon} + 1} \left(\bar{\varepsilon} = \frac{\bar{q}_e}{q_i} - \text{диэлектрическая постоянная сферы и окружающей ее среды} \right);$$

q_i и q_e — соответственно удельные сопротивления.

Объединив (73) и (75), получим

$$\bar{E}_i = E_0 - \frac{4\pi}{3} \bar{P}_{\text{ВП}}. \quad (76)$$

С другой стороны,

$$\bar{P}_{\text{ВП}} = \nu \bar{p}_{\text{ВП}},$$

где $\bar{p}_{\text{ВП}}$ — средний дипольный момент каждого из малых шаров, пропорциональный [см. формулу (67)] средней напряженности \bar{E}_0 поля, действующего на такой шарик.

Это поле, очевидно, равно полю, которое будет существовать в центре сферической выемки, оставшейся после удаления шарика из большой сферы. Также очевидно, что это поле будет равно полю \bar{E}_i за вычетом из него поля E'' , возникающего в выемке после удаления одного из шариков. Последнее численно равно взятому с обратным знаком изменению величины первоначального поля E_0

при внесении в него сферической неоднородности. Следовательно, согласно (76)

$$E'' = - \left(- \frac{4\pi}{3} \bar{P}_{\text{ВП}} \right).$$

Таким образом,

$$\bar{E}_0 = \bar{E}_i + E'' = E_0 - \frac{4\pi}{3} \bar{P}_{\text{ВП}} + \frac{4\pi}{3} \bar{P}_{\text{ВП}} = E_0.$$

В случае вызванной поляризации \bar{E}_i является напряженностью $E_{\text{пр}}$ приложенного поляризующего поля, E'' — напряженностью $E_{\text{ВП}}$ поля вызванной поляризации. Поэтому

$$\begin{aligned} \bar{P}_{\text{ВП}} &= v \bar{P}_{\text{ВП}} = -v c \bar{E}_0 = -v c (\bar{E}_i + E'') = \\ &= -v c (E_{\text{пр}} - E_{\text{ВП}}) = -v c \left(E_{\text{пр}} + \frac{4\pi}{3} \bar{P}_{\text{ВП}} \right), \end{aligned}$$

откуда

$$\bar{P}_{\text{ВП}} = \frac{c v}{1 + \frac{4\pi v c}{3}} E_{\text{пр}}, \quad (77)$$

но, кроме того,

$$\bar{P}_{\text{ВП}} = - \frac{1}{4\pi} E_{\text{ВП}} \quad (\text{см. [54]}). \quad (78)$$

Приравняв правые части (77) и (78) и заменив v на $\frac{3\xi}{4\pi a^3}$ (ξ — объемное содержание в породе твердой фазы с электронной проводимостью), приходим к формуле

$$A_{\text{в}} = \frac{\Delta U_{\text{ВП}}}{\Delta U_{\text{пр}}} = \frac{E_{\text{ВП}}}{E_{\text{пр}}} = \frac{3\xi c}{a^3 + \xi c} = \frac{9\xi\beta \frac{k}{a+2k\gamma}}{1 + 3\xi\beta \frac{k}{a+2k\gamma}}, \quad (79)$$

$$\text{где } \beta = \frac{q_e}{(2q_i + q_e)^2}; \quad \gamma = \frac{1}{2q_i + q_e}.$$

Как видно из анализа формулы (79), поляризуемость пород с электронно-ионной проводимостью (например, вкрапленных руд) в общем случае зависит от объемного содержания твердой фазы с электронной проводимостью, диаметра зерен породы, удельного сопротивления обеих фаз и от постоянной k , определяемой, в частности, минеральным составом последних.

Эта формула имеет ряд ограничений [54]. В предельном случае при $q_i \ll q_e$, $a \ll 2k\gamma$ и незначительных ξ

$$A_{\text{в}} = \frac{9}{2} \xi.$$

При выводе формул, определяющих A_v для случая максимально влажных трещиноватых пород и качественно характеризующих закономерности в песках и других ионно-проводящих породах, В. А. Комаров исходит из теории деформации двойного слоя и следующих уравнений для тока через поляризуемую породу:

$$i_0 = \Delta U_{\text{пр}} (\chi_v + \chi_{\text{сл}}) \quad (80)$$

и

$$i_\infty = (\Delta U_{\text{пр}} - \Delta U_{\text{ВП}}) (\chi_v + \chi_{\text{сл}}) = \Delta U_{\text{пр}} \chi_v. \quad (81)$$

Ток i_0 возникает непосредственно вслед за наложением на породу электрического поля; он пропорционален приложенной разности потенциалов и зависит от проводимостей электролита χ_v и двойного слоя $\chi_{\text{сл}}$ породы. В результате длительного пропуска тока через породу при неизменной приложенной разности потенциалов сила его уменьшается и достигает предельного значения i_∞ .

Это согласуется с теорией деформации двойного электрического слоя и означает, что тангенциальное перемещение противоионов подвижной части двойного электрического слоя закончилось и они скопились у соответствующих концов частиц или каналов не в силах оторваться от твердой фазы. При этом электричество переносится только ионами «свободного» от влияния твердой фазы электролита проводимостью χ_v ($\chi_{\text{сл}} \rightarrow 0$ и $\Delta U_{\text{ВП}} \rightarrow 0$) и средняя часть формулы (81) преобразуется в правую.

Объединяя уравнения (80) и (81), можно получить

$$A_v = \frac{\Delta U_{\text{ВП}}}{\Delta U_{\text{пр}}} = \frac{i_0 - i_\infty}{i_0} = \frac{1}{1 + \frac{\chi_v}{\chi_{\text{сл}}}} = \frac{1}{1 + \frac{\int_N^M \frac{dl}{\int \int_s \sigma_{\text{сл}} ds}}{\int_N^M \frac{dl}{\int \int_s \sigma_v ds}}}}, \quad (82)$$

где интегрирование выполняется по эквипотенциальным поверхностям s поляризующего поля от эквипотенциальной поверхности, на которой находится электрод N , до эквипотенциальной поверхности, на которой помещен электрод M^1 (dl — бесконечно малый элемент расстояния между MN ; σ_v и $\sigma_{\text{сл}}$ — удельные электропроводности свободного от влияния твердой фазы электролита и двойного слоя).

¹ При измерении по схеме, описанной на стр. 88.

Вместо $\sigma_{\text{сл}}$ в уравнение (82) можно подставить его значение, выраженное через объемную плотность заряда δ и подвижность катионов двойного слоя l_K . Так как $\sigma_{\text{сл}} = \delta l_K$, то

$$A_B = \frac{1}{1 + \frac{\int_M \frac{dl}{f f_s \delta l_K ds}}{\int_N \frac{dl}{f f_s \sigma_B ds}}} \quad (83)$$

При интегрировании (83) следует задаться определенным видом функций l_K , δ и σ_B , который зависит от минерального состава твердой и жидкой фазы и структуры породы и определяет величину интегралов рассматриваемого уравнения.

В. А. Комаров решил уравнение (83), приняв следующую модель породы. Поровое пространство породы представлено трещинами. Каждая из трещин ограничена двумя параллельными поверхностями и имеет весьма незначительную раскрытость d . Трещины параллельны в одном направлении, причем в породе имеются три системы взаимно перпендикулярных трещин; одна из систем совпадает с эквипотенциальными поверхностями поляризуемого поля. Далее предполагается, что трещины заполнены целиком электролитом и в диффузной части двойного электрического слоя присутствуют только ионы одного вида, что у плоской границы раздела фаз распределение объемной плотности зарядов в противоионном слое характеризуется уравнением

$$\delta = \frac{\varepsilon}{4\pi} \psi_0 \gamma^2 e^{-xy}, \quad (84)$$

где ε — диэлектрическая проницаемость;

$\psi_0 e^{-xy} = \psi$ — распределение потенциала в слое противоионов (y — расстояние от поверхности твердой фазы; x — коэффициент, зависящий от особенностей фаз);

γ — величина, обратная толщине двойного электрического слоя;

$$\gamma \approx 3 \cdot 10^7 z \sqrt{c},$$

z — валентность ионов;

c — молярная концентрация электролита.

Решение уравнения (83) при заданных условиях приводит к следующей формуле:

$$A_B = \frac{1}{1 + \frac{4\pi\sigma_B d}{\varepsilon\psi_0\gamma(1 - e^{\gamma d})}} \quad (85)$$

Для породы со сферическими частицами это уравнение принимает вид [55]:

$$A_B = \frac{1}{1 + \frac{4\pi a}{3\epsilon_{\text{ВП}}\epsilon_1\psi_0 l_K(1-k_{\text{П}})}}, \quad (86)$$

где a — радиус зерен;

$k_{\text{П}}$ — коэффициент пористости;

ψ_0 — потенциал между твердой и жидкой частями породы, свободной от влияния твердой фазы.

Из рассмотрения формулы (86) видно, что поляризуемость пород определяется диаметром их зерен, удельным сопротивлением породы, соотношением между твердой и жидкой частями породы, характеризующимся пористостью, диэлектрической проницаемостью раствора и параметрами двойного слоя. К последним относятся подвижность ионов двойного слоя и фазовый потенциал.

§ 49. ВЕЛИЧИНА ПОЛЯРИЗУЕМОСТИ И ЕЕ ЗАВИСИМОСТЬ ОТ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И СТРУКТУРЫ ПОРОД

Зависимость поляризуемости от минерального состава и структуры пород

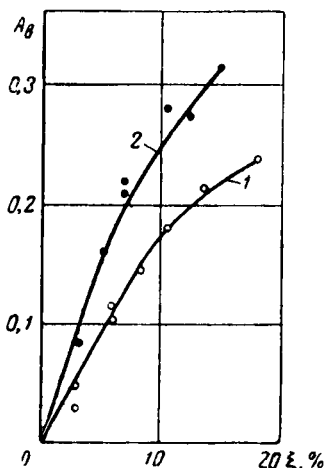
Данные о поляризуемости пород, приведенные в табл. 30, кривые $\Delta U_{\text{ВП}} = f(j)$ для различных типов пород¹, изображенные на рис. 117, ∂ —з, кривые зависимости A_B от содержания рудных включений (рис. 120) или от зольности углей (рис. 121) устанавливают зависимость поляризуемости от химико-минерального состава и структуры скелета пород.

Связь поляризуемости обломочных пород с минеральным составом жидкой фазы объясняется зависимостью характера диффузных слоев от минерального

¹ Определены при насыщении пород 0,03 н. раствором NaCl.

Рис. 120. Зависимости между вызванной электрохимической активностью A_B и объемным содержанием рудных минералов ξ в кварцевом песке.

1 — полиметаллические рудные включения (52 % сфалерита, 20 % галенита, 10 % халькопирита; 15 % пирита; 3 % кварца), размер зерен 2—4 мм; 2 — сульфидоникелевая руда (90 % пиротина, 10 % петландита), размер рудных частиц от 5 до 10 мм (по данным В. А. Комарова, 1958).



состава жидкой фазы и различной деформируемостью их при неодинаковой структуре.

У максимально влажных чистых кварцевых песков максимальные значения A_B ($\%$) наблюдаются при электролитах со щелочной реакцией (например, Na_2CO_3 , NaOH), наименьшие — при насыщении песков растворами солей с двухвалентными, особенно трехвалентными, катионами.

Сопоставление этих данных с характером изменения ζ -потенциала в тех же кварцевых песках показывает, что поляризуемость находится в прямой зависимости от ζ -потенциала при отрицатель-

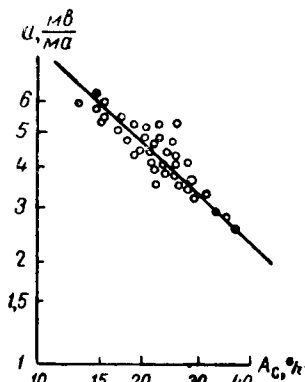


Рис. 121. Зависимость $a = \frac{\Delta U_{\text{вп}}}{j}$ от зольности A_c для углей Подмосковского бассейна.

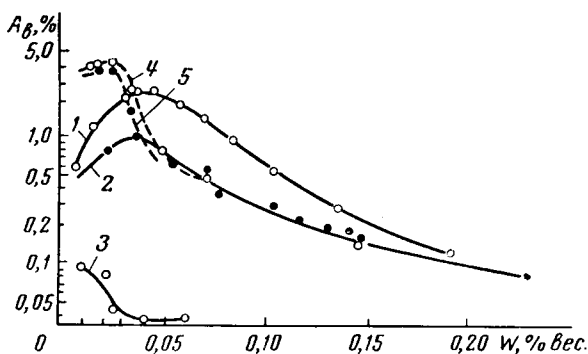


Рис. 122. Зависимости электрохимической активности A_B от влажности W для кварцевых песков (по В. А. Комарову).

1, 2, 3 — соответственно при увлажнении нерассеянных кварцевых песков растворами 0,001 н., 0,01 н. и 0,1 н. CuSO_4 ; 4 и 5 — для песка с диаметром зерен 0,149 мм, увлажненного 0,001 н. и 0,01 н. растворами KCl .

ных значениях последнего. В области положительных значений ζ -потенциала такой зависимости не наблюдается. Поляризуемость глинистых пород тем выше, чем меньше сродство катионов двойного слоя с твердой фазой [24].

Зависимость поляризуемости пород от концентрации жидкой фазы также хорошо выявляется путем изучения A_B при изменяющемся сопротивлении поровых растворов. Согласно опытным данным вызванная электрохимическая активность обломочных пород пропорциональна удельному сопротивлению ϱ_B насыщающих вод:

$$A_B = \frac{\Delta U_{\text{вп}}^s}{l P_{\Pi} \varrho_B} = A_{B1} \varrho_B, \quad (87)$$

где s и l — площадь поперечного сечения и длина образца породы;
 P_{Π} — параметр пористости;

I — сила тока, пропускаемого через образец;
 $A_{в1}$ — значение вызванной электрохимической активности, приведенное к удельному сопротивлению вод в 1 ом м.

Для пород с ионной проводимостью с ростом влажности поляризуемость вначале увеличивается, достигает максимума, а затем постепенно уменьшается (рис. 122) [55, 80]. Характер кривых $A_{в} = f(W)$ зависит от времени зарядки. Чем больше это время, тем ярче выражен максимум на кривых $A_{в} = f(W)$. Максимальная поляризуемость (единицы процентов) достигается при $W = 0,02 \div 0,05\%$ вес. При увеличении минерализации поровых растворов характер кривых $A_{в} = f(W)$ несколько изменяется: значения $A_{в}$ уменьшаются и максимум передвигается в направлении уменьшения влажности.

Сопоставление экспериментальных и расчетных данных [расчет $A_{в} = f(W)$ выполнен по формуле (86)] показывает их удовлетворительное согласие при влажности больше 0,03% вес. (рис. 123).

Необходимо отметить, что для влажных пород с электронно-проводящими включениями поляризуемость выше, чем для тех же пород при незначительной влажности [55].

Сравнивая значения $A_{в}$ и $Q_{вп}$ для песка различной влажности можно видеть, что при влажностях, близких к максимальной, имеется линейная связь между этими параметрами; далее при снижении влажности (увеличении удельного сопротивления) линейная связь нарушается (рис. 124).

Поляризуемость обуславливается также параметрами, определяющими поверхность раздела между твердой и жидкой фазами, на которой протекают электродные процессы или образование и деформация двойного электрического поля.

Поляризуемость возрастает в следующих случаях.

1. При увеличении объемного содержания проводящих включений, рудных во вкрапленных рудах (рис. 120) или графита в графитизированных породах (рис. 125); с уменьшением размера рудных включений при постоянном их объемном содержании.

2. При увеличении удельной поверхности (рис. 126), уменьшении размера частиц (рис. 127), возрастании глинистости и емкости

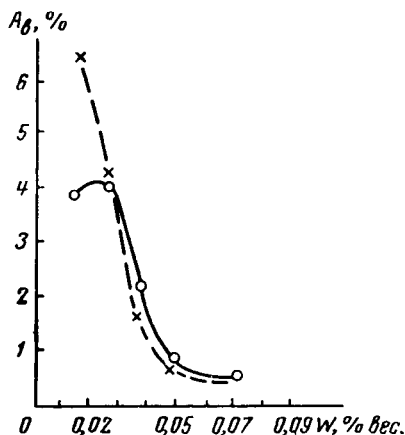


Рис. 123. Сопоставление теоретической (пунктирная кривая) и экспериментальной зависимостей электрохимической активности $A_{в}$ от влажности W (по В. А. Комарову и др., 1958).

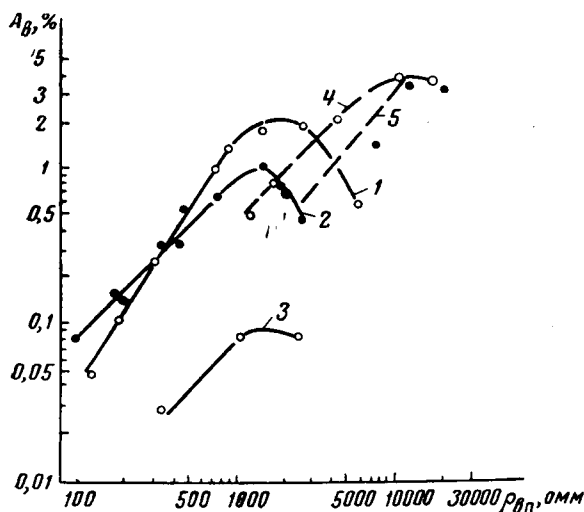


Рис. 124. Зависимости электрохимической активности A_B от удельного сопротивления $\rho_{сп}$ для кварцевого песка и для фракции кварцевого песка с диаметром зерен 0,149 мм.

1—3 — соответственно при увлажнении песка 0,001 н., 0,01 н. и 0,1 н. растворами CuSO_4 ; 4 и 5 — при увлажнении фракции кварцевого песка с диаметром зерен 0,149 мм 0,001 н. и 0,01 н. растворами KCl .

поглощения песчано-глинистых пород и других мелкодисперсных материалов (рис. 128).

Для девонских отложений Туймазинского нефтяного месторождения (рис. 126) между S_0 и A_B обнаружена следующая коррелятивная связь:

$$S_0 = 52,3 \cdot 10^3 A_B + 509,$$

где S_0 — удельная поверхность каналов фильтрации в $\text{см}^2/\text{см}^3$ [40], рассчитанная по формуле¹

$$S_0 = 2013 \left(\frac{k_{\Pi}^2}{P_{\Pi} k_{\Pi P}} \right)^{0,5}. \quad (88)$$

Зависимость коэффициента поляризуемости от глинистости является сложной. Если в породе находится более 3% по весу глины, то на коэффициент поляризуемости влияет характер заполняющей глины, т. е. является ли она дисперсной или находится в породе

¹ Формула (88) является решением уравнения Козени—Кармана относительно S_0 .

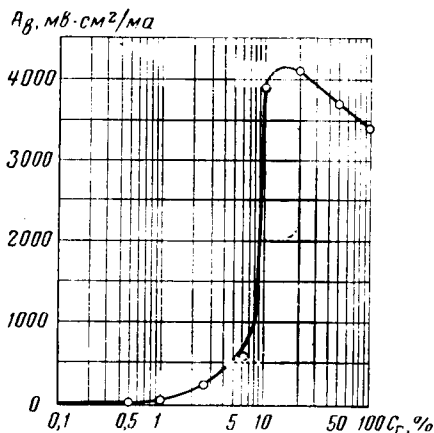


Рис. 125. Зависимость вызванной электрохимической активности A_B графитизированного песка от содержания C_r графита (по М. Г. Латышовой, 1958).

Здесь вызванная электрохимическая активность оценена отношением вызванных потенциалов к плотности поляризующего тока.

Рис. 126. Зависимость вызванной электрохимической активности $A_{\text{в}}$ от удельной поверхности S_0 для песчаников девона Туймазинского нефтяного месторождения.

1 — по данным МИНХ и ГП; 2 — по данным ВНИИГеофизики, 1958.

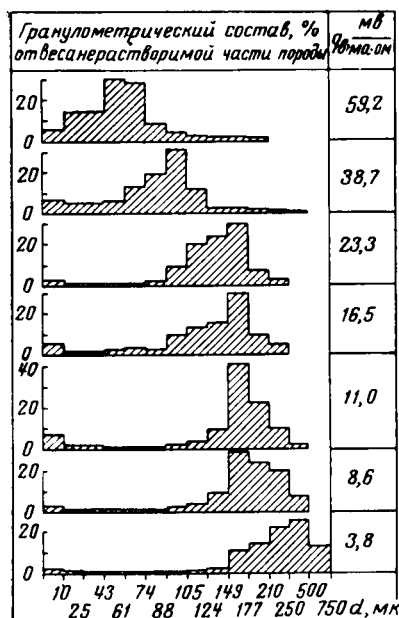
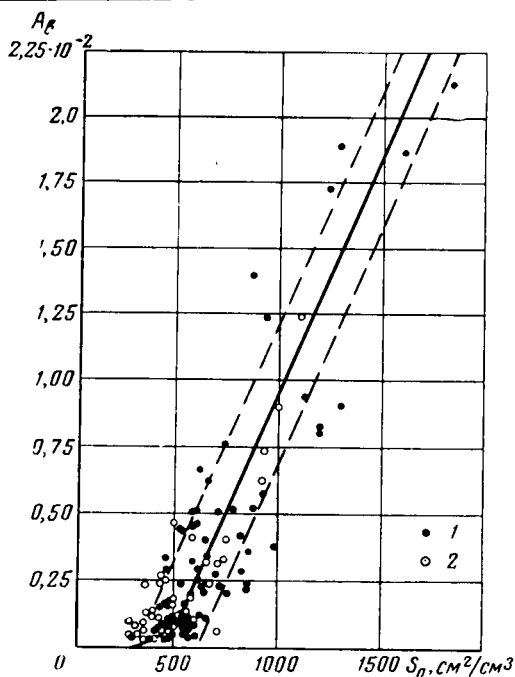


Рис. 127. Соотношение между приведенной активностью q_v , относительной приведенной активностью $A_v/A_{v \text{ max}}$ и гранулометрическим составом для песчано-глинистых пород.

$q_v = \frac{\Delta U_{\text{ВПС}}}{I R_{\text{П}} q_v}$, где S и l — поперечное сечение и длина образца в см; I — сила поляризующего тока; $R_{\text{П}}$ — параметр пористости; q_v — удельное сопротивление поровой воды при температуре 18°C в ом.м (по М. Г. Латышовой, 1958).

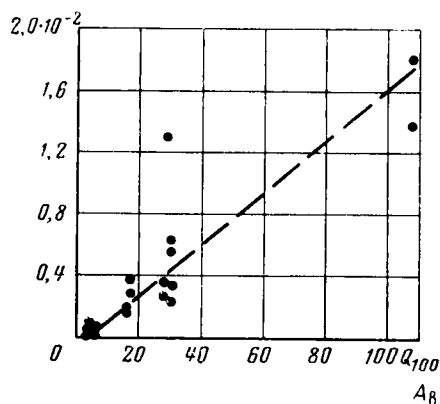
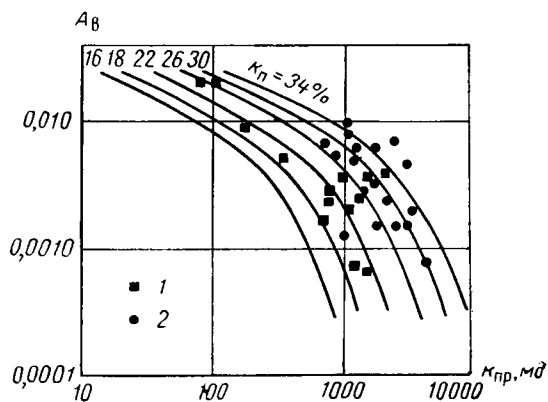
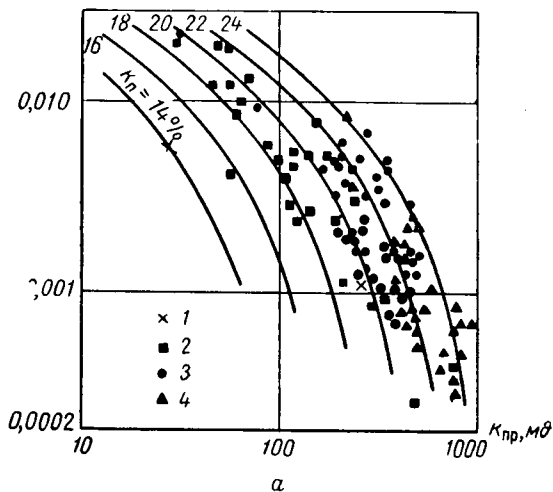


Рис. 128. Зависимость вызванной электрохимической активности A_v от емкости поглощения иона Ca^{2+} для тонкодисперсных пород (по В. М. Добрынину, М. Г. Латышовой и Н. Д. Лепарской, 1958).

Рис. 129. Сопоставление теоретических кривых зависимости вызванной электрохимической активности A_v от коэффициента проницаемости $k_{пр}$ с экспериментальными данными.

a — для песчаников девона Туймазинского нефтяного месторождения: 1 — $k_{пр} < 16\%$, 2 — $k_{пр} = 18 \div 20\%$, 3 — $k_{пр} = 20 \div 22\%$, 4 — $k_{пр} = 22 \div 26\%$; б — для песчаников Грозненского района: 1 — $k_{пр} = 18 \div 26\%$, 2 — $k_{пр} = 26 \div 34\%$.



в виде отдельных агрегатов (комочков). Калиевые и натриевые набухающие глины заполняют все поровое пространство пород, и это уменьшает поляризуемость пород. Кальциевые глины, наоборот, находятся в поровом пространстве в виде слипшихся в агрегаты глинистых частиц, и это повышает поляризуемость пород при содержании глины от 5 до 9% (от сухого веса). Поляризуемость природного монтмориллонита увеличивается в семь раз в результате фильтрации через него раствора CaCl_2 с удельным сопротивлением 100 ом м [24].

Так как емкость поглощения, так же как и поляризуемость, находится в прямой зависимости от величины удельной поверхности зерен породы, между вызванной активностью A_v и емкостью поглощения существует коррелятивная связь, близкая к линейной. Поляризуемость тонкодисперсных пород (цеолита, боксита) с емкостью поглощения в несколько мг-экв на 100 г породы мала; с ростом емкости поглощения до 15—30 мг-экв (например, у трепела, сильно глинистых пород и глин) поляризуемость возрастает и достигает максимальных значений для кила и монтмориллонита [40].

Поляризуемость песчано-глинистых пород зависит от коэффициента проницаемости пород (рис. 129). Эта зависимость объясняется тем, что оба эти параметра в основном определяются структурой пород и ее удельной поверхностью. В частности, для песчано-глинистых пород девонских отложений Туймазинского нефтяного месторождения зависимость между $k_{пр}$ и A_v удовлетворяет уравнению следующего вида [40]:

$$k_{пр} = 4,05 \cdot 10^6 \frac{k_n^3}{(52,3 \cdot 10^3 A_v + 509)^2 P_n}.$$

Зависимость поляризуемости от удельной поверхности и проницаемости кладется в основу способов количественной оценки проницаемости по данным метода ВП.

Величина коэффициента поляризуемости пород

Наибольшие значения поляризуемости наблюдаются у сплошных и вкрапленных руд и у ископаемых углей. У вкрапленных руд значения A_v варьируют от 0,04 до 0,4 (или от 4 до 40%). Величины A_v до 0,4 наблюдаются у вкрапленных руд, содержащих до ~20% электрически не связанных рудных включений и имеющих то же сопротивление, что и вмещающие их безрудные породы. Это хорошо согласуется с выводами теории [см. уравнение (79)] и позволяет с успехом применять метод ВП для обнаружения и оконтуривания рудных месторождений. Причем при возрастании влажности A_v таких пород возрастает.

Поляризуемость плотных магматических и других пород (например, габбро, пегматита, альбит-порфира и известняков), прак-

тически не содержащих рудных включений, изменяется от 0,006 до 0,02% и у воздушно-сухих разностей достигает 0,05%¹.

Для песчано-глинистых пород наблюдаются значения A_v от нескольких десятитысячных до нескольких сотых (табл. 30). Причем наименьшими значениями этого параметра отличаются хорошо отсортированные и слабо сцементированные разности и плотные глины, насыщенные минерализованной водой.

Таблица 30

Величина поляризуемости некоторых разностей
песчано-алевритово-глинистых пород

Порода	A_v
Песок кварцевый	$2,5 \cdot 10^{-4} - 4,0 \cdot 10^{-4}$
Песчаник хорошо проницае- мый	$3,0 \cdot 10^{-4} - 1,0 \cdot 10^{-3}$
Песчаник среднепроницаемый	$1,0 \cdot 10^{-3} - 1,0 \cdot 10^{-2}$
Алевролит плохо проницаемый	$1,0 \cdot 10^{-2} - 1,0 \cdot 10^{-1}$

Максимальные значения A_v (до 0,1) обнаружены у алевролитов. Большие значения A_v получены также в лаборатории для песков с пониженной влажностью при малой концентрации солей в поровой влаге (менее $\sim 0,02$ г/л).

Как правило, породам с одинаковым удельным сопротивлением, но различными минерализацией поровых вод и влагоемкостью отвечают различные поляризуемости. Это служит основой применения метода вызванной поляризации для дифференцирования пород по литологии, когда они не различаются по удельным сопротивлениям.

§ 50. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛЯРИЗУЕМОСТИ

Для наблюдения потенциалов вызванной поляризации в лабораторных условиях используются различные установки [3, 54], из которых наиболее простой и близкой по электрической схеме к измерениям в скважине является следующая².

Образец породы 1 помещают в держатель 2, представляющий собой парафиновую ванночку (рис. 130, б), резиновую гильзу (рис. 130, в) или стеклянную U-образную трубку (рис. 130, г) (для несцементированных пород).

¹ Определяли

$$A_v = \frac{U_{ВП}(0,5'')}{U_{пр}},$$

где $U_{ВП}(0,5'')$ — вызванная разность потенциалов через 0,5 сек. после выключения тока.

² Установку не следует применять для определения поляризуемости образцов пород высокого сопротивления.

Ячейки 3 и 4 ванпочки, L-образные трубки 3 и 4 или колена U-образной трубки заполняют электролитом.

В электролит вводят агаровые сифоны 5 различной формы, соединяющие раствор с электродными стаканчиками 6, наполненными насыщенным раствором KCl. В стаканчиках находятся измерительные каломельные электроды M и N и токовые электроды A и B (рис. 130). Электроды M и N присоединяют через пульсатор 7 к потенциометру 8.

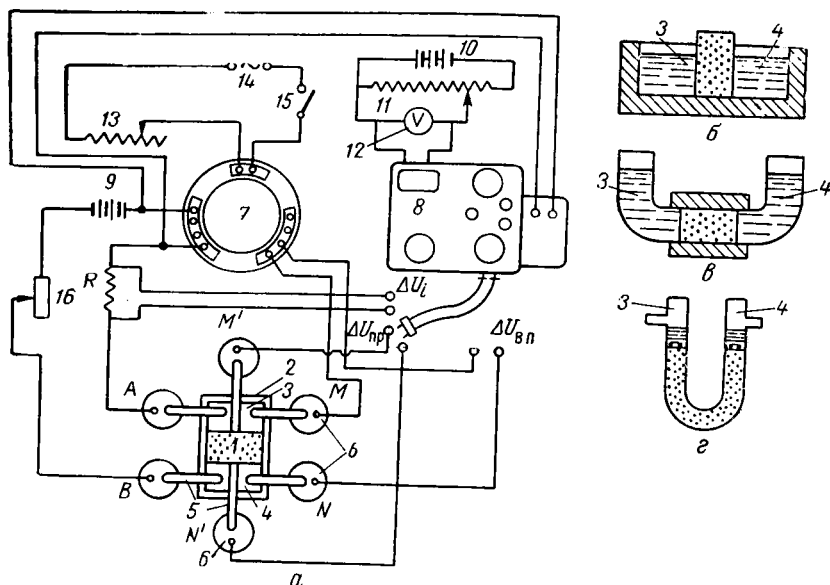


Рис. 130. Схема измерения потенциалов, вызванной поляризации на образцах горных пород.

a — схема измерения; b — парафиновая ванночка; $в$ — резиновая гильза; $г$ — U-образная трубка; 1 — образец; 2 — парафиновая ванночка; 3 и 4 — отделения ванночки, заполненные раствором электролита; 5 — агар-агаровые сифоны; 6 — электродные стаканчики с насыщенным хлористым калием; 7 — пульсатор; 8 — потенциометр; 9 — питающая батарея; 10 — сухие элементы; 11 — реостат, регулирующий напряжение; 12 — вольтметр; 13 — источник тока питания пульсатора; 14 — выключатель пульсатора; 16 — реостат, регулирующий ток питания; M и N — измерительные насыщенные каломельные электроды; A и B — токовые свинцовые электроды; R — аталонированное сопротивление для измерения силы тока в цепи питания.

Пульсатор 7 или другой преобразователь тока включается в схему так, чтобы при вращении дисков коллектора поочередно замыкалась то приемная, то питающая цепь.

Для определения коэффициента поляризуемости образцам придается цилиндрическая форма.

Приложенную разность потенциалов $\Delta U_{пр}$ измеряют на участке схемы, обозначенной на рис. 130 $\Delta U_{пр}$. Эта цепь состоит из двух насыщенных каломельных электродов M и N , опущенных в раствор насыщенного хлористого калия, содержащийся в стаканчиках 6, и из двух сифонов 5, присоединяющих стаканчики к торцам образца. Электроды M' и N' подключают к потенциометру 8.

Измерение $\Delta U_{пр}$ производится при нескольких (обычно четырех) увеличивающихся (в 2—5 раз) значениях силы возбуждающего тока и при выключенной измерительной цепи MN .

Далее измеряют разность потенциалов $\Delta U_{\text{ВП}}$ вызванной поляризации в моменты отсутствия тока в цепи при помощи участка цепи, обозначенного на рис. 130 $\Delta U_{\text{ВП}}$. Этот участок состоит из электродов M и N , соединяющихся через агаровые сифоны 5 с ячейками 3 и 4. Электроды через пульсатор 7 подключают к потенциометру 8.

По данным измерений строят кривую зависимости $\Delta U_{\text{ВП}} = f(\Delta U_{\text{пр}})$ или $\Delta U_{\text{ВП}} = f(j)$, где j — плотность тока, пропущенного через образец. Элек-

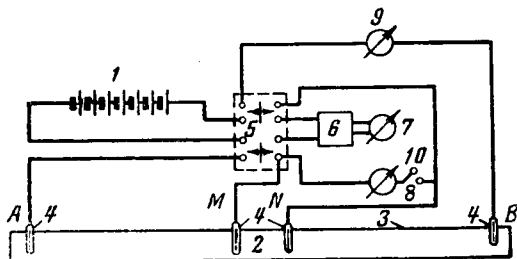


Рис. 131. Схема измерения потенциалов вызванной поляризации на образцах горных пород.

1 — источник постоянного тока; 2 — исследуемый (не сегментированный) образец; 3 — стеклянная трубка (держатель); 4 — непolarизующиеся электроды — питающие A и B и приемные M и N ; 5 — переключатель; 6 — усилитель постоянного тока; 7 — регистратор $\Delta U_{\text{ВП}}$; 8 — ламповый вольтметр; 9 — микроамперметр для измерения силы тока; 10 — ключ.

На рис. 131 изображена другая установка, применяемая при измерении потенциалов вызванной поляризации.

Здесь ток I от источника постоянного тока 1 пропускают через образец 2, находящийся в держателе 3, при помощи электродов A и B , замыкаемых пакетным переключателем 5. Затем переключатель размыкает питающую цепь и включает приемную цепь, состоящую из приемных электродов M и N , усилителя 6 постоянного тока и регистратора $\Delta U_{\text{ВП}}$ 7. В качестве последних применяются осциллографы МПО-2, ФР-4 или ЭПО-4.

Приложенную разность потенциалов $\Delta U_{\text{пр}}$ измеряют ламповым вольтметром 8, установленным в цепи между электродами M и N .

Такая схема позволяет записать кривые спада вызванных потенциалов, начиная с 0,1 сек. после выключения тока.

* В рудных высокоактивных породах при $A_{\text{в}} > 0,01 A_{\text{в}}$ следует рассчитывать по формуле

$$A_{\text{в}} = \frac{\Delta U_{\text{ВП}}}{\Delta U_{\text{ВП}} + \Delta U_{\text{пр}}}.$$

трическую восприимчивость и вызванную электрохимическую активность рассчитывают по формулам

$$\kappa_3 = \frac{1}{4\pi} \left[\frac{\Delta U_{\text{ВП}}}{\Delta U_{\text{пр}}} \right]_{i \rightarrow 0}$$

или

$$A_{\text{в}} = \left(\frac{\Delta U_{\text{ВП}}}{\Delta U_{\text{пр}}} \right)_{i \rightarrow 0}^*.$$

Если $\Delta U_{\text{пр}}$ непосредственно не измерено,

$$A_{\text{в}} = \frac{\Delta U_{\text{ВП}} s}{il \varrho_{\text{ВП}}},$$

где s и l — соответственно площадь поперечного сечения и длина образца;

$\varrho_{\text{ВП}}$ — его удельное сопротивление.

Глава IX

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

§ 51. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Парамагнитное состояние пород характеризуется величиной результирующего магнитного момента единицы их объема, единицы массы или грамм-атома и рядом других магнитных свойств (см. стр. 306).

Результирующий момент единицы объема породы, парамагнитной в однородном магнитном поле J , является геометрической суммой результирующих магнитных моментов μ_a ее отдельных атомов¹.

Результирующий магнитный момент каждого из атомов возникает как следствие магнитных свойств элементарных частиц — электронов, нейтронов и протонов, составляющих ядро и электронную оболочку атомов.

Каждая из этих частиц характеризуется при отсутствии поля прежде всего собственным (спиновым) магнитным моментом. Для электрона этот момент

$$\mu_0 = \frac{he}{4\pi mc} = 9,27 \cdot 10^{-21} \text{ эрг/гаусс},$$

где e и m — заряд и масса электрона;

h — постоянная Планка;

c — скорость света.

Элементарными носителями магнетизма являются также и атомные микроскопические токи, орбитальный магнитный момент которых (для кругового тока и атома с одним электроном)

$$\mu_{orb} = i s_{orb} = \frac{ve}{c2\pi r} \pi r^2 = \frac{e}{c} f \pi r^2,$$

где v — линейная скорость вращения электрона вокруг ядра;

r — радиус орбиты ядра;

f — частота вращения электрона вокруг ядра.

¹ Рассматривается порода, состоящая из атомов определенного вида. Если порода содержит атомы различных видов, определение результирующего момента более сложно.

В отсутствии магнитного поля результирующий магнитный момент атомов μ_a складывается из результирующих магнитных моментов их электронных оболочек и ядер.

Ввиду того, что результирующий магнитный момент сложных ядер в среднем в тысячу раз меньше результирующего момента электронной оболочки атомов, последний играет основную роль в создании магнетизма горных пород. Магнитный момент атомов может быть, в частности, равным нулю, но и тогда породы намагничиваются в магнитном поле. Такие породы называются диамагнетиками в отличие от пород с результирующими магнитными моментами при отсутствии поля. Последние подразделяются на пара-, ферро-, антиферро- и ферримагнетики.

Диамагнетики

Атомы диамагнетиков при отсутствии магнитного поля практически лишены магнитного момента. Это обусловлено симметричной замкнутой структурой их электронных оболочек. На замкнутых оболочках число различно направленных спинов одинаково и таким образом результирующий спиновый магнитный момент равен нулю. В атомах этих пород взаимно уравниваются и орбитальные магнитные моменты.

Механизм намагничивания диамагнитных пород таков. Вследствие быстрого вращения электрона вокруг ядра электронный круговой ток и атом в целом приобретают свойства гироскопа (волчка). Если такой атом поместить в магнитное поле, то он, имея магнитный момент, стремится расположиться своим магнитным моментом параллельно полю.

Однако вследствие гироскопического эффекта ось волчка (атома), проходящая через центр его тяжести, начинает прецессировать вокруг направления магнитного поля. В таком случае орбита электрона в неподвижной системе координат становится весьма сложной. В подвижной системе координат, прочно связанной с прецессирующим атомом, орбита сохраняет свою форму, но приобретает дополнительную скорость, так называемую скорость Лармора прецессии

$$O = \frac{e}{2mc} H,$$

где H — напряженность магнитного поля.

Прецессия орбиты со скоростью O изменяет линейную скорость электрона на

$$\Delta v_{\text{ларм}} = \frac{er}{2mc} H,$$

где r — радиус орбиты электрона.

Вследствие добавочной скорости ларморовской прецессии каждый атом породы приобретает добавочный магнитный момент, направленный против поля и равный

$$\Delta\mu_{\text{орб, ларм}} = s_{\text{орб}} i_{\text{ларм}} = -\frac{\pi r^2 e^2 H}{4\pi mc^2} = -\frac{e^2 r^2}{4mc^2} H,$$

где

$$i_{\text{ларм}} = \frac{v_{\text{ларм}} e}{2\pi rc} = \frac{e^2 r H}{2\pi r^2 c^2 m} = \frac{e^2 H}{4\pi mc^2}.$$

Эту формулу можно использовать для расчета магнитного момента грамм-атома породы

$$\mu_{\text{га}} = -\frac{e^2 r^2 H N_0}{4mc^2},$$

где N_0 — число Авогадро.

Для пород, атомы которых содержат электроны с орбитами, находящимися под различными углами к направлению поля, намагниченность грамм-атома

$$\bar{\mu}_{\text{га}} = -\frac{e^2 \sum_{n=1}^z \bar{r}_n^2 N_0}{6mc^2} H = -2,83 \cdot 10^{10} \sum_{n=1}^z \bar{r}_n^2 H, \quad (89)$$

где $\sum_{n=1}^z \bar{r}_n^2$ — сумма средних значений квадратов проекций радиусов-векторов орбит на плоскость, перпендикулярную полю.

Как видно из формулы (89), в случае диамагнитных пород их намагниченность пропорциональна напряженности поля H и обратна ей по знаку. Последнее является основным признаком диамагнетика.

Коэффициент пропорциональности

$$\chi_{\text{га}} = -\frac{N_0 e^2 \sum_{n=1}^z \bar{r}_n^2}{6mc^2} = -2,83 \cdot 10^{10} \sum_{n=1}^z \bar{r}_n^2 \approx -10^{-6} z,$$

так как $\bar{r}_n^2 \approx 10^{-16}$ см,

называется атомной магнитной восприимчивостью.

Как видно, диамагнетизм определяется радиусами атомных орбит и не зависит от температуры.

При изучении магнитных характеристик горных пород их свойство намагничиваться в магнитном поле обычно характеризуется

значениями удельной χ и объемной κ магнитными восприимчивостями

$$\chi = \frac{\chi_{\text{га}}}{A} = - \frac{N_0 e^2 \sum_{n=1}^z \bar{r}_n^2}{6mc^2 A},$$

$$\kappa = \frac{\chi_{\text{га}} \delta_T}{A} = - \frac{N_0 e^2 \sum_{n=1}^z \bar{r}_n^2 \delta_T}{6mc^2 A}, \quad (90)$$

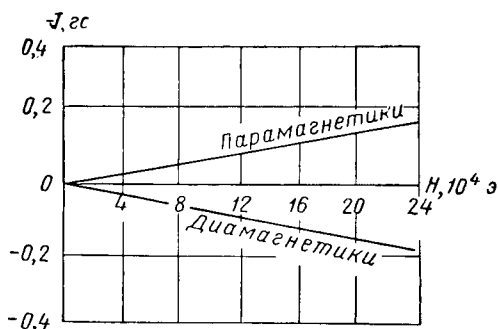


Рис. 132. Кривые намагничивания слабомагнитных веществ.

где δ_T — плотность породы;
 A — атомный вес.

Из формул (89) и (90)

$$J = \kappa H,$$

где J — намагниченность единицы объема породы.

На рис. 132 приведен график этой зависимости. С другой стороны, $I = \chi H$, где I и χ — удельная намагниченность и восприимчивость породы.

Объемная J и удельная I намагниченности измеряются соответственно в $\text{гс}/\text{см}^3$ и в $\text{гс}/\text{г}$.

κ — безразмерный параметр, если J и H измеряются единицами системы СГСМ, и обычно выражается в миллионных долях единицы. Единицей измерения χ является $\text{см}^3/\text{г}$.

Породы, относящиеся к классу диамагнитных, по ряду особенностей их магнитных свойств подразделяются на следующие группы.

1. Классические диамагнетики (например, чистые самородные золото, ртуть, цинк, сера). Для них характерны по опытным данным незначительная атомная магнитная восприимчивость от $-0,1 \cdot 10^{-6}$ до $-10 \cdot 10^{-6}$ и практическая независимость восприимчивости от температуры.

2. Аномальные диамагнетики (висмут, сурьма, графит и др.). Атомная восприимчивость этих диамагнетиков в 10—100 раз выше, чем у классических диамагнетиков, и зависит от температуры. Для висмута, кроме того, магнитная восприимчивость зависит от напряженности намагничивающего поля.

Диамагнетизм свойственен всем породам. Однако намагниченность парамагнетиков и особенно ферромагнетиков по знаку обратна

намагниченности диамагнетиков и значительно превышает эффект, создаваемый ларморовской прецессией, вследствие чего диамагнитной намагниченностью этих пород можно пренебречь.

Парамагнетики

Большинство минералов и горных пород относятся к группе сильных парамагнетиков¹.

Отличительной особенностью сильных парамагнетиков является то, что каждый из их атомов, имея незаполненные внутренние электронные оболочки (рис. 133), обладает при отсутствии поля результирующим спин-орбитальным магнитным моментом.

При отсутствии магнитного поля парамагнетики в целом не намагничены вследствие хаотичного распределения в них магнитных моментов отдельных атомов по всем пространственным направлениям. Статистически определенная намагниченность парамагнетиков возникает в результате установившегося равновесия между ориентирующим магнитные моменты действием намагничивающего поля и дезориентирующим их действием теплового движения атомов.

Теория намагничивания парамагнетиков разработана Ланжевеном². Он предполагал, что при отсутствии магнитного поля вследствие действия теплового движения молекул (атомов) оси магнитных моментов элементарных диполей распределены равномерно по всем направлениям. Следовательно, количество диполей (атомов) dN , следы осей которых пересекают шаровой пояс на сфере единичного радиуса, ограниченный двумя параллельными окружностями с координатами ϑ и $\vartheta + d\vartheta$, пропорционально величине этого элемента $2\pi \sin \vartheta d\vartheta$ (рис. 134), т. е.

$$dN = C \sin \vartheta d\vartheta, \quad (91)$$

где C — постоянная величина.

¹ Слабый парамагнетизм, обнаруженный, например, у металлических Li, Na, K, Rb и др. и обусловленный электронами проводимости (рис. 133), часть спинов которых устанавливается параллельно намагничивающему полю, здесь не описан, так как слабые парамагнетики в природных условиях не встречаются.

² Теория Ланжевена наиболее точна для газов и жидкостей, в которых практически отсутствует взаимодействие между атомами, не учитываемое теорией Ланжевена.

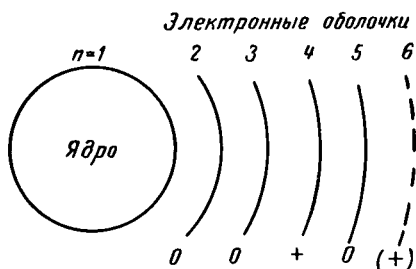


Рис. 133. Схема, поясняющая происхождение сильного и слабого парамагнетизма.

У сильных парамагнетиков атомы имеют незаполненную внутреннюю оболочку (оболочка 4 на схеме). Слабые парамагнетики характеризуются наличием коллективизированных электронов (электронов проводимости) на внешней оболочке (оболочка 6 на схеме) (по Р. Бозорту, 1956).

В соответствии с теоремой Больцмана ориентация магнитных моментов диполей (атомов) должна отличаться от ориентации при отсутствии поля [см. формулу (91)] множителем $e^{-\frac{U}{kT}}$, где U — потенциальная энергия диполей (атомов) в рассматриваемом поле; k — постоянная Больцмана; T — абсолютная температура.

Так как потенциальная энергия магнитного диполя в магнитном поле

$$U = -\mu_a H \cos \vartheta,$$

то

$$dN = C e^{\frac{\mu_a H \cos \vartheta}{kT}} \sin \vartheta d\vartheta.$$

Обозначив

$$\frac{\mu_a H}{kT} = a,$$

получим

$$dN = C e^{a \cos \vartheta} \sin \vartheta d\vartheta.$$

При выводе допускается, что в рассматриваемой сфере содержится N диполей (атомов) с магнитным моментом μ_a . Поэтому C может быть вычислена из следующего очевидного соотношения:

$$N = \int dN = C \int_0^\pi e^{a \cos \vartheta} \sin \vartheta d\vartheta = \frac{C}{a} (e^a - e^{-a}).$$

Отсюда

$$C = \frac{aN}{e^a - e^{-a}}.$$

Вследствие того, что вектор намагниченности J параллелен магнитному полю, его численное значение определяется как сумма проекций магнитных моментов N диполей (атомов) на направление поля.

Суммарный момент диполей (атомов) dN с осями в пределах от ϑ до $\vartheta + d\vartheta$ равен $\mu_a dN$, и его проекция на направление поля H — $\mu_a dN \cos \vartheta$.

Тогда вектор намагниченности

$$\begin{aligned} J &= \int \mu_a \cos \vartheta dN = C \mu_a \int_0^\pi e^{a \cos \vartheta} \cos \vartheta \sin \vartheta d\vartheta = \\ &= C \mu_a \left(\frac{e^a + e^{-a}}{a} - \frac{e^a - e^{-a}}{a^2} \right) = N \mu_a \left(\operatorname{cth} a - \frac{1}{a} \right). \end{aligned}$$

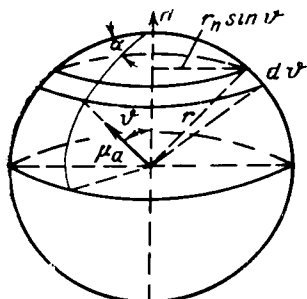


Рис. 134. К выводу формулы Ланжевена.

Сфера единичного радиуса, в которой введены полярные координаты: ϑ — полярный угол и α — долгота; полярная ось параллельна оси H . Направление момента μ_a произвольного атома будет характеризоваться координатами ϑ и α следа оси этого атома на единичной сфере.

Так как обычно $a \ll 1$, то

$$\operatorname{cth} a = \frac{1}{a} + \frac{a}{3} - \frac{a^3}{45} + \dots \approx \frac{1}{a} + \frac{a}{3}$$

и, следовательно,

$$J = \frac{N \mu_a^2 H}{3kT}.$$

Обозначив

$$\kappa = \frac{N \mu_a^2}{3kT}$$

и учтя параллельность векторов J и H , получим

$$J = \kappa H.$$

Таким образом, при $a \ll 1$, т. е. в тех случаях, когда энергия магнетиков ($\sim \mu_a H$) мала (H незначительно) по сравнению с их тепловой энергией kT , намагниченность пропорциональна напряженности внешнего магнитного поля (рис. 132):

$$J \approx \kappa H.$$

Магнитная восприимчивость κ в основном определяется температурой и не зависит от H . Обратная зависимость κ от температуры впервые была экспериментально установлена Кюри.

При значительных H и малых T , т. е. при $a \rightarrow \infty$, $\operatorname{cth} a \rightarrow 1$. В этих условиях наблюдается эффект насыщения сильных парамагнетиков, при котором нарушается пропорциональность J и H и J стремится к предельному значению

$$J_0 = N \mu_a.$$

Отношение

$$\frac{J}{J_0} = \left(\operatorname{cth} a - \frac{1}{a} \right) = L_{\infty}(a), \quad (92)$$

получившее название функции Ланжевена, характеризует степень намагниченности породы по отношению к максимально возможному значению этого параметра. Индекс ∞ указывает, что при расчете число возможных ориентаций магнитных моментов принято бесконечно большим.

К тем же результатам приводит последовательное применение электронной теории [19, 32, 87].

Квантовая теория внесла уточнение в положения Ланжевена, в основу которого положен учет дискретности ориентаций магнитных моментов атомов.

Это позволило привести формулу Ланжевена к следующему виду [19, 32, 87]:

$$\frac{J}{J_0} = L_j(a) = \frac{2j+1}{2j} \operatorname{cth} \frac{(2j+1)a}{2j} - \frac{1}{2j} \operatorname{cth} \frac{a}{2j},$$

где j — квантовое число, являющееся суммой орбитального и спинового квантовых чисел, принимающее значения кратные половине: 0, $1/2$, 1, $3/2$ и т. д.

Если $j = 1/2$, т. е. атомный магнитный момент спинового происхождения, и имеются только две ориентации его относительного поля (параллельная и антипараллельная), то

$$\frac{J}{J_0} = L_{1/2}(a) = \tanh a.$$

Ферромагнетики

Изолированные атомы ферромагнетиков имеют значительные результирующие спин-орбитальные магнитные моменты вследствие незаполненности их $3d$ (рис. 135) и $4f$ оболочек. Однако результирующие орбитальные атомные магнитные моменты электронов в фер-

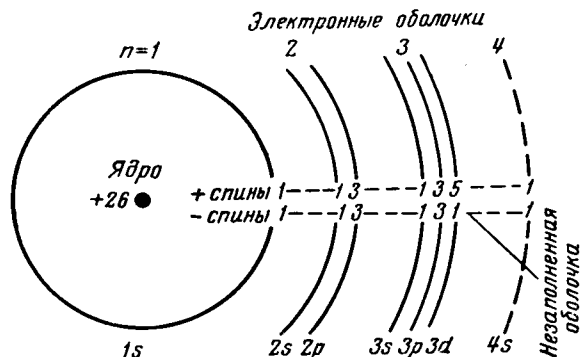


Рис. 135. Структура электронной оболочки атома железа.

Незаполненность $3d$ оболочки ведет к результирующему магнитному моменту атома. Наружные $4s$ — электроны становятся в отдельном атоме металла свободными (по Р. Вольфурту, 1956).

ромагнетиках в основном скомпенсированы и не способны к ориентации в магнитном поле вследствие значительной плотности упаковки атомов этих веществ.

С другой стороны, у ферромагнетиков обнаружено весьма значительное положительное взаимодействие между электронами незаполненных оболочек соседних атомов.

Последнее изменяет у атомов ферромагнетиков (Fe, Ni, Co, Gd) распределение электронов по возможным состояниям и приводит к ориентации спиновых магнитных моментов электронов.

Вследствие обменного взаимодействия спиновые магнитные моменты атомов ферромагнетиков ориентированы параллельно друг другу, хотя тепловое движение и стремится нарушить эту структуру. Однако пространственная ориентация параллельных спиновых магнитных моментов одинакова лишь в пределах незначительных (порядка 10^{-9} см³) [102] областей ферромагнетиков (так называемых доменов) в основном в связи с их кристаллической структурой.

Так как результирующие спиновые магнитные моменты доменов неодинаковы по величине и направлению (хотя каждая из этих областей и намагничена до насыщения), в целом до действия поля ферромагнетики не намагничены. При наложении магнитного поля магнитные моменты доменов изменяются по величине и ориентируются по направлению поля. Это приводит к намагниченности ферромагнетика в целом.

Эта намагниченность в известной доле сохраняется по снятии приложенного поля, поэтому при отсутствии поля ферромагнетики могут быть и намагничены (остаточное намагничивание).

Теория собственного намагничивания доменов, разработанная Вейссом, основывается на теории Ланжевена. Однако согласно этой теории намагниченность ферромагнетиков¹ достигается не только в результате установившегося равновесия между ориентирующим действием внешнего магнитного поля $H_{\text{вн}}$ и дезориентирующим действием теплового движения, но и вследствие намагничивающего действия дополнительного внутреннего молекулярного поля WJ (возникающего при обменном взаимодействии между электронами соседних атомов), пропорционального намагниченности вещества (W — коэффициент пропорциональности).

Следовательно, в данном случае диполи находятся в поле $H_{\text{эфф}} = H_{\text{вн}} + WJ$.

Рассуждая аналогично случаю парамагнетиков, получим

$$J = \mu_a N \left(\text{cth } a' - \frac{1}{a'} \right),$$

где

$$a' = \frac{\mu_a H_{\text{эфф}}}{kT} = \frac{\mu_a (H_{\text{вн}} + WJ)}{kT}.$$

Когда a' стремится к бесконечности (т. е. при значительной напряженности магнитного поля и низкой абсолютной температуре), намагниченное состояние породы J приближается к предельному значению

$$J_0 = N \mu_a.$$

¹ Ферромагнетики рассматриваются как изотропные вещества.

Отношение

$$\begin{aligned}\frac{J}{J_0} &= \operatorname{cth} a' - \frac{1}{a'} = \operatorname{cth} \frac{\mu_a H_{\text{эфф}}}{kT} - \frac{kT}{H_{\text{эфф}} \mu_a} = \\ &= \operatorname{cth} \frac{\mu_a (H_{\text{вн}} + WJ)}{kT} - \frac{kT}{(H_{\text{вн}} + WJ) \mu_a}.\end{aligned}$$

Последняя формула при учете дискретной ориентации магнитных моментов атомов в пространстве приводится к следующему виду [19, 32, 87]:

$$\frac{J}{J_0} = \frac{2j+1}{2j} \operatorname{cth} \frac{2j+1}{2j} a' - \frac{1}{2j} \operatorname{cth} \frac{a}{2j}.$$

В простейшем случае, при $j = \pm \frac{1}{2}$,

$$\frac{J}{J_0} = \operatorname{th} \frac{\mu_a (H_{\text{вн}} + WJ)}{kT}. \quad (93)$$

Формула (93) является основной в теории ферромагнетизма.

Если предположить, что внешнее поле настолько мало, что им можно пренебречь, то, обозначив $\mu_a W \frac{J_0}{k}$ через θ (температура Кюри), получим

$$\frac{J}{J_0} = \operatorname{th} \frac{J/J_0}{T/\theta}. \quad (94)$$

Уравнение (94) связывает относительную намагниченность с относительной температурой (в единицах температуры Кюри).

Определяя J на образце при техническом насыщении, т. е. в условиях, когда все домены параллельны полю и $J = J_s$, имеем

$$\frac{J_s}{J_0} = \operatorname{th} \frac{J_s/J_0}{T/\theta}.$$

Характер связи между $\frac{J_s}{J_0}$ и $\frac{T}{\theta}$ хорошо подтверждается экспериментальными результатами (рис. 136).

При температуре выше температуры Кюри ферромагнетики становятся парамагнетиками.

Теория Вейсса дает количественное описание процесса собственного намагничивания внутренних частей отдельных доменов в целом размагниченого ферромагнетика, так как ею не учитываются эффекты других видов магнитной энергии.

Различные виды магнитной энергии порождаются анизотропией кристаллов, механическими напряжениями в них, наличием у доменов полюсов, граничными слоями и внешним магнитным полем. Они соответственно называются энергиями магнитной анизотропии,

магнитоупругой, магнитостатической, энергией граничного слоя и энергией намагничивания во внешнем поле.

Энергия магнитной анизотропии кристаллов способствует приведению параллельных спинов к направлению, составляющему минимальный угол с направлением наиболее легкого намагничивания кристалла (рис. 137). При отсутствии поля эта энергия наиболее значительна после обменной.

Магнитоупругая энергия возникает в результате упругой деформации кристаллической решетки ферромагнетика при его намагничивании.

Энергия магнитостатическая появляется в связи с образованием

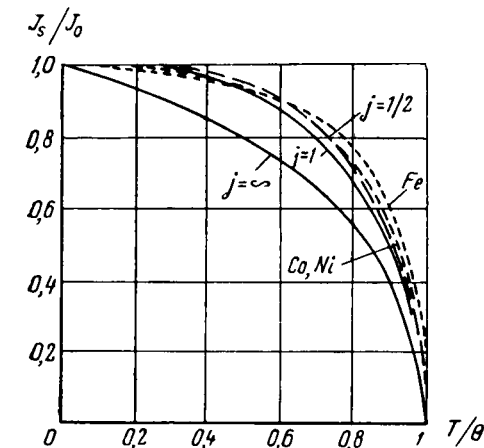
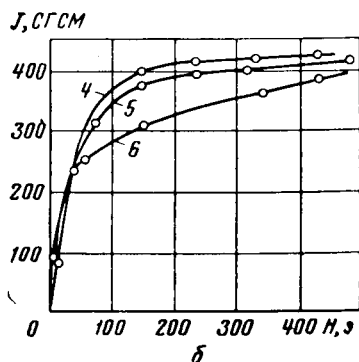
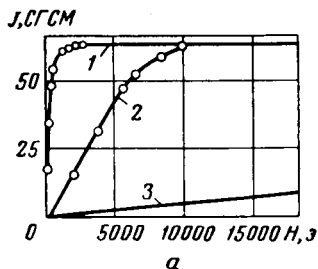


Рис. 136. Сопоставление теоретических и экспериментальных кривых, определяющих зависимость намагниченности насыщения от температуры для железа, кобальта и никеля.

Рис. 137. Кривые намагничивания кристаллов.

a — пирротина: 1 — намагничивание вдоль оси Ox , 2 — вдоль оси Oy , 3 — вдоль оси Oz ; 6 — магнетита: 4—6 — соответственно по оси легкого, среднего и трудного намагничивания.

у доменов свободных полюсов. Она тем больше, чем значительнее размеры доменов.

Энергия границ между доменами возникает вследствие различия в направлении векторов намагниченности смежных доменов.

Энергия намагничивания во внешнем поле создается изменением степени намагниченности вещества под действием внешнего поля.

Устойчивой в отсутствии магнитного поля является доменная структура, у которой общая (суммарная) энергия, включая и энергию обменного взаимодействия на единицу объема, минимальна.

Процесс намагничивания в магнитном поле характеризуется кривой намагничивания $J = f(H)$ (рис. 138). Эта кривая для ферромагнетиков значительно отличается от аналогичных кривых для диа- и парамагнетиков (рис. 132).

Возрастание намагниченности с увеличением напряженности поля у ферромагнетиков не линейно. Кривая намагничивания имеет характерные участки 1, 2 и 3 (рис. 139). Участок 1 соответствует обратимому процессу, при котором связь между J и H линейна и намагниченность исчезает вместе со снятием намагничивающего поля. Это процесс обратимого «смещения границ», при котором намагничен-

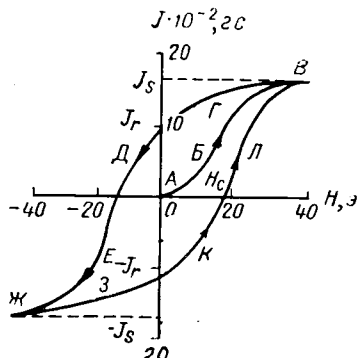


Рис. 138. Кривая намагничивания АБВ и петля гистерезиса ВГДЕЖЗКЛВ ферромагнетика.

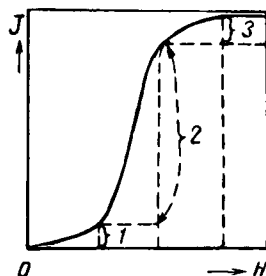


Рис. 139. Три участка кривой намагничивания ферромагнетика.

ность растет за счет увеличения магнитного момента отдельных доменов в связи с ростом их размеров без изменения ориентации границ.

На участке 2 намагниченность резко и необратимо возрастает с увеличением напряженности намагничивающего поля. Этому участку отвечает процесс необратимого «смещения границ»; при нем вырастают размеры доменов, ориентация векторов намагниченности которых одинакова и близка к направлению поля. Процесс необратим (при снятии поля намагниченность не возвращается к прежним значениям), так как значительная доля его энергии растрачивается в виде тепла. На участке 3 намагниченность медленно возрастает с увеличением напряженности поля, стремясь к своему предельному значению за счет обратимого «вращения». Причем объем отдельных доменов не изменяется, а их векторы намагниченности ориентируются в направлении поля.

При уменьшении напряженности поля до нуля намагниченность понижается до некоторого значения J_r , называемого остаточной изотермической намагниченностью. Нулевая намагниченность достигается при напряженности поля, равной H_c (рис. 138), называемой коэрцитивной силой.

Ферромагнетики с относительно незначительной площадью гистерезисной кривой и коэрцитивной силой (рис. 138), не превышающей десятков эрстед, называются мягкими в противоположность жестким ферромагнетикам, характеризующимся широкой петлей гистерезиса и коэрцитивной силой в несколько сотен или даже тысяч эрстед.

Остаточная изотермическая намагниченность J_r и коэрцитивная сила H_c наравне с J , J_s , κ , χ , μ и т. д. характеризуют магнитные свойства ферромагнетиков.

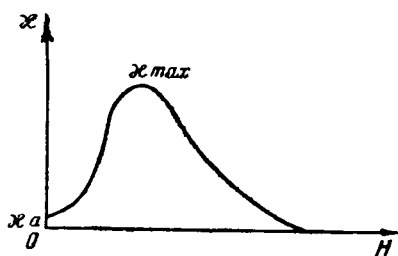


Рис. 140. Кривая Столетова для магнитной восприимчивости ферромагнитного вещества.

χ_a — начальная восприимчивость; χ_{max} — максимальная восприимчивость.

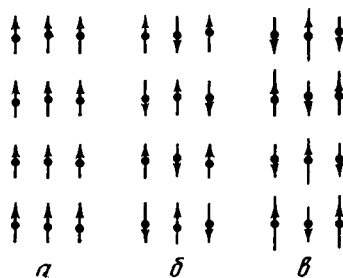


Рис. 141. Схема распределения векторов намагниченности в кристаллах.

а — ферромагнетика; б — антиферромагнетика; в — ферримагнетика.

Следует отметить, что в противоположность диа- и парамагнетикам магнитная восприимчивость ферромагнетиков не стабильна (рис. 140). При напряженности поля, близкой к нулю, она постоянна, затем возрастает все более и более. Достигнув максимума κ уменьшается, постепенно приближаясь к нулю.

Кроме того, необходимо указать, что большинство природных сильно магнитных минералов, имея близкие к ферромагнетикам магнитные свойства, значительно отличаются от последних по магнитной структуре и относятся по этому признаку в особую группу — ферримагнетиков.

В кристаллах ферримагнетиков векторы намагниченности образуют две группы; в каждой из групп векторы намагниченности параллельны, тогда как векторы намагниченности различных групп антипараллельны. Так как результирующие магнитные моменты групп не равны (рис. 141, в), возникает значительная собственная намагниченность ферримагнетиков.

Такая магнитная структура определяется обратной (инверсионной) шпинельной структурой ферримагнетиков. К ферримагнетикам относится большинство ферритов, в частности магнетит. Кристаллы ферритов имеют обратную шпинельную структуру типа $\text{Fe}^{3+}(\text{M}^{2+}\text{Fe}^{3+})\text{O}_4$, где М — двухвалентный атом металла [для магне-

тита типа $\text{Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})\text{O}_4^{2-}$. При этой структуре восемь молекул $\text{Fe}^{3+}(\text{M}^{2+}\text{Fe}^{3+})\text{O}_4^{2-}$ объединяются в отдельную ячейку. Причем атомы железа, не заключенные в скобку, занимают в этой ячейке положения $8f$, а атомы находящиеся в скобках, положения $16c$ (рис. 142, где показана одна четвертая часть такой ячейки).

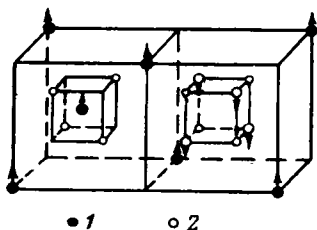


Рис. 142. Обратная шпинельная структура магнетита.

Стрелки показывают магнитные моменты спинов. 1 — положения $8f$, 2 — положения $16c$ (по Т. Нагата).

Экспериментально установлено, что магнитные моменты атомов в положениях $8f$ и $16c$ антипараллельны. Это объясняется [5] более значительным отрицательным обменным взаимодействием между электронами ионов в положениях $8f$ и $16c$, чем между электронами в положениях $8f$ или $16c$. Число антипараллельных магнитных моментов неодинаково (рис. 142). Это и определяет значительную собственную намагниченность ферритов.

Антиферромагнетики

Магнитные состояния антиферромагнетиков характеризуются при $H = 0$ отсутствием результирующего магнитного момента при антипараллельном расположении соседних магнитных моментов атомов в кристаллах (как показано на рис. 141, б и рис. 143 для α -гематита). Это расположение обусловлено отрицательным обменным взаимодействием, наблюдающимся в тех

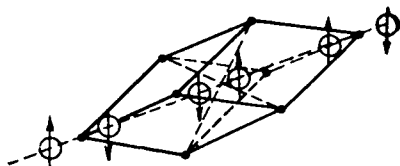


Рис. 143. Ромбоэдральная кристаллическая структура гематита.

Стрелки указывают направление спиновых магнитных моментов по Шалу (Chull C. G.) [5].

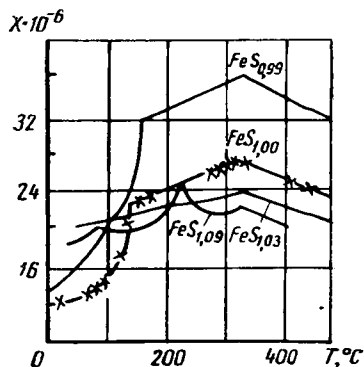


Рис. 144. Зависимость удельной магнитной восприимчивости χ антиферромагнитных разностей FeS_{1+x} от температуры T .

Цифры в формулах у кривых — соотношение между железом и серой для этих антиферромагнетиков.

случаях, когда атомы сближаются между собой значительно, чем у ферромагнетиков.

Магнитная восприимчивость антиферромагнетиков того же порядка, что и парамагнитных минералов (см. табл. 33). Однако вна-

чале при повышении температуры магнитная восприимчивость возрастает и достигает максимума при вполне определенной температуре для данного минерала, называемой λ -точкой или точкой Кюри (табл. 31), и затем уменьшается по закону Кюри—Вейсса для парамагнетиков (рис. 144). Ниже точки Кюри магнитная восприимчивость зависит от напряженности поля.

Вследствие большой общности магнитных свойств антиферромагнетиков и парамагнетиков антиферромагнетики относятся к парамагнитным веществам.

Таблица 31

Точки Кюри некоторых антиферромагнитных минералов

Минерал	Формула	λ -точка	
		°K	°C
Пирролюзит . . .	MnO ₂	90	—183
Алабандин . . .	MnS	165	—108
α -гематит . . .	α -Fe ₂ O ₃	950	677
Сидерит . . .	FeCO ₃	35 (?)	—238 (?)

Зависимость магнитных свойств от упругих напряжений

Механические напряжения, так же как температура и магнитные поля, оказывают весьма значительное влияние на магнитные свойства ферромагнетиков.

Исследованиями установлены ферромагнетики с положительной и отрицательной магнитострикцией — относительным удлинением образца при его намагничивании. С ростом растягивающей нагрузки намагниченность ферромагнетиков с положительной магнитострикцией (например, магнетита) увеличивается при $0 < J < J_s$. Такие ферромагнетики при намагничивании удлиняются. Наоборот, растягивающая нагрузка уменьшает намагниченность ферромагнетиков с отрицательной магнитострикцией и намагниченность ведет к их сжатию.

Изучение зависимости магнитных свойств пород от действия одноосных упругих напряжений имеет большое значение для геофизики [45] в связи с возможной зависимостью наблюдаемых с поверхности земли магнитных аномалий от внутренних напряжений в породах.

Как показывают измерения, магнитная восприимчивость, определенная в направлении, параллельном сжатию, обычно уменьшается с увеличением степени сжатия (рис. 145). Восприимчивость, измеренная перпендикулярно направлению сжатия, у ряда образцов увеличивается вначале более резко. Затем возрастание и уменьшается и дальнейшее сжатие не влияет на величину χ (рис. 145, кривые 2,

4, 5). У некоторых образцов наблюдалось незначительное уменьшение χ при сжатии. Отрицательные изменения χ при сжатии объясняются [45] присутствием в породах магнетита.

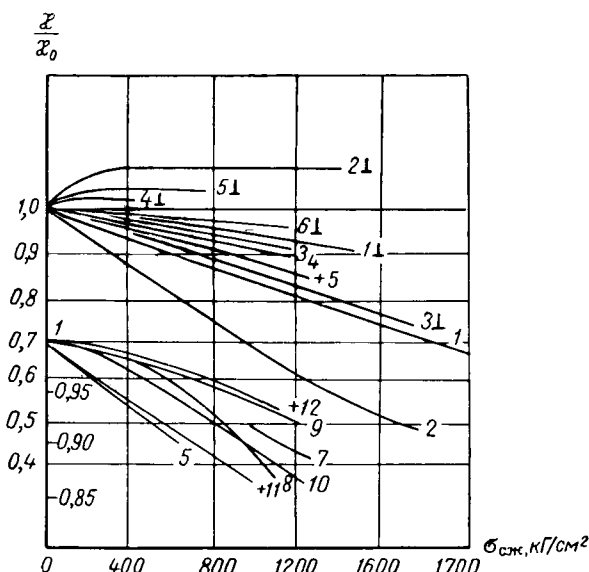


Рис. 145. Зависимости магнитной восприимчивости χ пород от степени их сжатия.

1 — диабаз, Сибавское месторождение ($\chi = 4660 \cdot 10^{-6}$ СГСМ); 2 — базальт, Берестовецкое месторождение ($3510 \cdot 10^{-6}$); 3 — базальт Солтаевское месторождение ($3720 \cdot 10^{-6}$); 4 — сиенит, г. Благодать ($1300 \cdot 10^{-6}$); 5 — андезит, Бакуриани ($1865 \cdot 10^{-6}$); 6 — горблендит, Первоуральск ($20\,000 \cdot 10^{-6}$); 7 — диорит-порфир, Магнитогорск ($80 \cdot 10^{-6}$); 8 — базальт, Кутаиси ($500 \cdot 10^{-6}$); 9 — габбро, Турчинское месторождение ($104 \cdot 10^{-6}$); 10 — порфир, Магнитогорск ($1140 \cdot 10^{-6}$); 11 — скарн гранатовый, Магнитогорск ($470 \cdot 10^{-6}$); 12 — диорит, Магнитогорск ($5300 \cdot 10^{-6}$).

— χ измерено при $H \perp \sigma_{сж}$; остальные — при $H \parallel \sigma_{сж}$; поле 0,6 э; знаком + отмечены разрушившиеся образцы (по Л. Г. Калашникову и С. П. Капица, 1952).

Различный характер изменения магнитной восприимчивости с возрастанием сжатия (рис. 145), вероятно, определяется упругими свойствами минералов, вмещающих ферромагнетики, а также величиной, формой и взаимным расположением зерен последних [45].

Виды намагниченности

Намагниченность ферромагнитных минералов и пород, содержащих эти минералы, бывает нормальной, идеальной и термальной (термонамагниченность).

Под нормальной намагниченностью подразумевается намагниченность, получаемая при наложении постоянного магнитного поля на породу при нормальной температуре и давлении. Этот процесс характеризуется намагниченностью J , магнитной восприимчивостью κ , остаточной намагниченностью J_r и коэрцитивной силой H_c . При нормальной намагниченности изменяют направление на параллельное намагничивающему полю лишь те векторы намагниченности доменов, у которых это изменение не сопровождается преодолением значительных энергетических барьеров.

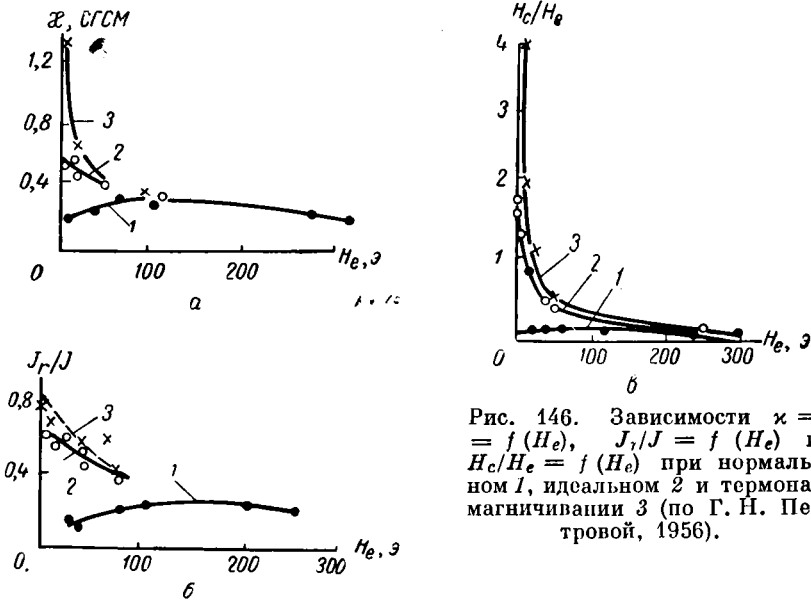


Рис. 146. Зависимости $\kappa = f(H_e)$, $J_r/J = f(H_e)$ и $H_c/H_e = f(H_e)$ при нормальном 1, идеальном 2 и термонамагничивании 3 (по Г. Н. Петровой, 1956).

Нормальная намагниченность получается, например, у осадочной породы в современном геомагнитном поле.

Идеальная намагниченность наблюдается при совместном действии постоянного магнитного поля и дополнительных источников энергии — переменных магнитных полей с амплитудой, меняющейся от полей насыщения до нуля. При идеальной намагниченности в результате сообщения дополнительной энергии вдоль поля ориентируется большее число векторов намагниченности доменов, чем это возможно при постоянном поле. В этом случае намагниченность J_i более значительна, также существенно отличаются значения магнитной восприимчивости κ_e , относительной остаточной намагниченности J_{ri}/J , коэрцитивной силы H_{ce} или относительной коэрцитивной силы H_{ce}/H_e от тех же величин для нормальной намагниченности при одинаковых напряженностях

намагничивающего поля H_e (рис. 146) и остаточной намагнитченности (рис. 146).

Термонамагниченность получается, если породы, нагретые до температуры выше точки Кюри, остывают до нормальных температур в постоянном магнитном поле.

При этих условиях возникает наиболее значительная намагнитченность пород J_t , так как при высоких температурах в условиях относительно незначительных механических напряжений оказывается возможной ориентация наибольшего числа векторов намагнитченности доменов по полю, направление которых после остывания пород закрепляется.

Для этого процесса максимальными являются также объемная магнитная восприимчивость χ_t (рис. 146, а), относительная остаточная намагнитченность J_r/J (или J_n/J) (рис. 146, б) и относительная коэрцитивная сила H_{ct}/H_e (рис. 146, в) или ее абсолютное значение H_{ct} при одинаковой остаточной намагнитченности (рис. 147) [74].

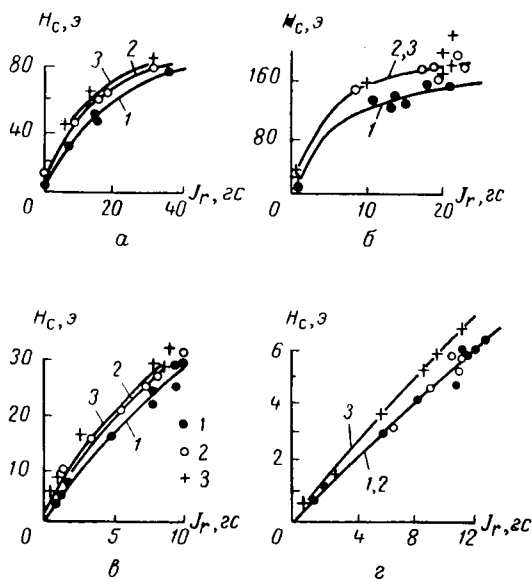


Рис. 147. Соотношения между коэрцитивной силой H_c и остаточной намагнитченностью J_r при нормальном 1, идеальном 2 и термонамагничивании 3.

а — магнетит Ангара-Илимский; б — пирротин; в — магнетит КМА; г — никель.

Магнитные параметры горных пород

Магнитные свойства горных пород, как следует из изложенного выше, могут характеризоваться следующими параметрами.

1) Намагниченность:

- удельная I гс/г и объемная J гс/см³, нормальная;
- удельная I_i гс/г и объемная J_i гс/см³, идеальная;
- удельная I_t гс/г и объемная J_t гс/см³, термонамагничивающая;
- удельная I_s гс/г и объемная J_s гс/см³, насыщения;
- удельная остаточная I_r гс/г и объемная остаточная J_r гс/см³, нормального намагнитчивания;
- удельная остаточная I_{ri} гс/г и объемная остаточная J_{ri} гс/см³, идеального намагнитчивания;

ж) удельная остаточная I_{rt} (или I_n^*) гс/г и объемная остаточная J_{rt} (или J_n) гс/см³, термонамагничивания.

2. Магнитная восприимчивость:

а) удельная χ см³/г и объемная κ , нормального намагничивания;

б) удельная χ_i см³/г и объемная κ_i при идеальном намагничивании;

в) удельная χ_t см³/г и объемная κ_t при термонамагничивании.

3. Коэрцитивная сила:

а) H_c (нормальное намагничивание);

б) H_{ce} (идеальное намагничивание); H_{ct} (термонамагничивание).

4. Температура θ Кюри и λ -точка.

Из числа перечисленных параметров обычно используют только параметры κ , χ , I_r , J_r , I_n , J_n и H_c .

§ 52. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Большинство минералов диа- и парамагнитны; антиферромагнитных минералов значительно меньше; ферромагнитных — точнее ферримагнитных — или близких к ним по свойствам минералов немногим более десяти.

В табл. 32 приведены значения объемной и удельной восприимчивостей некоторых диамагнетиков. По этим данным объемная магнитная восприимчивость природных диамагнитных минералов находится между $-13 \cdot 10^{-6}$ СГСМ и нулем.

Как видно из табл. 32, к диамагнитным относятся важнейшие пороодообразующие минералы горных пород — кварц, кальцит и галит.

Анизотропия магнитных свойств, обнаруженная у кристаллов диамагнетиков (табл. 32), не характерна для поликристаллических разновидностей минералов вследствие различной ориентации их кристаллов.

Результаты измерения магнитной восприимчивости некоторых парамагнитных элементов, монокристаллов и поликристаллических природных разновидностей минералов содержатся в табл. 33.

Согласно этим измерениям магнитная восприимчивость природных парамагнитных минералов изменяется приблизительно от нуля до $500 \cdot 10^{-6}$ СГСМ и более.

Ближкие к нулевым значениям магнитной восприимчивости имеют, например, шпинель, магнезит и доломит.

Магнитная восприимчивость порядка нескольких сотен установлена у ильменита, свободного от ферромагнитных включений, вольфрамит, касситерит, хромита и др. (табл. 33).

В табл. 33 приведены также значения магнитной восприимчивости ряда монокристаллов парамагнитных минералов по различным

* В дальнейшем будем применять для обозначения термоостаточной намагниченности символ J_n , как наиболее употребительный.

Таблица 32

Магнитная восприимчивость некоторых диамагнитных элементов, чистых соединений, монокристаллов и поликристаллических разностей минералов при температуре 17—20° С

Название элемента или минерала	Символ элемента или формула минерала	Сингония	Направление намагничива- ния	Магнитная восприимчивость	
				удельная $\chi \cdot 10^6$, см ³ /г	объемная $\chi \cdot 10^6$, CGSM
1	2	3	4	5	6

Чистые элементы

Медь	Cu	—	—	— (0,086 ÷ 0,088)	— (0,76 ÷ 0,78)
Цинк	Zn	—	—	— (0,09 ÷ 0,15)	— (0,64 ÷ 1,06)
Свинец	Pb	—	—	— 0,12	— 1,4
Олово	Sn	—	—	— (0,033 ÷ 0,037)	— (0,24 ÷ 0,27)
Серебро	Ag	—	—	— 0,17	— (1,62 ÷ 1,65)
Ртуть	Hg	—	—	— 0,18	— (2,45 ÷ 2,5)
Золото	Au	—	—	— (0,13 ÷ 0,14)	— (2,55 ÷ 2,63)
Сурьма	Sb	—	—	— 0,74	— 5,2
Висмут	Bi	—	—	— 1,35	— 13,2
Сера	S	—	—	— 0,48	— 0,62

Чистые соединения

—	HgS	—	—	— 0,23	—
—	CuS	—	—	— 0,20	—

Монокристаллы и поликристаллические разности минералов

—	Cu ₂ S	—	—	—0,18	—
—	SiO ₂	—	—	—0,49	—
—	H ₂ O	—	—	—0,72	—
—	H ₂ O (лед)	—	—	—0,6995	—
—	Sb ₂ O ₃	—	—	—0,19	—
—	Al ₂ O ₃	—	—	—0,098	—
—	Al ₂ O ₃ · 2H ₂ O	—	—	—0,34	—
—	Na ₂ CO ₃ · 10H ₂ O	—	—	—0,58	—
—	NaCl	—	—	—0,50	—
—	AgCl	—	—	—0,35	—
Графит	C	Гексагональная	χ_1 χ_3	—2,2 —14,2	—
Галенит	PbS	Кубическая	Произвольное	—0,35	—2,6
Сфалерит	ZnS	»	χ_1	—0,26	—
Кварц	SiO ₂	Тригональная	$\chi_1 \parallel g_3$ $\chi_2 \perp g_3$	—0,47 —0,46	—1,2 —1,2
Корунд	Al ₂ O ₃	—	χ_1	—0,34	—
Апатит	Ca ₅ [PO ₄] ₃ (F, Cl)	Гексагональная	χ_1, χ_3	—2,64	—
Арагонит	CaCO ₃	Ромбическая	$\chi_1 \perp (100)$ $\chi_2 \perp (010)$ $\chi_3 \perp (001)$	—0,39 —0,39 —0,44	—1,2 —1,2 —1,3
Кальцит	CaCO ₃	Тригональная	$\chi_1 \parallel g_3$ $\chi_2 \perp g_3$	—0,36 —0,41	—0,99 —1,1
Галит	NaCl	Кубическая	Произвольное	—0,5	—(0,9 — 1,1)
Сильвин	KCl	—	—	—	—
Гипс	CaSO ₄ · 2H ₂ O	—	—	—0,86	—1,1
Ангидрит	CaSO ₄	—	—	—	—

Примечания. 1. χ_1 , χ_2 и χ_3 — три главных значения χ .2. Диамагнитной является также нефть, для которой $\chi = -0,83 \cdot 10^{-6}$ см³/г.

Таблица 33
Магнитная восприимчивость некоторых парамагнитных и антиферромагнитных элементов, чистых соединений монокристаллов и поликристаллических разновидностей минералов при температурах 17—20° С

Название элемента и минерала	Символ элемента или формула минерала	Сингония	Направление намагничивания	Магнитная восприимчивость	
				удель- ная $\chi \cdot 10^6$, с.м ³ /г	объемная $\chi \cdot 10^6$, сГСМ
1	2	3	4	5	6
Чистые элементы					
Платина	Pt	—	—	1,09	—
Палладий	Pd	—	—	$\frac{5,4}{2}$	—
Чистые соединения					
—	CuO	—	—	3,8	—
—	Cu ₂ O	—	—	1,2	—
—	MnO ₂	—	—	38,4	—
—	MnO ₃	—	—	69	—
—	MnO ₄	—	—	55,8	—
—	Cr ₂ O ₃	—	—	25,5	—
—	Cr ₂ O ₃ ·7H ₂ O	—	—	40	—
Монокристаллы					
Пирит	FeS ₂	Кубическая	Произвольное	0,98	—
Халькопирит	CuFeS ₂	Тетрагональная	χ_1	0,85	—
Рутил	TiO ₂	»	g_4	—	8,89

Шпинель Эпидот	MgAl_2O_4 $\text{Ca}_4(\text{Al, Fe})(\text{OH})_2\text{O}_3 \times$ $\times [\text{Si}_2\text{O}_7]_3$	Кубическая Моноклиальная	$\perp g_4$ χ_1 χ_1	— 0,62 28,8	8,33 — —
Турмалин	$\text{NaMg}_6[(\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6)\text{O}_{25} \times$ $\times (\text{OH})_8]$	Тригональная	χ_2 χ_3 χ_1	24,1 23,9 1,12	— — —
Диоптаз Авгит	$\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}]6\text{H}_2\text{O}$ $\text{Ca}(\text{Mg, Fe, Al}) \times$ $\times (\text{Si, Al})_2\text{O}_6$	» Моноклиальная	χ_2 χ_1 χ_1 — в пл. (010) под углом $+83^\circ$ к (001)	0,75 8,8 12,8	— — 45,15
Роговая обманка	$\text{NaCa}(\text{Mg, Fe})_4(\text{FeAl}) \times$ $\times (\text{OH, F})_2[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$	Моноклиная	$\chi_2 \parallel (010)$ χ_3 — в пл. (010) под углом -7° к (001)	22,7 26,6 24,0	79,45 93,10 —
Сидерит	FeCO_3	Тригональная	χ_2 χ_3 χ_1	16,7 18,0 84,2	— — —
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	»	χ_2 χ_1 χ_3	142,6 0,787 1,2	— — —
Поликристаллические разности минералов					
Ширит	FeS_2	—	—	—	20—150
Арсенопирит	FeAsS	—	—	—	100—200
Халькопирит	CuFeS_2	—	—	—	~100
Сфалерит	ZnS	—	—	—	250
Касситерит	SnO_2	—	—	—	От 100—600
Цирколизит	MnO_2	—	—	—	до $1 \cdot 10^6$
Хромит	FeCr_2O_4	—	—	—	100—600 ~200

Продолжение табл. 33

Название элемента и минерала	Символ элемента или формула минерала	Сингония	Направление намагничивания	Магнитная восприимчивость	
				удель- ная $\chi \cdot 10^6$, $\text{см}^3/\text{г}$	объемная $\chi \cdot 10^6$, ГСМ
1	2	3	4	5	6
Турмалин	$\text{NaMg}_6 [\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6] \text{O}_{26} \times$ $\times (\text{OH})_5$	—	—	—	50—100
Авгит	$\text{Ca} (\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}) \times$ $\times (\text{Si}, \text{Al})_2 \text{O}_6$	—	—	—	150
Роговая обманка	$\text{NaCa} (\text{Mg}, \text{Fe})_4 (\text{FeAl}) \times$ $\times (\text{OH}, \text{F})_2 [\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$	—	—	—	50—400
Серпентин	$\text{Mg}_6 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_8$	—	—	—	250
Флогопит	$\text{KMg}_3 [\text{Si}_3\text{AlO}_{10}] \times$ $\times (\text{OH}, \text{F})_2$	—	—	—	180
Биотит	$\text{K} (\text{Fe}, \text{Mg})_3 [\text{Si}_3\text{AlO}_{10}] \times$ $\times (\text{OH}, \text{F})_2$	—	—	—	100—200
Сидерит	FeCO_3	—	—	—	300—450
Доломит	$\text{CaMg} [\text{CO}_3]_2$	—	—	—	~ 1
Магнезит	MgCO_3	—	—	—	2—3
Вольфрамит	$(\text{Mn}, \text{Fe}) \text{WO}_4$	—	—	—	~ 200
Ильменит	FeTiO_3	—	—	—	~ 500

Примечания. 1. Парамагнитен также воздух, для которого $\chi = 0.029 \cdot 10^{-6}$ ГСМ.

2. Магнитную восприимчивость поликристаллических разновидностей минералов измеряли на порошках минералов.

кристаллографическим направлениям. Как видно из рассмотрения этих данных, значительная анизотропия магнитной восприимчивости характерна и для ряда монокристаллов парамагнетиков.

У поликристаллических разностей парамагнитных минералов такой анизотропии не наблюдается по тем же причинам, что и у диамагнитных поликристаллических минералов.

Среди парамагнитных минералов выделяется группа антиферромагнетиков.

К антиферромагнетикам относятся, например, пиролюзит, α -гематит, сидерит, некоторые разности цирротина и др.

Магнитная восприимчивость антиферромагнитных минералов имеет тот же порядок, что и у парамагнитных минералов (табл. 33).

Ферромагнитны самородное железо Fe, такие ферриты, как магнетит $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, франклинит $(\text{Mn}, \text{Zn})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, якобит $\text{MnO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, магномагнетит $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, маггемит (γ -гематит) $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ и ряд шпинелей, отвечающих формуле вида $\text{MgCr}_4\text{O}_4 - \text{MgFe}_2\text{O}_3$, у которых магнетизм определяется наличием 80—100% $\text{MgO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, титаномагнетиты $\text{FeTiO}_3 \cdot n\text{Fe}_2\text{O}_3$, цирротин Fe_{1-x}S (твердый раствор FeS и Fe_2S_3 или FeS и Fe_3S_4) и другие сульфоферриты (кубанит $\text{Cu}_2\text{S} \cdot 2\text{FeS} \cdot \text{Fe}_2\text{S}_3$ и валлерит $\text{Cu}_2\text{S} \cdot 2\text{Fe}_2\text{S}_3$). Некоторые авторы [86] к ферромагнетикам относят также лимонит.

Таким образом, природные ферромагнетики, за редким исключением, являются ферритами со структурой шпинели или сульфоферритами. Они относятся к ферримангнетикам или имеют характер последних (сульфоферриты). Собственно ферромагнитно только железо¹.

Значения магнитных свойств некоторых из этих минералов приведены в табл. 34.

Анализ значений магнитной восприимчивости ферромагнитных минералов показывает, что наибольшие значения этого параметра наблюдаются у магнетита (самородное железо здесь и в дальнейшем не рассматривается вследствие его незначительной распространенности). Установлено, что магнитная восприимчивость монокристаллов магнетита, измеренная в слабых полях (до 2 э), близка к 5. Поликристаллические разности этого минерала в зависимости от примесей имеют восприимчивость от 0,1 до 2,0 СГСМ и более в полях той же напряженности.

Магнитная восприимчивость титаномагнетитов изменяется от 0,03 до 0,135 СГСМ в полях напряженности до 1 э. Таким образом, титаномагнетиты значительно менее магнитны, чем магнетит.

Ферромагнитные разности пироотина обычно имеют еще меньшую магнитную восприимчивость, не превышающую (в слабых полях до 0,6 э) 0,125 СГСМ. Затем следует франклинит с $\chi = 0,035 \div$

¹ Лимонит сюда не относится, так как его ферромагнитные свойства еще не вполне доказаны.

Таблица 34
Магнитные свойства ферромагнитных элементов, чистых соединений, монокристаллов и поликристаллических разновидностей минералов, содержащихся в рудах при температурах 18—20° С

Название минерала или элемента	Символ элемента или формула минерала	Объемная магнитная восприимчивость χ СГСМ в слабых магнитных полях	Остаточная намагниченность (магнитный момент 1 см^3 минерала при 20° С), СГСМ	Коэрцитивная сила H_c , а	Точки Кюри θ , °С
Чистые элементы					
Железо (высшей очистки)	Fe	~ 28 000	—	0,9 ¹	770
Чистые соединения					
	$\text{Fe}_1 - x\text{S}$	0,002	—	—	—
	$2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	< 0,0006	~ 0,01	~ 10	—
	$\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$	0,23—0,63	—	—	—
Монокристаллы					
Магнетит	$\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$	От < 1,5 до 8 и более	< 100	—	—
Поликристаллические разновидности минералов (природные, содержащиеся в рудах)					
Кубанит	$\text{Cu}_2\text{S} \cdot 2\text{FeS} \cdot \text{Fe}_2\text{S}_3$	~ 0,002	—	—	—
Валлерит	$\text{Cu}_2\text{S} \cdot 2\text{Fe}_2\text{S}_3$	~ 0,0035	—	—	—
Пирротин	$\text{Fe}_1 - x\text{S}$	0,002—0,125 и более, иногда до 1	< 10	~ 15—50	300—325
γ-гематит (магнетит)	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	0,004—0,04	< 0,1	До 100 и более	675
Франклинит	$(\text{MnZn})\text{OFe}_2\text{O}_3$	0,035—0,036	—	—	—
Лимонит	$2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	0,00006—0,0006	—	—	—
Магнетит	$\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$	0,1—2	До 20	~ 10—50	525—585
Титаномагнетиты	$\text{FeTiO}_3 \cdot n\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,03—0,135	—	~ 20	< 222—524

¹ Коэрцитивная сила для технического железа.

$\div 0,036$ СГСМ. Наибольшее значение магнитной восприимчивости γ -гематита (маггемита) (0,004 СГСМ). Менее магнитны валлерит (0,0035 СГСМ) и кубанит (0,002 СГСМ). Слабо магнитен лимонит; его восприимчивость оценивается в пределах 0,0001—0,0006 СГСМ.

Так как магнетит имеет наибольшие восприимчивость и распространенность, его считают главным ферромагнитным минералом горных пород.

Характерной особенностью монокристаллов магнетита является их магнитная анизотропия (рис. 137). У кубических кристаллов магнетита намагничивание происходит легче всего по оси диагонали куба и труднее всего в направлении его ребер.

Призматические кристаллы пирротина в магнитном поле любого направления и невысокой напряженности намагничиваются только в плоскости, перпендикулярной оси призмы, и особенно значительно в главном осевом направлении Ox .

Намагниченность насыщения максимальна у магнетита; имеет меньшие значения для титаномagnetитов, еще меньшие для пирротина и совсем незначительные для гематита и лимонита.

По величине изотермической остаточной намагниченности ферромагнитные минералы располагаются в тот же ряд.

Магнетит имеет более значительную остаточную изотермическую намагниченность (от единиц до нескольких десятков эрстед), чем пирротин, остаточная изотермическая намагниченность которого не превышает, по-видимому, 10 э. Остаточная изотермическая намагниченность гематита меньше 0,1 э, лимонита 0,01 э.

Коэрцитивная сила максимальна у гематитов (до 100 э и несколько более); меньшие значения этого параметра установлены для пирротина и магнетита, титаномagnetиты имеют еще меньшую коэрцитивную силу. Коэрцитивная сила минимальна для лимонита (табл. 34).

Характерным магнитным параметром ферромагнетиков является также температура Кюри, достигающая наибольших значений у маггемита (675°C); несколько ниже температура Кюри для магнетита ($\sim 585^{\circ}\text{C}$). Температуры Кюри титаномagnetитов зависят от содержания в минералах TiFe_2O_4 и находятся в пределах от 222 до 524°C при изменении содержания TiFe_2O_4 от 42 до 8%. Точка Кюри пирротина изменяется от 300 до $\sim 325^{\circ}\text{C}$.

Следует заметить, что магнитные параметры минералов, за исключением магнитной восприимчивости, изучены недостаточно.

Некоторые магнитные свойства ферромагнитных минералов зависят от величины их зерен. Например, магнитная восприимчивость гематита уменьшается при повышении дисперсности зерен этого минерала (рис. 148). Последнее объясняется снижением числа доменов в зернах при уменьшении их размеров. В этих условиях на намагничивание единицы объема породы должна затрачиваться большая работа вследствие того, что намагничивание в основном совершается за счет вращения векторов намагниченности.

Таблица 35
Петрографические и магнитные свойства ферромагнитных минералов, выделенных из магматических пород Японии
(по С. Акimoto, 1951)

Местонахождение	1	Петрографическое описание	2	Химический состав, % мол.				Точки Кюри, °C			Размер зерен, мк	Удельная магнитная восприимчивость при ~20° C $\chi, \text{см}^3/\text{г}$
				Fe_2O_3		FeO	TiO_2	θ_h^1	θ_c			
				3	4	5	6	7	8			
				9								
Кислые породы												
Нинсима		Вкрапленный магнетит в биотитовом лшарите		44,7	49,6	5,7	575	575	410		0,0966	
Средние породы												
Лава из слоев Асигара		Вкрапленный магнетит в гиперстен-роговообманковом даците		20,6	63,8	15,6	565	565	130		0,0938	
Кадзия, Югавара		Вкрапленный магнетит в гиперстеновом даците		15,8	71,0	13,2	600	390	140		0,061	
Хирогавара		Вкрапленный магнетит в авгит-гиперстеновом даците		16,5	70,4	13,1	540	450	130		0,0826	
Вулкан Харуна		Вкрапленный магнетит в гиперстен-роговообманковом даците		38,6	51,5	9,8	570	540	390		0,0824	
Симофутагаяма, Хаконе		Вкрапленный магнетит в гиперстен-авгитовом андезите		31,1	53,4	15,5	570	520	120		0,0491	
Югавара		То же		27,1	61,8	11,1	530	440	130		0,0836	
Каратаки, Хаконе		Вкрапленный магнетит в оливин-авгит-гиперстеновом андезите		25,8	57,6	16,6	500	420	110		0,0762	
Вулкан Тага		То же		28,2	56,7	15,1	550	460	200		0,0625	
Сукумогава, Хаконе		Магнетит основной массы в андезите		21,3	55,4	23,3	580	580	43		0,0292	
Вулкан Тага		Магнетит основной массы в оливин-авгит-гиперстеновом андезите		20,4	61,6	18,0	550	450	29		0,0295	
Основные породы												
Вулкан Дзёбоси, Ито		Магнетит основной массы в оливиновом базальте		22,2	54,2	23,5	455	320	53		0,0378	
Вулкан Тага		То же		21,3	57,5	21,2	500	400	46		0,0136	

Этот процесс требует затрат более значительных энергий, чем смещение границ доменов. В предельном случае — для зерен с одним доменом — намагничивание происходит только за счет вращения векторов намагниченности зерен; на это затрачивается максимальная энергия, поэтому должны применяться поля максимальной напряженности. Имеются критерии существования однодоменных зерен [5].

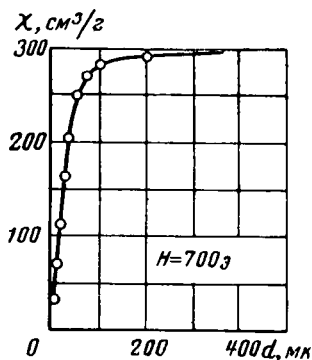


Рис. 148. Зависимость удельной магнитной восприимчивости χ гематита от размера частиц d (по Шевалье (R. Chevalier) и Мотье (S. Mathieu)).

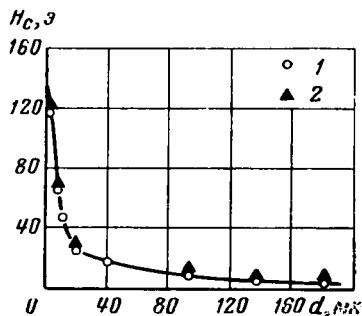


Рис. 149. Зависимость коэрцитивной силы H_c от размеров зерен d .

1 — искусственный Fe_3O_4 ; 2 — естественный Fe_3O_4 [по Готтшальку (V. H. Gottschalk)].

С другой стороны, по той же причине с уменьшением размеров зерен минералов и, следовательно, с уменьшением числа отдельных доменов в каждом зерне коэрцитивная сила минералов возрастает (рис. 149). Это возрастание становится особенно резким для зерен магнетита размером < 20 мк; при этом размере зерен наблюдается также резкое уменьшение их начальной магнитной восприимчивости. Зависимости на рис. 148 и 149 объяснены более подробно, исходя из доменной теории, в работе [5].

Удельная магнитная восприимчивость ферромагнитных минералов, выделенных из магматических горных пород и содержащих в основном Fe_3O_4 , а также Fe_2O_3 , FeO и TiO_2 , изменяется в пределах от 0,013 до 0,097 СГСМ [5], причем их магнитная восприимчивость и коэрцитивная сила зависят от содержания в минералах окиси титана и размера их зерен (табл. 35 и § 54).

§ 53. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Магнитные свойства горных пород определяются их химико-минеральным составом и структурой — соотношением в породах диа-, пара- и ферромагнитных минералов и их взаимосвязью.

Однако ведущая роль в создании определенных магнитных свойств горных пород принадлежит ферромагнетикам, в частности магнетиту и титаномагнетитам. Это объясняется тем, что магнитная восприимчивость указанных широко распространенных ферромагнетиков обычно на много порядков превышает восприимчивость других минералов, составляющих породы. Кроме того, установленные у многих пород коэрцитивная сила, изотермическая и остаточная естественная намагниченности и точки Кюри могут быть обусловлены только наличием ферромагнетиков.

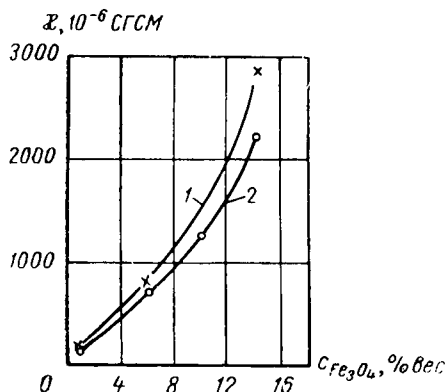


Рис. 150. Зависимости магнитной восприимчивости χ от содержания магнетита c в смесях гранита с магнетитом.

1 — при напряженности намагничивающего поля 230 э, 2 — то же при 20 э [по Пуциха (К. Пузиха)].

Опытами К. Пуциха и других [17] установлена тесная связь между магнитной восприимчивостью и содержанием магнетита для моделей пород однородной структуры (рис. 150) в полях большой напряженности, которая будет, по-видимому, справедливой и для слабых полей. Модели представляли собой смеси измельченных немагнитных веществ и ферромагнетиков с одинаковыми размерами и формой минеральных зерен. Однако эта зависимость не подтверждается при исследовании магнитной восприимчивости многих пород.

Магнитные свойства горных пород определяются не только содержанием магнетитовых и титаномагнетитовых зерен, но также размерами, формой и взаимным расположением последних. Кроме того, на магнитные свойства пород существенно влияет присутствие других минералов, например переходной разности от магнетита к хромиту, пирротина, маггемита, а иногда и слабомагнитных разностей авгита, биотита, роговой обманки, хромита и др.

При этом прямо пропорциональная зависимость магнитной восприимчивости от содержания ферромагнитных минералов получена лишь для серии образцов из вполне определенных и незначительных по объему областей интрузивных тел, жил и других геологических образований, возникших при вполне определенных условиях и содержащих только один из общего числа ферромагнетиков [4].

Задача об определении магнитной восприимчивости однородной породы в зависимости от содержания ферромагнитного минерала имеет следующее решение [28].

Допустим, что в единице объема породы содержится n сферических зерен одинакового радиуса r_0 с магнитной проницаемостью μ_2 , занимающих объем

$$V_0 = n \frac{4}{3} \pi r_0^3.$$

Для расчета среднего значения магнитной проницаемости $\bar{\mu}$ и восприимчивости χ определим значения потенциала U_2 магнитного поля в сфере радиуса r_0 . Последняя имеет магнитную проницаемость μ_2 и находится в однородном магнитном поле, в пространстве, заполненном средой с магнитной проницаемостью μ_1 . Определим, кроме того, величину потенциала U_1 магнитного поля в этой среде после внесения в нее указанной выше сферы.

Если совместить начало координат с центром сферы и полярную ось сферической системы координат R, θ, φ (рис. 151) ориентировать по направлению магнитного поля, то магнитные потенциалы U_1 вне и U_2 внутри сферы определятся уравнениями [28]

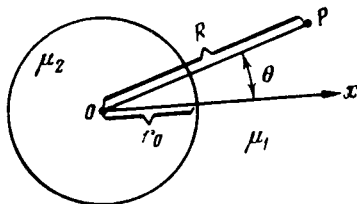


Рис. 151. К выводу зависимости между магнитной восприимчивостью и содержанием в породе ферромагнитного минерала.

$$U_1(R, \theta) = -H_0 \left(1 - K \frac{r_0}{R^3}\right) x, \quad (95)$$

$$U_2(R, \theta) = -H_0(1 - K)x, \quad (96)$$

где $H_0 = \frac{B_0}{\mu_1}$ — первоначальная напряженность магнитного поля в среде с проницаемостью μ_1 ;
 B_0 — значение магнитной индукции;

$$K = \frac{\mu_2 - \mu_1}{\mu_2 + 2\mu_1};$$

x — координата точки наблюдения по оси x , совпадающей с направлением поля H_0 .

Из анализа уравнения (95) следует, что среда с магнитной проницаемостью μ_1 после внесения сферы с магнитной проницаемостью μ_2 будет иметь напряженность поля $H_1 = -\frac{\partial U_1}{\partial x} = \left(1 - K \frac{r_0}{R^3}\right) H_0$ и изменит напряженность поля на величину, равную искажению напряженности от магнитного поля диполя с моментом $M = H_0 K r_0^3$, находящегося в центре сферы.

Поле $H_2 = -\frac{\partial U_2}{\partial x} = (1-K)H_0 = H_0 - KH_0$ внутри шара остается однородным, но изменяется на величину $-KH_0$. Таким образом, добавочное поле внутри шара $H' = -KH_0 = \frac{4}{3} \pi J$.

Этой напряженности соответствует интенсивность намагничивания

$$J = \frac{M}{V_0} = \frac{Kr_0^3 H_0}{\frac{4}{3} \pi r_0^3} = \frac{3}{4} \frac{K}{\pi} H_0.$$

Для облегчения дальнейших расчетов приведем коэффициент K к следующему виду:

$$K = \frac{\mu_2 - \mu_1}{\mu_2 + 2\mu_1} = \frac{\frac{\mu_2}{\mu_1} - 1}{\frac{\mu_2}{\mu_1} + 2} = \frac{\mu - 1}{\mu + 2}, \quad (97)$$

где

$$\mu = \frac{\mu_2}{\mu_1}.$$

Из соотношения (97) следует, что коэффициент K в случае, когда среда, вмещающая сферы, парамагнитна (μ_1 не зависит от напряженности поля), численно равен значению K , которое было бы получено, если бы шары с фиктивной проницаемостью $\mu = \frac{\mu_2}{\mu_1}$ находились в пустоте с проницаемостью $\mu_1 = 1$.

Для определения среднего значения $\bar{\mu}$ породы вырежем из нее шар радиусом R_0 , значительно превышающим по величине среднее расстояние между центрами магнитных сфер, и расположим его в пустоте в однородном магнитном поле напряженностью H_0 .

В этих условиях

$$\bar{K} = \frac{\bar{\mu} - 1}{\bar{\mu} + 2}.$$

Средняя интенсивность намагничивания

$$\bar{J} = \frac{3}{4} \frac{\bar{K} H_0}{\pi}$$

и средняя напряженность магнитного поля внутри шара

$$\bar{H} = H_0 - \frac{4}{3} \pi \bar{J}.$$

Кроме того, интенсивность намагничивания \bar{J} равна сумме магнитных моментов отдельных сфер в единице объема, т. е.

$$\bar{J} = nM = nKr_0^3 H_0.$$

Но так как

$$\bar{J} = \frac{3}{4} \frac{KH_0}{\pi},$$

то

$$\bar{K} = \frac{4}{3} \pi n r_0^3 K = V_0 K,$$

Подставив в последнюю формулу значения \bar{K} и K , выраженные через $\bar{\mu}$ и μ , получим

$$\frac{\bar{\mu} - 1}{\bar{\mu} + 2} = V_0 \frac{\mu - 1}{\mu + 2}, \quad (98)$$

но $\mu = \frac{\mu_1}{\mu_2}$, поэтому

$$\bar{\mu} = \frac{\mu_2(1 + 2V_0) + 2\mu_1(1 - V_0)}{\mu_2(1 - V_0) + \mu_1(2 + V_0)} \quad (99)$$

и, следовательно,

$$\bar{\kappa} = \frac{\bar{\mu} - 1}{4\pi}. \quad (100)$$

На рис. 152 и 153 приведены зависимости $\bar{\kappa}$ от V_0 , построенные по данным А. В. Вешева [28], который вычислил значения $\bar{\kappa}$ для двух вероятных типов структурно-текстурных обособлений магнетита, в сопоставлении с экспериментальными данными.

Как видно из рассмотрения рис. 152 и 153, расчетные значения $\bar{\kappa}$ удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными.

Необходимо также отметить, что при одном и том же содержании магнетита, но различной структуре его включений в породе можно получить значения магнитной восприимчивости пород, разнящиеся почти на порядок (рис. 153).

Разброс точек на экспериментальной зависимости может быть, кроме того, объяснен различной природой ферромагнетиков. Образцы пород с пирротиновой и титаномagnetитовой ферромагнитными минерализациями имеют более низкую магнитную восприимчивость, чем образцы, содержащие магнетит, магнитная восприимчивость которого также изменяется в широких пределах.

Вследствие того, что магнитная восприимчивость горных пород в основном определяется содержанием ферромагнетиков, она зависит от напряженности магнитного поля, в котором определяется этот параметр.

Так как геофизике приходится чаще всего встречаться с магнитными характеристиками, возникшими в земных полях порядка $H_0 = 0,5$ э, то определение и рассмотрение магнитных характеристик следует проводить в основном именно при этих полях. Хотя

в ряде случаев оказываются полезными и магнитные характеристики пород в сильно магнитных полях.

По величине магнитной восприимчивости горные породы классифицируются (Л. Д. Берсудский, 1954 г.) на практически немагнитные, характеризующиеся объемной магнитной восприимчивостью $\kappa < 30 \cdot 10^{-6}$ СГСМ, очень слабо магнитные ($30 \cdot 10^{-6} - 100 \cdot 10^{-6}$ СГСМ),

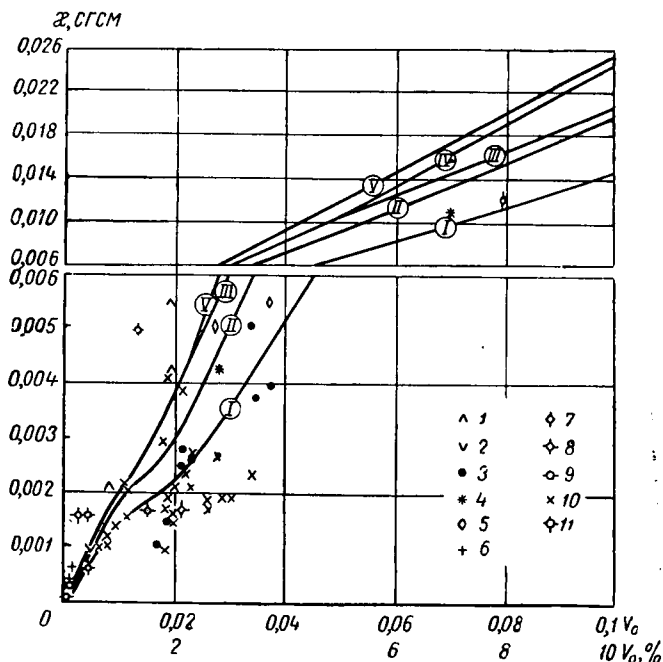


Рис. 152. Зависимости магнитной восприимчивости κ от содержания V_0 в породах ферромагнитных минералов (составлены В. П. Кобрановой).

I—V — кривые рассчитаны по формулам (99) и (100) при κ_2 (магнитная восприимчивость включений), соответственно равной 0,317; 0,755; 1,49; 3,9 и 7,85 СГСМ и κ_1 (магнитная восприимчивость заполняющего минерала), равной нулю.

1 — гранодиориты [41]; 2 — кварцевые диориты [41]; 3 — андезиты [5]; 4 — габбро-диабазы [41]; 5 — габбро-диабазы [86]; 6 — габбро [121]; 7 — габбро метаморфизованное [121]; 8 — габбро-норит, [121]; 9 — гиперстеновые габбро-амфиболиты [41]; 10 — базальты [5]; 11 — пироксениты (в образцах которых имеется не поддающийся учету магнетит) [17].

слабо магнитные ($100 \cdot 10^{-6} - 1000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ, магнитные ($1000 \cdot 10^{-6} - 5000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ) и сильно магнитные ($> 5000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ).

В настоящее время благодаря появлению более совершенной аппаратуры, позволяющей измерять магнитные поля даже около десяти гамм и магнитную восприимчивость в несколько единиц $\cdot 10^{-6}$ СГСМ, породы с магнитной восприимчивостью от единиц

$\cdot 10^{-6}$ СГСМ до нескольких десятков $\cdot 10^{-6}$ СГСМ могут быть дифференцированы по магнитным свойствам. Это представляет большой практический интерес. Следовательно, в дальнейшем породы, имеющие

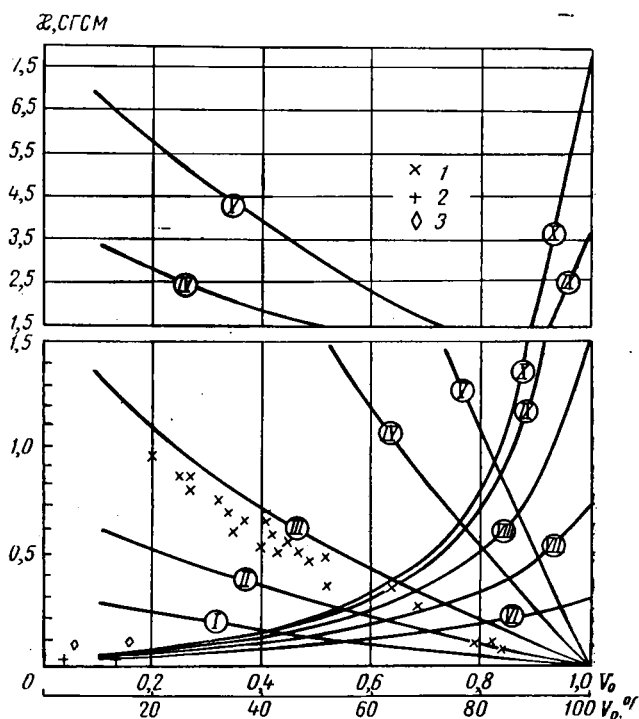


Рис. 153. Зависимости магнитной восприимчивости χ от содержания V_0 в породах ферромагнитных минералов (составлены В. Н. Кобрановой).

I — V — теоретические кривые, рассчитанные по формулам (99) и (100) при χ_2 , равной нулю, и χ_1 , соответственно равной 0,31; 0,7; 1,4; 3,8 и 7,5 СГСМ; VI — X — то же, но при $\chi_2 = 0,317$; 0,755; 1,49; 3,9 и 7,85 и $\chi_1 = 0$; 1 — образцы зерна месторождения Персберг [28]; 2 — нефелин-базальты [18]; 3 — диабазы [86].

магнитную восприимчивость меньше $30 \cdot 10^{-6}$ СГСМ, нельзя будет рассматривать как практически немагнитные. Поэтому после накопления достаточного количества экспериментальных данных приведенную классификацию следует переработать.

§ 54. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Магнитная восприимчивость

Кислые породы и их переходные разновидности. Породообразующие минералы (кварц, ортоклаз, плагиоклазы) кислых магматических пород, а также пород, переходных от кислых к средним, диамагнитны.

Биотит, мусковит, роговые обманки, реже кордиерит, турмалин и пироксены (авгит), содержание которых не превышает 12% у кислых пород и 25% у переходных разностей, парамагнитны.

Из перечисленных парамагнитных минералов мусковит очень слабо магнитен или практически немагнитен, а авгит, биотит, гранат, кордиерит, роговая обманка и турмалин слабо магнитны.

Ферромагнитные минералы представлены в гранитоидах и их излившихся аналогах чистым, относительно крупнозернистым магнетитом, магнетитом с незначительной изоморфной примесью окиси титана (табл. 35) и, по-видимому, маггемитом [41].

Содержание ферромагнитных минералов в кислых и переходных магматических породах колеблется от тысячных и сотых долей процента примерно до 2—3,5% и редко больше. Это в основном определяет широкие пределы изменения магнитной восприимчивости гранитоидов — от $< 5 \cdot 10^{-6}$ до $> 6000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ (табл. 36). При этом в природе преобладают практически немагнитные гранитоиды и довольно часто встречаются очень слабо и слабо магнитные разности этих пород (табл. 36).

Средние магматические горные породы. В средних магматических породах содержание очень слабо и слабо магнитных минералов (авгита, биотита, гиперстена, мусковита, роговой обманки и др.) достигает 35—45% (в диоритах).

Ферромагнитным является магнетит, который, вероятно, как правило, содержит больше окиси титана, чем в породах кислых, и более мелкозернист. Это определяет понижение точек Кюри и магнитной восприимчивости ферромагнетиков средних пород (табл. 35) по сравнению с теми же параметрами для ферромагнетиков кислых пород.

Содержание ферромагнетиков по исследованиям на ограниченном числе образцов оценено для кварцевых диоритов в пределах 0,2—2,1%, для дацитов 0,2—3,5% и андезитов 1,3—6,61% [5]; встречаются также практически немагнитные разности с меньшим содержанием ферромагнетиков. Таким образом, магнитная восприимчивость средних пород изменяется в широких пределах — они могут быть от практически немагнитных до сильно магнитных (табл. 36).

Основные магматические горные породы. Минералы, преобладающие в основных породах и в их переходных разностях (габбро-диабазы, габбро-нориты и т. д.), очень слабо некоторые из пироксенов, оливин¹, эпидот, мусковит и хлориты) и слабо (роговая обманка¹, оливин, авгит, диаллаг, гиперстен, гранат, биотит и др.) магнитны. Практически немагнитные минералы представлены основными плагиоклазами. Поэтому магнитность основных пород в известной степени создается слабо магнитными минералами.

¹ Магнитность этого минерала изменчива; он может быть и слабо магнитным.

Таблица 36

Магнитная восприимчивость горных пород

Порода	Число исследованных образцов	Объемная магнитная восприимчивость $\times 10^6$ CGSM			
		от	до	наиболее вероятные значения	
				от	до
Магматические породы					
Ультраосновные					
Перидотиты	56	~40	73 000	>1000	25 000
Пироксениты	70	90	11 000	—	—
Гиперстениты	17	30	400	—	—
Основные					
Габбро	56	0	~12 500	1000	5 000
Базальты	150	1	10 000	500	5 000
Диабазы	150	0	>38 000	1000	10 000
Средние					
Андезиты	230	<100	~6 000	—	—
Порфириты	200	0	~23 000	1000	5 000
Сиениты	50	0	~6 600	0	~2 000
Диориты	7	14	6 600	—	—
Кислые					
Граниты	400	0	>6 000	0	<30
Кварцевые порфиры	200	0	1 750	5	50
Осадочные породы					
Пески	10	<10	>200	—	—
Песчаники	Много	—1	>500	3	10
Алевролиты	100	—1	70	5	20
Глины	Много	0	>500	3	70
Мергели	»	0	250	3	50
Известняки	»	—1	70	3	20
Доломиты	»	0	100	3	10
Гипсы	—	—2	10	—	~2 ¹
Ангидриты	—	—1	30	3	10
Каменная соль	—	—1	10	2	10
Угли	—	—	<2	—	—
Метаморфические породы					
Сланцы магнетитовые	175	0	177 000	—	—
Сланцы	500	0	5 000	0	30
Амфиболиты	100	0	>35 000	0	5 000
Кварциты	50	0	>5 000	—	—
Железистые кварциты	>500	~20	~400 000	—	—
Мрамор	12	0	12	—	—
Гнейсы	>500	0	~10 000	—	—
Змеевики или серпентиниты	70	150	26 000	1000	5 000
Роговики	60	0	~26 000	100	6 000

¹ Среднее значение.

Основными носителями магнитных свойств основных пород являются первичный магнетит и титаномagnetиты (табл. 35) [5, 41] и в некоторых случаях маггемит.

Метаморфизованные разности имеют в своем составе, кроме того, тонко распыленный вторичный магнетит и, по-видимому, маггемит [41].

В основных породах (базальтах) зерна ферромагнетиков минимальны по размерам, содержат больше всего окиси титана и имеют минимальную магнитную восприимчивость.

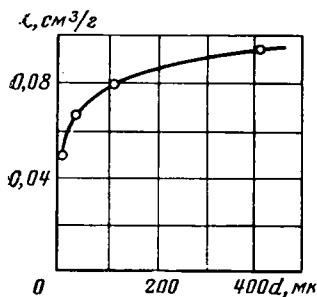


Рис. 154. Зависимость удельной магнитной восприимчивости χ породообразующих ферромагнитных минералов от размера частиц d .

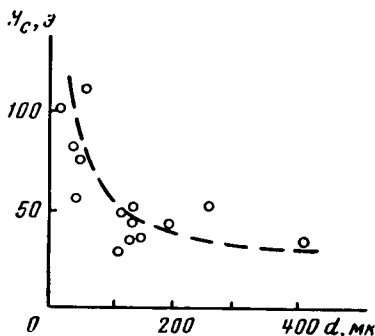


Рис. 155. Зависимость коэрцитивной силы H_c ферромагнитных минералов, выделенных из магматических горных пород, от размеров их зерен d (по С. Акимото, 1956).

Сравнение свойств ферромагнетиков кислых, средних и основных пород показывает (табл. 35) [5], что: 1) удельная магнитная восприимчивость их возрастает, а коэрцитивная сила уменьшается с увеличением размеров зерен (рис. 154 и 155); 2) удельная намагниченность насыщения I_s и приведенная к одинаковому размеру зерен начальная удельная магнитная восприимчивость χ_0 тем больше, чем меньше в этих минералах окиси титана (рис. 156 и 157); 3) имеется коррелятивная зависимость между I_s и H_c , причем H_c изменяется от 30 до 110 э (рис. 158); 4) ферромагнетикам соответствуют кривые $\chi = f(T)$ обратимого (рис. 159, а) и необратимого (рис. 159, б) типов; при необратимом характере кривых, обычно обнаруживающемся у ферромагнетиков, содержащих TiO_2 , имеются две точки Кюри: θ_h , полученная при первом нагревании образца, и θ_c , полученная по кривой охлаждения. Причем θ_c уменьшается с увеличением содержания Fe_2O_3 в минерале (рис. 160) и соответствует стабильному состоянию неустойчивого к нагреванию ферромагнетика.

¹ Приведение начальной магнитной восприимчивости к одинаковому размеру зерен производится при помощи кривой, изображенной на рис. 154 [5].

Следовательно, основные породы при равном с остальными типами магматических пород содержании ферромагнетиков имеют минимальную магнитную восприимчивость. Все эти выводы подтвердились и последующими работами [41].

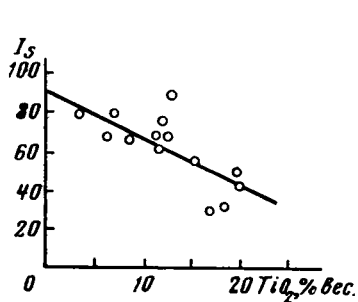


Рис. 156. Зависимость удельной намагниченности насыщения I_s от содержания окиси титана TiO_2 для ферромагнитных минералов магматических горных пород (по С. Акимото, 1951).

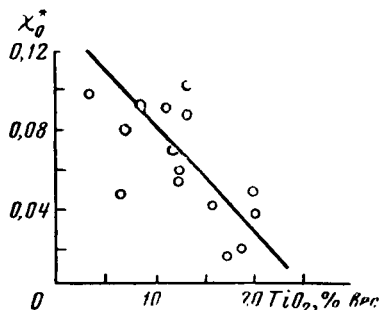


Рис. 157. Зависимость приведенной к одному размеру зерен ферромагнетиков удельной магнитной восприимчивости χ_0^* от содержания окиси титана TiO_2 в зернах ферромагнетиков, выделенных из магматических горных пород (по С. Акимото, 1951).

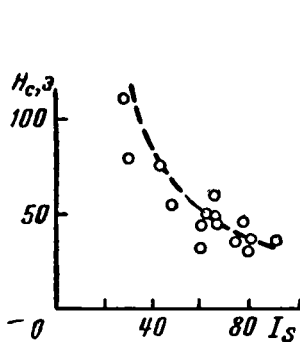


Рис. 158. Связь между коэрцитивной силой H_c и намагниченностью насыщения I_s для ферромагнитных минералов, выделенных из магматических горных пород (по С. Акимото, 1951).

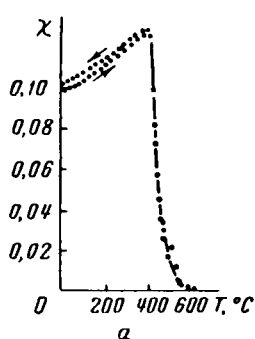


Рис. 159. Зависимости удельной магнитной восприимчивости χ от температуры T для ферромагнетиков, выделенных из магматических горных пород.

а — кривые обратимого типа; б — кривые необратимого типа.

При изучении магнитных свойств горных пород целесообразно использовать параметр $M = \frac{\chi}{\Phi_c}$, где Φ_c — процентное содержание в породе ферромагнетиков. Этот параметр характеризует состав и

состояние ферромагнетиков и, следовательно, породу в целом; он изменяется от 1600 (кислые породы) до 600 и ниже (основные породы).

В связи с большими колебаниями (от ~ 0 до 27,5%) содержания магнетита в основных породах наблюдаются значительные изменения их магнитной восприимчивости от величин, близких к нулю, до значений, превышающих 10 000 СГСМ.

Среди основных пород практически немагнитных разностей почти не встречается и мало очень слабо магнитных образцов.

Более распространены слабо магнитные породы с очень небольшим количеством ферромагнетиков, но с повышенным содержанием слабо магнитных минералов и породы магнитные и сильно магнитные.

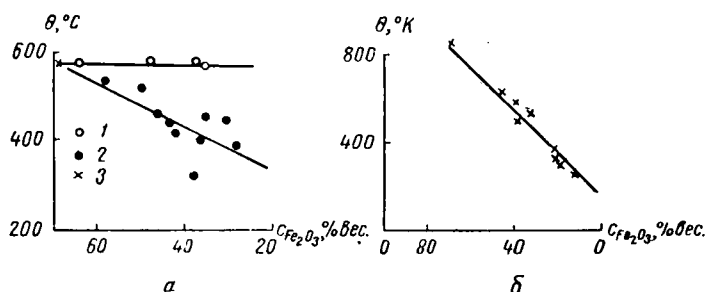


Рис. 160. Зависимость точек Кюри θ ферромагнитных минералов магматических пород от содержания Fe_2O_3 .

а — по С. А. Акимото: 1 — образцы с ферромагнетиками обратимого типа, 2 — образцы с ферромагнетиками необратимого типа, 3 — чистый магнетит; б — по Р. Шевалье и Пьеру.

Ультраосновные горные породы. Главные и некоторые второстепенные минералы ультраосновных горных пород очень слабо или слабо магнитны. Это уже известные нам парамагнетики — оливин, гиперстен, авгит, реже роговая обманка и из второстепенных минералов хромит, ильменит и шпинель.

Ферромагнетиками этих пород являются магнетит и пирротин, которые находятся в породах порознь или совместно.

Отсутствие магнетита иногда наблюдается у гиперстенитов, причем у пород, не имеющих в своем составе магнетита, ферромагнитная минерализация обязана пирротину.

Среди ультраосновных пород не обнаружено практически немагнитных разностей. Это определяется, по-видимому, относительно высоким содержанием в этих породах очень слабо и слабо магнитных минералов. Породы остальных степеней магнитности встречаются у большинства ультраосновных пород, хотя очень слабо магнитные разности достаточно вероятны только у гиперстенитов. Для перидотитов наиболее характерны магнитные и сильно магнитные разности.

Обобщая данные о магнитной восприимчивости магматических горных пород, приходим к следующим выводам. У всех типов магматических пород, за исключением ультраосновных (у которых нет практически немагнитных образцов), можно встретить разности от практически немагнитных до сильно магнитных. Практически немагнитные разности наиболее часты у пород кислого состава; тогда как магнитные и сильно магнитные — у основных и особенно ультраосновных пород.

Коэрцитивная сила, естественная остаточная намагниченность и точки Кюри магматических горных пород

Коэрцитивная сила исследованных магматических горных пород изменяется от -5 до -465 э. Причем у большинства пород она не превышает -100 э. Магнитожестные разности обнаружены в основном среди более хорошо изученных базальтов, а также среди гранитов и сиенитовых порфиров.

Остаточное намагничивание наблюдается у магнетитов, пирротитов, бокситов, перидотитов и других пород.

Интенсивность остаточного намагничивания определяется природой, концентрацией и размерами зерен ферромагнетиков пород. Термоостаточная намагниченность увеличивается с уменьшением размеров зерен ферромагнетиков.

Естественная остаточная намагниченность магматических горных пород J_n изменяется в пределах от $1 \cdot 10^{-6}$ гс/см³ до более $50 \cdot 10^{-3}$ гс/см³ и может быть больше и меньше индуцированной намагниченности $J_i = \kappa H_0$, измеренной на порошковых пробах в магнитном поле порядка 0,5 э. Например, по данным ВИРГ из 449 образцов из различных районов Советского Союза 23% не имели остаточного намагничивания, у 36% $J_n < J_i$, у 29% $J_n > J_i < 5J_i$ и 12% образцов имели $J_n > 5J_i$.

Естественная остаточная намагниченность у кристаллических пород с малым содержанием крупнозернистых ферромагнетиков, например у лейкократовых гранитов, оценивается десятками долями J_i (табл. 37). Значения J_n , в несколько раз или даже в несколько десятков раз превосходящие J_i , наблюдаются чаще у пород основных с высоким содержанием ферромагнетиков. Изредка термоостаточная намагниченность превышает намагниченность, индуцированную в полях порядка земного, более чем в 100 раз.

Исключительно высокие значения остаточного намагничивания (от ~ 1 до 2 СГСМ) отмечаются [4] для пирротитовых руд.

Отличительными особенностями естественного остаточного намагничивания являются: 1) неоднородность по величине и направлению даже в пределах одного массива магматических пород; 2) относительно большая величина для некоторых пород; 3) устойчивость к размагничиванию.

С ростом температуры термоостаточное намагничивание уменьшается и достигает нулевых значений при точках Кюри.

Таблица 37

Естественная остаточная намагниченность некоторых типов магматических горных пород

Порода	$J_n \cdot 10^3$, гс/см ³	J_n/J_i *	$Q_n = \frac{I_n^{**}}{\chi \cdot H_0}$
Ультраосновные породы			
Пироксениты	—	0,3—14	—
Перидотиты	—	0,3—26	—
Основные породы			
Габбро	2—400	0,6—30	4—29
Базальты	1—15	0,5—10	0,5—140
Диабазы	—	0,9	—
Средние породы			
Диориты	—	0,4—2,0	—
Андезиты	0,6	0,8	5—40
Дациты	—	0,3—0,7	—
Кислые породы			
Граниты	0,001—4,5	0,07—6,0	0,3—10
Гранодиориты	—	0,4—0,7	—
Кварцевые порфиры	<0,01—1,6	0,8—6,4	0,4—8,4
Липариты	—	0,3	—

* J_i — остаточная намагниченность, индуцированная в полях порядка земного.

** Серии образцов, отличные от тех, для которых приведены значения J_n/J_i .

Точки Кюри магматических горных пород

Изучению точек Кюри придается большое значение, потому что только значения θ не зависят от размера зерен и содержания ферромагнетиков и хорошо определяют их вещественный состав. Магматические породы характеризуются одной — обычной — точкой θ_{ao} или двумя — обычной θ_{ao} и необычной θ_{ae} — точками Кюри, устанавливаемыми из зависимостей $\chi = f(T)$ первого нагревания образцов в полях напряженностью около 2 э (рис. 161).

Точка Кюри θ_{ao} получается из обычных зависимостей $\chi = f(T)$ (рис. 161, а и б), тогда как две точки θ_{ao} и θ_{ae} получаются из необычных — ступенчатых — зависимостей $\chi = f(T)$ (рис. 161, в и г). При этом кривые $\chi = f(T)$ (рис. 161, а) называются обратимыми, если их можно получить не только в результате нагревания образца породы, но также и при его охлаждении и повторных нагреваниях.

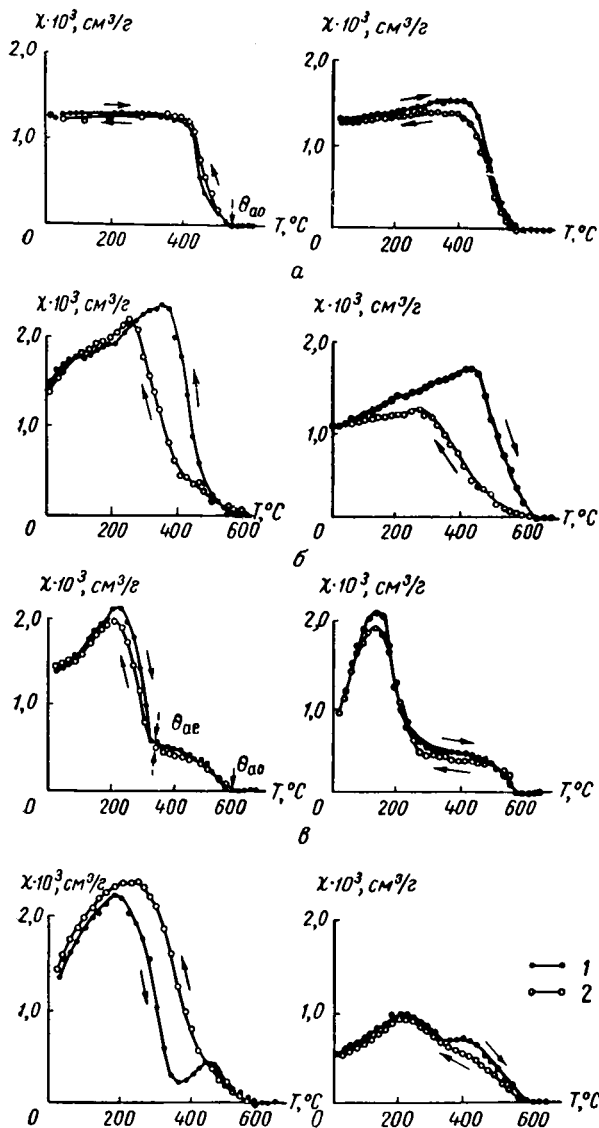


Рис. 161. Зависимости магнитной восприимчивости χ от температуры T .

Кривые: а — обычного обратимого типа; б — обычного необратимого типа; в — необычного обратимого типа; г — необычного необратимого типа. 1 — нагрев; 2 — охлаждение.

Кривые этого типа отвечают породам, у которых ферромагнетиками является магнетит или магнетит с незначительной примесью окиси титана.

Необратимыми (рис. 161, б) называются кривые $\chi = f(T)$, которые не повторимы при охлаждении или повторных нагреваниях образцов. Эти кривые характерны для пород с нестойкими к нагреванию ферромагнетиками, например титаномагнетитами.

Ступенчатые кривые получаются при наличии в породах двух групп ферромагнитных минералов различного химического состава. Причем необратимые кривые типичны для пород, содержащих магнетит и не стойкие по отношению к нагреванию ферромагнетики (титаномагнетит, маггемит и др.).

Следует отметить, что согласно исследованиям А. С. Семенова и Ф. С. Файнберга [91] обратимость и необратимость кривых $\chi = f(T)$ должна зависеть также от среды, в которой происходят нагревание и охлаждение ферромагнетиков. При продолжительном нагревании образцов гематитовых и лимонитовых руд, сидерита и пирита до 800°C при доступе воздуха была обнаружена неизменность их магнитных свойств. При нагревании в восстановительной среде практически немагнитные образцы приобретали вследствие изменения их минерального состава повышенную или высокую магнитность. В составе этих минералов появлялся магнетит и иногда железо. В этих условиях заметно (в несколько раз) возрастала также магнитная восприимчивость практически немагнитных мергеля, песчаника и глины. Причем в составе глин после нагревания был тоже обнаружен магнетит. Таким образом, было установлено, что железосодержащие породы и руды вследствие изменения минерального состава под воздействием высокой температуры в условиях восстановительной среды изменяют свои магнитные свойства, в частности в этих условиях должны изменять свой состав и свойства, в том числе и точку Кюри, нагреваемые титаномагнетиты.

В природе нагревание пород до значительных температур в восстановительной среде наблюдается в приконтактных зонах вблизи массивов интрузивных пород, в зонах, контактирующих с выгоревшими угольными пластами, при региональном тепловом метаморфизме. С региональным тепловым метаморфизмом связывается, например [91], возникновение сильно магнитных кварцитов и железистых сланцев, регионально распространенных в докембрийских отложениях. На глубинах, соответствующих изменению температур от 250 до 750°C , имеются особо благоприятные условия для образования магнетита, титаномагнетитов, магндомагнетита и других магнитных минералов за счет иных железосодержащих минералов и для возникновения у пород высоких магнитных свойств.

Рассмотрение результатов определений точек Кюри для магматических горных пород показывает, что обычная точка Кюри близка к 585°C , необычная — много ниже (порядка 300°C).

§ 55. МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Магнитная восприимчивость метаморфических горных пород изменяется в тех же пределах, что и пород магматических (табл. 36). Эти породы бывают от практически немагнитных до сильно магнитных.

Незначительная магнитная восприимчивость характерна для метаморфических пород, происходящих из практически немагнитных осадочных (глинистые сланцы, филлиты, кристаллические сланцы, параамфиболиты, кварциты, парагнейсы, мрамор и др.) или из практически немагнитных магматических (гранитогнейсы и др.) пород.

Очень высокие значения магнитной восприимчивости (свыше $5000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ) наблюдаются у железистых кварцитов (джеспилитов), в изобилии содержащих мелкую вкрапленность магнетита и гематита или иногда прослои гематита, роговиков, серпентинитов, ортоамфиболитов, скарнов и магнетитовых сланцев.

Магнитная восприимчивость других метаморфических пород, например хлоритовых и тальковых сланцев, гнейсов диоритового состава и других, обычно заключается в пределах $30 \cdot 10^{-6}$ — $5000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ. Эти породы происходят из относительно мало обогащенных ферромагнетиками магматических горных пород.

§ 56. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Осадочные породы обычно практически немагнитны или очень слабо магнитны. Это объясняется незначительным содержанием в осадочных породах ферромагнитных минералов (табл. 36).

Среди песков, песчаников и глин иногда находятся слабо магнитные и очень редко магнитные разности с повышенным содержанием ферромагнетиков. Повышенная магнитная восприимчивость (от 100 до $500 \cdot 10^{-6}$ СГСМ) установлена у некоторых сидеритово-обломочных пород.

Наименьшей магнитной восприимчивостью (обычно $< 25 \times 10^{-6}$ СГСМ) обладают известняки, доломитизированные известняки, доломиты, ангидриты, гипсы, каменная соль и угли. Ангидриты, гипсы, каменная соль, чистые разности известняков, угли, содержащие в основном диамагнитные минералы, могут быть даже диамагнитны.

У осадочных пород обнаружена очень слабая, но при этом весьма стабильная естественная остаточная намагниченность, изменяющаяся в пределах от $a \cdot 10^{-7}$ до 10^{-4} гс.

Эта намагниченность растет с увеличением содержания ферромагнитных минералов, в частности магнетита (рис. 162).

Направление естественного остаточного намагничивания осадочных пород обычно мало отличается от направления современного

геомагнитного поля. Однако встречаются осадочные породы, у которых ориентация вектора I_n не совпадает с ориентацией современного земного магнитного поля, а иногда даже обратна этому направлению.

Лабораторными исследованиями установлено наличие у осадочных пород, охлаждающихся в магнитном поле, термоостаточной намагниченности (рис. 163). Она также обнаружена при повторных

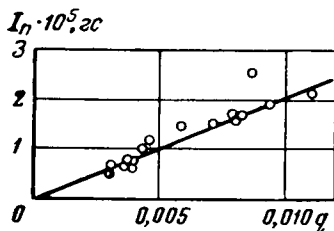


Рис. 162. Зависимость естественной остаточной намагниченности I_n от содержания магнетита в осадочных породах из отложений Наритабед.

Величина зерен Fe_3O_4 0,04—0,08 м.м., $\theta = 590^\circ \text{C}$.

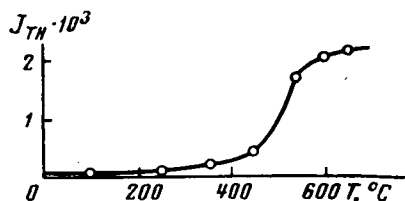


Рис. 163. Термоостаточная намагниченность J_{TH} осадочных пород Наритабеда ($H_e = 0,5$ э) (по Т. Нагата и др.).

нагревания осадочных пород до температур, наблюдающихся в атмосфере, и при наличии геомагнитного поля, причем величина намагниченности не превышает, по-видимому, 10^{-5} гс.

Однако естественная остаточная намагниченность осадочных пород $I_n \ll \kappa H_0$, где H_0 — напряженность геомагнитного поля.

§ 57. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ И ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Для определения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности создан ряд приборов, из которых широкое распространение в отечественной геофизической практике получил аstaticкий магнитометр Долгинова (рис. 164).

Принцип его действия следующий. В поле верхнего магнита аstaticкой магнитной системы 1, расположенной в плоскости магнитного меридиана, устанавливают исследуемый образец 2. Магниты 3 и 4 системы, имеющие одинаковые и противоположно направленные магнитные моменты, жестко скреплены между собой стержнем и подвешены на нити 5. При определении магнитной восприимчивости образец породы в порошкообразном состоянии (при котором остаточная намагниченность равна нулю) в двух плексигласовых пробирках помещен на каретку 6. При определении естественного остаточного намагничивания образцам породы придают форму куба с ребром около 1 см, причем у ориентированных образцов плоскости ориентации должны совпадать с гранями куба.

Образец помещают на поворачивающуюся площадку, установленную на каретке 6. Образец намагничивается в магнитном поле магнита пропорционально величине магнитной восприимчивости и напряженности магнитного поля H . Последнюю определяют по шкале по положению пробирок на шинах магнитометра. Взаимодействие намагниченного таким образом образца породы с полем

магнита приводит к повороту магнитной системы магнитометра на определенный угол, пропорциональный магнитной восприимчивости или интенсивности остаточного и индуцированного намагничивания.

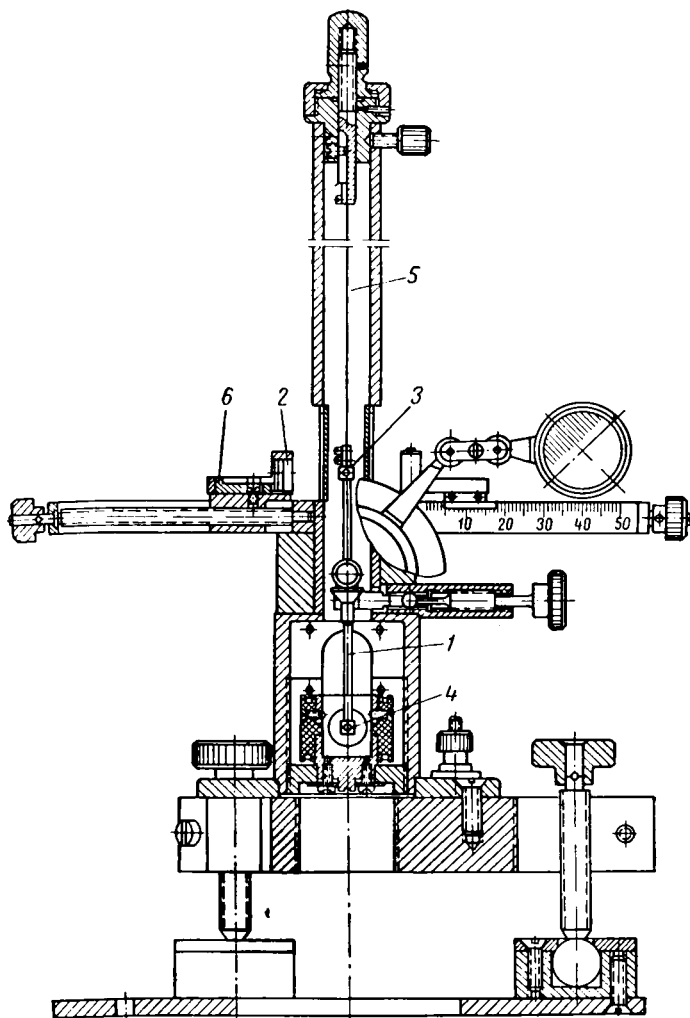


Рис. 164. Астатический магнитометр Долгинова.

1 — астатическая магнитная система; 2 — образец горной породы;
3 и 4 — магниты; 5 — нить; 6 — каретка.

Положение магнитной системы определяется при помощи визирной трубки, в поле которой просматриваются подвижная и неподвижная шкалы отсчета. Зная число делений α , на которое сместится подвижная шкала магнитометра

относительно неподвижной при внесении образца породы, рассчитывают его удельную магнитную восприимчивость по формуле

$$\chi = K \frac{\alpha}{P},$$

где K — цена деления шкалы магнитометра для заданного положения α пробирок;

P — вес образца в г.

При определении вектора остаточного намагничивания измеряют его компоненты относительно определенной стороны. Для этого оценивают углы отклонения магнитной системы $\theta_1, \theta_2, \theta_3, \theta_4$ при определенном расстоянии a_0 по шине и на поворотах каретки на 90° . Далее образец поворачивают на каретке вокруг горизонтальной оси, перпендикулярной шине, на 90° и определяют углы θ_5 и θ_6 при повороте каретки на 180° (рис. 165).

Составляющие (в гс), полный вектор остаточного намагничивания и углы его ориентации рассчитывают по формулам:

первая составляющая

$$I_1 = \frac{\tau (\theta_1 - \theta_3) a_0^3 \Delta_K}{4P};$$

вторая составляющая

$$I_2 = \frac{\tau (\theta_2 - \theta_4) a_0^3 \Delta_K}{4P};$$

третья составляющая

$$I_3 = \frac{\tau (\theta_5 - \theta_6) a_0^3 \Delta_K}{4P};$$

полный вектор остаточного намагничивания

$$I_n = \sqrt{I_1^2 + I_2^2 + I_3^2};$$

угол наклона вектора

$$\beta = \arctg \frac{I_3}{\sqrt{I_1^2 + I_2^2}};$$

азимут вектора

$$\lambda = \arctg \frac{I_1}{I_2},$$

где Δ_K и P — объемный вес образца и его вес;

a_0 — расстояние между центром образца и магнитом в см;

τ — чувствительность при положении на шине a_0 ;

$\theta_1 - \theta_4$ — отклонение магнитной системы в делениях шкалы с учетом знака.

Более подробно определение магнитной восприимчивости, остаточного намагничивания и эталонирование магнитометра описано в ряде руководств [3, 12, 41 и др.].

Имеются и другие удобные магнитометры. Для измерения остаточной и индуцированной намагниченности на образцах сильно магнитных пород в полевых условиях с успехом применяется магнитометр М-2 [4, 102]; для пород любой степени магнитности в лаборатории используют магнитометр с астатической стрелкой и кольцами намагничивания [4] или без них; для определения магнитной восприимчивости удобны капшметры индукционные; контактные магнитометры А. С. Семенова и А. П. Очкур позволяют определить магнитную восприимчивость отдельных зерен, вкрапленных в породу [102].

Глава X

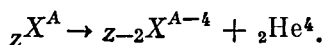
ЕСТЕСТВЕННАЯ РАДИОАКТИВНОСТЬ

§ 58. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Естественная радиоактивность — свойство пород создавать радиоактивное излучение в связи с самопроизвольной перестройкой ядер их радиоактивных элементов. При этом выделяется энергия и возникают более устойчивые или новые радиоактивные элементы. Ядра последних снова распадаются и так продолжается до возникновения устойчивого изотопа. Неустойчивостью характеризуются ядра с отношением числа нейтронов к числу протонов вне области устойчивости [34].

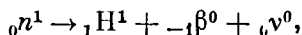
Возможны следующие типы распадов.

1. Альфа-распад с выбросом из ядер α -частиц (${}_2\text{He}^4$) и образованием ядер новых элементов (${}_{Z-2}X^{A-4}$) по схеме

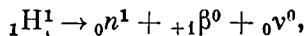


В этой формуле X — элемент с атомным весом A и номером Z .

2. Бета-распад, при котором в ядре происходит либо превращение нейтрона ${}_0 n^1$ в протон ${}_1 \text{H}^1$ по схеме



причем образовавшиеся электрон ${}_{-1} \beta^0$ и нейтрино ν^0 выбрасываются из ядра и возникает новый элемент с атомным номером на единицу меньшим, чем у исходного, либо превращение протона ${}_1 \text{H}^1$ в нейтрон по схеме



причем создаются позитрон (${}_{+1} \beta^0$) и нейтрино и возникает новый элемент с атомным номером на единицу большим, чем у исходного. К бета-распаду относится также электронный захват, при котором ядром поглощается электрон с орбиты K (реже с орбиты L) и возникает элемент с атомным номером на единицу меньшим, чем у исходного.

3. Изомерный переход с гамма-излучением, приводящий к изменению энергетического уровня ядра.

4. Деление ядер на части.

Элементы радиоактивного излучения имеют следующую характеристику.

А л ь ф а - ч а с т и ц ы. Альфа-частицы (α -частицы) ядра гелия имеют заряд, равный 2, массу $6,644 \cdot 10^{-24}$ г, начальную скорость от $1,42 \cdot 10^9$ до $2,054 \cdot 10^9$ см/сек (в зависимости от типа распадающегося элемента) и энергию от 2 до 8 Мэв. Они обладают высокой ионизирующей способностью (α -частица создает в воздухе до 200 000 пар ионов) и имеют незначительный и прямолинейный пробег в веществе (табл. 38). В процессе ионизации атомов α -частица теряет энергию и в конце пробега поглощает два электрона, превращаясь в атом гелия.

Таблица 38
Пробеги α -частиц в радиоактивных минералах
и других твердых веществах

Минерал	Средний пробег \bar{R}^* , мк
Уранинит	19,1
Урановая смолка	22,8
Торианит	22,6
Кюрит	23,2
Карнотит	31,6
Торбернит	36,5
Самарскит	20,6
Бетафит	26,1
Монацит	28,8
Ортит	28,7
$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	36,5
SiO_2	38,3
CaCO_3	39,7
BaSO_4	42,7

* Для радиоактивных минералов \bar{R} соответствует пробегу преобладающих групп α -частиц, образующихся в процессе распада в минерале; для нерадиоактивных твердых веществ \bar{R} рассчитан для α -частиц RaC' .

Взаимодействие α -частиц с веществом приводит к возникновению вторичных электронов, характеризующихся небольшим пробегом (в воздухе до 0,5 мм), и рентгеновских лучей.

Наряду с α -частицами возникают атомы отдачи — поток атомов, ядра которых потеряли α -частицы. Эти атомы обладают сравнительно небольшой способностью к ионизации окружающей среды.

Б е т а - л у ч и. Бета-лучи (β -лучи) — поток электронов (позитронов)¹ с массой $m = 9,106 \cdot 10^{-28}$ г или 0,00054 атомных единиц массы, зарядом, равным одному элементарному заряду (или $1,602 \cdot 10^{-20}$ абсолютных электромагнитных единиц или $4,8025 \cdot 10^{-10}$ абсолютных электростатических единиц).

¹ β -лучи также обозначаются символически $-_1e^0$, $+_1e^0$ или $-_1\beta^0$ и $+_1\beta^0$.

Таблица 39

Бета-излучение природных радиоактивных элементов

β -излучатели	Максимальная энергия β -излучения, Мэв (%)	Максимальная длина пробега β -частиц R , г/см ² в Al ¹	Длина пробега β -частиц в воздухе R , см
UX ₁	0,103 (34); 0,193 (66)	0,015; 0,04	14,5; 41
UX ₂	0,6 (7); 1,5 (13); 2,32 (80)	0,20; 0,67; 1,03	194; 570; 900
UZ	0,45; (90); 1,2 (10)	0,13; 0,51	136; 440
RaB	0,35; 0,67; 0,73; 0,78	0,095; 0,24; 0,26; 0,28	100; 225; 245; 270
RaC	1,65 (23); 3,17 (77)	0,76; 1,60	630; 1240
RaC''	1,80	0,84	690
RaD	0,0167; 0,0556 (10)	0,0006; 0,0051	0,8; 5,0
RaE	1,17	0,50	425
UV	0,093 (45); 0,216 (11); 0,302 (44)	0,0012; 0,044; 0,08	12,6; 49; 79
Ac	0,01	—	0,32
AcK	1,2	0,051	440
AcB	0,571 (~20); 1,4 (~80)	0,19 0,62	184 525
AcC''	0,63 (0,5); 1,50 (99,5)	0,22; 0,68	209; 570
MsTh ₁	0,053	0,0043	4,6
MsTh ₂	1,0; 1,6; 1,85; 2,16	0,4; 0,73; 0,87; 1,04	355; 610; 705; 840
ThB	0,355; 0,589	0,105; 0,200	102; 192
ThC	0,45 (2); ~0,62 (4); 2,2	0,135; 0,210; 1,07	136; 208; 850
ThC''	1,805	0,85	695
K ⁴⁰	1,325	0,58	490
Rb ⁸⁷	0,275	0,07	69
Lu ¹⁷⁶	0,215; 0,40	0,045; 0,12	46; 118
Re ¹⁸⁷	0,040	0,0028	3,1

¹ β -насыщенный слой — слой радиоактивного природного излучателя в граммах на 1 см², увеличение толщины которого не изменяет интенсивности β -излучения. Мощность этого слоя в г/см² численно соответствует длине R пробега β -частиц.

Характерным для β -излучения является непрерывность распределения энергий (рис. 166) и скоростей от нулевых до максимальных, близких к скорости света (300 км/сек).

В связи с неодинаковой энергией длина пробега отдельных β -частиц различна. Однако в среднем она значительно больше, чем длина пробега α -частиц (табл. 39).

Вероятность рассеяния β -частиц атомным ядром пропорциональна квадрату заряда ядра, а электронной оболочкой — его первой степени. Вследствие этого у средних и тяжелых элементов β -частицы рассеиваются в основном ядрами атомов, а у водорода как электронной оболочкой, так и ядрами. Чем больше энергия β -частиц, тем слабее их рассеяние.

Длина пробега β -частиц в породах, содержащих ряд β -излучателей, характеризуется длиной пробега β -частиц с максимальной проникающей способностью. Например, пробег β -частиц в урановой руде, имеющей 9 β -излучателей, равен 1,54 г/см² и соответствует длине пробега β -частиц RaC.

Ионизирующая способность β -частиц слабее, чем α -частиц. В воздухе одна β -частица образует 50 пар ионов на 1 см.

Г а м м а - л у ч и. Гамма-лучи (γ -лучи) представляют собой ультракороткое электромагнитное излучение с длиной волны от 1 Å и меньше. Гамма-лучи возникают при естественных и искусственных превращениях ядер, а также при торможении и распаде заряженных частиц и аннигиляции пар. Гамма-лучи, наблюдающиеся при распаде естественно радиоактивных элементов, характеризуются:

1) длиной волны λ от долей единиц X^* (для жесткого γ -излучения) до $10^2 X$ и более (для мягкого γ -излучения);

2) массой кванта

$$m = \frac{h\nu}{c^2} = \frac{h}{c\lambda} = \frac{2,21 \cdot 10^{-37}}{\lambda},$$

где h — постоянная Планка, равная $6,62 \cdot 10^{-27}$ эрг · сек;

c — скорость света в см/сек;

λ — длина волны в см;

3) энергией $E_\gamma = h\nu$, изменяющейся от 0,05 до 3 Мэв:

$$E_\gamma = \frac{12,38}{\lambda},$$

где λ выражено в единицах X .

Следует отметить, что: а) максимальные энергии γ -лучей (по-

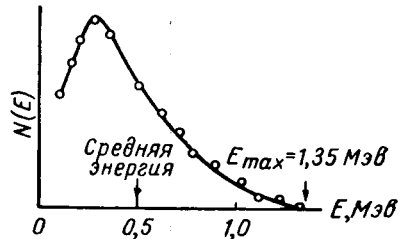


Рис. 166. Распределение энергии между β -частицами изотопа K^{40} .

* Единица $X = 10^{-11}$ см.

Таблица 40

Спектральные характеристики излучений урано-радиевого и ториевого семейств

Излучатель	α -лучи			β -лучи			γ -лучи		
	выход n , %	энергия E , $M\text{эв}$	относительная интенсивность $\frac{nE}{\sum nE}$, %	выход n , %	энергия E , $M\text{эв}$	относительная интенсивность $\frac{nE}{\sum nE}$, %	число квантов на распад	энергия E , $M\text{эв}$	относительная интенсивность $\frac{nE}{\sum nE}$, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Урано-радиевое семейство

UI	100	4,15	9,7	—	—	—	—	—	—
UX ₁	—	—	—	80	0,205	2,9	0,2	0,093	1,0
UX ₁	—	—	—	20	0,112		0,045	0,180	0,4
UX ₂	—	—	—	94,85	2,32	36,1	0,017	0,8	0,7
UX ₂	—	—	—	5	1,52		0,002	1,5	—
UZ	—	—	—	0,13	0,45	~0	—	—	—
UZ	—	—	—	0,02	1,2	~0	—	—	—
UII	100	4,71	11,0	—	—	—	—	—	—
Io	100	4,86	11,0	—	—	—	0,11	0,068	~0
Io	—	—	—	—	—	—	0,01	0,19	~0
Сумма по группе урана	300	—	31,7	200	—	39,0	0,384	—	2,1
Ra	100	4,61	10,8	—	—	—	0,012	0,184	~0
Rn	100	5,49	12,9	—	—	—	—	—	—
RaA	99,96	6,00	14,1	—	—	—	—	—	—
RaB	—	—	—	100	0,65	10,3	0,115	0,241	14,3
RaB	—	—	—	—	—	—	0,258	0,294	
RaB	—	—	—	—	—	—	0,450	0,350	
RaC	0,04	5,33	~0	23	3,17	31,7	0,658	0,607 *	83,6
RaC	—	—	—	77	1,65		0,065	0,766	
RaC	—	—	—	—	—	—	0,067	0,933	
RaC	—	—	—	—	—	—	0,206	1,120 *	
RaC	—	—	—	—	—	—	0,063	1,238 *	
RaC	—	—	—	—	—	—	0,064	1,379	
RaC	—	—	—	—	—	—	0,258	1,761 *	
RaC	—	—	—	—	—	—	0,074	2,198	
RaC	—	—	—	—	—	—	0,020	2,420	
RaC'	100	7,68	18,0	—	—	—	—	—	—
RaC'	—	—	—	0,04	1,80	~0	—	—	—
RaD	—	—	—	100	0,292	0,5	—	—	—

* Согласно работам Nuovo cimento, vol. 12, p. 358, 1954 и Physical Review, vol. 74, p. 1536, 1948 и др. линии принадлежат RaC'.

Продолжение табл. 40

Излучатель	α -лучи			β -лучи			γ -лучи		
	выход n , %	энергия E , Мэв	относительная интенсивность $\frac{nE}{\sum nE}$, %	выход n , %	энергия E , Мэв	относительная интенсивность $\frac{nE}{\sum nE}$, %	число квантов на распад	энергия E , Мэв	относительная интенсивность $\frac{nE}{\sum nE}$, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
RaE	$5 \cdot 10^{-5}$	4,77	~ 0	100	1,17	18,5	—	—	—
RaE	100	5,30	12,5	—	—	—	—	—	—
Сумма по группе радия	500	—	68,3	400	—	61,0	2,31	—	97,9
Сумма по урано-радиевому семейству	800	—	100	600	—	100	2,56	—	100

Ториевое семейство

Th	100	3,90	10,4	—	—	—	—	—	—
MsTh ₁	—	—	—	100	0,053	1,3	—	—	—
MsTh ₂	—	—	—	100	1,55	38,0	1	0,40	39,3
MsTh ₂	—	—	—	—	—	—	1	0,93	0,5
RaTh	100	5,35	14,5	—	—	—	0,23	0,084	—
ThX	100	5,66	15,3	—	—	—	—	—	—
Tn	100	6,28	17,0	—	—	—	—	—	—
ThA	100	6,77	18,3	—	—	—	—	—	6,4
ThB	—	—	—	88	0,355	9,3	0,88	0,24	—
ThB	—	—	—	12	0,589		—	—	—
ThC	33,7	6,09	5,6	66,3	2,22	36,6	0,7	0,04	21,5
ThC	—	—	—	—	—	—	0,02	0,26	
ThC	—	—	—	—	—	—	0,011	0,33	
ThC	—	—	—	—	—	—	0,01	0,45	
ThC	—	—	—	—	—	—	0,185	0,72	
ThC	—	—	—	—	—	—	0,160	0,83	
ThC	—	—	—	—	—	—	0,055	1,03	
ThC	—	—	—	—	—	—	0,045	1,34	
ThC	—	—	—	—	—	—	0,07	1,61	
ThC	—	—	—	—	—	—	0,07	1,81	
ThC	—	—	—	—	—	—	0,025	2,2	
ThC'	66,3	10,54	18,9	—	—	—	—	—	32,3
ThC'	—	—	—	33,7	1,79	14,8	0,34	0,58	
ThC'	—	—	—	—	—	—	0,34	2,62	
Сумма по ториевому семейству	600	—	100	400	—	100	5,14	—	100

рядка 2 Мэв) наблюдаются при распаде естественных β -излучателей; при переходе ядер из одного возбужденного состояния в другое энергия не превышает 0,5 Мэв; б) γ -кванты чаще всего испускаются несколькими группами с определенной энергией каждой группы квантов (табл. 40).

Проникающая способность γ -квантов значительно больше проникающей способности β -частиц (табл. 39).

Гамма-излучение ослабляется в породах вследствие: 1) внутренней конверсии (для некоторых радиоактивных элементов), 2) фотоэффекта, 3) комптоновского эффекта и 4) образования пар. Причем ослабление γ -излучения в веществе породы описывается формулой

$$I = I_0 e^{-\mu d},$$

где I_0 — интенсивность исходного γ -излучения;

I — интенсивность того же излучения после прохождения слоя породы толщиной d ;

μ — суммарный коэффициент ослабления, состоящий из коэффициентов ослабления γ -излучения, учитывающих фотоэффект (τ), комптоновский эффект (σ) и процесс образования пар (κ):

$$\mu = \tau + \sigma + \kappa.$$

При внутренней конверсии, характерной для пород, содержащих тяжелые ядра, гамма-кванты поглощаются электронной оболочкой того же атома с излучением электронов.

При фотоэффекте (рис. 167) γ -лучи взаимодействуют с электронной оболочкой другого атома. Возникающий при этом фотоэлектрон уносит часть энергии γ -излучения

$$E_\beta = h\nu - E_0,$$

где E_0 — энергия связи электрона в атоме.

В результате фотоэффекта также возникает рентгеновское излучение. Направление рассеяния фотоэлектрона зависит от энергии γ -излучения. Жесткое γ -излучение создает фотоэлектроны с направлением, совпадающим с γ -излучением. Мягкое γ -излучение способ-

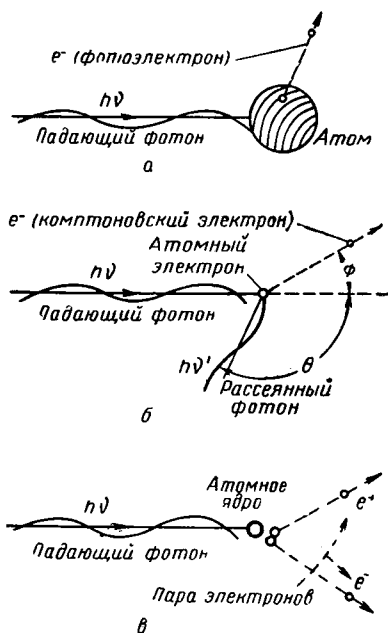


Рис. 167. Взаимодействие γ -излучения с веществом.

а — фотоэффект; б — комптоновский эффект; в — процесс образования электрон-позитронных пар.

ствуется образованию вторичного β -излучения с направлением, главным образом перпендикулярным направлению первичных лучей.

Ослабление интенсивности γ -излучения I за счет фотоэффекта описывается дифференциальным уравнением

$$-dI = \tau I dx,$$

где dx — толщина слоя породы;

τ — полный коэффициент поглощения за счет фотоэффекта.

Величина коэффициента

$$\tau = a \left(\frac{1}{h\nu} \right)^{2.8} Z^4 \frac{\delta_n N_0}{A_0},$$

где a — постоянная;

Z — порядковый номер;

δ_n — плотность поглощающей породы;

N_0 — число Авогадро;

A_0 — атомный вес.

Вследствие пропорциональности τ четвертой степени Z и обратной степенной зависимости от $h\nu$ фотоэффект особенно интенсивен в породах, содержащих тяжелые элементы, и при облучении пород фотонами незначительной энергии.

При комптоновском эффекте γ -излучение взаимодействует с электроном, передавая ему часть энергии. Ослабленное γ -излучение распространяется в горной породе (рис. 167, б) с изменением первоначального направления.

Коэффициент ослабления γ -излучения за счет комптоновского эффекта

$$\sigma = \sigma_e \frac{\delta_n N_0 Z}{A},$$

где σ_e — коэффициент ослабления, рассчитанный на один электрон;

$\frac{\delta_n N_0 Z}{A}$ — число электронов в единице объема породы; так как $\frac{Z}{A}$ примерно постоянно для всех элементов, то σ пропорционально плотности вещества.

Процесс образования электрон-позитронных пар, возникающих из фотона в поле ядер атома, наиболее вероятен для пород, содержащих тяжелые атомы (например, свинец), облучаемых жесткими γ -лучами, с энергией не менее $1,02 \text{ Мэв}$ (рис. 167, в).

Ослабление γ -излучения за счет этого определяется коэффициентом

$$\kappa = KN'Z^2(E - 1,02),$$

где N' — число атомов в 1 см^3 ;

Z — атомный номер;

E — энергия фотона в Мэв ;

K — коэффициент пропорциональности.

Радиоактивный распад протекает со скоростями, определяемыми следующим экспериментально установленным законом. За время $T_{1/2}$, которое называется периодом полураспада, распадается 50% от всего числа радиоактивных атомов определенного

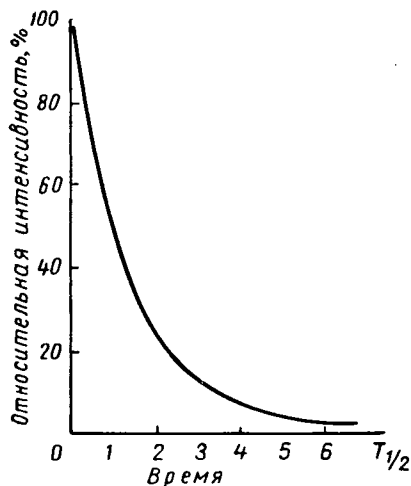


Рис. 168. Кривая распада.

количества породы. Это влечет за собой уменьшение интенсивности радиоактивного излучения породы на 50%. За время $2T_{1/2}$ распадается 50% от оставшегося ко времени $T_{1/2}$ числа нераспавшихся атомов и интенсивность излучения также уменьшается вдвое (рис. 168) и т. д. Так как число распадающихся в единицу времени атомов $\Delta N / \Delta t$ пропорционально числу нераспавшихся атомов к моменту времени t , то

$$\frac{\Delta N}{\Delta t} = -\lambda N \quad (101)$$

и, следовательно, после интегрирования

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

Коэффициент пропорциональности λ называется постоянной распада:

$$\lambda = -\frac{\Delta N / N}{\Delta t}.$$

Таким образом, постоянная распада определяется долей атомов, распавшихся за единицу времени.

Полагая в формуле (101) $t = T_{1/2}$ и $N = \frac{N_0}{2}$, получим

$$T_{1/2} = \frac{0,693}{\lambda}.$$

§ 59. ЕДИНИЦЫ ИЗМЕРЕНИЯ РАДИОАКТИВНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

В тех случаях, когда долгоживущие радиоактивные элементы выделяются в химически чистом виде в весомых количествах, их содержание, а следовательно, и радиоактивность оцениваются в долях грамма на 1 г породы или в весовых процентах.

В других случаях для измерения концентрации радиоактивных элементов используют единицы, основанные на измерении интенсивности радиоактивных излучений. К таким единицам относятся

кюри, резерфорд (rd), микромикрограмм-экв-радия на 1 г породы $\left(\frac{\text{мк мк г-экв радия}}{г} \right)$.

Радиоактивность в единицу кюри имеет вещество, в котором в секунду в среднем распадается $3,7 \cdot 10^{10}$ атомов, что равно числу распадов (с точностью до 0,6%) в секунду в 1 г радия. Для оценки радиоактивности пород обычно используют производные единицы кюри — милликюри $mkюри$ (0,001 кюри), микрокюри $mkюри$ (10^{-6} кюри) и миллимикрокюри $mmkюри$ (10^{-9} кюри).

Единица резерфорд (rd) соответствует количеству радиоактивных элементов, дающих 10^6 распадов в секунду. Таким образом, $mkюри = 37 rd$ или $rd = \frac{1}{37} mkюри = 0,027 mkюри = 27 mmkюри$.

Единица концентрации радиоактивных элементов в грамм-эквивалент-радия на 1 г породы определяет такую концентрацию радиоактивных элементов в горной породе, при которой в 1 сек. возникает гамма-излучение такой же интенсивности, как и при распаде 1 г радия.

В практике обычно используют производные единицы концентрации — микромикрограмм-эквивалент радия на 1 г породы

$$\frac{\text{мкмкг-экв радия}}{г} = \frac{\text{г-экв радия}}{г} \cdot 10^{-12};$$

микрограмм-эквивалент радия на 1 т

$$\frac{\text{мкг-экв радия}}{т} = \frac{\text{г-экв радия}}{г} \cdot 10^{-6}$$

или микрограмм-эквивалент радия на 1 г

$$\frac{\text{мкг-экв радия}}{г} = \frac{\text{г-экв радия}}{г} \cdot 10^{-6}.$$

Радиоактивность пород, содержащих определенные радиоактивные элементы (например, обогащенных радиоактивными минералами урана), измеряется в процентах U или Th (для пород, обогащенных ториеносным минералом) на 1 г породы. В этом случае радиоактивность 1 г породы сравнивается с радиоактивностью 1 г эталона, содержащего известный процент радиоактивного элемента (например, 0,02% урана), и выражается в процентах урана или другого радиоактивного элемента на 1 г породы.

§ 60. РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И МИНЕРАЛЫ ЛИТОСФЕРЫ

Большинство радиоактивных элементов, встречающихся в природе, относится к семействам урана, актиния и тория (рис. 169), содержащих соответственно 20, 15 и 13 генетически связанных радиоактивных и устойчивых изотопов. Период полураспада (рис. 169) радиоактивных изотопов изменяется от миллионных долей секунды

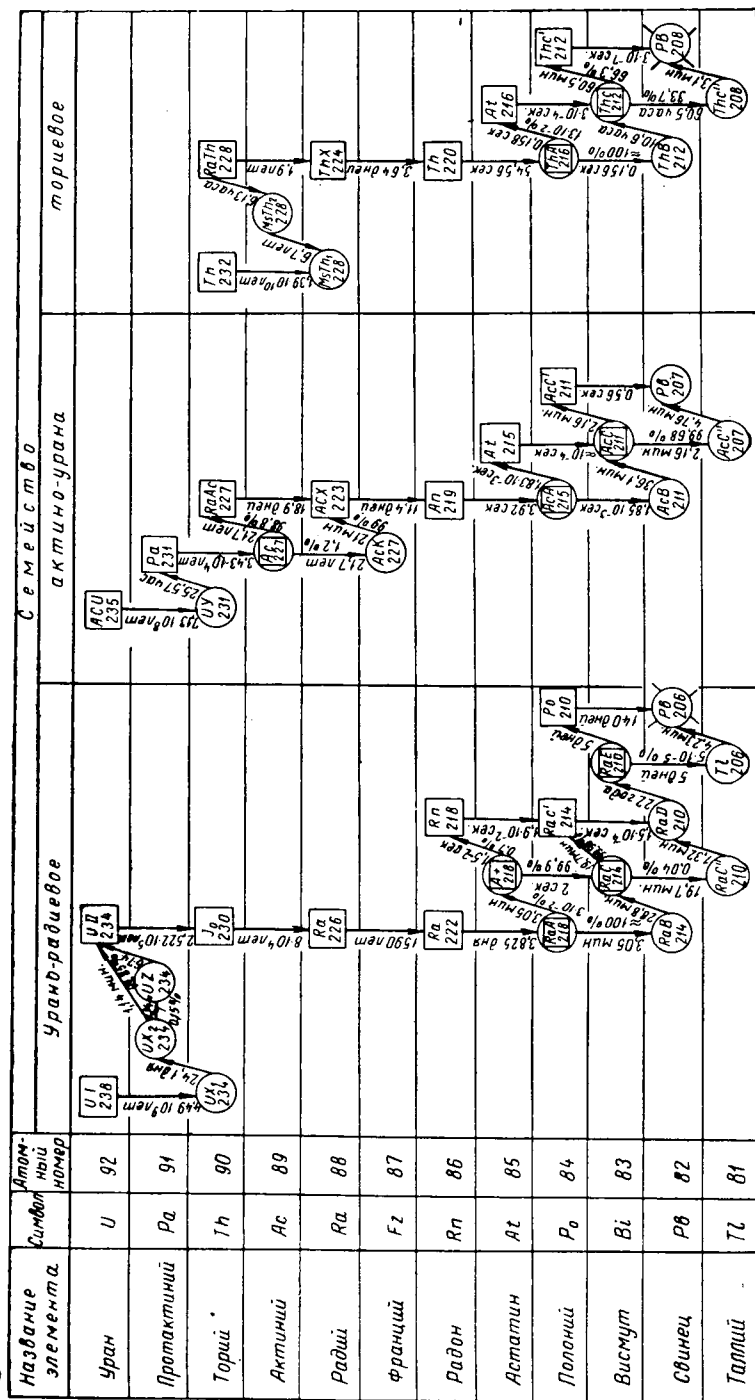


Рис. 169. Радиоактивные семейства.
1 — α-излучатели; 2 — β-излучатели; 3 — β- и α-излучатели; 4 — устойчивый изотоп.

до многих миллиардов лет. Наибольшей продолжительностью жизни отличаются: а) в урано-радиевом ряду: UI ($4,49 \cdot 10^9$ лет), UII ($2,522 \cdot 10^5$), I_0 ($8 \cdot 10^4$), Ra 226 (1590), RaD (22); б) в актиниевом ряду AcU ($7,13 \cdot 10^8$ лет), Pa ($3,43 \cdot 10^4$), Ac (21,7); в) в ториевом ряду Th 232 ($1,39 \cdot 10^{10}$ лет), Ms Th_i (6,7), RaTh (1,9).

Переход (рис. 169) от одного к другому радиоактивному, а затем устойчивому изотопу совершается путем α - и β -распада. В урано-радиевом ряду имеется 12 α -излучателей, 11 β -излучателей и 11 γ -излучателей. В актиниевом ряду 10 α -излучателей, 7 β -излучателей и 6 γ -излучателей. В ториевом ряду число α -излучателей снижается до 8, β - и γ -излучателей по 6. Однако обычными приборами регистрируется лишь α -излучение следующих α -излучателей урано-радиевого семейства: UI, UII, I_0 , Ra, Rn, RaA, RaC и Po. α -излучение актиниевого семейства значительно менее интенсивно, чем урано-радиевого (менее 5% от общего α -излучения членов урано-радиевого семейства). Это связано с незначительным содержанием актино-урана в природном уране (U^{235} составляет 1/240 часть природного урана U). В ториевом семействе основные α -излучатели представлены: Th, Ra Th, ThX, Tn, ThA, ThC, ThC'. Практически важными β -излучателями являются: в урано-радиевом семействе UX₂, RaB, RaC и RaE; в ториевом семействе MsTh₂, ThB, ThC и ThC''.

γ -излучение урано-радиевого семейства в основном связано с присутствием Ra (B + C). Гамма-излучение актиниевого ряда весьма незначительно по сравнению с γ -излучением урано-радиевого ряда. В ториевом семействе основное γ -излучение приписывается MsTh₂ и Th (C + C'') с его продуктами распада. В табл. 40 и 41 [7] даны спектральные характеристики излучений семейств урана — радия и тория.

Кроме радиоактивных элементов семейств урана, актиния и тория, в природе радиоактивными являются изотопы калия, кальция-рубидия, циркония, индия, олова, теллура, лантана, неодима, самария, лютеция, вольфрама, рения и висмута (табл. 42). Эти изотопы являются долгоживущими — их период полураспада превышает 10^9 лет; они генетически не связаны с другими радиоактивными элементами; для них характерен β -распад или K-захват, а иногда и оба эти процесса, за исключением самария, вольфрама и висмута, распадающихся с образованием α -частиц; энергия выделившихся частиц изменяется от 0,01 до $3,4$ Мэв; в значительных пределах находится также их относительная распространенность в природе — процент их в естественной смеси изотопов (от 0,0119 до 100%) (табл. 42).

Радиоактивные изотопы составляют незначительную часть литосферы.

По приближенной оценке А. П. Виноградова (1950) в литосфере (до глубины 16 км) содержится (в % вес.): урана U^{235} —

Таблица 41

Энергия γ -излучения главных (по γ -излучению) реакций распада радиоактивных элементов рядов урана и тория [15]

Реакция распада	Энергия фотонов, Мэв	Реакция распада	Энергия фотонов, Мэв
$\text{Th}^{234} \rightarrow \text{U}^{234}$	0,0919	$\text{Ac}^{228} \rightarrow \text{Th}^{228}$	0,0581—0,970
$\text{Ra}^{226} \rightarrow \text{Rn}^{222}$	0,189	$\text{Th}^{228} \rightarrow \text{Ra}^{224}$	0,0848—0,0881
$\text{Pb}^{214} \rightarrow \text{Bi}^{214}$	0,0529—0,3499	$\text{Pb}^{212} \rightarrow \text{Bi}^{212}$	0,1147—0,299
$\text{Bi}^{214} \rightarrow \text{Po}^{214}$	0,607—2,198	$\text{Bi}^{212} \rightarrow \text{Po}^{212}$	0,726—1,802
$\text{Pb}^{210} \rightarrow \text{Bi}^{210}$	0,0472	$\text{Bi}^{212} \rightarrow \text{Pb}^{208}$	0,0399—0,617
$\text{Tl}^{210} \rightarrow \text{Pb}^{210}$	0,202—1,068	$\text{Tl}^{208} \rightarrow \text{Pb}^{208}$	0,2765—2,62

$2,1 \cdot 10^{-6}$ ($1,4 \cdot 10^{-7}$)¹, урана U^{238} — $3 \cdot 10^{-4}$ ($1,98 \cdot 10^{-5}$), тория Th^{232} — $8 \cdot 10^{-4}$ ($7 \cdot 10^{-5}$), радия Ra^{226} — $1 \cdot 10^{-10}$, протактиния Ra^{231} — $1 \cdot 10^{-10}$, актиния — Ac^{227} — $6 \cdot 10^{-14}$. Кларки генетически не связанных радиоактивных изотопов указаны в табл. 42.

Из перечисленных изотопов наиболее распространены рубидий и кальций; распространенность тория, калия, урана, олова, самария, неодима и циркония одного порядка и на порядок ниже распространенности рубидия и кальция. Еще на два порядка ниже распространенность радиоактивных индия, лютеция, лантана (табл. 42); остальные долгоживущие радиоактивные изотопы распространены весьма незначительно ($< 3,4 \cdot 10^{-7}\%$).

Учитывая распространенность радиоактивных изотопов в литосфере и интенсивность распада (табл. 42), можно сказать, что наибольшее влияние на геологические процессы могут оказывать уран и торий с продуктами их распада, калий K^{40} и отчасти рубидий Rb^{87} . Остальные элементы, такие, как Ca^{48} , Zr^{96} , In^{113} , In^{115} , Sn^{124} , Te^{130} , La^{138} , Nd^{150} , Sm^{152} , Lu^{176} , W^{180} , Re^{187} и Bi^{209} , вследствие их малой распространенности и большого периода полураспада характеризуются незначительной суммарной энергией распада и не могут играть существенной роли в создании радиоактивности литосферы.

¹ В скобки заключено содержание радиоактивных изотопов в % ат. (см. примечание к табл. 42).

Радиоактивные элементы в отдельных геосферах литосферы и горных породах распределены неравномерно, причем радиоактивность геосфер тем меньше, чем ближе они к центру земли.

Радиоактивные элементы присутствуют в литосфере в составе минералов и в адсорбированном состоянии. Установлено более 200 минералов, в состав которых входят радиоактивные уран, торий, радий и калий. Особенно много минералов с ураном (табл. 43). Минералы с ураном и торием широко распространены, но значительно рассеяны в литосфере и в связи с этим редко встречаются в промышленных скоплениях.

Большое число минералов, в состав которых входят уран и торий, объясняется способностью урана находиться в литосфере в четырех- и шестивалентной форме и легкой изоморфной смесимостью¹ четырехвалентного урана, тория, редких земель, циркония и кальция при высоких температурах. Уран находится в минералах в виде катионов U^{4+} (в сильно восстановительной среде), U^{6+} (более устойчив в кислой среде), UO_2^{2+} и анiona $U_2O_7^{2-}$. Высокая изоморфная смесимость обуславливается близостью ионных радиусов U^{4+} , Th^{4+} , Y^{3+} , Ca^{2+} , Ra^{2+} , TR (от La до Lu), Mn^{2+} . Причем ионный радиус $U^{4+} = 1,05\text{\AA}$. Число минералов с торием примерно вдвое меньше, так как он находится в литосфере только в четырехвалентной форме.

Минералы с ураном и торием подразделяются на собственно урановые и ториевые и уран- и торийсодержащие. Это выполняется с учетом содержания и формы вхождения урана и тория в минералы. Минералы классифицируются как собственно урановые или ториевые, если в их состав постоянно входит более 30—45% U и Th (табл. 43).

Уран- и торийсодержащие минералы имеют незначительные и непостоянные количества урана и тория в виде твердого раствора, изоморфной примеси, механической примеси собственно урановых или ториевых минералов или содержат уран и торий в сорбированном состоянии. Урановые и ториевые минералы литофильны и оксифильны.

¹ При изоморфном замещении радиоактивные элементы входят в кристаллическую решетку акцессорных минералов, замещая близкие к ним по радиусу ионы, не разрушая и не изменяя кристаллической решетки.

Например, радиоактивность алланита (ортита), отвечающего формуле $(Ca,Ce)_4(Al,Mg,Fe)_6(OH)_3O_3[Si_2O_7]_3$, возникает вследствие изоморфной примеси тория, монацит $(Ce,La)PO_4$ также содержит ThO_2 до 5—10% в виде изоморфной примеси. К этой группе относится ксенотим YPO_4 , часто содержащий ThO_2 (до 5%) и UO_2 , изредка ZrO_2 . То же следует сказать и о самарските $(Y,Er)(Nb,Ta)_2O_6$, в котором содержится от 4,02 до 16% U, пирохлоре $NaCaNb_2O_6$, содержащем уран от 0 до 11,4% и UO_3 от 0 до 15,5%, цирконе $(ZrSiO_4)$, сфене (титаните) $CaTiO_3[SiO_4]$, апатите $(Ca_5[PO_4]_3(F,OH,Cl))$, баделлите (ZrO_2) , нефелине $(Na,K)_2OAl_2O_3 \cdot 2SiO_2$ и др.

Естественные долгоживущие радиоактивные генетически не связанные изотопы и их свойства

Таблица 42

Радиоактивные изотопы	Всего изотопов у данного элемента	Тип распада	Максимальная энергия образующихся частиц, MeV	Период полураспада $T_{1/2}$, лет	Содержание данного изотопа в естественной смеси изотопов, %	Устойчивые продукты распада	Кларк химических элементов, % вес. (по А. П. Виганду, 1950)	Кларк радиоактивных изотопов	
								% вес.	% ат. *
1				5	6	7	8	9	10
Калий K^{40}	3	β^- γ K	1,325 1,459 —	$(4,31 \pm 0,04) \cdot 10^9$	0,0119	Ca^{40} Ar^{40}	2,6	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$1,54 \cdot 10^{-4}$
Кальций Ca^{48}	6	β^-	—	$> 2,10^{16}$	0,179	Sc^{48}	3,6	$6,4 \cdot 10^{-3}$	—
Рубидий Rb^{87}	2	β^- γ	0,275 0,394	$6,15 \cdot 10^{10}$	27,85	Sr^{87}	$3,1 \cdot 10^{-2}$	$8,4 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$
Цирконий Zr^{96}	5	β^-	3,4	$6,2 \cdot 10^{16}$	2,80	Nb^{96}	$2 \cdot 10^{-2}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	—
Индий In^{113}	2	—	—	$> 10^{14}$	4,23	—	$1 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-7}$	—
Индий In^{115}		β^-	0,63	$6 \cdot 10^{14}$	95,77	Sn^{115}	$1 \cdot 10^{-5}$	$9,6 \cdot 10^{-6}$	$1,44 \cdot 10^{-6}$
Олово Sn^{124}	10	β^- **	1,5	$> 1,5 \cdot 10^{17}$	6,11	Sb^{124}	$4 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$
Теллур Te^{130}	8	β^-	—	$1,4 \cdot 10^{21}$	34,11	I^{130}	$1 \cdot 10^{-6}$	$3,4 \cdot 10^{-7}$	$4,4 \cdot 10^{-8}$

Лантан La^{138}	2	β^- (?) β^+ K γ	— 1,00 (β^+) — { 0,5 0,807 1,390 }	$7 \cdot 10^{10}$	0,089	Ba^{138}	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-6}$	$2,2 \cdot 10^{-7}$
Неодим Nd^{150}	7	β^-	0,011	$5 \cdot 10^{10}$	5,6	Pm^{150} (Sm^{150})	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,96 \cdot 10^{-5}$
Самарий Sm^{147}	—	α	2,11	$6,7 \cdot 10^{11}$	15,07	Nd^{143}	$7 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	—
Лютеций Lu^{176}	2	β^- γ	{ 0,245 0,40 0,480 0,270 }	$2,4 \cdot 10^{10}$	2,6	Hf^{176}	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-7}$
Вольфрам W^{180}	5	α	3,2	$2,2 \cdot 10^{17}$	0,126	Hf^{176}	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-7}$	—
Рений Re^{187}	2	β^-	0,0400	$(4 \pm 1) 10^{12}$	62,93	Os^{187}	$1 \cdot 10^{-7}$	$6,3 \cdot 10^{-8}$	$5,4 \cdot 10^{-9}$
Висмут Bi^{209}	1	α	315	$2,7 \cdot 10^{17}$	100	Tl^{205}	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	—

* Атомные проценты — отношение (в %) числа атомов данного химического элемента к общему числу атомов в литосфере.

** Выделяются две β -частицы.

Таблица 43
Некоторые собственно урановые и ториевые и уран- и торийсодержащие минералы

Минерал	Формула	Цвет	Содержание в минералах, %	
			U	ThO ₂
1	2	3	4	5
I. Окислы и гидроксиды				
1. Безводные окислы урана (U⁴⁺ + U⁶⁺)				
<i>Собственно урановые (U⁴⁺ + U⁶⁺) минералы</i>				
Настуран	(U _{1-x} ⁴⁺ U _x ⁶⁺) O _{2+x}	Смоляно-коричнево- и зеленовато-черный	52,3—76,5	Следы — 1,1
Урановая чернь, остаточная	(U _{1-x} ⁴⁺ U _x ⁶⁺) O _{2+x}	Черный, темно- и светло-серый, зеленовато-серый	7,7—34	Следы — 3,0
<i>Собственно урановые торийсодержащие минералы</i>				
Уранинит	[(U ⁴⁺ , Th) _{1-x} U _x ⁶⁺] O _{2+x}	Смоляно- или буровато-черный	62,8—76,5	0,1—2,8
Бреггерит	[(U ⁴⁺ , Th) _{1-x} U _x ⁶⁺] O _{2+x}	То же	60—66,3	7,8—14,0
Клевелит	[(UTh, TR) _{1-x} U _x] O _{2+x}	Буровато-черный	5,4—66	3,0—7,6
<i>Собственно ториево-урановые и ториевые урансодержащие минералы</i>				
Алданит	[(Th, U) _{1-x} ⁴⁺ U _x ⁶⁺] O _{2+x}	Зеленовато-черный	UO ₂ + UO ₃ —14,9 ÷ 20,4	69,3
Ураноторианит	(Th, U) O ₂	Смоляно- или буровато-черный	UO ₂ — 50,6	49,4

Торианит	(Th, U) O ₂	Буровато-черный	$\frac{UO_2}{4,1 \div 12,3}$ $\frac{UO_3}{4,7 \div 14,1}$	5,8—93
2. Сложные окислы титана, редких земель и тория (титанаты редких земель и тория) <i>Собственно ториевые, урансодержащие минералы</i>				
Смирновит (Торутит)	$2[(Th, U, Ca_2)Ti_2O_6]H_2O$	—	$\frac{UO_2}{UO_3} \sim \frac{1,4}{0,14}$	54,1
3. Сложные безводные окислы урана (U ⁴⁺), содержащие титан, железо, торий (титанаты урана, железа, тория) <i>Собственно урановые U⁴⁺ минералы, содержащие торий</i>				
Лодочникит Браннерит	$2(U, Th)O_2 \cdot 3UO_3 \cdot 14TiO_2$ (U, Ca, Fe, Y, Th) ₃ Ti ₅ O ₆	Черный Буровато-желтый	$\frac{43,4}{39}$	$\frac{3,9}{4,1}$
<i>Собственно урановые минералы</i> 4. Гидроокислы U ⁴⁺				
Янтинит	$2UO_2 \cdot 7H_2O?$	—	70,4	—
5. Гидроокислы урана (UO ₂ ⁺)				
Беккерелит Скупит	$3UO_3 \cdot 5H_2O$ $4UO_3 \cdot 9H_2O$	Янтарно-желтый Лимонно-желтый, серно-желтый	$\frac{72,5-74,7}{72,6}$	— —

Продолжение табл. 43

1	2	3	4	5
	6. Сложные гидроокислы или уранаты ($U_2O_7^{2-}$)			
Кюриот Кларкеит	$2PbO \cdot 5UO_3 \cdot 4H_2O$ (Na, K) $_2-2x$ (Cu, Pb) $_x U_2O_7 \cdot y H_2O$	Красно-бурый, оранжево-желтый Оранжево-желтый, кирпично-крас- ный	64,6 67,7—68,7	— —
	II. Сульфаты урана (UO_2^{2+})			
	1. Простые сульфаты			
Циппеит Ураконит	$(UO_2)_2[SO_4][OH]_2 \cdot 3-5H_2O$ $3UO_3 \cdot SO_3 \cdot 14H_2O?$	Оранжево-желтый, ярко-желтый Серно-желтый, лимонно-желтый, оранжево-желтый	43,4—66,6 54,8—58,9	— —
	2. Сложные сульфаты			
Иоганнит	$Cu(UO_2)_2[SO_4]_2[OH]_2 \cdot 6H_2O$	Травяно-зеленый	30,4—50,0	—
	III. Сульфат-карбонаты урана (UO_2^{2+})			
Шрекингерит	$NaCa_3(UO_2)[CO_3]_3[SO_4]F \cdot 10H_2O$	Желтый, зеленовато-желтый	26,4—27,0	—
	IV. Карбонаты урана (UO_2^{2+})			
	1. Простые карбонаты			
Ретзерфордин	$(UO_2)CO_3$	Желтый	63,5	—

Ураноталлит	$\text{Ca}_2(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3 \cdot 8-11\text{H}_2\text{O}$	Желтовато-зеленоватый	—	—
2. Сложные карбонаты				
Фоглит	$2\text{CaO} \cdot \text{CuO} \cdot \text{UO}_3 \cdot 5\text{CO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Изумрудно-зеленого до травяно-зеленого	32,6	—
Андерсонит	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Яркий, желто-зеленый	36,1	—
V. Арсенаты урана (UO_2^{2+})				
Ураноспинит	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Соломенно-желтый	45,1—49,1	—
Цейнерит	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2[\text{AsO}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Изумрудно-зеленый	—	—
Трегерит	$(\text{UO}_2)_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Буровато-желтый	41,2—53,0	—
VI. Фосфаты урана				
1. Фосфаты урана (U^{4+})				
Лермонтовит	$(\text{U}^{4+}\text{Ca}_2\text{TR})_3[\text{PO}_4]_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	—	42,9	—
2. Фосфаты урана (UO_2^{2+})				
Отенит	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Соломенно-желтый	43—52,5	—
Торбернит	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Изумрудно-зеленый	47,3	—
Фосфуранилит	$(\text{UO}_2)_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	—	44,5—60,0	—

Продолжение табл. 43

1	2	3	4	5
VII. Ванадаты урана (UO_2^{2+})				
Карнотит	$K_2(UO_2)_2[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$	Соломенно-желтый	51,7—54,5	—
Тюямунит	$Ca(UO_2)_2[VO_4]_2 \cdot 8H_2O$	—	44,5—52,4	—
Метатюямунит	$Ca(UO_2)_2[VO_4]_2 \cdot 5—7H_2O$	—	—	—
VIII. Молибдаты урана				
1. Молибдаты урана ($U^{4+}U^{6+}$)				
Молуранит	$U_2^{4+}[MoO_4]_3(OH)_2 \cdot 10H_2O$	—	35,2	—
2. Молибдаты урана (UO_2^{2+})				
Ириганит	$U_2^{6+}[MoO_4][OH]_4 \cdot 4H_2O$	Желтый	34,2	—
IX. Силикаты урана				
1. Силикаты урана (U^{4+}) и тория (торосиликаты и ураносиликаты)				
Собственно торисые урансодержащие минералы и собственно урановые торийсодержащие минералы				
Торит	$ThSiO_4$	Черный	0—2,5	71,6
Майтландит	$(Pb, Ca)_2 Th_3 U_4^{4+} Si_{32} O_{23} H_2 O$	»	34,2	25—26
Ураноторит	$(Th, U) SiO_4 \cdot H_2 O?$	Черный, буровато-черный	7,1—14,3	46—52
Николайит	$(Pb, Ca)_2 Th_3 U_6^{6+} Si_8 O_{36} \cdot 21H_2 O$	Яркий, светло-желтый	38,2	24,5
2. Силикаты урана ($U^{4+} + U^{6+}$)				
Ненадкевит	$(U^{4+}Y, Ce) U_6^{6+} (MgCaPb)_2 [SiO_4] [OH]_{4-8} \cdot H_2 O$	—	45,3—58,5	0—0,39

3. Силикаты урана (UO_2^{+})
Собственно урановые минералы

Уранофан β-уранофан Орлит Соддит Казолит	Ca (UO_2) ₂ Si ₂ O ₇ · 6H ₂ O Ca (UO_2) ₂ Si ₂ O ₇ · 6H ₂ O Pb (UO_2) ₃ [Si ₂ O ₇] ₂ · 6H ₂ O (UO_2) ₅ [SiO ₄] ₂ [OH] ₂ · 5H ₂ O Pb (UO_2) SiO ₄ · n H ₂ O	Желтый, соломенно-желтый Лимонно-и оранжево-желтый Кремово-желтый Медно-желтый, желтый с зеленоватым оттенком	55—55,9 49,8—55,6 55,3 71,5—72 36,2—41,5	— — — — —
Урансодержащие (U^{4+}) и торийсодержащие минералы				
1. Простые окислы				
Бадделит	ZrO ₂	—	—	—
2. Сложные окислы титана, редких земель и тория (титанаты редких земель и тория)				
Уфертит	20Fe08Fe ₂ O ₃ 4TR ₂ O ₃ UO ₂ 74TiO ₂	—	2,3—3,2	0,16
3. Сложные окислы титана, тантала, ниобия и редких земель (танталаниобаты, ниоботанталаты, титано-танталониобаты)				
Фергусонит Эпинит Лопарит	(Y, Er, Ce, U, Fe) (Nb, Ta, Ti) O ₄ (Ce, Th) (Ti, Nb) ₂ O ₆ (Na, Ce, Ca) (Nb, Ti) O ₃ Содержит K, Th и U	— — —	1,3—5,4 0—0,1 0,03—0,06	0,3—4,9 До 17 0,5—3,6
Эвксенит Викит	(Y, Ce, Ca, U, Th) (Ti, Nb, Ta) ₂ O ₆	—	4,9—15,0 UO ₂ — 0,25 ÷ 10 UO ₃ —	1,8—4,6 — 0,5—3,6
Самарскит Пирохлор	(Y, Er, Ce, U, Th, Fe) [(Nb, Ta) ₂ O ₇] ₃ (Na, Ca) ₂ (Nb, Ti) ₂ O ₆ (F, OH)	Черный	0,5 ÷ 11,2 7,7—21,7 UO ₂ — 4,6 ÷ 5,7	0,65—2,0 5—7

4. Силикаты циркония (цирконосилкаты)

Циркон	ZrSiO ₄	—	0—4,2	До 12
--------	--------------------	---	-------	-------

Продолжение табл. 43

1	2	3	4	5
5. Силикаты титана (титаносиликаты)				
Сфен	CaSiTiO_3	—	0—4,5	Не более 1,5% Th
6. Силикаты редких земель				
Ортит (аланит)	$(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{La}, \text{Th})_2 (\text{Al}, \text{Fe})_3 \text{Si} (\text{O}, \text{OH})_{13}$	—	0,009—2	Следы—6
7. Силикаты				
Роуландит	—	—	0—0,5	—
8. Фосфаты редких земель				
Ксенотим Монацит	YPO_4 $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Pr}, \text{Nd}, \text{Th}) \text{PO}_4 \text{SiO}_4$	—	0—4,6 0—0,76, иногда > 10	До 2,5 4,0—19,0
9. Фосфаты				
Апатит	$\text{Ca}_5 (\text{PO}_4)_3 (\text{F}, \text{Cl})$	—	0—0,064	—
Урансодержащие ($\text{U}^{4+} + \text{U}^{6+}$) органические соединения				
Тухолит Карбунан	— —	— —	До 1 До 5	— —

Примечание. Кроме указанных в таблице, к урансодержащим относятся уран ($\text{U}^{4+} + \text{U}^{6+}$) — халькозин, уран (U^{4+} и U^{6+}) — лимонит, UO_2^{2+} — лимонит, UO_2^{2+} — опал, UO_2^{2+} — халцедон; содержание урана в них не превышает 1%. В небольших количествах уран иногда обнаруживается в гипсе, вивзаните и других фосфатах. Вероятно существование UO_2^{2+} — кальцита, UO_2^{2+} — паллигорскита, UO_2^{2+} — аллофана, UO_2^{2+} — монтмориллонита и UO_2^{2+} — галлуазита.

К радиосодержащим минералам, в состав которых входят радий в количествах $n \cdot 10^{-7}$ г/г, принадлежат радиоаналит (Са, Ra) CO_3 , радиобарит (Ba, Ra) SO_4 , радиофлюорит (Ca, Ra) F_2 и некоторые разновидности лимонита, церуссита (PbCO_3), вульфенита (PbMoO_4) бирюза $\text{CuAl}_6 [\text{OH}]_2 [\text{PO}_4]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и хризоколлы $\text{Cu}_8 [\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Собственно ториевые минералы относятся к классам окислов и силикатов; эти же минералы являются одновременно урановыми или урансодержащими. Например, алданит, ураноторианит и ториа-нит относятся к безводным окислам; из них ураноторианит представляет также урановые минералы этой подгруппы класса окислов. К сложным окислам титана, редких земель и тория относится ториевый минерал смирновит (торутит), он же по содержанию урана классифицируется как урансодержащий. Торит $\text{ThO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ или ThSiO_4 , макинтошит $(\text{Th}, \text{U}) \text{SiO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, майтландит $(\text{Pb}, \text{Ca})_2\text{Th}_3\text{U}_4^{4+} \text{Si}_8\text{O}_{32} \cdot 23\text{H}_2\text{O}$, ураноторит $(\text{Th}, \text{U}) \text{SiO}_4 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ и т. д., которые могут служить примером самостоятельных ториевых минералов класса силикатов, относятся также к урановым или урансодержащим. Торийсодержащих минералов гораздо больше. Они также, как правило, являются одновременно собственно урановыми или урансодержащими минералами.

Собственно урановые минералы, содержащие торий, являются:

1) простыми окислами четырех- и шестивалентного урана, которые представлены, например уранинитом, берггеритом, клеветитом;

2) сложными безводными окислами U^{4+} , содержащими титан и железо (титанаты урана, железа, тория), например лодочникит, браннерит и др.).

Среди торий- и урансодержащих минералов можно встретить минералы следующих классов и групп.

1. Сложные окислы титана, редких земель, урана U^{4+} и тория (титанаты редких земель и тория) — уфертит.

2. Сложные окислы титана, тантала, ниобия, редких земель и урана U^{4+} (тантало-ниобаты, ниобо-танталаты, титано-тантало-ниобаты) — фергюсонит, эвксенит, вишкит, самарскит, пирохлор, эльсвортит и т. д.

3. Силикаты циркония (цирконосилкаты) — наэгит, малакон, альвит и т. д.

4. Силикаты титана (титаносиликаты) — ринколит, ловчоррит, сфен.

5. Силикаты редких земель — ортит (алланит), талленит.

Урансодержащими являются также и ураноносные органические соединения карбоуран и тухолит.

Изученные собственно урановые минералы, по-видимому, не содержащие тория, относятся к:

1) гидроокислам урана (UO_2^{2+}) и уранатам ($\text{U}_2\text{O}_7^{2-}$);

2) сульфатам урана (UO_2^{2+});

3) сульфат-карбонатам урана (UO_2^{2+});

4) карбонатам урана (UO_2^{2+});

- 5) арсенатам (UO_2^{2+});
- 6) фосфатам урана (U^{4+});
- 7) фосфатам урана (UO_2^{2+});
- 8) ванадатам урана (UO_2^{2+});
- 9) молибдатам урана ($\text{U}^{4+} + \text{U}^{6+}$);
- 10) молибдатам урана (UO_2^{2+});
- 11) силикатам урана (UO_2^{2+}).

Из минералов, содержащих $\text{U}^{4+} + \text{U}^{6+}$ и UO_2^{2+} , не имеющих, по-видимому, в своем составе тория, можно назвать: уран ($\text{U}^{4+} + \text{U}^{6+}$) — халькозин, уран ($\text{U}^{4+} + \text{U}^{6+}$) — лимонит, UO_2^{2+} — опал, UO_2^{2+} — кальцит, UO_2^{2+} — аллофан и др.

Кроме названных торий- и урансодержащих минералов, известен ряд радийсодержащих минералов (табл. 43).

Содержание урана в собственно урановых минералах распределяется по [33] следующим образом.

«В собственно урановых минералах нижний предел содержания урана 25—30 %, за исключением некоторых бедных ураном черней. Наиболее высоким содержанием урана (до 70—77 %) характеризуются окислы и гидроокислы урана. Из кислородных солей высокое содержание урана (до 60—70 %) характерно для простых солей с одним уранилом (соддит, ретзерфордин, фосфуранилит, трегерит); содержание урана в двойных солях доходит, как правило, до 40—60 %».

Содержание тория в собственно ториевых минералах указано в табл. 43. В табл. 43 также указано содержание урана и тория в уран- и торийсодержащих минералах. Причем содержание урана для урансодержащих минералов не превышает 22 %, а ThO_2 для торийсодержащих минералов не более 19 %. Следует отметить, что в среднем в цирконах уран и торий содержатся в примерно равных количествах, иногда в них значительно преобладает торий, изредка он является единственным радиоактивным элементом. Причем радиоактивность кристаллов циркона неодинакова даже в одной и той же породе. Наиболее радиоактивны кристаллы с большим количеством метамиктных участков (участки, где минерал распался на составляющие окислы под воздействием радиоактивных элементов). В церийсодержащих минералах (аланит, монацит) преобладает торий, а в иттрийсодержащих (ксенотим) — уран.

Ториевые и торийсодержащие минералы являются первичными минералами, тогда как урановые и урансодержащие минералы могут быть как первичными, так и вторичными. Первичные минералы возникают магматогенным, пегматитовым, пневматолитовым и гидротермальным путями. Вторичные минералы возникают вследствие гипергенных процессов; они образуются из первичных минералов

вблизи от поверхности или на поверхности литосферы, в зонах окисления и цементации, при участии поверхностных вод, кислорода, углекислоты и органических веществ.

К первичным собственно ториевым и урановым минералам относятся минералы класса окислов и силикатов (U^{4+} и $U^{4+} + U^{6+}$). К первичным уран- и торийсодержащим минералам принадлежат минералы классов (и групп) сложных окислов, силикатов редких земель, фосфатов редких земель.

Вторичные собственно урановые минералы представлены гидроокислами, уранатами, фосфатами, сульфат-карбонатами, карбонатами, арсенатами, фосфатами, ванадатами, молибдатами и силикатами (UO_2^{2+}).

Из урансодержащих вторичными являются минералы, имеющие в своем составе (UO_2^{2+}), а также минералы, адсорбировавшие ($U^{4+} + U^{6+}$) (халькозин, лимонит и т. д.).

Радийсодержащие минералы также относятся ко вторичным гипергенным минералам.

К важнейшим калийсодержащим минералам причисляются сильвин KCl , карналит $KClMgCl_2 \cdot 6H_2O$ (14,1 % K), калиевая селитра KNO_3 (38,5 % K), полевые шпаты, микроклин ($KAlSi_3O_8$), ортоклаз $K_2OAl_2O_3 \cdot 6SiO_2$, слюды — биотит $K_2OAl_2O_3 \cdot 6(Mg, Fe)O$ и мусковит $K_2OAl_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$, нефелин $(Na, K)_2OAl_2O_3 \cdot 2SiO_2$, глаукоцит (водный силикат K, Al, Fe) и др.

По интенсивности излучения радиоактивные минералы, которые чаще всего содержатся в магматических и осадочных породах, делятся на сильно и умеренно радиоактивные. К минералам сильно радиоактивным относятся алланит, монацит, ксенотим, торит, пироксеноид, уранинит (минералы перечислены в порядке убывания их распространенности). Эти минералы встречаются реже, чем такие акцессорные минералы, как циркон, сфен и апатит, которые причисляются к умеренно радиоактивным минералам.

§ 61. РАДИОАКТИВНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Распределение радиоактивных минералов по типам магматических пород и радиоактивность уран- и торийсодержащих минералов зависят от условий образования пород и их состава. От этих же факторов зависит и радиоактивность магматических пород.

Ультраосновные и основные магматические породы

В ультраосновных и основных породах собственно урановые и ториевые минералы, как правило, отсутствуют. Радиоактивность этим породам сообщают циркон, ортит (алланит) и некоторые калийсодержащие минералы.

Радиоактивность циркона и ортита вызывается изоморфным замещением части циркона и кальция ураном и торием, причем циркон и ортит здесь менее радиоактивны, чем в других магматических породах.

Уран- и торийсодержащие циркон и ортит значительно рассеяны в основных и ультраосновных породах. В этих породах в весьма незначительных количествах встречается и радий, присутствующий в тальке, тремолите и серпентине [101].

Сведения о среднем содержании Ra, U, Th и K в ультраосновных и основных породах приведены в табл. 44.

Таблица 44

Среднее содержание радия, урана, тория и калия и α -активность магматических и осадочных пород

Порода	Содержание, г/г				Th/U	α -актив- ность, имп/мг·час
	Ra · 10 ¹²	U · 10 ⁶	Th · 10 ⁶	K		
Кислые	1,4	4,0	13,0	0,026	3,2	2,54
Средние	0,5	1,4	4,4	0,02	3,1	0,92
Основные	0,4	1,2	4,0	0,014	3,2	0,65
Ультраосновные	0,2	0,7	2,0	0,04	3,2	0,38
Глины	1,3	4,3	13	—	3,0	—
Песчаники	0—1,5	До 4,0	—	—	—	—
Известняки	0,5	1,5	0,5	—	—	—
Доломиты	0,11	0,3	—	0,26	—	—

Из рассмотрения табл. 44 видно, что в ультраосновных и основных породах радиоактивные элементы содержатся в микроколичествах, что определяет весьма незначительную радиоактивность их.

Средние породы

В средних породах встречаются: 1) из собственно урановых и ториевых минералов — торианит, торит, ураноторит (в сиенитах и ниобиеносных сиенитах), браннерит, иригинит (в альбититах) и 2) из уран- и торийсодержащих минералов — делоренцит, пироклор, лопарит, цирконы, ортит, апатит (в сиенитах, нефелиновых сиенитах и иногда в диоритах). Причем цирконы этих пород гораздо радиоактивнее цирконов основных пород [101].

Концентрация урановых и урансодержащих минералов в средних породах выше, чем в породах основных; выше также в средних породах содержание радия, тория и калия (табл. 44), что обуславливает в целом ббльшую радиоактивность этих пород.

Самые значительные количества урана установлены для щелочных сиенитов и феонолитов, возникающих на последних стадиях

магматической дифференциации. Щелочные сиениты обычно содержат в несколько раз больше урана и тория, чем в среднем известково-щелочные граниты.

Кислые породы

Собственно урановые и ториевые минералы — уранинит (в натровых гранитах), браннерит, смирновит, иттрокразит, торит и торианит — присутствуют в кислых магматических породах весьма редко, хотя и в больших количествах, чем в породах средних.

Накопление больших количеств собственно урановых и ториевых минералов в кислых породах объясняется [7, 101] более значительными концентрациями урана и тория в гранитной магме.

Типичными радиоактивными минералами кислых магматических пород считаются цирконы, сфен, ортит, монацит, ксенотим и апатит. Изредка здесь обнаруживается также пирохлор, уфертит и делоренцит. При этом в гранитах (за исключением лейкократовых) цирконы встречаются в больших количествах, чем в породах средних, и радиоактивность их выше.

Рост радиоактивности цирконов, и по-видимому, других акцессорных уран- и торийсодержащих минералов и увеличение их концентрации от ультраосновных пород к кислым объясняются также увеличением концентрации Th и U в магматических расплавах в процессе их кристаллизации. Согласно данным табл. 45 больше всего урана в ксенотиме, цирконе, монаците и апатите типичных гранодиоритов, известково-щелочных и натриевых гранитов; содержание урана в остальных минералах этих пород незначительно и неодинаково для различных пород.

Концентрация радиоактивных акцессорных минералов и, следовательно, основных радиоактивных элементов (Ra, U, Th и K) максимальна в кислых магматических породах. Это обуславливает наивысшую радиоактивность кислых магматических пород, достигающую наибольших значений в гранитах (табл. 44).

Средняя концентрация основных радиоактивных элементов в гранитах различных регионов изменяется сравнительно мало, хотя соседние массивы иногда обладают совершенно различной радиоактивностью.

Максимальное содержание в гранитах: урана $(22 \div 47) \cdot 10^{-6}$ г/г, тория $60 \cdot 10^{-6}$ г/г.

Повышенное содержание калия установлено в кварцевых порфирах, микроклиновых гранитах (до 6%) и лейцитовых нефритах (до 7%).

Содержание урана в вулканических стеклах изменяется от $0,8 \times 10^{-6}$ до $15 \cdot 10^{-6}$ г/г и составляет в среднем $5,6 \cdot 10^{-6}$ г/г. Значение $5,6 \cdot 10^{-6}$ г/г, по-видимому, представляет верхнюю границу содержания урана в кислых вулканических породах.

Таблица 45

**Содержание урана в обычных породообразующих
и радиоактивных акцессорных минералах некоторых
магматических пород**

(по Е. С. Ларсену и Ж. Фейру, 1956)

Минерал	Содержание урана в породах, г/г · 10 ⁶		
	Вудсон гранодиорит, Калифорния, батолит	Ратленский гранит, Калифорния, батолит	Конуэй гранит, Уайт-Маунтин, Нью-Гэмпшир
Кварц	2,2	2,4	2,3
Ортоклаз	—	1,2	2,6
Пертит	8,2	—	2,1
Плаггиоклаз	6,0	1,9	5,1
Биотит	2,6	5,2	38
Роговая обманка	2,8	—	43
Магнетит	3,5	—	30; 14 ¹
Гранат	7,5	5	—
Циркон	1 750	4600	1450
Монацит	820	—	1750
Апатит	62	47	—
Ксенотим	12 700	360	—
Мусковит	—	8,1	—
Алланит	—	—	540
Ильменит	—	—	48

¹ Анализы двух фракций магнетита.

Сравнительная радиоактивность магматических пород

Из анализа экспериментальных данных следует, что радиоактивность магматических горных пород в основном обязана присутствию акцессорных уран- и торийсодержащих минералов; отчасти она вызывается собственно урановыми и ториевыми минералами и лишь в небольшой степени обычными породообразующими минералами.

Содержание радиоактивных минералов и радиоактивность возрастают от ультраосновных пород к основным, средним и далее к кислым (табл. 44).

Во всех магматических породах содержатся микроколичества радиоактивных элементов.

Закономерное увеличение средней радиоактивности от более старых к более молодым породам наблюдается, по-видимому, для каж-

дой петрографической серии магматических пород (рис. 170). Отсутствие строгой зависимости можно объяснить изменчивостью содержания акцессорных минералов.

Калий, так же как уран, концентрируется в конечных продуктах магматической дифференциации, что приводит к коррелятивной связи между содержанием U и K (рис. 171).

Из общих закономерностей распределения радиоактивных элементов в магматических горных породах можно назвать еще следующие. Максимальные концентрации радиоактив-

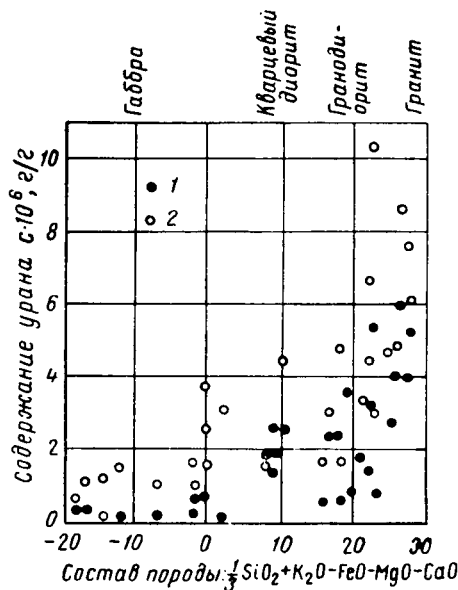


Рис. 170. Содержание урана и радиоактивность различных пород батолита южной Калифорнии (по Е. Ларсену и Ж. Фейру).

1 — содержание урана; 2 — α -активность, выраженная в эквивалентах урана.

ных элементов приурочиваются к краевым частям крупных интрузивных тел. Распределение их в порфировидных дайках и малых штоках, по-видимому, равномерно.

Радиоактивность эффузивных и эндоконтактных пород более значительна, чем радиоактивность их интрузивных аналогов.

§ 62. РАДИОАКТИВНОСТЬ ПЕГМАТИТОВ

В пегматитах содержится значительно больше радиоактивных минералов, чем в собственно магматических породах. Причем существенно возрастает число различных собственно урановых и ториевых минералов. Это объясняется тем, что при возникновении пегматитов в основной магме содержатся большие количества скопившихся в результате предшествующих стадий магматической дифференциа-

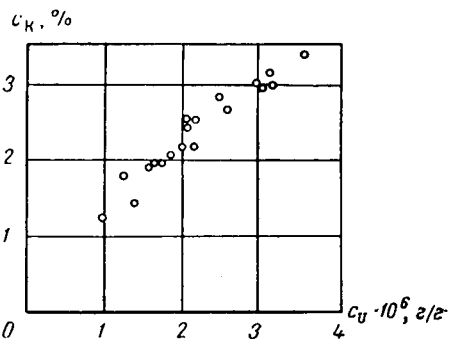


Рис. 171. Корреляционная связь между содержанием урана C_U и калия C_K у пород области Лассен-Пик, Калифорния (по Е. Ларсену и Ж. Фейру, 1956).

ции радиоактивных элементов, чем в магме, порождающей кислые породы. В то же время в аксессуарные минералы обычно входит меньше урана и тория, чем в те же минералы гранитоидов.

В пегматитах наблюдается разделение урана и тория. Уран, образующий летучие соединения, уходит в гидротермальные растворы, а большая часть тория выпадает с фракцией, обогащенной кремнием.

Из собственно урановых и ториевых минералов в неизмененных пегматитах содержатся минералы группы безводных окислов (за исключением настурана и урановых черней), титанаты урана и тория, титанаты редких земель и тория и большинство торо- и ураносиликатов. К числу уран- и торийсодержащих минералов неизмененных пегматитов относятся тантало-ниобаты, ниобо-танталаты, титано-танталониобаты, цирконосиликаты, силикаты редких земель, силикаты титана, силикаты редких земель и такие фосфаты, как апатит и лопарит. Из органических соединений здесь встречаются тухолит и карбуран.

В зоне окисления пегматитов, кроме того, встречаются силикаты урана и тория, уранаты, простые карбонаты, арсенаты, фосфаты, торо- и ураносиликаты (табл. 43).

Важнейшими минералами наиболее распространенных гранитовых пегматитов являются уранинит, торит, самарскит, фергусонит, приорит, колумбит, танталит, пирохлор, эксенит, циркон, монацит, ксенотим, ортит и др.

В сиенитовых и нефелин-сиенитовых пегматитах чаще всего встречаются ториянит, ураноториянит, торит, ураноторит, эшинит, приорит, пирохлор, самарскит, циркон, монацит, алланит и лопарит.

Собственно урановые и ториевые и уран- и торийсодержащие минералы присутствуют в пегматитах в виде вкрапленников различных размеров, гнезд, сплошных масс и небольших прожилков.

Установлено [101], что хотя иногда в пегматитах и обнаруживаются крупные кристаллы радиоактивных минералов и некоторые из жил пегматитовых полей промышленно интересны, в среднем содержание радиоактивных элементов в пегматитах низко и закономерно. Причем оценить его весьма затруднительно из-за неоднородности и крупнозернистости этих пород.

§ 63. РАДИОАКТИВНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Породы пневматолитовых и гидротермальных жил. Основные количества урана и часть тория мигрируют из остаточных магм до образования пегматитов и отлагаются в пневматолитовых и гидротермальных жилах. К последним приурочено очень много видов и разновидностей собственно урановых и ториевых минералов, а также уран- и торийсодержащие минералы.

Из собственно урановых минералов для пород низкотемпературных гидротермальных жил наиболее характерен настуран.

Среднее содержание радиоактивных элементов в пневматолитовых и гидротермальных жилах не определено.

Обогащенные промышленными количествами урана и тория кварцевые жилы содержат монацит или давидит или настуран и браннерит; в последнем случае в зоне окисления жил встречаются отенит и торбернит.

В неизмененных кварцево-карбонатных жилах, содержащих арсениды никеля, кобальта, самородные серебро и висмут — «пятиэлементная формация», промышленные количества урана обнаруживаются, как правило, в виде настурана. В зонах окисления этих формаций найдены уранаты (кюри́т), сульфаты (циппеит и иоганнит), сульфат-карбонаты (шрекенгерит), карбонаты (ураноталлит), арсенаты (трегерит, цейнерит и ураноспинит), фосфаты (торбернит, отенит и фосфуранилит) и силикаты (уранофан, казолит), а также радиоактивный барит¹.

В кварцево-карбонатно-торитовых жилах найдены торит и торогуммит. Известен ряд месторождений тория этого типа, со средним содержанием ThO_2 от 0,1 до 0,5%.

В неизмененных халькопиритово-настурановых, полиметаллических, золоторудных и сульфидных жилах радиоактивные минералы представлены настураном, находящимся здесь в виде коломорфных выделений и реже отдельных жил. Минералами зоны окисления этих жил являются сульфаты (циппеит), сульфат-карбонаты (шрекенгерит), силикаты (уранофан, β -уранофан, купроскладовскит и казолит). В зоне цементации находятся урановая чернь и сульфаты урана.

Настуран в виде прожилков и рассеянной вкрапленности обнаружен также во флюоритовых жилах. Группа таких жил, образованных в определенных геологических условиях, с промышленным содержанием урана выделяется как уран-флюоритовая формация.

В трещинах дробления эффузивных и туфогенных пород встречаются и собственно настурановые жилы — собственно урановые формации.

В гидроалюмосиликатных формациях гидротермального происхождения встречены урановые черни, гидратизированный настуран и гидросиликаты.

Скарны². О радиоактивности скарнов известно мало. Разведаны скарны с промышленными скоплениями урана и тория. Урано-

¹ Разрядкой выделены минералы, образующие промышленные скопления.

² Пироксеновые и пироксен-гранатовые породы и другие роговики образуются часто за счет осадочных мергелистых пород или чистых известняков при контактово-метасоматическом метаморфизме называются **скарнами**. Скарны по составу являются известково-железистыми или известково-магнезиально-железистыми силикатами. Они возникают в результате воздействия на карбонатные породы (известняки, доломиты, мергели и др.) гранитной и сиенитовой магмы.

вое оруденение скарнов является вторичным гидротермальным, наложенным на процесс скарнообразования. Рудным минералом ураноносных скарнов, называемых скарновыми урановыми формациями, является уранинит. Здесь он встречается в виде редкой вкрапленности и иногда тонких прожилков, сконцентрированных в небольших линзах и гнездах.

Гнейсы. Радиоактивность гнейсов связана с присутствием собственно урановых и ториевых минералов — браннерита, торита, ураноторита, а также делоренцита, пирохлора, цирконов, ортита, монацита и ксенотима.

Промышленных скоплений урана и тория в гнейсах не найдено. Отсутствуют также данные о средней концентрации радиоактивных элементов в этих породах.

О радиоактивности других метаморфических пород известно еще меньше.

§ 64. РАДИОАКТИВНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Радиоактивность осадочных горных пород связана с наличием в их составе калийных, собственно урановых и ториевых, уран- и торийсодержащих минералов, а также адсорбированных радиоактивных элементов.

Радиоактивность осадочных пород изменяется в широких пределах. Однако по [7] среднее взвешенное содержание радиоактивных элементов в осадочных породах близко к содержанию их в кислых магматических породах.

Радиоактивность обломочных пород

Россыпи. В россыпях найдены из собственно урановых и ториевых минералов торрианит, браннерит, торит, ураноторит и др.; из уран- и торийсодержащих минералов эвксенит, цирконы, ортит, ксенотим, монацит и др. Все эти минералы являются первичными и находятся в россыпях в виде кристаллов и их обломков, а также слабо окатанных зерен.

В связи с тем, что при разрушении пород, обогащенных радиоактивными минералами (например, гранитов и их пегматитов), уран легче окисляется, образуя с анионами кислот растворимые соединения, и далее мигрирует в водных растворах, россыпи обогащаются в основном минералами тория. Последние вследствие их значительного удельного веса отлагаются и концентрируются вскоре после выноса из зоны разрушения исходных пород, образуя совместно с другими обломками промышленно важные аллювиальные и прибрежно-морские россыпи.

Согласно имеющимся данным содержание Th в породах этих месторождений изменяется от $49 \cdot 10^{-6}$ до $3500 \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$, а урана от $12,7 \cdot 10^{-6}$ до $119 \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$.

Глины и глинистые сланцы. Среди осадочных пород (за исключением калийных солей) глины обладают в среднем наиболее высокой радиоактивностью (табл. 44).

Относительно высокая радиоактивность глин и глинистых сланцев объясняется следующим: 1) повышенной сорбцией урана, радия, тория и калия на глинистых частицах; 2) присутствием минералов калия, тория и шестивалентного урана; 3) образованием в условиях восстановительной среды минералов четырехвалентного урана; 4) возникновением твердых растворов (некоторые из радиоактивных минералов могут образовывать с минералами глин твердые растворы).

Возможна довольно значительная адсорбция ионов урана из природных вод, где он присутствует, по-видимому, в виде: 1) легко растворимых карбонатных соединений, например $\text{Na}_2[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]$, диссоциирующего на ионы Na^+ и $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{2-}$; 2) урано-органических соединений; 3) золя гидроокиси $[\text{UO}_2(\text{OH})_2]_n$ или других коллоидов; 4) сульфат-уранила UO_2SO_4 — наименее устойчивого в природных условиях и др.

При этом адсорбирующими являются глинистые минералы (монтмориллонит, галлуазит, палыгорскит, аллофан и др.), а также коллоидные окислы железа, алюминия, кремния, марганца и органические вещества.

Адсорбция протекает до некоторых, относительно небольших пределов содержания радиоактивных элементов в породе, после чего наступает соосаждение глинистых частиц, коллоидных окислов, органических веществ и соединений урана.

Адсорбция и совместное осаждение урановых и глинистых минералов особенно интенсивны, если минералы глин возникают в непосредственной близости от разрушающихся урановых месторождений в зонах окисления и цементации первичных урановых месторождений. Здесь растворение рудных тел наиболее значительно и наблюдается повышенная концентрация урана в природных водах. Однако чаще глинистые минералы адсорбируют уран, освободившийся при разрушении различных пород.

Вероятны также адсорбция и обменная адсорбция урана на глинистых частицах и в меньшей степени на полуторных окислах и органическом веществе при осаждении их в водоемах, содержащих ионы радиоактивных элементов.

Адсорбция зависит от pH природных вод: она тем значительнее, чем меньше в растворе свободного кислорода и иона CO_3^{2-} , глубже и спокойнее воды, более дисперсны осаждающиеся частицы.

Осаждение соединений урана наиболее интенсивно в восстановительной среде в присутствии органических веществ (гумминовых кислот и углистых остатков) и сульфидов. Органическое вещество адсорбирует из окружающей водной среды уран, иногда восстанавливая его до четырехвалентных соединений, не растворимых в воде.

Повышенную радиоактивность глин и глинистых пород объясняют также относительно высоким содержанием в этих породах калия (до 6,5%). Калий находится здесь не только в минеральной

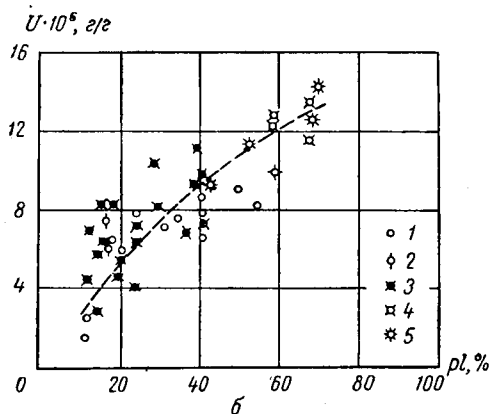
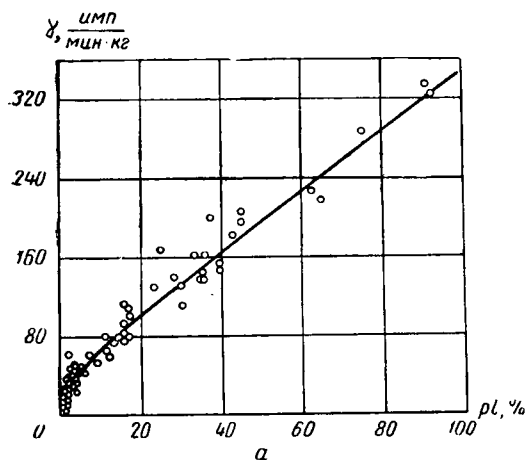


Рис. 172. Зависимости гамма-активности γ и содержания урана от глинистости ρ_l для песчано-глинистых пород.

α — из отложений девона Туймазинской площади (по А. В. Золотову); β — Эмбы (по Л. С. Полаку). 1 — песок, 2 — песчаник, 3 — песок глинистый и песчаник каолинизированный, 4 — глина, 5 — глина песчаная.

[микроклин KAlSi_3O_8 , ортоклаз KAlSi_3O_8 , анортотлаз $(\text{Na}, \text{K}) \text{AlSi}_3\text{O}_8$, нефелин $(\text{Na}, \text{K}) \text{AlSi}_3\text{O}_8$, мусковит $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, флогопит $\text{KMg}_3(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{Fe}, \text{OH})_2$, биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH}, \text{F}_2)$, серицит (мелкие листочки мусковита), лепидолит $\text{KLi}_2\text{Al}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{FeOH})_2$, иллит $2\text{K}_2\text{OMgO} \cdot 8 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, глауконит $\text{K}_{<1}(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Mg})_{2-3}[\text{Si}_3\text{Si}, \text{AlO}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и др.], но и в сорбированной форме.

В глинах возможно также присутствие ряда радийсодержащих минералов (табл. 43); содержание радия в этих минералах ничтожно (не более $1 \cdot 10^{-7}$ г/г).

Содержание радиоактивных элементов в глубоководных глинистых осадках доходит до 50×10^{-12} г-экв. радия/г и более.

Континентальные и мелководные глинистые осадки менее радиоактивны (от $3 \cdot 10^{-12}$ до 30×10^{-12} г-экв. радия/г). Последние закономерности достаточно хорошо подтверждаются экспериментальными данными.

Песчаники. В песчаниках могут присутствовать следующие первичные минералы: настуран (прожилки, линзы и тела иной формы), торит, макинтошит и другие силикаты. В зонах окисления песчани-

ков иногда обнаруживаются урановая чернь, шрекенгерит, шарпит, фоглит и другие карбонаты, отенит и другие фосфаты, карнотит, тюямунит и другие ванадаты, соддиит и другие силикаты. Вторичные минералы образуются в результате окисления настурана в породах с определенным комплексом минералов.

Из перечисленных минералов в заметных и иногда промышленных скоплениях встречаются настуран, урановые черни, карнотит и тюямунит. Другие минералы находятся в весьма незначительных количествах и служат для поисковых целей благодаря яркой окраске вторичных минералов (табл. 43).

Чаще всего радиоактивные элементы содержатся в песчаниках в виде изоморфной примеси к минералам тяжелой фракции, для которых характерно значительное отношение Th/U и малое содержание калия (табл. 44). Радиоактивные элементы могут также находиться в глинистой части этих пород в адсорбированном виде.

Песчаники содержат микрочисленности Ra , U , Th и немного калия (табл. 44).

Минимальное содержание радиоактивных элементов характерно для хорошо отсортированных морских, в основном кварцевых, песчаников.

Повышенное и зависящее от глинистости содержание радиоактивных элементов установлено для глинистых разностей песчаников, а также для песчаников с органическими примесями. Характер возрастания радиоактивности песчаников с увеличением глинистости показан на рис. 172.

Разрабатываются способы оценки пористости песчано-глинистых пород, основанные на зависимости радиоактивности песчаников от их глинистости. Поскольку глинистостью часто обуславливается также и пористость песчаников, между пористостью и радиоактивностью песчаников наблюдается коррелятивная связь (рис. 173).

Радиоактивность органогенных и хемогенных пород

К а р б о н а т ы. Чистые морские известняки и доломиты, как правило, слабо радиоактивны. Содержание урана в них не превосходит $4 \cdot 10^{-6}$ г/г.

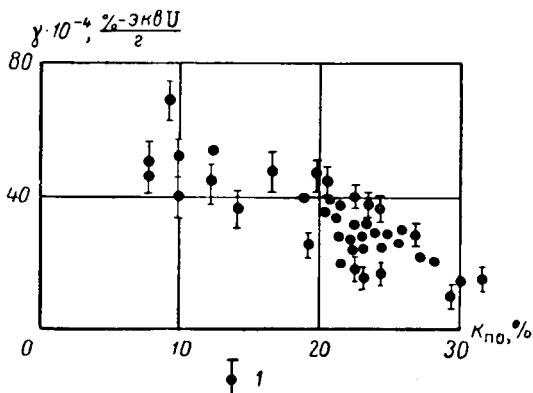


Рис. 173. Зависимость гамма-активности γ от пористости $\kappa_{\text{по}}$ для песчаников продуктивного горизонта Березовского газоносного района (по Ш. С. Микоэляну, 1960).

1 — точность лабораторного определения γ -активности образцов пород.

Слабая радиоактивность органогенных известняков определяется окислительными условиями среды, в которой образуются эти отложения (раковины и другие организмы живут в мелководных бассейнах, содержащих кислород). Окислительная среда не способствует осаждению урана.

Образование хемогенных известняков и доломитов из морских и пресных вод возможно также в условиях, не подходящих для адсорбции и осаждения урана (слабо насыщенные углекислым газом, содержащие карбонатный ион турбулентные воды с изменяющейся температурой). Не осаждается уран с магнезитами, сидеритами, туфами и другими карбонатами, которые возникают в тех же условиях. Глинистость повышает радиоактивность карбонатных пород.

Средняя радиоактивность известняков и доломитов по данным разных авторов характеризуется цифрами, приведенными в табл. 44. Как видно, эти породы содержат микроколичества радиоактивных элементов и радиоактивность их меньше радиоактивности глин.

В некоторых разрезах нефтяных месторождений установлены доломитизированные известняки повышенной радиоактивности.

Значительная и даже промышленная радиоактивность встречается в морских известняках, обогащенных ванадием. Уран присутствует здесь в виде урановых черней и урансодержащего органического вещества. В зоне окисления находятся карнотит, тюамунит.

М е р г е л и. Радиоактивность мергелей в среднем выше радиоактивности чистых известняков и в ряде случаев близка к радиоактивности глин. Низкие значения радиоактивности характерны для мергелей светлых, а высокие для мергелей темных оттенков.

К а л и й н ы е о с а д к и. Калийные минералы — сильвин KCl , карналлит $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$, каинит $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$, полигалит $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и другие, в которых содержание калия изменяется от 12,9% (для полигалита) до 52,5% (для сильвина), характеризуются высокой радиоактивностью (рис. 174).

Повышенное содержание калия в пластовых водах некоторых нефтяных месторождений приводит к незначительному повышению радиоактивности пород, насыщенных этими водами. Содержание урана в калийных солях весьма незначительно (см. ниже).

Г а л и т, а н г и д р и т, г и п с. Эти породы (так же как и карбонатные отложения) возникают в окислительной среде в условиях, неблагоприятных для осаждения и адсорбции урана. Здесь уран концентрируется в остаточных рассолах. Отложения же, образованные из остаточных рассолов, чаще всего подвергаются выветриванию и обогащают тем самым соседние кластические породы, а затем выщелачиваются из них. Гипс, ангидрит, галит и другие соли содержат менее $1 \cdot 10^{-6}$ г/г урана.

Ф о с ф а т ы. Фосфаты в ряде случаев значительно обогащены ураном. Это объясняется образованием их в восстановительных усло-

виях при наличии значительных количеств органического материала. Органические вещества способствуют адсорбции урана на углистых и неорганических соединениях, присутствующих в фосфатах.

Содержание урана в фосфатах изменяется от $10 \cdot 10^{-6}$ до 1500×10^{-6} г/г.

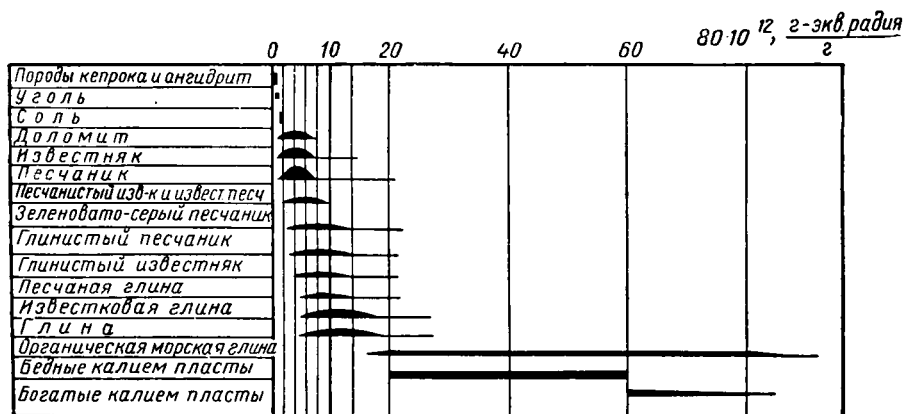


Рис. 174. Радиоактивность различных пород (по В. Расселлу). Положение калийных пластов на этой диаграмме неточно.

Ископаемые угли. Радиоактивность углей, как правило, весьма незначительна (в среднем $2 \cdot 10^{-12}$ г-экв. радия/г). Однако среди пород этого класса встречаются высокорadioактивные разности с промышленным содержанием урана. В зоне окисления урановые минералы настуран и черни и уран, связанный с органическим веществом, переходят в шрекенгерит, карнотит, тюмунит и водные карбонаты циркона и кальция.

Сравнительная радиоактивность осадочных пород

Обобщая изложенное выше, осадочные породы по степени их радиоактивности можно объединить в группы (рис. 174, табл. 44).

Породы с низкой радиоактивностью. К ним относятся хорошо отсортированные и слабо сцементированные мономинеральные кварцевые пески, песчаники, алевролиты, чистые известняки, доломиты, каменная соль, ангидриты, гипсы, большинство углей (гумусовые углистые отложения) и нефтенасыщенные породы.

Породы с повышенной радиоактивностью. Сюда относятся глинистые разности осадочных пород, глинистые пески, песчаники, алевролиты, некоторые мергели, глинистые известняки и доломиты, а также породы с органическими примесями.

Породы с высокой радиоактивностью. Таковыми являются калийные соли, монацитовые и ортитовые пески, глубоководные глины, глобигериновые илы и красная глина.

Морские осадки имеют более высокую радиоактивность по сравнению с речными и лиманными. Особенно высокая радиоактивность установлена для донных осадков Тихоокеанского и Атлантического побережья США, отложившихся в спокойных водах. Концентрация радия в них приблизительно в три раза превышает концентрацию радия в метаморфических и осадочных породах континентов.

§ 65. ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОАКТИВНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД И СОДЕРЖАНИЯ В НИХ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Для определения содержания, а иногда и характера распределения в горных породах радиоактивных элементов наиболее широко используют косвенные радиометрические способы, основанные на регистрации и исследовании радиоактивного излучения пород.

При геофизических исследованиях, особенно при изучении разрезов скважин, наибольший интерес представляет дифференциация пород по их гамма-активности.

Для этих целей разработан ряд установок, из которых в геофизической практике чаще всего используют радиометр типа Б-2.

Эта установка имеет два блока: блок разрядного счетчика БГС-2 с держателем счетчика и блок ВСП. Последний содержит высоковольтный выпрямитель, стабилизатор напряжения, пересчетное устройство, механический счетчик и секундомер (рис. 175).

В блоке БГС-2 установлена, кроме того, панель предварительного усиления возникшего импульса тока.

На время измерений блок БГС-2 помещают в свинцовый контейнер с целью уменьшения натурального фона¹.

В блоке ВСП вырабатывается высокое и стабильное напряжение до 2500 в. «+» блока ВСП через высокое напряжение подключают к аноду счетной трубки; катод последней заземлен, так же как и другую полюс выпрямителя.

Импульсы тока в цепи счетчика, возникающие в результате взаимодействия гамма-кванта с веществом его катода, стандартизуются по величине и форме при помощи радиотехнической схемы, установленной в блоке ВСП. Далее эти импульсы поступают или непосредственно к механическому счетчику, или, если радиоактивность породы велика (более 100 *имп/сек*), к механическому счетчику через пересчетную радиотехническую схему, обеспечивающую измерение числа импульсов в пределах от 0 до 400 *имп/сек*, от 0 до 1600 *имп/сек* и от 0 до 6400 *имп/сек*.

Выбор пределов измерения определяется радиоактивностью пород и руд. Радиоактивность магматических и осадочных пород обычно измеряют без пересчетной схемы.

Радиоактивность породы по гамма-излучению выражают в импульсах на 1 г породы или чаще в процентах содержания урана. В последнем случае сравнивают скорость счета гамма-квантов от образца породы со скоростью счета гамма-квантов от эталона с определенным содержанием урана.

Гамма-активность рассчитывают по формуле

$$\gamma = \frac{z_{\text{п}} P_{\text{аа}}}{P_{\text{пз}} z_{\text{а}}} = \frac{n_{\text{п}}}{n_{\text{а}}} \text{ а,}$$

¹ Фоном называется радиоактивное излучение, не связанное с породой.

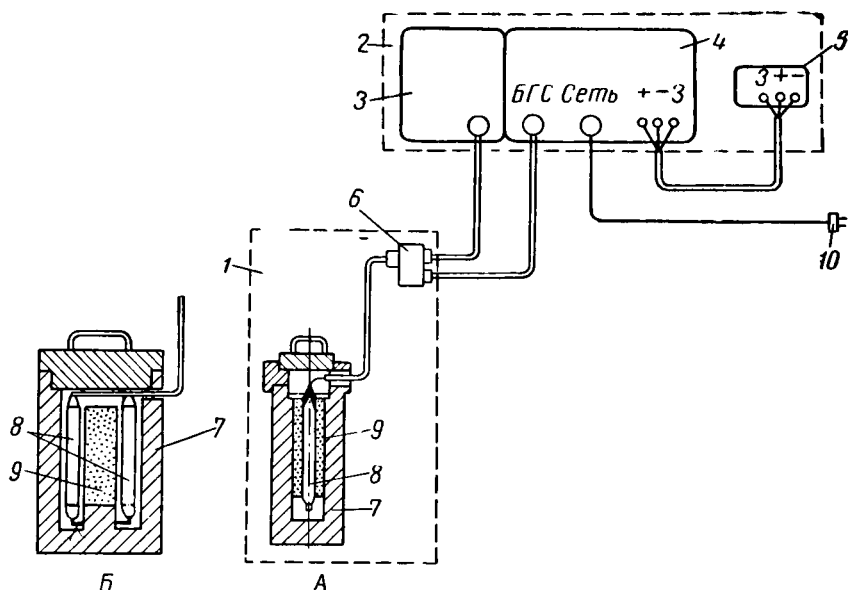


Рис. 175. Схема установки для исследования естественного γ -излучения образцов горных пород.

А — установка с одним счетчиком; Б — установка с группой счетчиков.
 1 — блок разрядного счетчика БГС-2 и свинцовый контейнер; 2 — блок ИСП; 3 — высоковольтный выпрямитель и стабилизатор напряжения; 4 — пересчетное устройство; 5 — механический счетчик; 6 — панель распределительная и для предварительного усиления импульса; 7 — свинцовый контейнер; 8 — разрядные счетчики; 9 — цилиндры с образцами исследуемых горных пород; 10 — вилка для подключения к сети переменного тока.

где $z_{\Pi} = z_{\Pi+\Phi} - z_{\Phi}$ — скорость счета гамма-импульсов от образца породы в *имп/мин*;

$z_{\Pi+\Phi}$ — скорость счета гамма-импульсов от фона и породы в *имп/мин*;

z_{Φ} — скорость счета гамма-импульсов от фона в *имп/мин*;

z_{Θ} — скорость счета гамма-импульсов от эталона в *имп/мин*;

P_{Π} — вес породы в г;

P_{Θ} — вес эталона в г;

$$n_{\Pi} = \frac{z_{\Pi}}{P_{\Pi}};$$

$$n_{\Theta} = \frac{z_{\Theta}}{P_{\Theta}};$$

a — весовое содержание урана в эталоне.

Методика определения гамма-активности пород описана в ряде руководств [3, 7, 15 и др.].

Радиометр Б-2 снабжен скintилляционной приставкой для изучения альфа-активности пород.

В последние годы при изучении α -, β и γ -активности горных пород начинают все шире и шире использовать сцинтилляционные счетчики, эффективность которых намного превышает эффективность разрядных счетчиков. Можно назвать установки ЛАС и РАП-1, где применяются названные счетчики.

Установка ЛАС—лабораторный сцинтилляционный анализатор — допускает определение общей интенсивности радиоактивного излучения, измерение α -, β - и γ -активности пород и исследование α - и γ -излучения по энергиям. Измерения с этой установкой допускают также отдельную количественную оценку содержания в рудах урана и тория.

Описание ЛАС и РАП-1 и методики работы с этими установками содержится в ряде руководств [7 и др.].

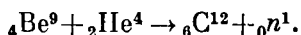
Глава XI

НЕЙТРОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

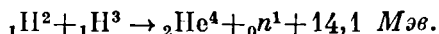
При нейтронном и гамма-нейтронном методах исследования скважин от источника, перемещающегося по стволу скважины, через воду, часто обсадную колонну и цемент в горные породы посылаются пучок поли- или моноэнергетических нейтронов ¹.

Для этой цели используют полониево-бериллиевые источники нейтронов со спектром энергии, изменяющимся от 0,1 до 13 Мэв, или нейтронные генераторы, создающие нейтроны с энергией 14,1 Мэв.

Испускаемые полониево-бериллиевым источником нейтроны возникают в результате ядерной реакции между альфа-частицами полония и ядрами бериллия:



В нейтронных генераторах, используемых в геофизической практике, нейтроны получают по реакции



§ 66. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ НЕЙТРОНОВ С ЯДРАМИ ЭЛЕМЕНТОВ, ВХОДЯЩИХ В СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД

Нейтроны, излучаемые источником, на пути в породу рассеиваются и поглощаются в воде, заполняющей скважину, в обсадной колонне и цементе. Оставшиеся нейтроны рассеиваются и поглощаются ядрами атомов, составляющих породу.

В результате рассеяния нейтроны теряют энергию; не поглощенные нейтроны становятся тепловыми. Тепловые нейтроны отличаются от быстрых низкими энергиями (порядка 0,025 эв) и скоростями распространения (2200 м/сек). При поглощении нейтронов образуются гамма-лучи, протоны, альфа-частицы, нейтроны и ядра новых элементов, в большинстве случаев радиоактивных.

¹ Нейтроны — незаряженные частицы, имеющие массу $1,6747 \cdot 10^{-24}$ г (или 1,008984 атомной единицы массы).

Различия в интенсивности потока тепловых нейтронов или гамма-излучения в скважине, определяемые составом и свойствами пород, обеспечивают дифференциацию последних в разрезах скважин по данным нейтронного или гамма-нейтронного методов.

Упругое рассеяние

Сущность процесса рассеяния состоит в изменении направления движения нейтронов при столкновении их с ядрами элементов среды, в которой нейтроны распространяются. При этом кинетическая энергия нейтронов уменьшается.

При так называемом упругом рассеянии кинетическая энергия системы нейтрон — ядро сохраняется неизменной до и после акта рассеяния. Однако если до рассеяния, в лабораторной системе координат, носителем кинетической энергии системы являлся нейтрон (ядро считается неподвижным), то после рассеяния кинетическая энергия перераспределяется между нейтроном и ядром отдачи в соответствии с их массами и углом рассеяния.

Энергию нейтрона E_2 и скорость его v_2 после соударения с ядром рассчитывают по следующим формулам:

$$E_2 = \frac{A^2 + 2A \cos \theta + 1}{(1 + A)^2} E_1 \quad (102)$$

и

$$v_2 = \sqrt{\frac{A^2 + 2A \cos \theta + 1}{(A + 1)^2}} v_1, \quad (103)$$

где E_1 и v_1 — соответственно энергия и скорость нейтрона до соударения;

A — массовое число ядер замедлителя, на которых происходит рассеяние нейтронов;

θ — угол между первоначальным и последующим направлениями нейтрона в системе координат центра инерции.

Вывод формул (102) и (103) основан на законе соударения упругих шаров [34, 48 и др.].

Обозначив $\frac{A-1}{A+1} = \alpha$, получим

$$\frac{E_2}{E_1} = \frac{1}{2} [(1 + \alpha) + (1 - \alpha) \cos \theta]. \quad (104)$$

Из анализа формулы (104) видно, что максимальная величина отношения $E_2/E_1 = 1$ (минимальная потеря энергии) наблюдается при $\theta = 0$ — скользящем соударении, когда энергия нейтрона после столкновения равна его энергии до столкновения. Максимально возможная передача энергии или минимальное значение E_2/E_1 будет

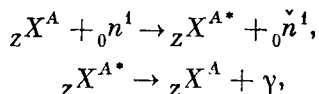
при $\theta = \pi$. В этом случае $E_2 = \alpha E_1$ и максимальная относительная потеря энергии при однократном рассеянии

$$\frac{E_1 - E_2}{E_1} = \frac{E_1 - \alpha E_1}{E_1} = 1 - \alpha.$$

Как следствие этого при рассеянии нейтронов на водороде, для которого $\alpha \approx 0$, нейтрон может потерять всю свою энергию в одном акте соударения.

Неупругое рассеяние

При неупругом рассеянии, или реакции (n, n) , ядро, захватившее, а затем потерявшее нейтрон, остается в возбужденном состоянии и затем возвращается в основное состояние, испуская при этом гамма-квант согласно следующим схемам:



где ${}_Z X^A$ и ${}_Z X^{A*}$ — соответственно ядра исходного элемента X с массовым числом A и атомным номером Z и ядро того же элемента в возбужденном состоянии;

${}_0 n^1$ и ${}_0 \check{n}^1$ — соответственно нейтрон поглощенный и нейтрон, выброшенный ядром с меньшей кинетической энергией;

γ — гамма-квант.

Реакция (n, n) наиболее вероятна в горных породах с тяжелыми элементами при энергиях нейтронов от нескольких килоэлектрон-вольт до нескольких мегаэлектронвольт.

При неупругом рассеянии нейтроны теряют энергию и после двух-трех соударений могут рассеиваться только упруго.

Таким образом, на первых этапах взаимодействия нейтронов с не слишком легкими ядрами пород наблюдается как упругое, так и неупругое рассеяние; в дальнейшем же происходит только первый из названных процессов. В породах с легкими ядрами неупругое рассеяние может практически отсутствовать.

В результате как упругого, так и неупругого рассеяния нейтроны теряют энергию и скорость — замедляются.

Поглощение нейтронов в горных породах

Поглощение, а иногда и размножение нейтронов обычно наступает при следующих ядерных реакциях (n, α) , (n, p) , (n, γ) , $(n, 2n)$, (n, nr) и др.

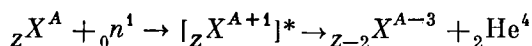
На первой стадии ядерных реакций образуются составные ядра из первоначального ядра и захваченного нейтрона. В этих ядрах между нуклонами перераспределяется кинетическая энергия, внесенная нейтроном.

Составное ядро живет в течение 10^{-12} — 10^{-14} сек., пока в результате большого числа соударений между нуклонами на одном или нескольких из них сосредоточивается энергия, достаточная для преодоления ядерных сил, и ядро распадается. Путь распада определяется энергией нейтрона и типом ядра — соотношением в ядре нейтронов и протонов.

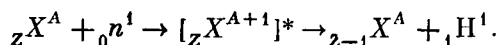
Продуктами распада являются один или несколько новых элементов или изотоп облучаемого элемента, гамма-кванты и одна или несколько легких частиц (нейтроны, протоны, α -частицы).

Реакции (n, α) , (n, p) , а также другие, идущие с выбросом двух и более нуклонов, и реакции деления наиболее вероятны при облучении горных пород нейтронами высоких и очень высоких энергий (от 1 до 100 Мэв и более).

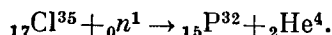
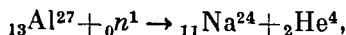
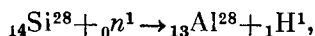
Реакции (n, α) и (n, p) протекают по схемам



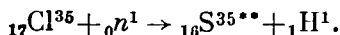
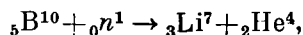
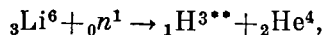
и



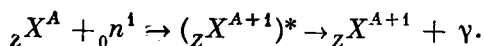
Примерами таких реакций являются



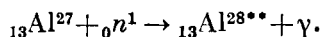
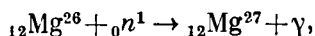
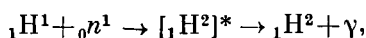
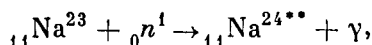
Реакции (n, p) и (n, α) с медленными нейтронами очень редки. Они наблюдаются только у легких элементов (Li, B и др.):



Основной реакцией, возникающей в результате взаимодействия пород с медленными нейтронами, является радиационный захват, при котором составное ядро переходит в основное состояние с испусканием гамма-кванта:



Некоторыми примерами таких реакций в горных породах являются следующие:



При радиационном захвате отношение числа нейтронов к числу протонов возрастает, вследствие чего образовавшиеся изотопы часто оказываются радиоактивными¹.

§ 67. НЕЙТРОННЫЕ ЭФФЕКТИВНЫЕ СЕЧЕНИЯ

Способность пород рассеивать и поглощать (захватывать) нейтроны оценивается макроскопическими эффективными сечениями рассеяния Σ_r и поглощения (захвата) Σ_a с размерностью L^{-1} и единицами измерения см^{-1} . Нейтронные макроскопические эффективные сечения представляют собой меру вероятности выхода определенного ядерного процесса в заданных условиях. Макроскопические нейтронные эффективные сечения Σ_r и Σ_a складываются соответственно из эффективных микроскопических сечений рассеяния σ_r или захвата σ_a всех ядер в 1 см^3 породы.

Для определения физической сущности эффективных микроскопических поперечных сечений рассеяния и поглощения представим себе слой рассматриваемого элемента толщиной в 1 атом (рис. 176). Допустим, что площадку $S = 1 \text{ см}^2$, расположенную на указанном слое, пересекает однородный поток нейтронов, перпендикулярно к ее поверхности, с плотностью $I \frac{\text{нейтр}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$. Допустим далее, что на площадке S за секунду произошло C_r или C_a процессов, т. е. C_r нейтронов было рассеяно ядрами или C_a ими поглощено. Если на площадке S находилось N_S ядер, то очевидно, что число процессов

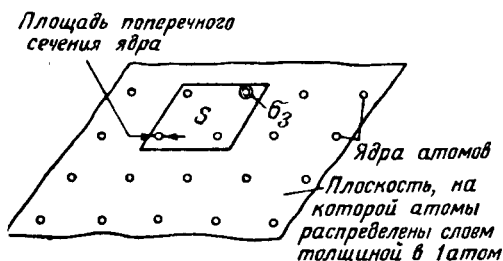


Рис. 176. Схема, поясняющая понятие «микроскопическое эффективное поперечное сечение».

¹ Радиоактивные изотопы отмечают двумя звездочками.

C_p или C_a , наблюдавшихся на площадке S , должно быть пропорционально интенсивности потока I и числу ядер N_S ; коэффициентами же пропорциональности являются микроскопические сечения рассеяния σ_p при рассеянии и σ_a при захвате. Причем σ_p и σ_a зависят от вида ядер и энергии нейтронов.

Таким образом,

$$C_p = \sigma_p I N_S \text{ и } C_a = \sigma_a I N_S.$$

Следовательно, σ_p и σ_a численно равны количеству процессов, приходящихся на одно ядро и на один нейтрон.

Если C_p и C_a выражают числа нейтронов, рассеянных или захваченных ядрами на площадке 1 см^2 в секунду $\left[\frac{\text{нейтр}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}} \right]$, I и N_S имеют соответственно размерности единиц $\frac{\text{нейтр}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$ и $\frac{\text{ядер}}{\text{см}^2}$, то размерностью эффективных сечений будет площадь, приходящаяся на одно ядро породы:

$$[\sigma_p] = [\sigma_a] = \frac{[\text{нейтр}] [\text{см}^2] [\text{сек}] [\text{см}^2]}{[\text{см}^2] [\text{сек}] [\text{нейтр}] [\text{ядро}]} = \frac{[\text{см}^2]}{[\text{ядро}]} = [\text{см}^2 \text{ на ядро}].$$

Так как значения σ_p и σ_a лежат в пределах от 10^{-22} до 10^{-26} см^2 на ядро, то для их измерения принята единица, равная $10^{-24} \frac{\text{см}^2}{\text{ядро}}$, названная барном.

Таким образом, для расчета макроскопических эффективных сечений элементов (самородные металлы, углерод, сера и др.), очевидно, могут быть применены формулы

$$\sum_p = \sigma_p N = \sigma_p \frac{N_0 \Delta_{\text{п}}}{A_0}$$

и

$$\sum_a = \sigma_a N = \sigma_a \frac{N_0 \Delta_{\text{п}}}{A_0},$$

где N — число ядер в 1 см^3 породы;

A_0 и $\Delta_{\text{п}}$ — соответственно атомный вес и удельный вес элемента;

N_0 — число Авогадро.

В большинстве случаев горные породы состоят из ряда элементов, характеризующихся различными эффективными микроскопическими сечениями.

Если химический состав породы дан по элементам, то \sum_p и \sum_a рассчитывают по формулам

$$\sum_p = \frac{\Delta_{\text{п}} N_0}{100} \sum_{i=1}^n \frac{P_{a i} \sigma_{p i}}{A_{a i}},$$

$$\sum_a = \frac{\Delta_{\text{п}} N_0}{100} \sum_{i=1}^n \frac{P_{a i} \sigma_{a i}}{A_{a i}},$$

где σ_{pi} , σ_{ai} , P_{ai} и A_{ai} — микроскопические эффективные сечения рассеяния и захвата, процентное содержание (по весу) и атомный вес i -го элемента породы;

Δ_{Π} — объемный вес породы;

N_0 — число Авогадро.

Если анализ твердой части породы дан в виде окислов элементов, а анализ жидкой части поэлементно, то для расчета сечений породы используют формулы

$$\Sigma_s = \frac{N_0}{100} \left[\Delta_T (1 - k_{\Pi}) \sum_{i=1}^n \frac{P_{mi} \sigma_{smi}}{M_i} + k_{\Pi} \Delta_{ж} \sum_{i=1}^m \frac{P_{ai} \sigma_{ai}}{A_{ai}} \right],$$

$$\Sigma_p = \frac{N_0}{100} \left[\Delta_T (1 - k_{\Pi}) \sum_{i=1}^n \frac{P_{mi} \sigma_{pmi}}{M_i} + k_{\Pi} \Delta_{ж} \sum_{i=1}^m \frac{P_{ai} \sigma_{pi}}{A_{ai}} \right],$$

где k_{Π} — коэффициент пористости породы;

Δ_T и $\Delta_{ж}$ — удельные веса твердой и жидкой частей породы;

P_{mi} — процентное содержание (по весу) i -й молекулы в твердой части породы;

P_{ai} — то же i -го элемента в жидкой части породы;

σ_{smi} — эффективное поперечное сечение поглощения i -й молекулы твердой части и породы;

σ_{ai} — эффективное поперечное сечение поглощения i -го элемента жидкой части породы;

σ_{pmi} — эффективное поперечное сечение рассеяния i -й молекулы твердой части породы;

σ_{pi} — то же i -го элемента жидкой части породы;

M_i — молекулярный вес i -й молекулы твердой части породы;

A_{ai} — атомный вес i -го элемента жидкой части породы.

Таким образом, для подсчетов Σ_s и Σ_p пород должны быть известны:

- 1) химические анализы пород;
- 2) объемные веса породы при естественной влажности или удельные веса твердой и жидкой частей их;
- 3) микроскопические сечения рассеяния и поглощения молекул и элементов, составляющих породу.

При этом следует иметь в виду, что сечения рассеяния и поглощения резко зависят от энергий нейтронов, вследствие чего для расчетов ядерных сечений рассеяния и поглощения породы следует брать усредненные значения эффективных сечений элементов.

Например, для водорода, сечение рассеяния σ_{pH} которого быстро убывает с ростом энергии (от $20 \cdot 10^{-24}$ см² при $E = 1$ эв до $2,3 \times$

Таблица 46

Нейтронные свойства самородных элементов

Самородные элементы	Сим-вол	Плотность, г/см ³	ξ	σ_p , бари	Σ_p , см ⁻¹	σ_a , бари	Σ_a , см ⁻¹	λ_p , см	λ_a , см	L_d , см	τ_d , сек.
Самородные металлы											
Железо	Fe	7,86	0,0353	11,0	0,933	2,53	0,245	1,07	4,65	1,27	21,1
Платина	Pt	21,37	0,0102	10,0	0,660	8,40	0,535	1,52	1,87	0,905	8,5
Палладий	Pd	12,46	0,0187	3,6	0,248	8,00	0,551	4,03	1,81	1,3	8,2
Осмий	Os	22,48	0,0105	11,0	0,783	14,70	1,050	1,28	0,95	0,556	4,3
Иридий	Ir	22,42	0,0104	—	—	430,00	30,20	0,033	—	—	—
Медь	Cu	8,94	0,0309	7,2	0,611	3,70	0,313	1,64	3,19	1,26	14,5
Серебро	Ag	10,50	0,0184	6,0	0,352	62,00	3,630	2,84	0,275	0,29	1,25
Золото	Au	19,32	0,0101	9,3	0,550	98,00	5,790	1,82	0,173	0,183	0,79
Свинец	Pb	11,35	0,0096	11,0	0,363	0,17	0,006	2,75	179	12,8	812,5
Ртуть	Hg	13,55	0,0099	20,0	0,814	360,00	14,700	1,23	0,068	0,071	0,31
Мышьяк	As	5,73	0,0264	6,0	0,277	4,10	0,189	3,61	5,29	2,37	24
Сурьма	Sb	6,69	0,0163	4,3	0,142	5,50	0,182	7,04	5,49	3,21	25
Висмут	Bi	9,75	0,0095	9,4	0,264	0,032	0,001	3,79	909	32	4125

Цинк	Zn	7,14	0,0304	3,6	0,237	1,06	0,070	4,22	1,43	4,38	6,5
Олово	Sn	6,50	0,0167	4,0	0,132	0,60	0,020	7,58	50,0	11	227
Тантал	Ta	16,60	0,0110	5,0	0,277	21,30	1,180	3,61	0,847	0,738	3,8

Самородные металлы

Углерод	C	1,60	0,1580	4,8	0,385	0,003	$2,6 \cdot 10^{-4}$	2,60	3,85	54,4 ²	17,5
Сера	S	2,07	0,0612	4,1	0,043	0,49	0,019	23,3	52,4	19,5	238

Газы

Водород	H	$8,9 \cdot 10^{-5}$	1,0000	38	0,002	0,33	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^4$	525	1610	2390
Кислород	O	$5,3 \cdot 10^{-5}$	0,1200	4,2	0,00021	$2 \cdot 10^{-4}$	0,000	$\sim \infty$	4,76	$4,1 \cdot 10^5$	21,6
Азот	N	0,0013	0,136	10	0,0005	1,88	$9,9 \cdot 10^{-5}$	2,0	10 ⁴	2710	45 400

λ_p и λ_3 — средние свободные пробеги — величины, обратные макроскопическим сечениям рассеяния Σ_p и поглощения Σ_a . λ_p и λ_3 — это расстояния, которые успевают в среднем пройти нейтрон между двумя актами рассеяния (λ_p) или медленного нейтрона до его поглощения (λ_3) в породе. Полная средняя длина свободного пробега $\lambda = \frac{1}{\Sigma} = \frac{1}{\Sigma_a + \Sigma_p}$. Для пород, состоящих из ядер

разного сорта, $\lambda_p = \frac{1}{\sum N_i \sigma_i} = \frac{1}{\sum \lambda_{pi}}$ и $\lambda_p = \sum \frac{1}{\lambda_{pi}}$, где N_i и σ_i — число ядер i -го сорта в 1 см³ и микроскопические сечения

их и λ_{pi} — длина свободного пробега для рассеяния. Формула того же вида справедлива для λ_3 для пород, сложенной из ядер нескольких сортов.
* Измерено.

$\times 10^{-24}$ см² при $E = 3,0 \cdot 10^6$ эв), это усреднение для быстрых нейтронов производят по специальным формулам и получают $\sigma_{\text{РН}} = 4,3 \cdot 10^{-24}$ см².

Ядерные сечения рассеяния других элементов значительно меньше зависят от энергии, поэтому для оценочных расчетов за усредненные сечения рассеяния обычно принимают значения этих сечений для некоторых частных значений энергий, например для энергии 1 Мэв при расчете сечений породы для быстрых и 0,025 эв для тепловых нейтронов ¹.

Усредненные нейтронные эффективные сечения захвата для нейтронов с тепловыми и надтепловыми энергиями могут быть определены так же, как и усредненные ядерные сечения рассеяния большинства элементов, т. е. по кривым зависимости нейтронных сечений захвата от энергии [14].

В табл. 46 и 47 приведены сведения о макроскопических сечениях рассеяния и захвата для ряда минералов и пород.

Анализ данных о нейтронных свойствах горных пород показывает следующее.

У водородсодержащих пород основная роль по рассеянию нейтронов принадлежит водороду, сечение которого значительно (> 20 барн) и возрастает с уменьшением энергии нейтронов. Как следствие этого максимальной рассеивающей способностью обладают высокопористые водо- и нефтенасыщенные осадочные горные породы, а также породы со значительным содержанием кристаллизационной и конституционной воды (например, гипсы и глины).

Исходя из элементарного состава пород и вероятности ряда ядерных реакций, протекающих с нейтронами различных энергий, в горных породах можно ожидать в основном радиационный захват. Особо высокая вероятность этой реакции у минералов и пород, содержащих Ti, Mn, Cl, V, Co, I, Nd, La, Ni, Cs, Sm, Sc, As и некоторые другие элементы с высокими эффективными сечениями захвата. В породах, имеющих в своем составе Li и B, поглощение нейтронов происходит в результате характерной реакции (n, α). Для азот-, серу- и хлорсодержащих пород вероятны реакции (n, p).

Во многих случаях продуктами реакций (n, γ) являются радиоактивные ядра и жесткое γ -излучение с энергией до 9 Мэв. При распаде радиоактивных изотопов также возникает жесткое γ -излучение.

Осадочные породы можно расположить в следующий ряд по способности их твердой фазы поглощать тепловые нейтроны: бораты > галлолиты > ферролиты > манганолиты > сидеритолиты > феррисиликолиты > баритолиты > пелитолиты > алевролиты > псаммитолиты > псефитолиты > карбонаты и т. д.

¹ Иногда используют сечения рассеяния тепловых нейтронов, усредненные по максвелловскому распределению.

Таблица 47

Нейтронные свойства горных пород и минералов

Минералы и горные породы	Состав минералов и горных пород	Плотность, $г/см^3$	$\Sigma_{в},$ $см^{-1}$	$\Sigma_{р'},$ $см^{-1}$	$L_s,$ $см$	$L_d,$ $см$	$\lambda_z,$ $см$	$\tau_d \cdot 10^4,$ сек.
Ангидрит	$CaSO_4$	2,92	0,0119	0,348	27	8,97	84	3,8
Антрацит	—	—	—	—	—	4,9	114	5,2
Вода	H_2O	1	0,022	2,68	7,7	2,4	45,5	2,1
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2,3	0,018	1,51	11	3,6	55,6	2,5
Глина сухая	—	—	—	—	—	14,7	197	8,9
Глина влажная	—	—	—	—	—	4,0	75	3,4
Гематит	Fe_2O_3	5,1	0,0930	0,666	34	2,3	10,8	0,49
Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	2,85	0,0046	0,441	—	12,8	217,4	9,88
Кальцит	$CaCO_3$	2,72	0,0071	0,432	35	10,4	140,8	6,40
Каменная соль	$NaCl$	2,15	0,711	0,310	—	1,2	1,41	0,064
Кварц	SiO_2	2,65	0,0034	0,268	37	19,1	294,1	13,40
Корунд	Al_2O_3	4,0	0,0102	0,364	—	9,5	98,0	4,50
Магнетит	Fe_3O_4	5,0	0,0948	0,648	19,6	2,3	10,5	0,48

Для водородсодержащих пород L_s рассчитаны в возрастном приближении.

Нейтронные макроскопические сечения пористых осадочных пород (пески, песчаники, алевролиты, глины) в значительной степени зависят от их объемной влажности и химического состава насыщающих вод. Сечения тем больше, чем больше объемная влажность пород и выше содержание в водах ионов хлора.

Макроскопические сечения захвата песчано-глинистых пород возрастают с увеличением содержания глинистой фракции вследствие повышенного содержания в ней элементов с высокими эффективными сечениями захвата.

§ 68. ДРУГИЕ ПАРАМЕТРЫ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИЕ ИНТЕНСИВНОСТЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОРОД С НЕЙТРОНАМИ

Из числа других комплексных параметров, определяющих интенсивность взаимодействия пород с нейтронами, можно назвать замедляющую способность, коэффициент замедления, длину замедления L_s , длину диффузии L_d , время замедления или хронологический возраст нейтронов τ_s и время жизни тепловых нейтронов τ_d в породе.

Замедляющая способность, коэффициент замедления, длина замедления и время замедления более полно, чем потеря энергии при одном соударении или макроскопические сечения, характеризуют способность пород рассеивать и поглощать нейтроны при изменении их энергии от высоких до тепловых значений. Замедляющая способность, длина замедления, время замедления зависят от средней потери энергии при одном соударении и макроскопического сечения рассеяния. Коэффициент замедления определяется также еще и макроскопическим сечением захвата.

Длина диффузии и время жизни тепловых нейтронов точнее определяют интенсивность взаимодействия их с ядрами пород и в основном зависят от макроскопических сечений захвата и рассеяния (длина диффузии) или только сечения захвата (время жизни).

Замедляющая способность и коэффициент замедления

Отдельно взятые макроскопические сечения рассеяния не являются надежным параметром для оценки способности пород замедлять нейтроны. Вероятность рассеяния нейтронов на ядрах элементов может быть велика, но если при этом при каждом соударении теряется мало энергии, порода будет плохим замедлителем. С другой стороны, незначительную ценность для определения замедляющей способности пород представляет и отдельно взятая относительная потеря энергии $E_1 - E_2/E_1$ при одном соударении. Эта потеря может быть значительной, но если сечение рассеяния невелико, порода не будет хорошим замедлителем.

Более интересен для характеристики замедляющих свойств пород комплексный параметр, названный макроскопическим

замедляющей способностью пород. Он равен произведению макроскопического сечения рассеяния \sum_p на среднюю логарифмическую потерю энергии ξ при одном соударении [34]:

$$\xi = \overline{\ln E_1 - \ln E_2} = \overline{\ln E_1/E_2} = 1 - \frac{(A-1)^2}{2A} \ln \frac{A+1}{A-1}, \quad (105)$$

где E_1 и E_2 — энергии нейтрона до и после соударения;

A — массовое число рассматриваемого элемента.

При массовых числах $A > 10$ достаточно точно следующее выражение:

$$\xi \approx \frac{2}{A+2/3},$$

позволяющее даже для $A = 2$ определять ξ с погрешностью, не превышающей 3,3%.

В частном случае, для самородных элементов,

$$\sum_p \xi = \frac{N_0 \delta_p \sigma_p}{A_0} \xi \approx \frac{2N_0 \delta_p \sigma_p}{A_0 (A_0 + 2/3)}$$

и при $A_0 > 14$ с погрешностью, не превышающей 5%,

$$\sum_p \xi \approx \frac{2N_0 \delta_p \sigma_p}{A_0^2},$$

где A_0 — атомный вес самородного элемента;

δ_p — его плотность;

N_0 — число Авогадро;

σ_p — микроскопическое сечение рассеяния.

В табл. 46 приведены значения ξ и \sum_p для некоторых элементов; их достаточно для расчета $\sum_p \xi$ указанных элементов.

Более полно замедляющие свойства пород могут быть охарактеризованы коэффициентом замедления, представляющим собой отношение замедляющей способности $\sum_p \xi$ к среднему макроскопическому сечению поглощения породы \sum_a для быстрых нейтронов и таким образом учитывающим способность породы к поглощению быстрых нейтронов.

Длины замедления L_s и диффузии L_d

Испытав в общем случае достаточно большое число соударений с ядрами породы, каждый из нейтронов захватывается ими.

Траектория отдельного нейтрона складается из ряда прямолинейных отрезков, представляющих собой путь нейтрона между двумя последовательными столкновениями с ядрами элементов среды. Эти отрезки имеют различные длину и направление. При этом ней-

трон успевает переместиться от источника на некоторое расстояние r^* по прямой, величина которого определяется из уравнения

$$r^{*2} = \bar{r}_s^2 + \bar{r}_d^2 = 6 (L_s^2 + L_d^2) = 6 (\tau_t + L_d^2) \text{ [см}^2\text{]},$$

где \bar{r}_s^2 — средний квадрат расстояния по прямой от точки рождения нейтронов до точки, где они становятся тепловыми; \bar{r}_d^2 — то же от последней точки до точки их поглощения; L_s и L_d — длины замедления и диффузии в см:

$$L_s = \frac{\bar{r}_s}{\sqrt{6}} = \sqrt{\tau_t} \quad \text{и} \quad L_d = \frac{\bar{r}_d}{\sqrt{6}},$$

где τ_t — символический возраст тепловых нейтронов в см².

Следовательно, для определения длин замедления и диффузии необходимо знать \bar{r}_s и \bar{r}_d или квадраты этих величин. \bar{r}_s^2 рассчитывают по следующей формуле:

$$\begin{aligned} \bar{r}_s^2(r_s, \tau) &= \frac{\int_0^\infty \bar{r}_s^2 [4\pi r_s^2 q(r_s, \tau)] dr}{\int_0^\infty 4\pi r_s^2 q(r_s, \tau) dr} = \\ &= \frac{\int_0^\infty \text{квадрат расстояния от источника до элементарного слоя} \times \text{число нейтронов, достигших в этом слое тепловой энергии}}{\text{число всех нейтронов, достигших тепловой энергии (или соответствующей летаргии или возраста), в сфере бесконечного радиуса}} = \\ &= \frac{\text{сумма всех квадратов замедления в сфере с бесконечным радиусом}}{\text{число всех нейтронов, достигших тепловой энергии (или соответствующей летаргии или возраста), в сфере того же (бесконечного) радиуса}}, \quad (106) \end{aligned}$$

где $4\pi r_s^2 dr$ — объем dV элементарного сферического слоя, расположенного на расстоянии r_s от точечного источника нейтронов, в котором плотность замедления τ равна $q(r, \tau)$.

Плотность замедления — это число нейтронов, отнесенное к единице объема и времени, пересекающих при замедлении заданное значение летаргии или энергии ¹, следовательно, имеющих определенный возраст τ .

При решении уравнения (106) основной задачей является определение явного вида функции $q(r_s, \tau)$.

¹ В рассматриваемом случае тепловой.

В частном, но часто встречающемся в природе случае, когда содержание водорода относительно невелико, функция $q(r_s, \tau)$ может быть определена в возрастном приближении, исходя из предположения, что нейтроны теряют энергию непрерывно в результате большого числа соударений и сечение реакции упругого рассеяния мало зависит от энергии.

В основу при определении функции q в этом случае положено выражение для скорости убывания плотности нейтронов:

$$\frac{\partial n(r, t)}{\partial t} = -Dv \nabla^2 n(r, t) = -Dv \nabla^2 \left[\frac{\xi v}{\lambda_p} n(r, u) \right], \quad (107)$$

где D — коэффициент диффузии для анизотропно рассеивающей и слабо поглощающей породы:

$$D = \frac{1}{3\Sigma_p(1 - \cos \psi)} = \frac{\lambda_p}{3(1 - \cos \psi)} = \frac{\lambda_{tr}}{3};$$

λ_{tr} — транспортная длина свободного пробега:

$$\lambda_{tr} = \frac{\lambda_p}{(1 - \cos \psi)};$$

$\overline{\cos \psi}$ — средний косинус угла рассеяния в лабораторной системе координат;

v — скорость нейтронов;

$n(r, t)$ — функция, определяющая плотность нейтронов:

$$n(r, t) = n(r, u) \frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\xi v}{\lambda_p} n(r, u), \quad (108)$$

так как

$$d \ln \frac{E_0}{E} = du = \frac{\xi v}{\lambda_p} dt, \quad (109)$$

где $u = \ln \frac{E_0}{E}$ — латаргия или логарифмический декремент энергии;

E — заданная энергия нейтрона;

E_0 — энергия рождения нейтрона;

ξ — среднее уменьшение натурального логарифма нейтронной энергии при одном столкновении;

$\lambda_p = \frac{1}{\Sigma_p}$ — средний свободный пробег нейтрона по отношению к рассея-

нию — расстояние, которое успевает в среднем пройти нейтрон между двумя актами рассеяния.

Продифференцировав выражение (108), будем иметь

$$\frac{\partial n(r, t)}{\partial t} = \frac{\xi v}{\lambda_p} \frac{\partial}{\partial u} \left[\frac{\xi v}{\lambda_p} n(r, u) \right]$$

и, следовательно,

$$Dv \nabla^2 \left[\frac{\xi v}{\lambda_p} n(r, u) \right] = \frac{\xi v}{\lambda_p} \frac{\partial}{\partial u} \left[\frac{\xi v}{\lambda_p} n(r, u) \right].$$

Но так как $\nu n(r, u) = \Phi(r, u)$, где $\Phi(r, u)$ — нейтронный поток на единицу интервала логарифма, а $\lambda_p = \frac{1}{\sum_p}$, то

$$D \nabla^2 [\xi \sum_p \Phi(r, u)] = \xi \sum_p \frac{\partial}{\partial u} [\xi \sum_p \Phi(r, u)].$$

Учтя, что $\xi \sum_p \Phi(r, u) = q$ (см. [34]), получим

$$\nabla^2 q = \frac{\xi \sum_p}{D} \frac{\partial q}{\partial u}. \quad (110)$$

Для решения уравнения (110) вводим новую переменную

$$\tau_0(u) = \int_0^u \frac{D}{\xi \sum_p} du, \quad (111)$$

называемую символическим возрастом или возрастом по Ферми, после чего получим дифференциальное уравнение возраста

$$\nabla^2 q = \frac{\partial q}{\partial \tau_0}, \quad (112)$$

аналогичное уравнению теплопроводности (174), описывающее непрерывное замедление нейтронов в непоглощающей среде, состоящей из элементов с достаточно большими массовыми числами.

В этом случае функция

$$q = \frac{e^{-r^2/4\tau_0}}{(4\pi\tau_0)^{3/2}}. \quad (113)$$

Подставив (113) в (106) и проинтегрировав, получим

$$\bar{r}_s^2(\tau) = \frac{\int_0^\infty r^4 e^{-r^2/4\tau_0} dr}{\int_0^\infty r^2 e^{-r^2/4\tau_0} dr} = 6\tau_0. \quad (114)$$

Возрастное приближение дает правильные результаты при определении среднего квадрата расстояния, пройденного нейтроном до того, как он стал тепловым, только на малых расстояниях от источника — при $r \ll \frac{6\tau_0}{\lambda_{tr}}$.

При более значительных расстояниях точность решения задачи убывает с уменьшением массы ядер среды, увеличением сечения реакции захвата и при значительной зависимости сечений от энергии.

В связи с этим рассчитывать описанным способом \bar{r}_s^2 рекомендуется только для пород, в состав которых входят элементы среднего

и тяжелого атомного веса — плотные магматические породы, плотные песчаники, карбонаты и др.

Возрастное приближение особенно плохо приложимо в указанных условиях к породам с большим водородосодержанием — рыхлым водо- и нефтенасыщенным пескам, песчаникам, алевролитам, глинам, известнякам и т. д. — и плотным, например гипсам. В перечисленных породах нейтроны теряют энергию не непрерывно и в результате большого числа соударений, но могут целиком потерять ее и при одном, например первом, соударении. С другой стороны, сечение реакции рассеяния на водороде значительно зависит от энергии.

Для этого случая Д. А. Кожевниковым [52] на основе решения кинетического уравнения (при определенных условиях) получено выражение

$$\tau(u) = \frac{1}{3} \lambda^2(u) \left[\varepsilon_{01}(u) + \frac{u}{h_1(1 - \cos \psi)} + \zeta(u) \right]. \quad (115)$$

Здесь $\lambda(u)$ — полная¹ длина свободного пробега для упругих столкновений с ядрами водорода вторичных (столкнувшихся с протонами) нейтронов с летаргией u ;

$$\varepsilon_{01}(u) = \frac{v_0^2(u)}{h_{01}},$$

где $v_0(u) = \frac{\lambda_0}{\lambda(u)}$ (λ_0 — полная длина свободного пробега первичных (не столкнувшихся с протонами) нейтронов с летаргией, равной нулю);

$h_{01} = \frac{\lambda_0}{\lambda_{01}}$ — вероятность рассеяния первичных нейтронов на ядрах водорода (λ_{01} — средняя длина свободного пробега нейтронов с летаргией, равной нулю для упругих столкновений с водородом);

$u = \ln \frac{E_0}{E}$ — летаргия;

$h_1(u) = \frac{\lambda(u)}{\lambda_1(u)}$ — вероятность рассеяния на ядрах водорода [$\lambda_1(u)$ — длина свободного пробега вторичных (столкнувшихся с протонами) нейтронов с летаргией u для рассеяния на водороде];

¹ Полная средняя длина свободного пробега

$$\lambda = \frac{1}{\Sigma} = \frac{1}{\Sigma_s + \Sigma_p} = \frac{\lambda_p \lambda_s}{\lambda_p + \lambda_s}.$$

$\overline{\cos \psi} = 2/3 h_1$ — средний косинус угла рассеяния нейтронов в породе, где только водород рассеивает анизотропно;

$$\zeta = \frac{2}{3(1 - \overline{\cos \psi})} + \frac{1 - 16/9 h_1 + 4/9 h_1^2}{(1 - \overline{\cos \psi})^2}.$$

Формулу возраста можно привести к виду, облегчающему ее физическое истолкование:

$$\tau = \frac{1}{3} \lambda_0 \lambda_{01} + \tau_0 + \frac{1}{3} \lambda \lambda_1 + \frac{2}{9} \lambda_{tr} \left(\lambda_0 - \frac{2}{3} \lambda_{tr} \right),$$

где

$$\lambda_{tr} = \frac{\lambda(u)}{1 - \overline{\cos \psi}}; \quad \tau_0 = \int_0^u \frac{\lambda^2(u) du}{3 \xi (1 - \overline{\cos \psi})} = \int_0^u \frac{D}{\xi \Sigma_p} du.$$

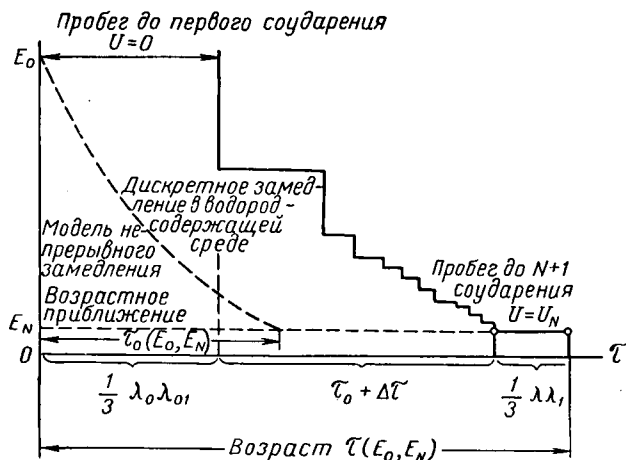


Рис. 177. К определению длины пробегов.

Как видно, формула, позволяющая рассчитывать возраст нейтронов в водородсодержащих средах, включает формулу возраста (111) для пород с «тяжелыми» ядрами и, кроме того, имеет дополнительные члены. Первый из них $(1/3 \lambda_0 \lambda_{01})$ является поправкой за первый пробег (рис. 177), второй член $(1/3 \lambda \lambda_1)$ — поправка за последний пробег, а члены $2/9 \lambda_{tr} (\lambda_0 - 2/3 \lambda_{tr})$ учитывают дискретность замедления в водородсодержащих средах.

Возраст нейтронов, рассчитанный по этой формуле, значительно больше, чем определенный по формуле возраста Ферми (111), что видно также из рис. 177.

Определение длины диффузии L_d

Для расчета длины диффузии используют формулу $L_d = \frac{r_d}{\sqrt{6}}$,
причем r_d определяют из уравнения

$$\bar{r}_d^2 = \frac{\int_0^\infty r^2 (4\pi r^2 \sum_3 \Phi) dr}{\int_0^\infty 4\pi r^2 \sum_3 \Phi dr} =$$

$$= \frac{\int_0^\infty \bar{r}_d^2 \times \text{число тепловых нейтронов, поглощенных в элементарном сферическом слое мощностью } dr \text{ на расстоянии } r \text{ от точечного источника за одну секунду}}{\text{число всех поглощенных нейтронов, тепловой энергии}} =$$

$$= \frac{\int_0^\infty r^3 e^{-\kappa r} dr}{\int_0^\infty r e^{-\kappa r} dr} = \frac{6}{\kappa^2} = 6L_d^2,$$

где Φ — поток нейтронов на расстоянии r от источника¹:

$$\Phi = \frac{e^{-\kappa r}}{4\pi Dr}. \quad (116)$$

Для слабо поглощающих пород, содержащих атомы с большими и средними массовыми числами:

$$L_d = \sqrt{\frac{1}{3 \sum_p \sum_3}}.$$

В табл. 46 и 47 представлены значения L_s и L_d для некоторых

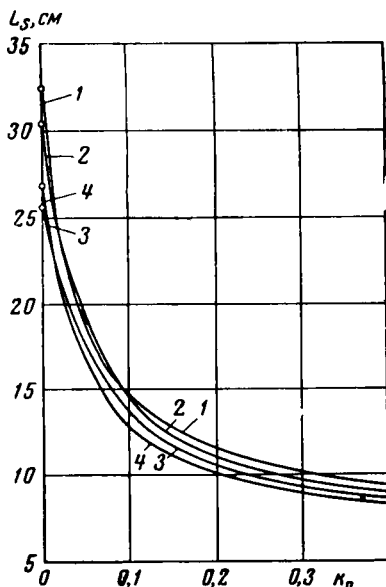


Рис. 178. Длина замедления нейтронов Ро-Ве-источника — в чистых ангидритах, песчаниках, известняках и доломитах различной пористости (по Д. А. Кожевникову, 1962).

1 — ангидриты ($\delta_T = 2,9$ г/см³); 2 — песчаники (2,65 г/см³); 3 — известняки (2,73 г/см³); 4 — доломиты (2,83 г/см³).

¹ Выражение (116) получено в результате решения уравнения диффузии

$$D \Delta^2 \Phi - \sum_3 \Phi = 0,$$

справедливого для всего изучаемого пространства, за исключением точки нахождения источника нейтронов.

самородных элементов и пород, состоящих в основном из тяжелых элементов; на рис. 178 показаны результаты расчета L_s по формуле (115) для ангидритов, песчаников, известняков и доломитов с различной плотностью твердой фазы δ_t и влажностью. Как видно из этих материалов, длина замедления резко уменьшается с возрастанием влажности, так как при этом возрастает водородосодержание пород.

Время замедления нейтронов

Временем замедления или средним хронологическим возрастом τ_s нейтронов в породе называется время, необходимое нейтрону для замедления в породе от энергий порядка 2—5 Мэв до тепловых энергий (0,025 эв).

Так как за время dt нейтрон теряет энергии $-dE = \frac{\xi v E}{\lambda_p} dt$, то для достижения нейтроном тепловой энергии необходимо время

$$\tau_s = \int_0^t dt = \int_{E_T}^{E_0} \frac{\lambda_p}{\xi v} \frac{dE}{E}, \quad (117)$$

но $v = \sqrt{2E/m}$, следовательно, если ввести среднее значение $\bar{\lambda}_p = \frac{1}{\Sigma_p}$ и проинтегрировать (117), получим

$$\tau_s = \frac{\bar{\lambda}_p}{\xi} \sqrt{2m} \left(\frac{1}{\sqrt{E_T}} - \frac{1}{\sqrt{E_0}} \right),$$

где m — абсолютная масса нейтрона ($m = 1,667 \cdot 10^{-24}$ г);

ξ — средняя логарифмическая потеря энергии нейтроном при одном столкновении (см. выше);

E_0 и E_T — соответственно первоначальная и тепловая энергия нейтронов.

τ_s измеряется в секундах, если $\bar{\lambda}_p$ берется в сантиметрах, m в граммах, а E_0 и E_T в эргах.

Таблица 48

Длина рассеяния, время замедления и время диффузии для тепловых нейтронов

Элементы и минералы	$\bar{\lambda}_p$, см	τ_s , сек.	τ_d , сек.
Вода	1,1	10^{-5}	$2,1 \cdot 10^{-4}$
Бериллий	1,6	$6,7 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$
Графит	2,6	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^2$

Вследствие незначительности времени, необходимого для первого пробега, последнее уравнение получено без учета его.

В табл. 48 даны значения τ_s для некоторых замедлителей при изменении энергии от $E_0 = 2 \text{ Мэв}$ до $E_T = 0,025 \text{ эв}$.

В этой же таблице приведены для сравнения значения времени диффузии (см. ниже).

Время жизни теплового нейтрона

Временем жизни или временем диффузии τ_d теплового нейтрона в породе называется среднее время существования нейтрона в породе от момента приобретения им тепловой энергии до поглощения его ядром.

Среднее время жизни τ_d теплового нейтрона в бесконечной среде численно равно среднему расстоянию λ_s , на которое сместится нейтрон в породе, отнесенному к его средней скорости:

$$\tau_d = \frac{\lambda_s}{v} = \frac{1}{\sum_s v} = \frac{1}{N_0 \cdot \sigma_s v},$$

где v — скорость тепловых нейтронов, равная при температуре 25°C $2,2 \cdot 10^5 \text{ см/сек}$;

λ_s — средняя длина свободного пробега нейтрона до поглощения.

В табл. 46 и 47 даны значения τ_d и λ_s для некоторых пород.

Глава XII

УПРУГИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Горные породы в общем случае представляют собой агрегаты, компоненты которых (твердая фаза, скелет ¹ породы, жидкость и газы, насыщающие поровое пространство) обладают резко различающимися упругими свойствами. Поэтому в зависимости от фазовой однородности и упругих свойств скелета пород их упругие свойства могут быть качественно и количественно различными.

В тех случаях, когда пористость пород мала и, следовательно, содержание жидкой и особенно газообразной фазы в породе невелико, горные породы при напряжениях, не превышающих предела упругости, ведут себя как однородные упругие среды, полностью восстанавливающие свои размеры и форму после удаления деформирующих сил. Такие породы в дальнейшем условно будем называть **идеально упругими** в отличие от пород, содержащих жидкую и газообразную фазы в объемах, заметно сказывающихся на их упругих свойствах ². Последние, к которым, в частности, относятся гравий, пльвуны, нефте-водо-газонасыщенные пески, песчаники, алевролиты и рыхлые известняки и доломиты, будем согласно Ф. Гассману [110] условно называть **дифференциально упругими породами**. Заметим, что до напряжений, при которых начинает изменяться конфигурация порового пространства и возникает передвижение газов и жидкостей, упругие свойства дифференциально упругих пород качественно не отличаются от аналогичных свойств идеально упругих пород.

§ 69. ИДЕАЛЬНО УПРУГИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Упругие постоянные. К идеально упругим горным породам относится большинство минералов. Близки к идеально упругим магматические и некоторые осадочные породы (крепко

¹ Скелет — часть породы, за исключением пор. Скелетом определяется структура породы. Скелет имеет пространственные размеры среды как целого, но масса его определяется как масса твердой фазы.

² Вследствие различия упругих свойств фаз и необратимых изменений, связанных с перемещением частиц скелета и удалением из порового пространства содержащегося в нем заполнителя.

сцементированные и низкопористые песчаники, алевролиты, известняки, доломиты и др.).

Некоторые из этих пород (поликристаллические разновидности минералов, магматические и некоторые из указанных выше осадочных пород) можно рассматривать как однородные и изотропные среды, характеризующиеся одинаковыми упругими свойствами во всех направлениях и одинаковыми их значениями в различных точках породы. Другие, например монокристаллы минералов, метаморфические породы и большинство осадочных пород, однородны и анизотропны; их упругие свойства неодинаковы в различных направлениях.

Если идеально упругие породы находятся под действием уравновешенных сил (рис. 179), они деформируются (изменяют свои размеры и форму) и приходят в напряженное состояние.

Пусть, например, образец породы разделен на части *A* и *B* плоскостью *mn*, проходящей через точку *O*. Если рассматривать часть *B*, то можно считать, что она находится в равновесии под действием сил P_1, P_2, P_3 и P_4 и внутренних усилий, непрерывно распределенных по плоскости *mn*. Последние характеризуются напряжением — величиной силы, приходящейся на единицу площади той поверхности, на которую она действует.

В общем случае (рис. 179, б) напряжение неравномерно распределяется по сечению и тогда его величина в любой точке *O* определяется пределом отношения $\frac{dP}{dF} = p_n$.

В теории упругости доказывается [9, 49], что вектор напряжения p_n , действующий в данной точке на любой наклонной площадке в породе, вполне определяется шестью независимыми составляющими напряжения X_x, Y_y, Z_z, Y_z, Z_x и X_y , действующими на трех площадках, перпендикулярных координатным осям (рис. 180). Составляющие вектора p_n равны:

$$\begin{aligned} p_{nx} &= X_x \cos(n, x) + Y_x \cos(n, y) + Z_x \cos(n, z), \\ p_{ny} &= X_y \cos(n, x) + Y_y \cos(n, y) + Z_y \cos(n, z), \\ p_{nz} &= X_z \cos(n, x) + Y_z \cos(n, y) + Z_z \cos(n, z), \end{aligned}$$

* Индекс *n* у вектора напряжения p , действующего на площадке dF , означает, что внешняя нормаль dF имеет направление *n*.

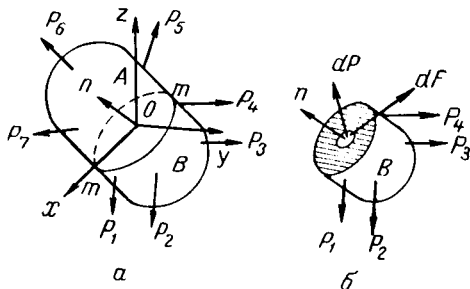


Рис. 179. Схема, поясняющая напряженное состояние образца породы, находящегося под действием уравновешенных сил (а), и понятие «напряжение» (б).

где (n, x) , (n, y) и (n, z) — углы, которые составляет нормаль к наклонной площадке в породе координатными осями.

При этом $Y_x = X_y$, $Z_y = Y_z$ и $Z_x = X_z$.

Из шести независимых составляющих X_x , Y_y и Z_z являются нормальными, а Y_z , Z_x и X_y — касательными к площадкам, перпендикулярным координатным осям.

Составляющие напряжения связаны между собой и с объемными силами уравнениями равновесия.

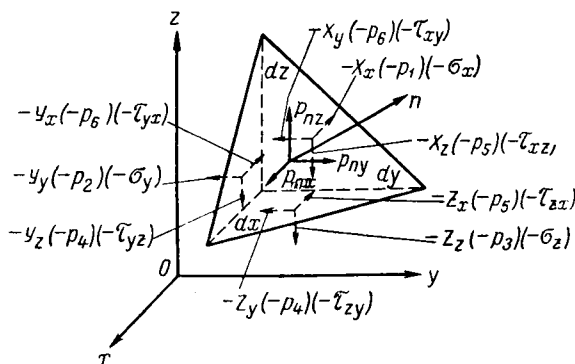


Рис. 180. Составляющие вектора напряжения p_n (в скобках приведены другие обозначения тех же составляющих).

Элементарный параллелепипед находится в равновесии, т. е. не имеет поступательного и вращательного движения, если

$$\frac{\partial X_x}{\partial x} + \frac{\partial X_y}{\partial y} + \frac{\partial X_z}{\partial z} + \delta_n X_1 = 0,$$

$$\frac{\partial Y_x}{\partial x} + \frac{\partial Y_y}{\partial y} + \frac{\partial Y_z}{\partial z} + \delta_n X_2 = 0,$$

$$\frac{\partial Z_x}{\partial x} + \frac{\partial Z_y}{\partial y} + \frac{\partial Z_z}{\partial z} + \delta_n X_3 = 0,$$

где X_1 , X_2 , X_3 — проекции на оси координат внешней силы (сила тяжести), отнесенной к единице массы;

δ_n — плотность породы [9, 49, 115].

Относительное смещение близких точек P и Q породы (ее деформация) в результате действия приложенных сил обычно характери-

зуется относительным удлинением отрезка, соединяющего указанные точки:

$$e_{PQ} = \frac{L_1 - L}{L} = l^2 \frac{\partial u}{\partial x} + m^2 \frac{\partial v}{\partial y} + n^2 \frac{\partial w}{\partial z} + mn \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \\ + nl \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) + lm \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right),$$

где L и L_1 — длина отрезка, соединяющего точки P и Q в ненагруженном и нагруженном состоянии;

l , m и n — направляющие косинусы отрезка PQ в недеформированном состоянии;

u , v и w — проекции смещения частиц P и Q .

Для выяснения физического смысла величин $\frac{\partial u}{\partial x}$ и $\left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right)$ допустим, что отрезок PQ до деформации был параллелен оси Ox . В этом случае $l = 1$, $m = n = 0$. Следовательно,

$$e_{PQ} = \frac{\partial u}{\partial x} = e_{xx}$$

и является относительным удлинением отрезка в направлении оси x .

Аналогично получаем выражения

$$e_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y} \quad \text{и} \quad e_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z},$$

которые представляют собой относительные удлинения отрезков до деформации, параллельных осям y и z .

Можно также доказать [9, 49], что величины

$$e_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}, \quad e_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}$$

и

$$e_{zx} = \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z},$$

которые называются с д в и г а м и, выражают (в радианах) деформацию угла между двумя взаимоперпендикулярными прямыми, проходящими через изучаемую точку (Ox и Oy , Oy и Oz , Oz и Ox).

Таким образом, параллелепипед со сторонами, до деформации параллельными соответственно осям x , y и z и равными Δx , Δy , Δz , и объемом $\Delta V = \Delta x \Delta y \Delta z$ в результате всестороннего растяжения будет иметь ребра длиной $\Delta x \left(1 + \frac{\partial u}{\partial x} \right)$, $\Delta y \left(1 + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$

и $\Delta z \left(1 + \frac{\partial w}{\partial x}\right)$ и объем $V + \Delta V = \Delta x \Delta y \Delta z \left(1 + \frac{\partial u}{\partial x}\right) \left(1 + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \left(1 + \frac{\partial w}{\partial z}\right)$.

Отсюда, если пренебречь квадратами и произведениями производных смещений [9], получим

$$\frac{\Delta V}{V} = \theta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz} = \operatorname{div} U,$$

где U — вектор смещения.

Причем $\theta = \frac{\Delta V}{V}$ называется объемным расширением вблизи от данной точки.

При наиболее общем напряженном состоянии, когда на гранях элементарного параллелепипеда вблизи данной точки действуют не только нормальные, но и касательные напряжения, ребра параллелепипеда при переходе от ненапряженного состояния к напряженному удлиняются на величины e_{xx} , e_{yy} и e_{zz} под влиянием нормальных напряжений, тогда как касательные напряжения приводят к изменениям прямых углов между прилегающими гранями на углы сдвига e_{xy} , e_{yz} , e_{zx} .

Следовательно, в общем случае деформация породы в данной точке вполне определена, если известны три удлинения e_{xx} , e_{yy} , e_{zz} и три сдвига e_{xy} , e_{yz} и e_{zx} , называемые компонентами деформации.

Для анизотропных сред при напряжениях, меньших предела упругости, согласно обобщенному закону Гука составляющие тензора напряжений связаны с составляющими тензора деформации следующими соотношениями:

$$\begin{aligned} X_x &= C_{11}e_{xx} + C_{12}e_{yy} + C_{13}e_{zz} + C_{14}e_{yz} + C_{15}e_{zx} + C_{16}e_{xy}, \\ Y_y &= C_{21}e_{xx} + C_{22}e_{yy} + C_{23}e_{zz} + C_{24}e_{yz} + C_{25}e_{zx} + C_{26}e_{xy}, \\ Z_z &= C_{31}e_{xx} + C_{32}e_{yy} + C_{33}e_{zz} + C_{34}e_{yz} + C_{35}e_{zx} + C_{36}e_{xy}, \\ Y_z &= C_{41}e_{xx} + C_{42}e_{yy} + C_{43}e_{zz} + C_{44}e_{yz} + C_{45}e_{zx} + C_{46}e_{xy}, \\ Z_x &= C_{51}e_{xx} + C_{52}e_{yy} + C_{53}e_{zz} + C_{54}e_{yz} + C_{55}e_{zx} + C_{56}e_{xy}, \\ X_y &= C_{61}e_{xx} + C_{62}e_{yy} + C_{63}e_{zz} + C_{64}e_{yz} + C_{65}e_{zx} + C_{66}e_{xy}, \end{aligned} \quad (118)$$

и, наоборот, шесть компонентов деформации являются линейными функциями шести независимых напряжений.

Следует отметить, что из числа постоянных C_{11} , C_{12} , ..., C_{66} в уравнениях типа (118) независимо только 21.

В анизотропных горных породах (например, монокристаллах, песках и др.) число упругих постоянных вследствие симметрии их свойств не более девяти и не менее трех (табл. 49).

В частных случаях упругих однородных и изотропных горных пород таких постоянных только две.

Для этих пород формулы обобщенного закона Гука приводятся к виду¹:

$$\begin{aligned} p_1 &= \frac{\sigma_{\Pi} E}{(1 + \sigma_{\Pi})(1 - 2\sigma_{\Pi})} \theta + \frac{E}{(1 + \sigma_{\Pi})} e_1 = \lambda \theta + 2\mu e_1, \\ p_2 &= \frac{\sigma_{\Pi} E}{(1 + \sigma_{\Pi})(1 - 2\sigma_{\Pi})} \theta + \frac{E}{(1 + \sigma_{\Pi})} e_2 = \lambda \theta + 2\mu e_2, \\ p_3 &= \frac{\sigma_{\Pi} E}{(1 + \sigma_{\Pi})(1 - 2\sigma_{\Pi})} \theta + \frac{E}{(1 + \sigma_{\Pi})} e_3 = \lambda \theta + 2\mu e_3, \\ p_4 &= \frac{E}{2(1 + \sigma_{\Pi})} e_4 = \mu e_4, \\ p_5 &= \frac{E}{2(1 + \sigma_{\Pi})} e_5 = \mu e_5, \\ p_6 &= \frac{E}{2(1 + \sigma_{\Pi})} e_6 = \mu e_6, \end{aligned} \quad (119)$$

или

$$p_i = \sum_{j=1}^6 C_{ij} e_j \quad \left\{ \begin{array}{l} i = 1, 2, \dots, 6 \\ j = 1, 2, \dots, 6 \end{array} \right\}$$

при $C_{ij} = C_{ji}$ и

при

$$\begin{aligned} C_{11} &= C_{22} = C_{33} = \lambda + 2\mu, \\ C_{44} &= C_{55} = C_{66} = \mu, \\ C_{12} &= C_{21} = C_{13} = C_{31} = C_{23} = C_{32} = \lambda, \end{aligned}$$

причем остальные C_{ij} равны 0.

В уравнениях (119) даны следующие обозначения.

Модуль линейного удлинения (модуль Юнга) E — коэффициент пропорциональности между действующим изолированно продоль-

¹ В формулах (119) и в дальнейшем символы $X_x, Y_y, Z_z, Z_y, \dots$ и символы e_{xx}, e_{yy}, \dots заменены на p_1, p_2, p_3, \dots и e_1, e_2, \dots, e_6 (рис. 180). Это сделано потому, что ниже в основном приведены результаты исследований упругих свойств горных пород за рубежом, где применяется последняя система символов; при этом предполагается, что замена символов облегчит знакомство с указанными выше исследованиями в подлинниках. Следует, однако, отметить, что используемые выше символы более гибки и точнее характеризуют отдельные компоненты напряжения и деформации.

Гексагональная сингония

Самородные металлы

Цинк Zn	8,23	+0,34	1-6,64	1	1	26,38	25,0
---------	------	-------	--------	---	---	-------	------

О к л а д

	9,7	—	—	—	—	—	—	—	—
β -кварц SiO_2 (585°C)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
β -кварц ² (600°C)	8,98	—2,3	—	—	—	—	—	—	—
							10,53	—	—
							10,27	27,95	—

Силукаты

Берилл $\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{11}]$	4,42	-1,37	-0,86	-	-	4,71	15,3	-
---	------	-------	-------	---	---	------	------	---

Тетрагональная сингония

Самородные металлы

Олово Sn	18,5	-9,9	-2,5	-	-	11,8	57,0	-	135
----------	------	------	------	---	---	------	------	---	-----

Тригональная сингония

Самородные металлы

Висмут Bi	26,9	-14,0	-6,2	16,0	-	-	28,7	104,8
Ртуть Hg (83° K)	15,4	-11,9	-2,1	-10,0	-	-	4,5	15,1
Свинца Pb	17,7	-3,8	-8,5	-8,0	-	-	33,8	41,0

О к и с л ы

[illegible]

Продолжение табл. 49

Кристаллы	Упругие постоянные анизотропных кристаллов по различным главным направлениям										
	C_{11}	C_{12}	C_{13}	C_{14}	C_{22}	C_{23}	C_{31}	C_{33}	C_{44}	C_{55}	C_{66}
Силикаты											
Турмалин $\text{NaMg}_6 [(\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6)\text{O}_{25}(\text{OH})_5]$	3,99	-1,03	-0,16	+0,58	—	—	—	6,24	15,14	—	—
Карбонаты											
Кальцит CaCO_3	11,36	-3,74	-4,32	9,16	—	—	—	17,47	40,31	—	—
Ромбическая сингония											
Силикаты											
Топаз $\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_2 [\text{SiO}_4]$	4,43	-1,37	—	—	3,53	-0,66	-0,86	3,84	9,24	7,54	7,64
Карбонаты											
Аргонит CaCO_3	6,97	-3,04	—	—	13,2	-2,37	+0,43	12,2	24,3	39,0	23,5
Сульфаты											
Барит BaSO_4	16,45	-8,97	—	—	18,94	-2,51	-1,92	10,63	83,9	34,9	36,0

1 Определены при комнатной температуре; единицы измерения см²/дин 10⁻¹³.

2 Динамическое измерение.

ным растягивающим (или сжимающим) напряжением p_1 и соответствующий ему деформацией e_1 :

$$p_1 = E e_1,$$

$$e_1 = \frac{a'_1 - a_1}{a_1} = - \frac{\Delta a_1}{a_1} \quad (\text{рис. 181}),$$

$$p_1 = E e_1 = - \frac{\Delta a_1}{a_1} E,$$

$$E = - \frac{a_1 p_1}{\Delta a_1}, \quad (120)$$

$$E = C_{11}.$$

Размерность модуля Юнга $[E] = L^{-1} M T^{-2}$. В системе СГС E измеряется в дин/см^2 . Практическими внесистемными единицами измерения E являются кг/см^2 и реже кГ/мм^2 .

Коэффициент поперечного сжатия или коэффициент Пуассона σ_{Π} — коэффициент пропорциональности между деформациями e_1 в продольном и e_2 в поперечном направлениях при простом одностороннем сжатии (или растяжении) (рис. 181).

$e_2 = \sigma_{\Pi} e_1$, но так как $e_1 = - \frac{\Delta a_1}{a_1}$ и $e_2 = \frac{\Delta a_2}{a_2}$ (рис. 181, б), то

$$\sigma_{\Pi} = \frac{\frac{\Delta a_2}{a_2}}{- \frac{\Delta a_1}{a_1}} = - \frac{a_2}{a_1} \frac{\Delta a_2}{\Delta a_1}, \quad (121)$$

где a_2 — первоначальный размер образца породы в направлении оси y .

Δa_2 — абсолютная величина изменения этого размера после растяжения образца.

Постоянные Ламе λ и μ , которые находятся в следующих зависимостях от E и σ_{Π} :

$$\lambda = \frac{\sigma_{\Pi}}{(1 - \sigma_{\Pi})(1 - 2\sigma_{\Pi})} E \quad \text{и} \quad \mu = \frac{1}{2} \frac{E}{(1 + \sigma_{\Pi})}.$$

Кроме названных простых постоянных, в теории упругости рассматриваются еще три: $G = \mu$, K и M .

Модуль G , или модуль сдвига, устанавливает пропорциональность между касательным напряжением, действующим

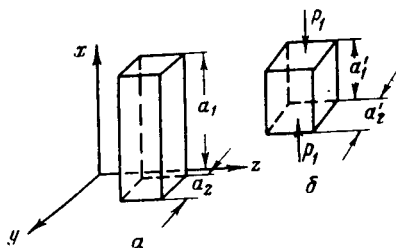


Рис. 181. Пример простой односторонней деформации — линейного сжатия бруска породы.

a — брусок породы до приложения сжимающего напряжения, действующего по направлению оси x ; б — тот же брусок в результате деформации от напряжения p_1 .

изолированно, и соответствующей деформацией. Например, между p_1 и деформацией e_1 , причем $G = C_{44}$:

$$p_1 = \mu e_1 = C_{44} e_1.$$

Модуль сдвига измеряется в тех же единицах, что и модуль линейного удлинения.

Модуль всестороннего сжатия K определяет пропорциональность относительного объемного расширения или сжа-

тия образца $\frac{\Delta V}{V} = e_1 + e_2 + e_3$ действующим напряжением p_1, p_2, p_3 при условии их равенства друг другу и отсутствии остальных компонентов напряжения. Это, в частности, соответствует всестороннему гидростатическому давлению

$$p_1 = p_2 = p_3 = p = -K \frac{\Delta V}{V} = K(e_1 + e_2 + e_3),$$

где p — гидростатическое давление.

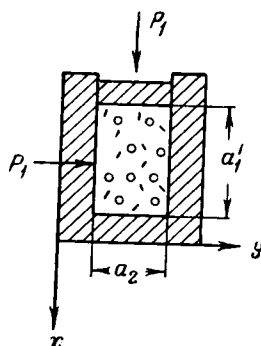


Рис. 182. Одностороннее сжатие несцементированного образца в цилиндре с жесткими стенками.

Модуль K , называется коэффициентом всестороннего сжатия или сжимаемостью.

Единицами измерения сжимаемости служат $\text{см}^2/\text{дин}$, $\text{см}^2/\text{кг}$ и $\text{м.м}^2/\text{кг}$.

Модуль M одностороннего сжатия несцементированного образца породы в цилиндре с жесткими стенками (рис. 182) — коэффициент пропорциональности между действующим изолированно продольным сжимающим напряжением p_1 и соответствующей ему деформацией e_1 . Ось цилиндра направлена по оси x . Сжимающее давление P_1 или напряжение p_1 приложено к торцовой части образца (рис. 182). Деформация e_1 для этого случая может быть описана выражением:

$$e_1 = \frac{a_1' - a_1}{a_1} = - \frac{\Delta a_1}{a_1},$$

где a_1 — первоначальная длина образца;

a_1' — длина образца после деформации;

$-\Delta a_1$ и $-\frac{\Delta a_1}{a_1}$ — соответственно абсолютное и относительное изме-

нение длины образца (рис. 182).

Следовательно, можно написать

$$p_1 = -Me_1 = -M \frac{\Delta a_1}{a_1},$$

$$M = -\frac{a_1}{\Delta a_1} p_1.$$

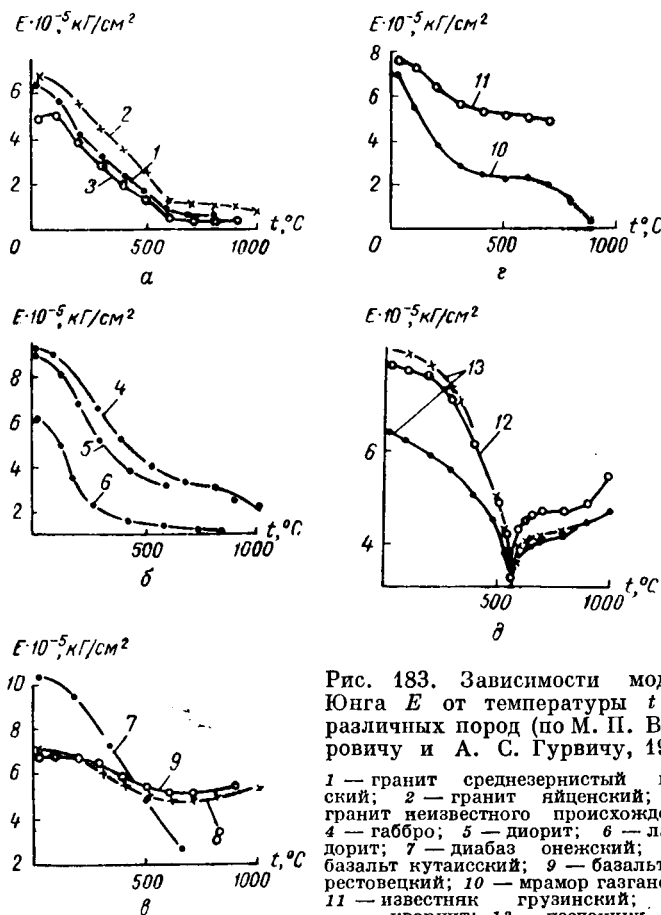


Рис. 183. Зависимости модуля Юнга E от температуры t для различных пород (по М. П. Воловичу и А. С. Гурвичу, 1957).

1 — гранит среднезернистый гармский; 2 — гранит яйценский; 3 — гранит неизвестного происхождения; 4 — габбро; 5 — диорит; 6 — лабрадорит; 7 — диабаз онежский; 8 — базальт кутаисский; 9 — базальт (берестовецкий); 10 — мрамор газганский; 11 — известняк грузинский; 12 — кварцит; 13 — песчаники.

Параметры E , σ_p , G (μ), K и M связаны друг с другом зависимостями, сведенными в табл. 50. Это позволяет по двум известным простым упругим параметрам определить остальные.

Исследованиями установлено следующее.

1. Для гранитов, габбро, диорита, лабрадорита, базальта, мрамора и низкопористого известняка модуль Юнга непрерывно уменьшается с температурой (рис. 183, а—г). Например, он уменьшается

Соотношение между упругими числами горных пород (по О. Уайлеру)

Таблица 50

Изве- стные па- раметры	Искомые параметры					
	E	K	M	λ	$G(\mu)$	σ_{Π}
1	2	3	4	5	6	7
E, K	—	—	$\frac{3K(3K+E)}{9K-E}$	$\frac{3K(3K-E)}{9K-E}$	$\frac{3KE}{9K-E}$	$\frac{1}{2} - \frac{E}{6K}$
E, M	—	$\frac{3M-E+\omega_1}{6}$	—	$\frac{M-E-\omega_1}{4}$	$\frac{3M+E-\omega_1}{8}$	$\frac{E-M+\omega_1}{4M}$
E, λ	—	$\frac{E+3\lambda+\omega_2}{6}$	$\frac{E-\lambda+\omega_2}{2}$	—	$\frac{E-3\lambda+\omega_1}{4}$	$\frac{\omega_2-E-\lambda}{4\lambda}$
$E, G(\mu)$	—	$\frac{EG(\mu)}{3(3G(\mu)-E)}$	$\frac{G(\mu)(4G(\mu)-E)}{3G(\mu)-E}$	$\frac{G(\mu)(E-2G(\mu))}{3G(\mu)-E}$	—	$\frac{E}{2G(\mu)} - 1$
E, σ_{Π}	—	$\frac{E}{3(1-2\sigma_{\Pi})}$	$\frac{(1-\sigma_{\Pi})E}{(1+\sigma_{\Pi})(1-2\sigma_{\Pi})}$	$\frac{E\sigma_{\Pi}}{(1+\sigma_{\Pi})(1-2\sigma_{\Pi})}$	$\frac{E}{2(1+\sigma_{\Pi})}$	—
K, M	$\frac{9K(M-K)}{M+3K}$	—	—	$\frac{3K-M}{2}$	$\frac{3}{4}(M-K)$	$\frac{3K-M}{3K+M}$
K, λ	$\frac{9K(K-\lambda)}{3K-\lambda}$	—	$3K-2\lambda$	—	$\frac{3}{2}(K-\lambda)$	$\frac{\lambda}{3K-\lambda}$

$K, G(\mu)$	$\frac{9KG(\mu)}{3K+G(\mu)}$	—	$K + \frac{4}{3} G(\mu)$	$K - \frac{2}{3} G(\mu)$	—	$\frac{3K-2G(\mu)}{2[3K+G(\mu)]}$
K, σ_{Π}	$3K(1-2\sigma_{\Pi})$	—	$\frac{3K(1-\sigma_{\Pi})}{1+\sigma_{\Pi}}$	$\frac{3K\sigma_{\Pi}}{1+\sigma_{\Pi}}$	$\frac{3K(1-2\sigma_{\Pi})}{2(1+\sigma_{\Pi})}$	—
M, λ	$\frac{(M+2\lambda)(M-\lambda)}{M+\lambda}$	$\frac{M+2\lambda}{3}$	—	—	$\frac{M-\lambda}{2}$	$\frac{\lambda}{M+\lambda}$
$M, G(\mu)$	$\frac{G(\mu)(3M-4G(\mu))}{M-G(\mu)}$	$M - \frac{4}{3} G(\mu)$	—	$M-2G(\mu)$	—	$\frac{M-2G(\mu)}{2[M-G(\mu)]}$
M, σ_{Π}	$\frac{(1-2\sigma_{\Pi})(1+\sigma_{\Pi})}{1-\sigma_{\Pi}}$	$\frac{(1+\sigma_{\Pi})M}{3(1-\sigma_{\Pi})}$	—	$\frac{\sigma_{\Pi}M}{1-\sigma_{\Pi}}$	$\frac{(1-2\sigma_{\Pi})M}{2(1-\sigma_{\Pi})}$	—
$\lambda, G(\mu)$	$\frac{G(\mu)(3\lambda+2G(\mu))}{\lambda+G(\mu)}$	$\lambda + \frac{2}{3} G(\mu)$	$\lambda + 2G(\mu)$	—	—	$\frac{\lambda}{2[\lambda+G(\mu)]}$
λ, σ_{Π}	$\frac{\lambda(1+\sigma_{\Pi})(1-2\sigma_{\Pi})}{\sigma_{\Pi}}$	$\frac{\lambda(1+\sigma_{\Pi})}{3\sigma_{\Pi}}$	$\frac{\lambda(1-\sigma_{\Pi})}{\sigma_{\Pi}}$	—	$\frac{\lambda(1-2\sigma_{\Pi})}{2\sigma_{\Pi}}$	—
μ, σ_{Π}	$2G(\mu)(1+\sigma_{\Pi})$	$\frac{2G(\mu)(1+\sigma_{\Pi})}{3(1-2\sigma_{\Pi})}$	$\frac{2G(\mu)(1-\sigma_{\Pi})}{1-2\sigma_{\Pi}}$	$\frac{2G(\mu)\sigma_{\Pi}}{1-2\sigma_{\Pi}}$	—	—

Примечание. $\omega_1 = +V \frac{(M-E)(9M-E)}{(E+\lambda)^2 + 8\lambda^2}$, $\omega_2 = +V \frac{(E+\lambda)^2 + 8\lambda^2}{(M-E)(9M-E)}$.

Сжимаемость горных пород				
Порода	Сжимаемость $\beta \cdot 10^{13}$ в $\text{см}^2/\text{дин}$			
	0	120	600	2000
Магматические				
Гранит	(75,6—91,7) ¹ 19,2—21,1 —	(40,2—50,8) 18,5—18,7 —	(25,3—26,0) 16,7 —	— (20,6—22,3) ² 20,83
Диорит	—	—	—	16,17
Габбро	— —	— —	— —	(13,4) ² 11,77
Норит	(31,5—59,0) 14,0—16,5	(22,4—41,1) 13,4—16,3	(16,5—16,6) 12,6—15,7	— —
Диабаз	(17,1) 14,6	(15,9) —	(12,6) —	— (12,3—17,0) ²
Базальт диабазовый	—	—	—	15,4 ²
Базальт	—	—	—	(24,2) ²
Перидотит	—	—	—	9,53
Дунит	11,2 —	10,9 —	9,5 —	— 8,42
Осадочные				
Известняк	29,2 24,7 — — — — —	27,5 24,5 — — — — —	23,,5 24,1 — — — — —	— — — — — — —
Доломит	(37,1) 11,9	(25,4) 11,9	(14,8) 11,9	— —
Метаморфические				
Кварцитовый песчаник	(58,7) 26,7	(42,8) 26,5	(30,9) 26,0	— —
Мрамор	(180) 13,9	(33,1) 18,8	(15,0) 12,6	— —
Серпентин	—	—	—	17,9 ²
Тальк	18,6	—	—	—
Тахилит	—	—	—	14,51

¹ Цифры в скобках получены на образцах, заключенных в эластичную оболочку.

² Давление 2020 кг/см².

³ Давление 10 200 кг/см².

Таблица 51

при различных давлениях

при давлениях P , кг/см ²				Плотность δ_p в г/см ³ при давлениях, кг/см ²		Температу- ра t , при которой ве- лось опре- деление, °C
5100	6120	7120	10 000	2000	10 000	
горные породы						
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	18,0—18,2 ³	—	—	18—22
—	—	—	18,52	2,61	2,66	18—22
—	—	—	14,72	2,74	2,78	18—22
—	—	—	(11,3)	—	—	18—22
—	—	—	11,51	3,05	3,08	18—22
—	—	—	—	—	—	18—22
—	—	—	—	—	—	18—22
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	1,07—13,0 ³	—	—	18—22
—	—	—	13,3 ³	—	—	18—22
—	—	—	16,8 ³	—	—	18—22
—	—	—	—	3,40	3,44	18—22
—	—	7,9	—	—	—	18—22
—	—	—	7,88	3,29	3,32	18—22
горные породы						
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	13,6	—	—	—	—	30
—	14,2	—	—	—	—	75
12,9	—	—	—	—	—	6
14,2	—	—	—	—	—	100
16,3	—	—	—	—	—	270
17,1	—	—	—	—	—	476
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
горные породы						
—	—	—	—	—	—	18—22
—	—	—	—	—	—	18—22
—	—	13,8	—	—	—	18—22
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	13,6 ³	—	—	18—22
—	—	—	—	—	—	18—22
—	—	—	—	2,85	—	18—22

в шесть раз при изменении температуры гранита до 600°C , причем далее остается почти постоянным.

Модуль Юнга плотных песчаников и кварцита до температуры 500°C уменьшается плавно, а затем резко, обнаруживая минимум при температуре 575°C , за которым вновь возрастает (рис. 183, *д*). Последнее объясняется полиморфным превращением кварца.

2. Модули Юнга, сдвига и всестороннего сжатия резко возрастают с увеличением плотности пород (рис. 184), при этом сжимаемость их соответственно уменьшается (табл. 51).

Плотность магматических пород тем значительнее, чем меньше они содержат кремнекислоты. Это объясняет значительные величины модулей Юнга, сдвига и всестороннего сжатия для магматических

Рис. 184. Зависимость модуля Юнга E от плотности δ_p (по данным Ф. Берча).

1 — осадочные породы; 2 — магматические породы.

пород с небольшим содержанием кремнекислоты, и, наоборот, относительно низкие значения этого параметра для кислых разновидностей этих пород. В противоположность этому сжимаемость имеет большие значения для кислых пород (табл. 51 и 52).

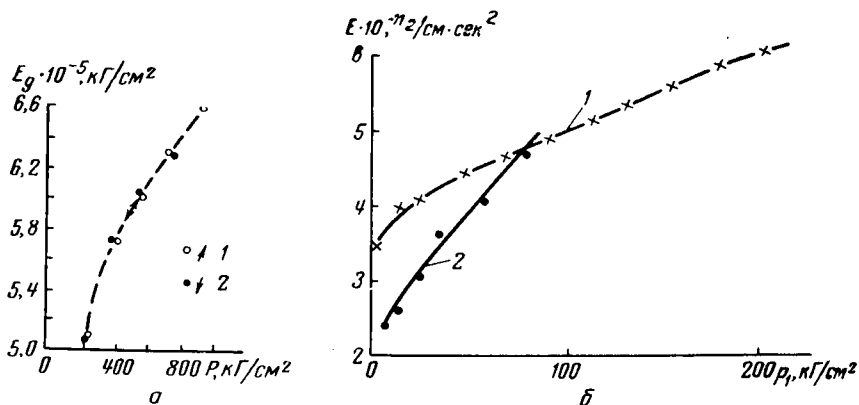


Рис. 185. Зависимости модуля Юнга E для гранита от одностороннего давления (*а*) и от напряжения (*б*).

а — по Ю. В. Ризниченко и О. Н. Силаевой, 1955: 1 — нагружение; 2 — разгрузка (нагружение задавалось ступенями по 200 кг/см^2); *б* — по Цисману, 1933: 1 — гранит, Рокпорт, Массачусетс (сжатие параллельно направлению наиболее легкого расщепления); 2 — гранит, Куинси, Массачусетс (с поверхности). Измерения под статическим осевым сжатием.

3. Модули Юнга, сдвига, всестороннего сжатия и коэффициент Пуассона зависят от приложенного напряжения (или давления). Эти параметры тем больше, чем выше приложенное к породе напряжение (или давление) (рис. 185, 186 и табл. 53). Наоборот, сжимаемость падает с давлением (табл. 51). Это объясняется увеличением эффективной поперечной площади контактов зерен в связи с закрытием под давлением межгранулярных и межкристаллических пор. В частности, для модуля Юнга последнее положение может быть с некоторым допущением подтверждено приведенным ниже расчетом [77].

Таблица 52

Упругие свойства горных пород
(по лабораторным определениям разных авторов)

Порода или минерал	Содержание SiO_2 , %	Модуль Юнга $E \cdot 10^{-11}$, дин/см ²	Коэффициент по- перечного сжатия σ_{Π}	Модуль сдвига $G \cdot 10^{-11}$, дин/см ²
--------------------	-------------------------------------	---	---	--

Магматические породы

Гранит	65—75	3—5,7	0,198—0,30	(1,56—2,37) ¹
Сиенит	55—65	6,29—8,63	(0,18—0,256)	1,71—3,29
Андезит	55—65	0,6—4,5	—	—
Габбро	45—55	5,84—10,8	0,114—0,219	3,07—(4,38)
Норит	45—55	7,96—9,4	0,224—0,236	—
Диабаз	45—55	7,93—10,7	0,258—0,284	3,62—4,2
Базальт	45—55	11,15	0,23	—
Дунит	<45	9,46—16,2	—	4,76—6,24

Осадочные породы

Песчаник	—	0,03—7,15	0,2—0,35	—
Мергель	—	1,5—4,5	0,3—0,40	—
Известняк	—	2,5—8,01	0,22—0,35	2,31—2,65
Доломит	—	7,1—9,16	—	2,32—3,98
Ангидрит	—	7,2—7,4	0,295	(2,81)

Метаморфические породы

Кварцит	—	5—8	0,22—0,27	—
Мрамор	—	2,32—7,24	—	—
Глинистые сланцы	—	1,7—4,5	—	—

¹ Значения σ_{Π} и G , заключенные в скобки, получены из измерений при использовании соответствующих уравнений для изотропного вещества.

Таблица 53

Модуль сдвига и скорость распространения волн сдвига для горных пород при различных давлениях

Порода	Местонахождение или возраст породы	Модуль сдвига G в 10^{-11} дин/см ² при гидростатическом давлении, кг/см ²			Скорость распространения волн сдвига V_s в км/сек при гидростатическом давлении, км/сек		
		1	500	4000	1	500	4000
1	2	3	4	5	6	7	8
Гранит	Рокпорт, Массачусетс Куинси, Массачусетс Вестерли, Остров Рой	1,68	3,09	3,42	2,54	3,44	3,62
		1,70	3,13	3,41	2,54	3,44	3,59
		1,37	2,83	—	2,28	3,27	—
Обсидиан	Модок, Калифорния	3,30	—	2,97	3,52	—	3,47
Гранодиорит	Вестон, Массачусетс	2,59	3,13	3,37	3,14	3,45	3,58
Тоналит	Вал-Верде, Калифорния	2,69	3,28	3,66	3,12	3,45	3,64
Сиенит	Онтарио	1,71	3,00	3,19	2,48	3,28	3,38
Альбитит	Пенсильвания	2,77	2,91	3,07	3,26	3,34	3,43
Анортозит	Комплекс Стилутер	3,55	—	3,71	3,59	—	3,68
Норит	Садбери	2,85	3,59	3,81	3,15	3,54	3,65
Диабаз	Вайнл-Хевн, Мэн Мэриленд	3,19	4,37	4,53	3,28	3,84	3,91
		3,91	4,24	4,42	3,60	3,75	3,85
Габбро	Меллен, Висконсин Френч-Крик, Пенсильвания	3,25	3,93	4,05	3,36	3,68	3,73
		3,01	4,43	4,80	3,15	3,82	3,98
Бронзит	Комплекс Стилутер Комплекс Бушвелд	6,68	6,81	6,92	4,52	4,56	4,60
		6,28	6,65	6,80	4,38	4,50	4,55
Эклогит	—	5,6	—	6,3	—	—	4,28

Продолжение табл. 53

Порода	Местонахождение или возраст породы	Модуль сдвига G в 10^{-11} дин/см ² при гидростатическом давлении, кг/см ²			Скорость распространения волн сдвига V_s в км/сек при гидростатическом давлении, кг/см ²		
		1	500	4000	1	500	4000
1	2	3	4	5	6	7	8
Дунит	Бальзам-Геп, Новая Каролина	4,76	6,54	6,94	3,81	4,47	4,61
Гнейс	Пельхем, Массачусетс: параллельно сланцеватости	0,90	2,70	—	—	—	—
	перпендикулярно сланцеватости	0,79	2,62	3,34	1,73	3,15	3,55
	Хелл-Гет (Нью-Йорк): параллельно сланцеватости	1,64	2,87	—	2,49	3,29	—
	перпендикулярно сланцеватости	1,82	3,08	3,38	2,62	3,41	3,57
Гнейс	Биотитовый, Массачусетс	3,40	3,59	—	3,42	3,51	—
Кристаллический сланец	Хлоритово-эпидотово-кварцевый	3,35	3,66	4,13	3,37	3,52	3,74
	Кварцево-мусковитовый	2,07	3,19	3,70	2,76	3,42	3,68
Песчаник кварцитовый	Пенсильвания	3,06	3,98	4,42	3,39	3,87	4,07
	Бруклин, Массачусетс	2,41	2,74	—	3,04	3,24	—
Сланец	Эверетт, Массачусетс	2,23	—	2,72	2,89	—	3,19
	Аргиллитовый Бруклин, Массачусетс	3,48	3,52	3,68	3,55	3,57	3,65
Мрамор	Проктор Вермонт	1,57	3,18	3,33	2,4	3,42	3,49
Известняк	Золенгофен	1,96	2,20	2,47	2,75	2,91	3,08
	Пенсильвания	2,67	2,88	3,00	3,15	3,27	3,34
Доломит	Пенсильвания	3,49	4,20	—	3,5	3,87	—

Примечание. Модуль сдвига определен динамическим способом; образцы заключены в оболочку; температура определения 30° С.

Уравнение, определяющее связь между модулем Юнга и напряжением

$$E = \frac{F}{S} \frac{1}{e_1} = \frac{p_1}{e_1}, \quad (122)$$

может быть преобразовано для горных пород к следующему виду:

$$E = \frac{F}{s} \frac{1}{e_1} = \frac{p'_1 s}{e_1}. \quad (123)$$

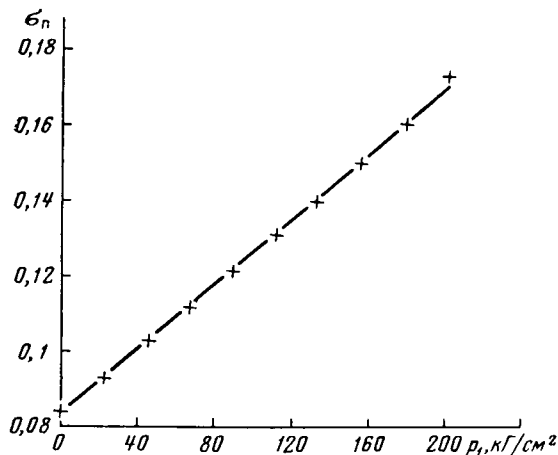


Рис. 186. Зависимость коэффициента Пуассона σ_p от напряжения p_1 для гранита, Рокпорт, Массачусетс (сжатие параллельно направлению наиболее легкого расщепления).

Измерения под статическим осевым сжатием (по Цисману, 1933).

В последних двух уравнениях F — сила, приложенная к площади поперечного сечения образца породы S ; s — площадь контактов зерен; $p'_1 = \frac{F}{s} p_1 S/s$ — напряжение на этой площади.

Так как модуль Юнга скелета $E_{ск} = \frac{p_1}{e_1} = \text{const}$, то модуль Юнга E пропорционален площади контактов между зернами, которая определяется приложенным к породе напряжением. Чем выше это напряжение, тем больше площадь s в связи с более плотной укладкой зерен породы.

Очевидно, что для двух значений сил F_p и F_0 , приложенных к образцу породы, будем иметь соответственно:

$$E_p = \frac{p_1 p s_p}{S e_{1p}} \text{ и } E_0 = \frac{p_{10} s_0}{S e_{10}}.$$

Учитывая, что

$$\frac{p_1 p}{\epsilon_1 p} = \frac{p_{10}}{\epsilon_{10}} = E_{\text{ск}},$$

получим

$$\frac{E_p}{E_0} = \frac{s_p}{s_0}. \quad (124)$$

Так как

$$\Delta p = -K \Delta s_p,$$

где K — некоторая постоянная, то разность

$$s_p - s_0 = -\frac{1}{K} \ln \frac{p}{p_0}$$

и, следовательно, с учетом (124) получим зависимость модуля Юнга от давления:

$$\frac{E_p}{E_0} = 1 + A \ln \frac{p}{p_0}, \quad (125)$$

где A — постоянная.

Как следует из табл. 52, модуль Юнга магматических пород может быть выше, чем плотных осадочных, причем он уменьшается с увеличением кислотности пород; коэффициент Пуассона колеблется около 0,25.

Характеристика упругости монокристаллов обычно производится при помощи взаимосвязанных главных модулей упругости и главных упругих коэффициентов. Число необходимых коэффициентов определяется симметрией кристаллов (табл. 49).

В лаборатории модули упругости определяют статическими и динамическими способами.

При статическом способе определения измеряют изменения размеров образцов горных пород в условиях действия заданных напряжений. Обычно из горных пород изготавливают призмы стандартного сечения, которые подвергают сжимающему усилию. Далее по известному напряжению и измеренному удлинению — $\frac{\Delta a}{a_1}$ этой призмы вычисляют, например, модуль Юнга [см. формулу (120)], а также коэффициент Пуассона, если измерено относительное поперечное удлинение образца $\frac{\Delta a_2}{a_2}$ [см. формулу (121)].

Динамические способы основаны на определении собственных или резонансных частот колебаний при изгибе образцов пород простой формы. Резонансная частота колебаний измеряется при помощи установки, схема которой изображена на рис. 187. Образец породы 1 устанавливают в горизонтальном положении на двух подвесах в электрической печи с регулируемым нагревом¹. Через подвесы осуществляется связь образца с возбудителем 2 и приемником 3 колебаний. В качестве источника колебаний применяют звуковой генератор 4; индикатором служит катодный осциллограф 5.

¹ Если модуль Юнга изучают при комнатной температуре, электрическая печь отсутствует.

При резонансе колебаний напряжения генератора, питающего возбудитель, и колебаний изгиба образца

$$E = \frac{48l^4 \left[f_0 \left(1 + \alpha \frac{h^2}{l^2} \right) \right] \Delta_{\Pi}}{\pi^2 \beta^4 h^3},$$

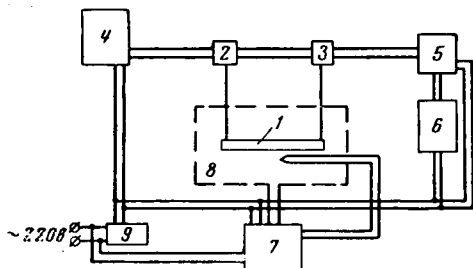


Рис. 187. Блок-схема установки для измерений динамического модуля упругости.

1 — образец; 2 — преобразователь-возбудитель; 3 — преобразователь-приемник; 4 — звуковой генератор; 5 — катодный осциллограф; 6 — усилитель; 7 — терморегулятор; 8 — печь; 9 — стабилизатор напряжения.

где f_0 — частота колебаний;
 h — толщина образца породы;
 l — длина образца;
 α — параметр, определяющийся коэффициентом Пуассона (значения α близки к 10);
 Δ_{Π} — объемный вес породы;
 β — коэффициент, зависящий от постановки опыта (для частного случая, когда образец породы имеет незакрепленные концы, $\beta = 1,5056$).

Между значениями модуля Юнга, определяемыми статическими $E_{ст}$ и динамическими $E_{д}$ способами, существует следующая связь:

$$\frac{1}{E_{ст}} = \frac{1}{E_{д}} + \frac{T \alpha}{9 c_p \delta_{\Pi}},$$

где c_p — теплоемкость на единицу массы образца;

T — абсолютная температура;

δ_{Π} — плотность;

α — коэффициент объемного термического расширения.

Имеется также определенная зависимость между $\beta_{ст}$ и $\beta_{д}$; $G_{ст} = G_{д}$.

Скорость распространения упругих волн. Выделим в образце породы вблизи от точки M с координатами x, y, z элементарный параллелепипед со сторонами dx, dy и dz и массой $\delta_{\Pi} dV$, где δ_{Π} — плотность породы.

Так как произведение массы элементарного параллелепипеда на ускорение по одной из осей (например, $\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$ по оси x) равно сумме проекций вдоль любой из осей всех сил, действующих на параллелепипед [например, сумме $\left(\frac{\partial p_1}{\partial x} + \frac{\partial p_6}{\partial y} + \frac{\partial p_5}{\partial z} \right) dV$ на ось x], для однородной и изотропной породы уравнения движения точки M в напряжениях примут следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p_1}{\partial x} + \frac{\partial p_6}{\partial y} + \frac{\partial p_5}{\partial z} &= \delta_{\Pi} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}, \\ \frac{\partial p_6}{\partial x} + \frac{\partial p_2}{\partial y} + \frac{\partial p_4}{\partial z} &= \delta_{\Pi} \frac{\partial^2 v}{\partial t^2}, \\ \frac{\partial p_5}{\partial x} + \frac{\partial p_4}{\partial y} + \frac{\partial p_3}{\partial z} &= \delta_{\Pi} \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \end{aligned} \quad (126)$$

или в векторной форме

$$\operatorname{div} \mathbf{P} = \delta_{\Pi} \frac{\partial^2 \mathbf{U}}{\partial t^2},$$

где u , v и w — проекции перемещений точки M на оси x , y и z ;

\mathbf{P} — вектор напряжения;

\mathbf{U} — вектор смещения.

Уравнения (126) могут быть преобразованы в уравнения движения точки M в смещениях при учете зависимостей (119) между напряжениями и деформациями:

$$\begin{aligned} \delta_{\Pi} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u, \\ \delta_{\Pi} \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} &= (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v, \\ \delta_{\Pi} \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} &= (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w, \end{aligned} \quad (127)$$

где θ — дилатация — расширение около точки M :

$$\theta = \operatorname{div} \mathbf{U} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\Delta V}{V};$$

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}.$$

Уравнения (127) могут быть приведены к двум¹:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \frac{\lambda + \mu}{\delta_{\Pi}} \nabla^2 \theta \quad (128)$$

и

$$\mu \nabla^2 \omega = \delta_{\Pi} \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2}. \quad (129)$$

После подстановки $\omega = \operatorname{rot} \mathbf{U}$

$$\frac{\partial^2 \operatorname{rot} \mathbf{U}}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\delta_{\Pi}} \nabla^2 \operatorname{rot} \mathbf{U}.$$

¹ Для получения уравнения (128) необходимо продифференцировать каждое из уравнений (127) по x , y , z соответственно, сложить полученные уравнения и представить результаты в векторной форме.

Уравнение (129) находят следующим путем. Дифференцируют первое из уравнений (127) по y , второе по x и из первой производной вычитают вторую. Это дает

$$\delta_{\Pi} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right).$$

Затем также получают два других аналогичных уравнения и три найденных уравнения объединяют в одно векторное.

Уравнение (128) описывает закон распространения продольных волн сжатия. Переменная θ представляет собой увеличение или уменьшение единицы объема породы.

Интеграл уравнения (128) является функцией x, y, z, t . При $t = \text{const}$ эта функция определяет характер распределения θ в объеме исследуемой породы. Полагая постоянными x, y, z , можно установить характер изменения единицы объема породы со временем.

Если уравнение (128) соответствует сжатию и расширению, то уравнение (129) — кручению или сдвигу. Интегрируя уравнения (128) и (129), можно показать, что функции вида $\frac{1}{r} F_1(r - v_p t)$ и $\frac{1}{r} F_2(r - v_s t)$ удовлетворяют дифференциальным уравнениям (128) и (129), если

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\delta_{\Pi}}} \quad \text{и} \quad v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\delta_{\Pi}}},$$

где r — расстояние точки M до начала координат. Из вида этих функций также следует, что v_p и v_s соответственно являются скоростями распространения упругих волн — волн сжатия и расширения и волн кручения или сдвига.

Таким образом, продольные и поперечные волны распространяются со скоростями

$$v_p = \sqrt{\frac{E(1 - \sigma_{\Pi})}{\delta_{\Pi}(1 + \sigma_{\Pi})(1 - 2\sigma_{\Pi})}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\delta_{\Pi}}} = \sqrt{\frac{K + 4/3 G}{\delta_{\Pi}}} = \sqrt{\frac{M}{\delta_{\Pi}}} \quad (130)$$

и

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{\delta_{\Pi} 2(1 + \sigma_{\Pi})}} = \sqrt{\frac{G}{\delta_{\Pi}}} = \sqrt{\frac{\mu}{\delta_{\Pi}}}. \quad (131)$$

Следовательно, в идеально упругих породах скорость распространения продольных и поперечных волн является простой функцией модуля Юнга и коэффициента Пуассона (или двух любых простых модулей), а также функцией плотности.

Так как упругие параметры породы зависят от температуры и давления, то скорости распространения волн в них также зависят от этих факторов.

В работах [30 и 79] показано, например, что скорость распространения продольных упругих волн ультразвуковой частоты в образцах магматических пород и доломита («идеально упругие породы») возрастает с увеличением одностороннего и всестороннего давления (рис. 188 и 189), причем вначале, при давлениях до $500\text{--}1000 \text{ кг/см}^2$, резко, а затем во всем интервале давления до 5000 кг/см^2 медленно. Это объясняется закрытием пор в основном при давлениях порядка $500\text{--}1000 \text{ кг/см}^2$, а также значительным ростом упругих сил в контактах между отдельными кристаллами в связи с увеличением при сжатии числа и площади этих контактов.

Если давление превышает 500—1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, скорость растет за счет увеличения модуля Юнга, увеличивающегося быстрее, чем плотность.

Скорости распространения волн сдвига также увеличиваются с ростом давления и уменьшаются с возрастанием температуры (табл. 53) [18]. Данные табл. 53, кроме того, показывают, что скорость распространения волн сдвига магматических пород увеличивается в направлении от их наименее плотных кислых разностей к щелочным, обладающим максимальной плотностью вследствие минимального содержания в них кремнезема.

В табл. 55 приведены значения скоростей распространения упругих продольных и поперечных волн в различных горных породах. Эти значения определены по данным сейсмометрии. К идеально упругим из пород, указанных в табл. 55, можно причислить магматические и плотные осадочные породы.

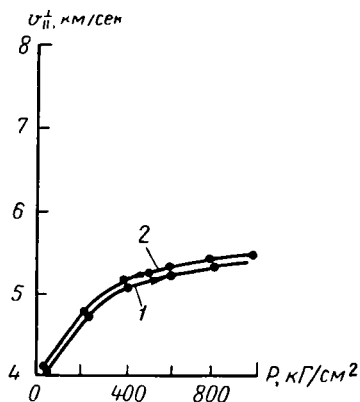


Рис. 188. Зависимость скорости продольных волн $v_{\text{л}}$ от одностороннего давления P для образца гранита (по Ю. В. Ризниченко и О. Н. Силаевой, 1955).

1 — нагружение; 2 — разгрузка (нагружение задавалось ступенями по 200 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$).

§ 70. ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНО УПРУГИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Малые и переменные во времени изменения напряжения, возникающие, например, в породах при прохождении звуковых волн, не вызывают необратимых деформаций у дифференциально упругих пород. При этом деформации пропорциональны напряжениям, а потеря энергии и наблюдаемые изменения пород весьма близки к потере энергии и изменениям идеально упругих тел.

Упругие свойства дифференциально упругих пород в общем определяются указанными выше свойствами всех составляющих эти породы фаз, а также упругими свойствами их скелета. Однако упругие свойства существенно зависят от степени связанности отдельных составляющих дифференциально упругих пород и от того, изотропен или анизотропен их скелет.

Различают дифференциально упругие породы с совершенной и с несовершенной связью между фазами, а также породы, у которых связь между фазами вовсе отсутствует.

У пород с совершенной связью между фазами заполнитель порового пространства практически не способен циркулировать в порах породы и вытекать из них при тех незначительных и переменных напря-

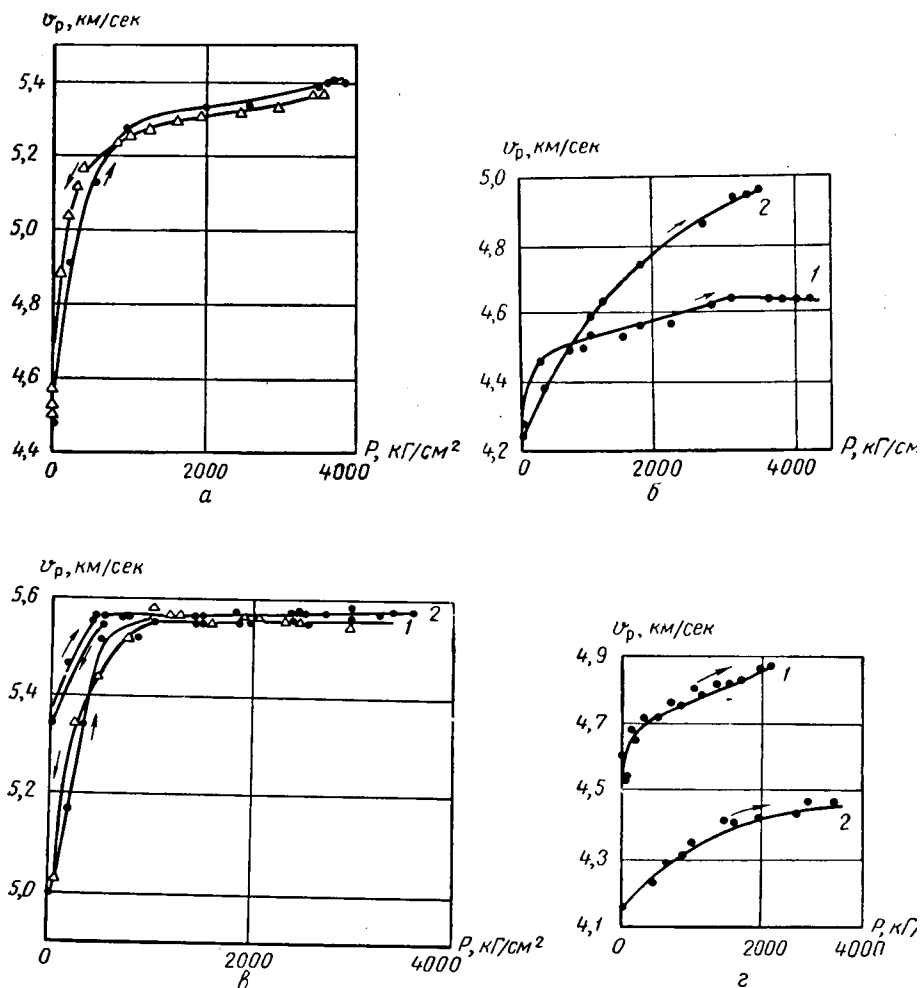


Рис. 189. Зависимости скорости распространения продольных волн v_p от всестороннего давления P (по М. П. Волоровичу и Д. Б. Балашову, 1957).

а — образец сиенита горы Благодать, длина 18 см, в медной оболочке, скорость распространения продольных волн при атмосферном давлении $v_{p \text{ ат}}$ равна ~ 4500 м/сек; б — образец базальта с офитовой структурой: 1 — длина образца 18 см, в медной оболочке, 2 — длина образца 20 см, без покрытия, $v_{p \text{ ат}} = \sim 4300$ м/сек; в — образцы базальта Берестовецкого месторождения, длина 30 см, в медной оболочке, $v_{p \text{ ат}} = 5100$ и 5300 м/сек; г — образцы доломита в медной оболочке: 1 — длина образца 19,4 см, 2 — длина образца 19,5 см, $v_{p \text{ ат}} = 4200$ и 4500 м/сек. Кривые являются изотермами, полученными при температуре 20°C .

жениях, которыми характеризуется прохождение упругих волн в природных условиях; кроме того, в поровое пространство элемента такой породы не может также и поступить извне заполнитель порового пространства. Порода с полным отсутствием связи между составляющими заполнитель порового пространства легко циркулирует при приложенных дифференциальных и переменных напряжениях в поровом пространстве пород и незначительные приращения напряжений не изменяют напряжения заполнителя порового пространства (гидростатическое давление заполнителя порового пространства сохраняется постоянным). Изменения напряжений действуют лишь на твердое вещество и скелет породы.

Породы с несовершенной связью между фазами характеризуются промежуточными свойствами, относящимися к связи между составляющими.

Поровое пространство, имеющее простую структуру, при других благоприятных факторах обеспечивает незначительную связь между фазами.

§ 71. ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНО УПРУГИЕ ОДНОРОДНЫЕ И ИЗОТРОПНЫЕ ПОРОДЫ С СОВЕРШЕННОЙ СВЯЗЬЮ МЕЖДУ ФАЗАМИ

У п р у г и е п о с т о я н н ы е. По Ф. Гасману составляющие дифференциально упругих пород (твердое вещество скелета, газ или жидкость) ведут себя как идеально упругие изотропные и однородные среды, к которым применимы все перечисленные выше законы теории упругости в дифференциальной форме. Если скелет породы при определенных размерах и форме пор можно рассматривать как макроскопически изотропный и однородный, то его в целом следует также в известных пределах считать идеально упругим.

Упругие свойства породы, которую в целом можно рассматривать как изотропную и однородную, при совершенной связи между ее фазами и нормальных температурах и давлениях характеризуются, как и в случае идеально упругих пород, двумя упругими постоянными. В качестве упругих постоянных удобно в данном случае выбрать модуль всестороннего сжатия K_{T+z} и модуль сдвига G . Остальные постоянные можно тогда определить при помощи табл. 50. При этом очевидно, что модуль сдвига скелета двухфазной породы равен модулю сдвига скелета однофазной породы (например, сухого вакуумированного песка); наоборот, модуль K_{T+z} всестороннего сжатия для двухфазной породы с совершенной связью между составляющими зависит от модулей всестороннего сжатия фаз и скелета породы, а также от коэффициента ее пористости.

Характер зависимости K_{T+z} от перечисленных упругих свойств и коэффициента пористости пород установлен Ф. Гасманом [110] исходя из следующих соотношений:

1) для двухфазной породы в целом

$$\frac{\Delta V}{V} = -\frac{1}{K_{т+з}} \Delta p = -\frac{1}{K_{т+з}} (\Delta p_з + \Delta p_{ск}); \quad (132)$$

2) для заполнителя порового пространства

$$\frac{\Delta V_з}{V_з} = -\frac{\Delta p_з}{K_з}; \quad (133)$$

3) для скелета породы

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta V_{ск}}{V_{ск}} = -\left(\frac{\Delta p_з}{K_т} + \frac{\Delta p_{ск}}{K_{ск}}\right); \quad (134)$$

4) для твердой фазы породы

$$\frac{\Delta V_т}{V_т} = -\left(\frac{\Delta p_з}{K_т} + \frac{\Delta p_{ск}}{K_т(1-k_п)}\right). \quad (135)$$

В этих уравнениях $V_з$ — объем заполнителя пор в объеме породы $V = V_{ск}$, размеры которого достаточно велики относительно сечения пор; $\Delta V_з$, $\Delta V_т$ и $\Delta V = \Delta V_{ск}$ — изменение объемов заполнителя, твердой фазы и скелета породы вследствие действия на породу изменения гидростатического напряжения $\Delta p_з$ и на скелет породы изменения напряжения $\Delta p_{ск}$; $K_з$, $K_т$ и $K_{ск}$ — соответственно модули всестороннего сжатия заполнителя порового пространства породы, ее твердой фазы и скелета.

Так как $V_т = (1 - k_п)V$, то равенство (135) преобразуется к следующему виду:

$$\frac{\Delta V_т}{V} = -\left[\frac{(1 - k_п) \Delta p_з}{K_т} + \frac{\Delta p_{ск}}{K_т}\right], \quad (136)$$

где $\frac{\Delta V_т}{V}$ — относительное изменение объема твердой фазы, вызываемое напряжениями $p_{ск}$ и $p_з$.

Формулы (132), (133), (134) и (136) с учетом соотношений $V_з = k_пV$ и $\Delta V = \Delta V_т + \Delta V_з$, из которых последнее выражает совершенную связь между фазами породы, дают возможность определить модуль всестороннего сжатия дифференциально упругой двухфазной породы с совершенной связью между фазами:

$$K_{т+з} = K_т \frac{K_{ск} + Q}{K_т + Q},$$

где

$$Q = \frac{K_з(K_т - K_{ск})}{k_п(K_т - K_з)}; \quad (137)$$

$K_з$ и $K_{ск}$ — соответственно модули всестороннего сжатия заполнителя порового пространства и скелета породы;

$k_п$ — пористость породы.

Из анализа формулы (137) вытекает следующее:

1) если K_3 настолько мал, что им можно пренебречь, то

$$K_{T+3} = K_{ск},$$

т. е. упругость породы определяется упругостью ее скелета (случай пористых и проницаемых газонасыщенных пород на открытом воздухе);

2) при $k_n = 0$ $K_{T+3} = K_T$, т. е. в этом случае в качестве модуля всестороннего сжатия может быть принят модуль всестороннего сжатия твердого материала породы (случай низкопористых и проницаемых однородных и изотропных пород, например магматических, о которых сказано в разделе идеально упругих пород);

3) если сжимаемость заполнителя пор близка к сжимаемости твердого материала $K_{T+3} = K_T = K_3$ (случай двухкомпонентных пород, один из материалов которых может быть описан как заполнитель порового пространства);

4) когда сжимаемостью твердого материала по сравнению с сжимаемостью заполнителя пор можно пренебречь ($K_T = \infty$), то

$$K_{T+3} = K_{ск} + \frac{K_3}{k_n}.$$

Так как дифференциально упругие макроскопически однородные и изотропные породы с совершенной связью между составляющими ведут себя подобно идеально упругим породам, то зависимости между напряжениями и деформациями для них имеют форму

$$\Delta p_i = - \sum_{j=1}^6 C_{ij} \Delta_j \left\{ \begin{matrix} i = 1, 2, \dots, 6 \\ j = 1, 2, \dots, 6 \end{matrix} \right\}, \quad (138)$$

причем

$$C_{ij} = C_{ji}, \quad C_{11} = C_{22} = C_{33} = \lambda_{T+3} + 2\mu;$$

$$C_{44} = C_{55} = C_{66} = \mu, \quad C_{12} = C_{21} = C_{31} = C_{23} = C_{32} = \lambda_{T+3},$$

где λ_{T+3} определяется из соотношения с K_{T+3} и μ (табл. 50).

Упругие свойства дифференциально упругих однородных анизотропных пород могут быть описаны, например, по Ф. Гасману, следующими формулами, вывод которых основан на теории упругости (110):

$$C_{ij} = C_{ск\ ij} + \frac{\alpha^*}{D^*} b_i b_j; \quad (139)$$

$$b_i = \epsilon_i - \frac{1}{3K_T} (C_{ск\ i1} + C_{ск\ i2} + C_{ск\ i3});$$

$$\epsilon_1 = \epsilon_2 = \epsilon_3 = 1; \quad \epsilon_4 = \epsilon_5 = \epsilon_6 = 0;$$

$$\alpha^* = \frac{1}{k_{\Pi} \left(\frac{1}{K_3} - \frac{1}{K_T} \right)};$$

$$D^* = 1 + \frac{\alpha}{3K_T} (b_1 + b_2 + b_3).$$

В формулах (138) и (139) C_{ij} и $C_{ск ij}$ — соответственно упругие постоянные двухфазной анизотропной породы в шести различных направлениях и скелета породы в тех же направлениях; ϵ — вспомогательные величины; остальные параметры известны.

Скорость распространения упругих колебаний. Из предыдущего изложения следует, что в дифференциально упругих однородных и изотропных породах распространение продольных и поперечных упругих волн удовлетворяет следующим уравнениям:

$$(K_{T+3} + \frac{4}{3}G) \nabla^2 \theta = [(1 - k_{\Pi}) \delta_T + k_{\Pi} \delta_3] \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = (\delta_{ск} + \delta_3 k_{\Pi}) \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2}$$

и

$$G \nabla^2 \omega = [(1 - k_{\Pi}) \delta_T + k_{\Pi} \delta_3] \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2} = (\delta_{ск} + \delta_3 k_{\Pi}) \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2},$$

где θ и ω — соответственно дивергенция и ротор вектора смещения U ;

$\delta_{ск}$, δ_T и δ_3 — плотности скелета, твердой и жидкой фаз;

$G = G_{ск}$ — модуль сдвига скелета; остальные величины известны.

По аналогии со сказанным в § 69 скорости распространения продольных и поперечных волн в дифференциально упругих однородных и изотропных породах соответственно будут следующими:

$$v_{p(T+3)} = \sqrt{\frac{K_{T+3} - \frac{4}{3}G}{(1 - k_{\Pi}) \delta_T + k_{\Pi} \delta_3}} = \sqrt{\frac{K_{T+3} - \frac{4}{3}G}{\delta_{ск} + \delta_3 k_{\Pi}}}; \quad (140)$$

$$v_{s(T+3)} = \sqrt{\frac{G}{(1 - k_{\Pi}) \delta_T + k_{\Pi} \delta_3}} = \sqrt{\frac{G}{\delta_{ск} + \delta_3 k_{\Pi}}}. \quad (141)$$

При нулевых усилиях на скелет ($G = G_{ск} = 0$, нецементированные породы)

$$v_{p(T+3)} = \sqrt{\frac{K_{(T+3)}}{(1 - k_{\Pi}) \delta_T + k_{\Pi} \delta_3}}, \quad (142)$$

где $K_{(T+3)}$ определяется из уравнения Вуда:

$$\frac{1}{K_{(T+3)}} = \frac{k_{\Pi}}{K_3} + \frac{1 - k_{\Pi}}{K_T}. \quad (143)$$

В результате дальнейших исследований появился ряд других выражений, определяющих скорость распространения звуковых волн в идеальных случаях дифференциально упругих однородных анизотропных и изотропных сред. Так, например, Ф. Гасманом (1951 г.) [111] дано решение задачи для сфер одинакового диаметра с гексагональной укладкой. Такая среда анизотропна, и ее упругость определяется пятью упругими постоянными. Последние можно вычислить с использованием формулы (139). Однако предварительно следует рассчитать упругие постоянные скелета породы. Для этого применяют зависимость (138) между напряжениями и деформациями при условии, если предварительно установлена [по теории Г. Герца (H. Hertz)] деформация контактирующих упругих сфер при вероятных напряжениях скелета и учтена поперечная изотропия этих пород [115].

С использованием упругих постоянных составляют уравнения движения в смещениях, из которых в дальнейшем получается следующее выражение для скорости распространения упругих колебаний:

$$v_{\tau+z} = \frac{1}{\delta_{\Pi}} \left(\frac{\alpha^*}{D^*} b_z^2 + 16C_{\text{ск}} \right)^{1/2}, \quad (144)$$

где

$$\delta_{\Pi} = (1 - k_{\Pi}) \delta_{\tau} + k_{\Pi} \delta_{\text{ж}};$$

$$\frac{\alpha^*}{D^*} = \frac{k_{\Pi}}{k_{\text{ж}}} + \frac{3(1 - 2\sigma_{\Pi\tau})}{E_{\tau}} \left[(1 - k_{\Pi}) - \frac{12(1 - 2\sigma_{\Pi\tau}) C_{\text{ск}}}{E_{\tau}} \right];$$

$$b_z = 1 - \frac{24(1 - 2\sigma_{\Pi\tau}) C_{\text{ск}}}{E_{\tau}};$$

$$C_{\text{ск}} = \frac{1}{24\sqrt{2}} \frac{2\pi E_{\tau} (\delta_{\tau} - \delta_{\text{ж}}) gz}{(1 - \sigma_{\Pi\tau}^2)^2};$$

δ_{τ} — плотность твердой фазы породы в $г/см^3$;

E_{τ} — модуль Юнга твердой фазы породы в $дин/см^2$;

$\sigma_{\Pi\tau}$ — коэффициент Пуассона твердой фазы породы;

$\delta_{\text{ж}}$ — плотность жидкого заполнителя пор в $г/см^3$;

k_{Π} — пористость в долях единицы объема породы (для гексагональной укладки $k_{\Pi} = 0,26$);

z — мощность слоев сфер, покрывающих исследуемый слой (глубина залегания слоя), в $см$;

g — ускорение силы тяжести в $см/сек^2$.

Определяя скорость распространения волн сжатия в среде, составленной сферами одинакового диаметра с кубической укладкой, поровое пространство которой насыщено жидкостью, Д. Е. Уайт

(J. E. White) и Р. Л. Сенгбаш (R. L. Sengbush) [122] рассчитали упругий модуль для структурного элемента такой укладки (куб, включающий одну сферу).

Так как смещение грани структурного элемента приводит к деформации твердых зерен, жидкости и скелета породы, упругий модуль $K_{т+ж+ск}$ должен слагаться из двух модулей $K_{т+ж}$ и $K_{ск}$. Модуль всестороннего сжатия $K_{т+ж}$ представляет собой величину, обратную средней сжимаемости $\beta_{т+ж}$. Величина $\beta_{т+ж}$ получается как среднее из сжимаемостей твердой β_t и жидкой $\beta_{ж}$ фаз породы по формуле

$$\beta_{т+ж} = \beta_t (1 - k_{п}) + \beta_{ж} k_{п}. \quad (145)$$

Так как

$$\beta_{т+ж} = \frac{1}{K_{т+ж}} \text{ и } \beta_t = \frac{1}{K_t} \text{ и } \beta_{ж} = \frac{1}{K_{ж}},$$

то

$$\frac{1}{K_{т+ж}} = \frac{(1 - k_{п})}{K_t} + \frac{k_{п}}{K_{ж}}. \quad (146)$$

Исходя из теории Г. Герца [115], упругий модуль $K_{ск}$ определяется по формуле

$$K_{ск} = [\pi (\delta_t - \delta_{ж}) g E_t^2 z / 16 (1 - \sigma_{пт}^2)^2]^{1/3}, \quad (147)$$

где z — глубина залегания сферы в ряде уложенных друг на друга сфер кубической укладки.

Так как корень квадратный из отношения $\frac{K_{т+ж+ск}}{\delta_{т+ж}}$ примерно равен скорости $V_{p(t+ж)}$ распространения волн сжатия, то в рассматриваемой среде

$$v_{p(t+ж)} = \left\{ \frac{\frac{1}{\frac{1 - k_{п}}{K_t} + \frac{k_{п}}{K_{ж}}} + \left[\frac{\pi (\delta_t - \delta_{ж}) g E_t^2 z}{16 (1 - \sigma_{пт}^2)^2} \right]^{1/3}}{(1 - k_{п}) \delta_t + k_{п} \delta_{ж}} \right\}^{1/2}. \quad (148)$$

Выражение для скорости распространения продольных упругих волн в случае беспорядочной укладки частиц дано Х. Брандтом (H. Brandt) [105].

В качестве модели был взят агрегат, состоявший из беспорядочно уложенных сферических частиц четырех различных размеров. Определение зависимости объема агрегата V^* от давления P основывается на положениях Г. Герца [115], распространенных на случай насыщения промежутков между сферами жидкостью. Полученную

таким образом зависимость $V = f(P)$ использовали для установления модуля всестороннего сжатия $K_{т+ж}$. По этому модулю и средней плотности агрегата $\delta_{т+ж}$ рассчитывали скорость распространения упругих волн:

$$v_{p(т+ж)} = \left[\frac{3g}{\delta_{т+ж}} \left(-V \frac{dP}{dV} \right) \left(\frac{1 - \sigma_{пт}}{1 + \sigma_{пт}} \right) \right]^{1/2}. \quad (149)$$

В дальнейшем Х. Брандтом была показана возможность распространения его теории на агрегаты, сложенные несферическими зернами, и даже (приближенно) на сцементированные гранулярные среды. При этом для скорости распространения волн вертикального сжатия в агрегате несферических беспорядочно уложенных сцементированных зерен была получена следующая формула:

$$v_{p(т+ж)} = \frac{1,1 (P_{ск} - CP_{ж})^{1/6}}{k_{п}^{1/2} [\delta_{т} - k_{п} (\delta_{т} - \delta_{ж})]^{1/2} R^{1/3}} \times \\ \times \frac{[1 + 17,5 K_{ж}^{3/2} R (P_{ск} - CP_{ж})^{-1/2}]^{5/6}}{[1 + 26,3 K_{ж}^{3/2} R (P_{ск} - CP_{ж})^{-1/2}]^{1/2}} 10^{-3} \text{ км/сек}, \quad (150)$$

где R и C — постоянные; R имеет размерность $(\text{г/см}^2)^{-1}$, и для ее вычисления достаточно одного известного значения скорости звука;

C — величина безразмерная, вычисляемая из экспериментальных данных о скорости звука при условии равенства давления жидкости и внешнего давления на скелет;

$P_{ск}$ и $P_{ж}$ — соответственно давления на скелет породы и жидкость;

$K_{ж}$ — модуль всестороннего сжатия насыщающей жидкости.

М. Р. Вилли, А. Р. Грегори (A. R. Gregory) и Л. У. Гарднер (L. W. Gardner) [124] предложили два уравнения, определяющие скорость распространения упругих продольных волн в горных породах. Одно из них пригодно для относительно рыхлых пород при незначительном давлении. В этом случае порода представляется изотропной, состоящей из зерен любой формы, находящихся в объеме жидкости, незначительно превосходящем объем жидкости в поровом пространстве при непосредственном соприкосновении частиц породы. Давление, приложенное к такой породе, действует только на жидкость, и наблюдается простое сжатие твердой и жидкой фаз породы; давление на скелет породы в данном случае равно нулю. В этих условиях сжимаемость породы равна средней сжимаемости ее твердой и жидкой составляющих, чему соответствует уравнение (145), в котором сжимаемости заменены обратными им величинами — модулями всестороннего сжатия.

С другой стороны, модули всестороннего сжатия отдельных составляющих породы

$$K_i = \frac{\delta_i v_i^2}{1+q}, \quad (151)$$

где δ_i — плотность данной составляющей породы;
 v_i — скорость распространения упругих волн в данной составляющей породы;

$$q = \frac{4G}{3K} = 2 \left(\frac{1-2\sigma_{\Pi}}{1+\sigma_{\Pi}} \right). \quad (152)$$

Подставляя значения q_i в уравнение (146) для отдельных фаз и породы в целом, получим

$$\frac{1+q_{\text{т+ж}}}{v_{\text{т+ж}}^2} = \left[\frac{(1-k_{\Pi})(1+q_{\text{т}})}{\delta_{\text{т}} v_{\text{т}}^2} + \frac{k_{\Pi}}{\delta_{\text{ж}} v_{\text{ж}}^2} \right] [k_{\Pi} \delta_{\text{ж}} + (1-k_{\Pi}) \delta_{\text{т}}]. \quad (153)$$

Для жидкостей, у которых $q_{\text{т}} = 0$ и $q_{\text{т+ж}} = 0$, уравнение (153) переходит в формулу (143) Вуда.

Значение $q_{\text{т+ж}}$ для горной породы точно не установлено; наилучшее приближение к опытным данным для водонасыщенных песчаников получается при $q_{\text{т+ж}} = 0,6$. Для слабо сцементированных пород результаты расчета дают значения скоростей, приближающиеся к полученным по формуле Вуда [123], за исключением случая низких пористостей. Уравнение (153) также согласуется с уравнениями Гассмана и Уайта и Сенгбаха для насыщенных пород в предельных случаях, когда давление на скелет отсутствует. М. Р. Вилли, А. Р. Грегори и Л. У. Гарднер считают, что в однородной максимально влажной породе с равномерно распределенными порами, находящейся под давлением, время прохождения упругой волны $\tau_{\text{т+ж}} = \frac{1}{v_{\text{т+ж}}}$

слагается из времени прохождения волны в жидкой фазе $\tau_{\text{ж}} = \frac{k_{\Pi}}{v_{\text{ж}}}$ и времени прохождения волны в твердой фазе $\tau_{\text{т}} = \frac{1-k_{\Pi}}{v_{\text{т}}}$, чередующейся по длине с жидкой. Таким образом,

$$\frac{1}{v_{\text{т+ж}}} = \frac{k_{\Pi}}{v_{\text{ж}}} + \frac{1-k_{\Pi}}{v_{\text{т}}}. \quad (154)$$

Для трехкомпонентной породы, содержащей твердую, жидкую и газообразную фазы и находящейся на поверхности земли (например, обнажающиеся пески), формулы, определяющие скорость, пред-

ложены И. С. Берзон и др. (1959) [16]. Для этих условий по аналогии со сказанным выше средний модуль всестороннего сжатия

$$K_{\tau+\kappa+\gamma} = v_{p0}^2(\tau+\kappa+\gamma) \delta_{\Pi}(\tau+\kappa+\gamma), \quad (155)$$

где $v_{p0}(\tau+\kappa+\gamma)$ — скорость в трехкомпонентной породе;

$$\delta_{\Pi}(\tau+\kappa+\gamma) = \delta_{\tau} f_{\tau} + \delta_{\kappa} f_{\kappa} + \delta_{\gamma} f_{\gamma},$$

причем δ_{τ} , δ_{κ} и δ_{γ} — плотности и f_{τ} , f_{κ} и f_{γ} — объемное содержание твердой, жидкой и газообразной фаз в единице объема породы.

Так как

$$\frac{1}{K_{\tau+\kappa+\gamma}} = \frac{f_{\tau}}{K_{\tau}} + \frac{f_{\kappa}}{K_{\kappa}} + \frac{f_{\gamma}}{K_{\gamma}} \quad (156)$$

и

$$K_{\tau} = v_{\tau}^2 \delta_{\tau}, \quad K_{\kappa} = v_{\kappa}^2 \delta_{\kappa} \text{ и } K_{\gamma} = v_{\gamma}^2 \delta_{\gamma}, \quad (157)$$

то подставляя в (155) значения $\delta_{\Pi}(\tau+\kappa+\gamma)$ и $K_{\tau+\kappa+\gamma}$, найденные из уравнений (156) и (157), получим следующее уравнение для скорости распространения упругих поперечных волн в трехкомпонентной среде:

$$v_{p0}(\tau+\kappa+\gamma) = v_{\tau} \frac{1 + \frac{f_{\tau} + f_{\kappa}}{f_{\tau}}}{\sqrt{\left(1 + \frac{f_{\kappa} \delta_{\kappa}}{f_{\tau} \delta_{\tau}} + \frac{f_{\gamma} \delta_{\gamma}}{f_{\tau} \delta_{\tau}}\right) \left[1 + \frac{f_{\kappa} \delta_{\tau}}{f_{\tau} \delta_{\kappa}} \left(\frac{v_{\tau}}{v_{\kappa}}\right)^2 + \frac{f_{\gamma} \delta_{\tau}}{f_{\tau} \delta_{\gamma}} \left(\frac{v_{\tau}}{v_{\gamma}}\right)^2\right]}},$$

где $f_{\tau} + f_{\kappa} = k_{\Pi}$.

Для расчета скорости распространения упругих волн в трехкомпонентной породе на глубине z использована формула (148), преобразованная к виду:

$$v_{pz}(\tau+\kappa) = \sqrt{[v_{p0}(\tau+\kappa)]^2 + \frac{5,78 \sqrt[3]{z(\delta_{\tau} - \delta_{\kappa}) \frac{E^2}{(1 - \sigma_{\Pi}^2)^2}}}{\delta_{\tau} f_{\tau} + \delta_{\kappa} f_{\kappa}}}, \quad (158)$$

где $v_{pz}(\tau+\kappa)$ и $v_{p0}(\tau+\kappa)$ — соответственно скорости распространения упругих волн в двухфазной породе на глубине z и на поверхности земли;

δ_{κ} — плотность заполнителя пор;

f_{κ} — объемное содержание заполнителя.

Переход от формулы (158) для двухкомпонентной породы к уравнению для трехкомпонентной породы осуществляется путем введения в уравнение (158) выражений $\delta_{\gamma} = (\delta_{\kappa} - \delta_{\tau}) \frac{f_{\kappa}}{k_{\Pi}}$ и $f_{\gamma} = f_{\tau}$.

соответственно определяющих плотность δ_a и объемное содержание f_a в породе двухкомпонентного заполнителя.

Подставляя указанные выражения в (158) и заменяя $v_{p0(t+j)}$ на $v_{p0(t+j+r)}$ (см. формулу 158), получим

$$v_{pz(t+j+r)} = \sqrt{[v_{p0(t+j+r)}]^2 + \frac{5,78 \sqrt[3]{z \left[\delta_T - \delta_r - \frac{(\delta_{ж} - \delta_r) f_{ж}}{k_{п}} \right] \frac{E^2}{(1 - \sigma_{п}^2)^2}}}{\delta_T f_T + \delta_{ж} f_{ж} + \delta_r f_r}}. \quad (159)$$

Согласно приведенным материалам скорость распространения упругих волн в горных породах должна зависеть от пористости породы, упругих постоянных ее жидкой, твердой и газообразной фаз, упругих постоянных скелета, плотности фаз и скелета, от температуры и давления на скелет и жидкость породы. Теоретические выводы хорошо подтверждаются экспериментальными данными (рис. 190 и 191).

На рис. 192 показан характер изменения модуля Юнга песка при увеличении одностороннего давления; поскольку скорость распространения волн находится в прямой зависимости от модуля Юнга, этот график косвенно указывает на зависимость скорости от давления.

В. Р. Петерсон указывает, что теоретическое уравнение Ф. Гасмана (144) достаточно хорошо согласуется с эмпирической формулой Фоста (1953 г.):

$$v = 1948 (Q_k)^{1/6} z^{1/6}, \quad (160)$$

где Q_k — кажущееся оптимальное электрическое сопротивление пород;

z — глубина исследования.

Недостатком формулы (160) является использование кажущегося сопротивления без приведения его к истинному. Однако из сопоставления результатов определения времен распространения волн с использованием формулы (160) и путем непосредственных измерений в неглубоких скважинах (рис. 193) видно, что расчетные и измеренные времена хорошо согласуются друг с другом.

Связь между v_p и $Q_{вп}$ или $P_{п}$ установлена также работами Г. С. Морозова, Л. С. Полока и др. (рис. 194).

✓ Экспериментальными исследованиями установлено, что изменения пористости, плотности, проницаемости, текстуры и характера заполнителя пор имеют гораздо большее влияние на упругость породы, чем изменения минерального состава скелета ее.

Скорость распространения упругих продольных волн значительно уменьшается с возрастанием коэффициента пористости (рис. 195, $a - g$ и 196). При чем зависимость $v = f(k_{п})$ обратная

Рис. 190. Скорости v распространения волн с глубиной в укладках сфер (по Ф. Гассману, 1951).

1 — вертикальная скорость;
2 — горизонтальная скорость.

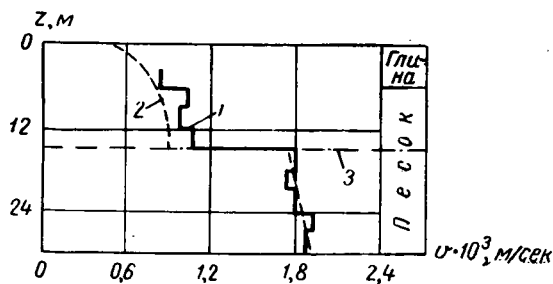
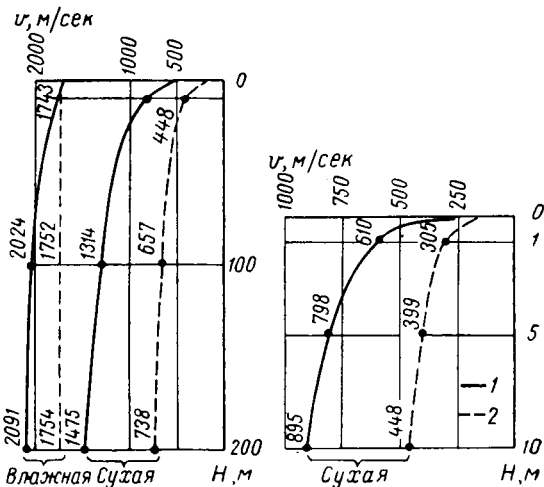


Рис. 191. Диаграмма скоростей для мелкой скважины, пробуренной в рыхлом песке Хендерсон Каунт, Техас (Henderson Count, Texas), в сопоставлении со скоростью сжатия, вычисленной по уравнению Ф. Гассмана (144) (по Д. Е. Уайту и Р. Л. Селгбашу, 1953).

1 — измеренная скорость; 2 — вычисленная скорость; 3 — зеркало вод.

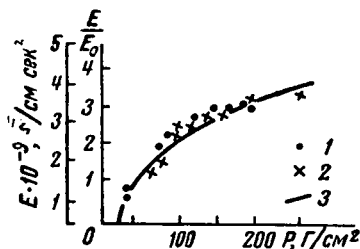


Рис. 192. Зависимость модуля Юнга E от давления P для песка.

1 — нагрузка; 2 — разгрузка (по Ю. В. Ризниченко, Б. Н. Ивакину и В. Р. Вугрову, 1952); 3 — теоретическая кривая $\frac{E}{E_0} = 1 + 2,2 \ln \frac{P}{P_0}$ (по Л. С. Полаку и М. Б. Рапопорту).

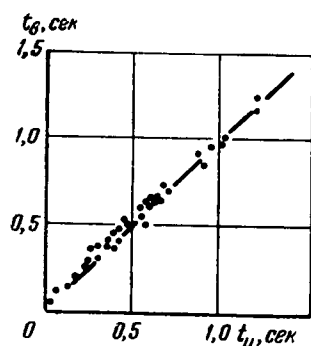


Рис. 193. Времена распространения упругих волн t_d для различных интервалов глубины, измеренные в пятидесяти скважинах с широким географическим распространением, сопоставленные с временами t_u вычисленными по уравнению (160) (по Л. Д. Фосту, 1953).

и неодинакова для пород различного минерального состава; одной и той же пористости песчаников, алевролитов, глин и карбонатов соответствует различная, хотя и не сильно изменяющаяся скорость.

Экспериментальные данные достаточно хорошо согласуются с теоретическими. Это следует из сопоставления графиков уравнений Брандта и Вилли и других с экспериментальными точками рис. 195, а или из сопоставления графиков уравнений (150) и (154) с экспериментальными точками для песчаников рис. 195, б.

Как следствие зависимости от пористости в породах различного типа скорость распространения продольных упругих волн увеличивается с возрастанием их плотности, причем характер зависимости $v = f(\rho_n)$ определяется породой. Сравните, например, рис. 197, а и б. Как видно, при одной и той же плотности известняков и глин скорости v различны.

Скорость упругих волн тем меньше, чем больше сжимаемость насыщающего породу флюида. Она максимальна, если породу

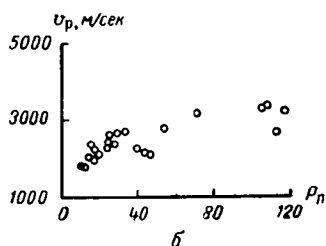
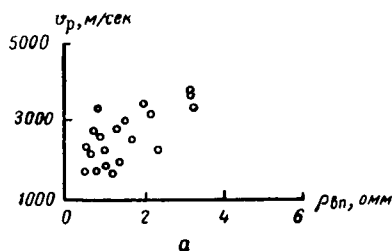


Рис. 194. Связи между скоростью распространения продольных упругих волн v_p и удельным электрическим сопротивлением $\rho_{вц}$ или параметром пористости ρ_n для песчано-глинистых пород.

а — песчано-глинистые породы мезозоя Урало-Эмбинского района (по Л. С. Полаку и М. Б. Рапопорту); б — песчаники девона Башкирии и Татарии (по И. И. Зильберману, 1959); в — алевролиты девона Башкирии и Татарии (по И. И. Зильберману, 1959).

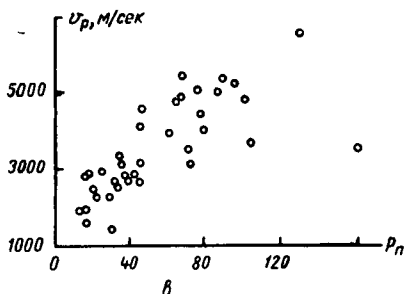
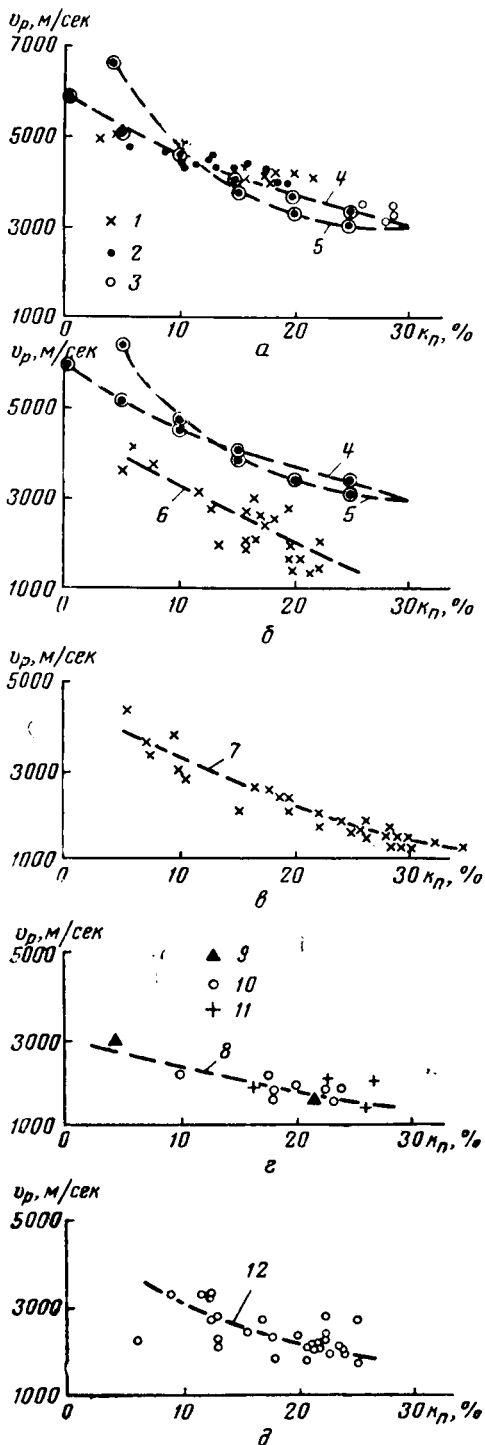


Рис. 195. Зависимости скорости продольных волн v_p от коэффициента пористости k_p .

Песчаники, насыщенные водой с минерализацией ~ 5 г/л, при давлении на скелет породы ~ 422 кг/см² и атмосферном давлении на воду: 1 — образцы песчаников Техаса пенсильванского возраста, 2 — образцы песчаников Колумбии третичного возраста, 3 — образцы песчаников Суматры третичного возраста; 4 — график зависимости (154) при $v_{ж} = 1524$ м/сек и $v_t = 5944$ м/сек; 5 — график зависимости (150) при $\delta_T = 2,65$ г/см³, $\delta_{ж} = 1,1$ г/см³, $z = 3,04 \cdot 10^5$ см, $P_{ск} = 675$ кг/см² и $P_{ж} = 304$ кг/см², $E = 10^{12}$ дин/см²; $\sigma_p = 0,2$ (по В. Хиксу и И. Берри (E. Berry), 1956]; 6 — $v_p = f(k_p)$ для песчаников Урало-Эмбинского района, мезозойского возраста (по Л. С. Полаку и М. Б. Рапопорту, 1957); 7 — то же для песчаников Саратовского Поволжья, из башкирского горизонта (по данным лаборатории физических свойств горных пород Елшанской промысловой геофизической базы (ПГБ), 1956—1957); 8 — то же для песчаников Саратовского Поволжья; 9 — песчаники оокского возраста; 10 — песчаники тульского возраста; 11 — песчаники бобринковского возраста (по данным лаборатории физических свойств горных пород Елшанской ПГБ, 1956—1957); 12 — $v_p = f(k_p)$ для песчаников девона Туймазинской площади и площадей Татарии (по И. И. Зильберману, 1959).



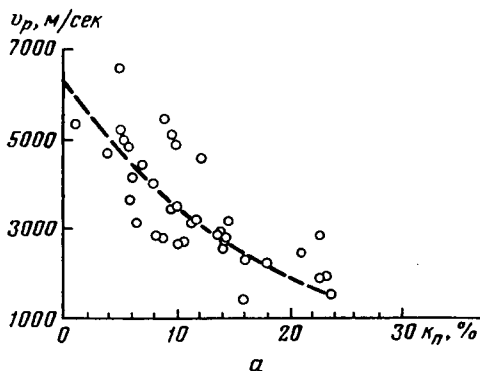


Рис. 196. Зависимость скорости продольных волн v_p от коэффициента пористости κ_n .

α — для алевролитов девонских отложений Башкирии и Татарии (по И. И. Зильберману, 1959); δ — для доломитов артинских отложений Урало-Эмбенского района (по Л. С. Полаку и М. Б. Рапопорту, 1957).

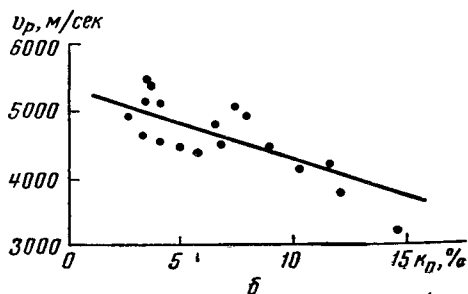
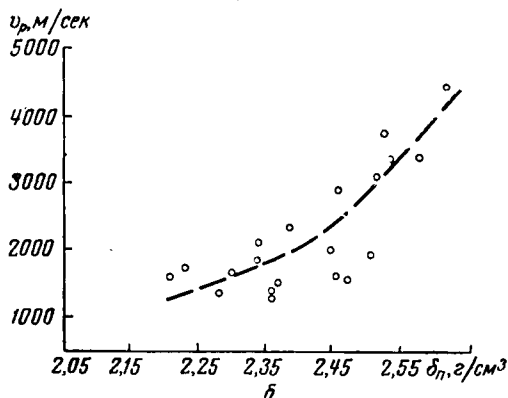
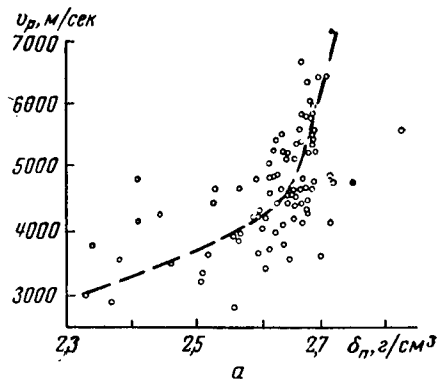


Рис. 197. Зависимости скорости продольных волн v_p от плотности δ_n (по данным лаборатории физических свойств горных пород Елпанской ПГБ, 1956—1957).

α — для известняков нижнего карбона Саратовского Поволжья; δ — для глин нижнего карбона Саратовского Поволжья.



насыщает наименее сжимаемая пластовая вода, и минимальна для той же породы в газонасыщенном состоянии. Акустические скорости в газо-нефтенасыщенных породах имеют промежуточные значения.

Имеется также корреляционная связь между скоростями упругих волн и радиационным гамма-излучением при НГМ для ряда отложений [43], свидетельствующая о наличии связей между v_p и нейтронными характеристиками пород.

Зависимость между скоростью распространения упругих волн и удельным электрическим сопротивлением и между скоростью распространения упругих волн и вторичным гамма-излучением предлагается использовать для составления скоростных разрезов [43 и 76]. ✓

§ 72. ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНО УПРУГИЕ ИЗОТРОПНЫЕ И АНИЗОТРОПНЫЕ ПОРОДЫ БЕЗ СВЯЗИ МЕЖДУ ФАЗАМИ

В дифференциально упругих изотропных и анизотропных породах без связи между фазами (высокопористые породы с сообщающейся пористостью и хорошей проницаемостью, воздухонасыщенные на открытом воздухе) распространяются независимо друг от друга две упругие волны — по скелету и по заполнителю пор. Поэтому движение фаз в такой породе описывается двумя уравнениями — для скелета и для заполнителя пор.

Распространяющиеся волны называются воздушной и скелетной волнами.

По [109] скорость распространения воздушной волны

$$v_{\text{возд}} = \sqrt{\frac{K_{\text{возд}}}{R \delta_{\text{возд}}}}, \quad (161)$$

где $K_{\text{возд}}$ и $\delta_{\text{возд}}$ — модуль всестороннего сжатия и плотность заполнителя пор породы — воздуха;

R — структурный коэффициент, зависящий от структуры породы.

R можно оценить по формуле (161) для различных пород, если измерены $v_{\text{возд}}$, $K_{\text{возд}}$ и $\delta_{\text{возд}}$.

В скелете волны распространяются со скоростями [110]

$$v_{i \text{ ск}} = \sqrt{\frac{C_{i \text{ ск}}}{\delta_{\text{ск}}}}, \quad (162)$$

где $C_{i \text{ ск}}$ — упругая постоянная;

$\delta_{\text{ск}}$ — плотность скелета.

$C_{i \text{ ск}}$ может быть оценена по формуле (162), если измерены $v_{\text{ск}}$ и $\delta_{\text{ск}}$.

Величины $v_{\text{ск}}$ установлены теоретически и экспериментально для пород определенной структуры в зависимости от глубины их залегания (давления). Теоретически скорость распространения

скелетных волн рассчитывали для гексагональной укладки сфер равного диаметра [111].

Для этой укладки скорость распространения вертикальных волн сжатия

$$v_{\text{ск}} = 860 \left[\frac{2\pi E_{\text{т}}^2 g}{(1 - \delta_{\text{пт}}^2)^2 k_{\text{п}}^3 \delta_{\text{т}}} \right]^{\frac{1}{6}} z^{\frac{1}{6}}, \quad (163)$$

где $k_{\text{п}}$ — пористость;
 $E_{\text{т}}$, $\delta_{\text{пт}}$ — модуль Юнга и коэффициент Пуассона для материала сфер;
 z — координаты центров сфер (или глубина залегания слоя);
 $\delta_{\text{т}}$ — плотность твердой фазы;
 g — ускорение силы тяжести.

На рис. 190 представлены результаты расчета скорости [117] для сухой укладки гранитных шаров при вертикальном и горизонтальном распространении волн в сопоставлении с расчетными данными для пород, полностью насыщенных пластовыми водами. На рис. 191 приведена диаграмма скоростей для мелкой скважины, пробуренной в сухом, а затем влажном рыхлом песке в сопоставлении со скоростью волн сжатия, вычисленной по уравнению (163) Гассмана [111] или по близкому к нему уравнению для влажной породы.

Расчеты Ф. Гассмана подтверждаются малыми значениями скоростей распространения скелетных упругих волн в зоне выветривания [57].

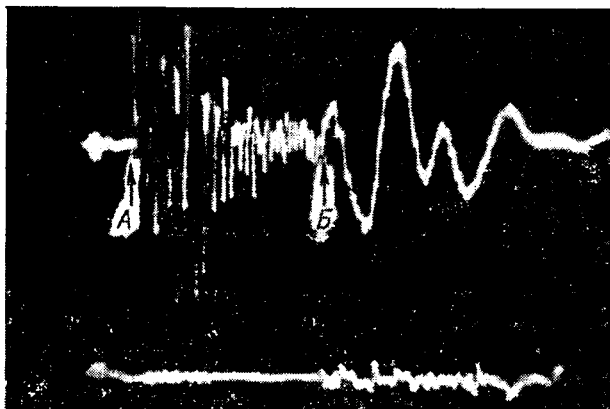
§ 73. ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНО УПРУГИЕ ИЗОТРОПНЫЕ И АНИЗОТРОПНЫЕ ПОРОДЫ С НЕСОВЕРШЕННОЙ СВЯЗЬЮ МЕЖДУ ФАЗАМИ

Под воздействием незначительных переменных напряжений на пористые породы с несовершенной связью между фазами также возникает раздельное движение фаз.

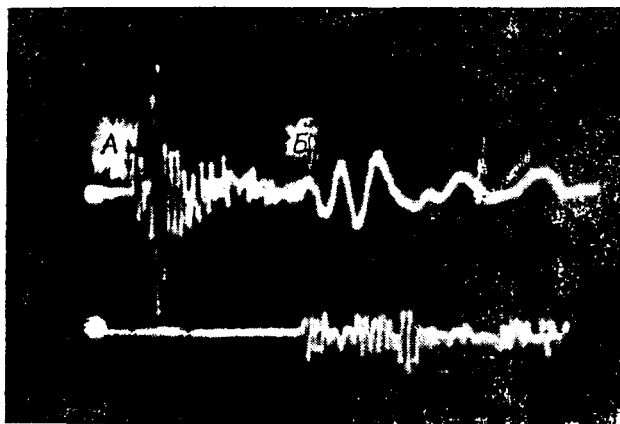
В этих породах, как и в породах с отсутствием связи между фазами, наблюдаются две распространяющиеся с различной скоростью волны — скелетная волна и волна в заполнителе (воздушная или жидкостная). Однако скорости распространения этих волн зависят от степени совершенства связи между фазами, образующими породу.

Скорости воздушной и скелетной волн в случае распространения плоских гармонических колебаний в пористой изотропной среде рассчитаны [118] с учетом следующих факторов: 1) сопротивления вязкой среды; 2) несоответствия направления истечения заполнителя из пор в общем случае направлению действия градиента давления; 3) уменьшения плотности заполнителя порового пространства.

Наличие двух волн в дифференциально упругих породах с отсутствием связи и несовершенной связью между фазами, а также общая теория зависимости скорости распространения этих волн от давле-



a



б

Рис. 198. Две упругие волны в различных средах.

а — водонасыщенные стеклянные шарики диаметром 0,6 мм;
б — водонасыщенный песок с диаметром зерен 0,6—0,8 мм
при большой нагрузке (по Н. Р. Петерсону [118]).

ния впервые были подтверждены работами (Н. Р. Петерсона). Эти работы выполнены на образцах стеклянных шариков диаметром 0,6 мм, кварцевых песков диаметром зерен 0,6—0,8 мм и 0,3—0,4 мм и плейстоценовых береговых песков [118].

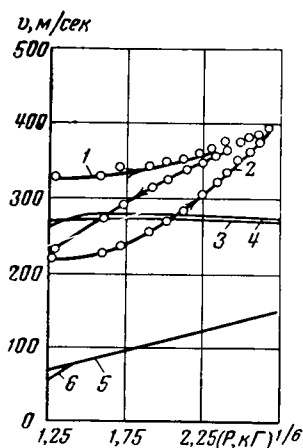


Рис. 199. Изменение скорости с нагрузкой для кварцевых песков.

1 — для воздушной волны через кварцевый песок с диаметром зерен 0,6—0,8 мм; 2 — то же для скелетной волны; 3 и 4 — расчетные кривые для воздушной волны соответственно по уравнению (161) и приведенному в работе [118]; 5 и 6 — то же для скелетной волны по уравнению (163) и приведенному в работе [118] (по Н. Петерсону, 1956).

Результаты исследования для водонасыщенных стеклянных шариков и песков представлены на рис. 198, а и б. На каждой осциллограмме отмечаются две трассы. Верхняя иллюстрирует распространение волн, нижняя — временной сигнал с частотой ~ 50 кГц через воду.

Первые вступления волн по жидкости и по скелету отмечаются на рис. 198 соответственно точками А и Б.

С увеличением нагрузки скорости воздушной и скелетной волн возрастают, причем скорость скелетной волны повышается быстрее, чем скорость воздушной волны.

Характер изменения скоростей распространения воздушной и скелетной волн с нагрузкой в сухом песке с диаметром зерен 0,6—0,8 мм показан на рис. 199. Из сопоставления экспериментальных значений скоростей распространения волн с теоретическими (рис. 199) следует, что теоретические скорости воздушных и скелетных волн ниже, чем полученные экспериментально. Это, по-видимому, объясняется иным характером влияния структуры, чем принятый в теории.

Волна сдвига появляется в образцах песка лишь при очень больших нагрузках; в средах из стеклянных шариков она наблюдается при всех нагрузках. Эта волна распространяется быстрее, чем предсказал Ф. Гассман.

§ 74. КЛАССИФИКАЦИЯ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ [78]

Распространение продольных сейсмических волн в однородных и изотропных толщах пород (например, магматических и плотных карбонатных) характеризуется величиной истинной скорости v . В неоднородных формациях, например в осадочных толщах, скорость зависит от литологических свойств свит и слоев, составляющих объект исследования. Для описания процесса распространения упругих волн в таких разрезах, кроме истинной, используются скорости эффективная v_e , средняя $v_{ср}$, интервальная v_n и пластовая v_n .

Истинная скорость является функцией координат $v(x, y, z)$ и определяется как мгновенная скорость, с которой пробегает фронт волны бесконечно малый участок породы, в пределах которого $v(x, y, z)$ непрерывна. Функция $v(x, y, z)$ терпит разрыв

на границе сред, отличающихся упругими свойствами, где понятие «истинная скорость» отсутствует.

Средняя скорость $v_{\text{ср}} = \frac{\Delta s}{\Delta t}$, где Δs — расстояние между точками A и B в слоистой толще в направлении распространения упругой волны и Δt — время ее пробега от точки A к точке B или наоборот. В горизонтально слоистой среде в направлении, перпендикулярном напластованию,

$$v_{\text{ср}} = \frac{H}{\int_0^H \frac{dx}{v(x)}} = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{t_1 + t_2 + \dots + t_n} = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{\frac{h_1}{v_1} + \frac{h_2}{v_2} + \dots + \frac{h_n}{v_n}},$$

где H — общая мощность среды;

$v(x)$ — истинная скорость распространения волны;

x — расстояние от начальной до рассматриваемой точки;

t_1, t_2, \dots, t_n — времена пробега волны в пластах, имеющих мощность h_1, h_2, \dots, h_n ;

v_1, v_2, \dots, v_n — скорости пробега волн в этих пластах.

Эффективная скорость $v_{\text{э}}$ является средней скоростью распространения упругих волн в покрывающей среде, рассчитываемой по годографам отраженных или преломленных волн. Эффективная скорость может значительно отличаться от действительной средней в случае криволинейной границы раздела и особенно тогда, когда покрывающие отложения представлены двумя пластами, характеризующимися резко отличающимися скоростями распространения волн в них и наклонной границей раздела.

Интервальная скорость $v_{\text{и}} = \frac{\Delta H}{\Delta t}$, где Δt — разность времен прихода упругой волны в точки, отстоящие на расстоянии ΔH . ΔH и Δt находят путем обработки данных сейсмометрии скважин или серии годографов. Интервальные скорости используют как приближенные значения истинных скоростей; $v_{\text{и}}(H)$ обуславливаются способом разбивки разреза на интервалы.

Пластовая скорость $v_{\text{п}} = \frac{h}{\Delta t}$ представляет собой осредненную истинную скорость в пределах пласта заданной мощности h ; пластовую скорость $v_{\text{п}}(H)$ рассчитывают по данным вертикальных годографов — зависимостей t_i от H_i . «Пласты» с постоянными значениями скоростей $v_{\text{п}}$ характеризуются отрезками прямых, осредняющих совокупность точек H_i и t_i в пределах данного отрезка.

§ 75. СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Скорости распространения упругих волн в осадочных отложениях определяются первоначальным минеральным составом, структурой, физическими свойствами фаз пород и их скелета, а также

дальнейшими процессами литогенеза. Особенности распространения по площади изучаемого района литологически различных осадков определяют соответственно и особенности распределения в пределах района скоростей.

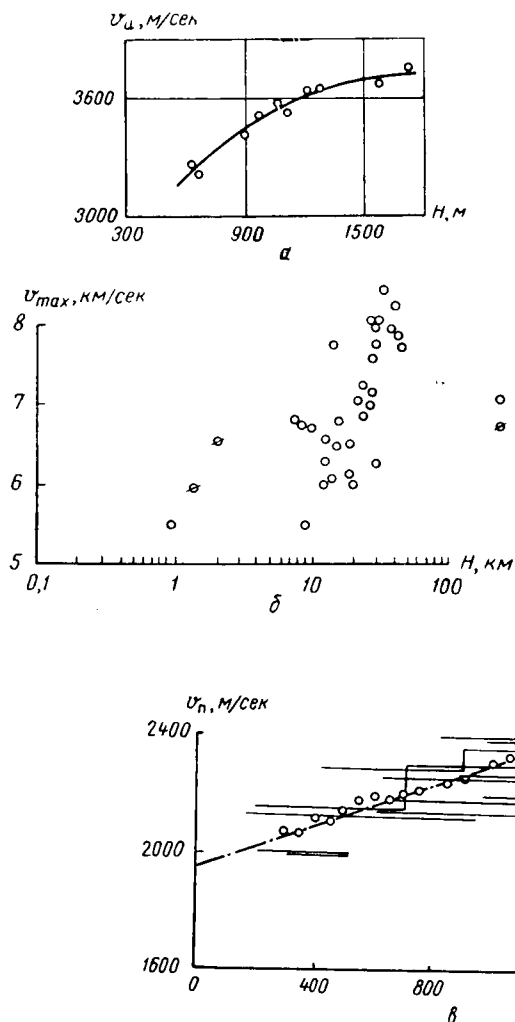


Рис. 200. Зависимости сейсмических скоростей от глубины залегания отложений.

α — изменение интервальной скорости с глубиной для первоначально однородного по литологии участка разреза; возраст отложений пенсильванский, месторождение Оклахома; отложения слагаются в основном песками и глинами; известняки составляют 15 % (по Б. Везерби и Л. Фосту, 1935); δ — зависимость максимальных скоростей от глубины залегания отложений для различных районов мира: 1 — отраженные волны; 2 — преломленные волны [по данным Ф. Берча, 1942, М. Тюва, М. А. Туве, 1948 и других авторов составлена С. С. Вестом (S. S. West, 1950)]; ν — зависимость пластовой скорости горизонта N_1^{2-8} (миоцен) от глубины его залегания для Азово-Кубанской депрессии (по Б. А. Козлову, 1958): 1 — v_p для миоценовых отложений, замеренные по вертикальным годографам, $H = \text{const}$; 2 — средние значения v_p , рассчитанные через интервал 50 м по глубине; 3 — прямая $v = v_0 + K \cdot H$.

Дополнительные различия в скоростях по вертикали обуславливаются процессами литогенеза.

Работами большого числа исследователей установлена зависимость скоростей распространения упругих волн от следующих фак-

торов: 1) глубины залегания пород и связанных с ней температуры, давления, степени метаморфизма; 2) климата, обуславливающего ту или иную интенсивность выветривания пород; 3) геологического возраста пород, от которого зависит длительность процессов, изменяющих литологию их. В частности, найдено, что интервальная и пластовая скорости для первоначально однородных по литологии

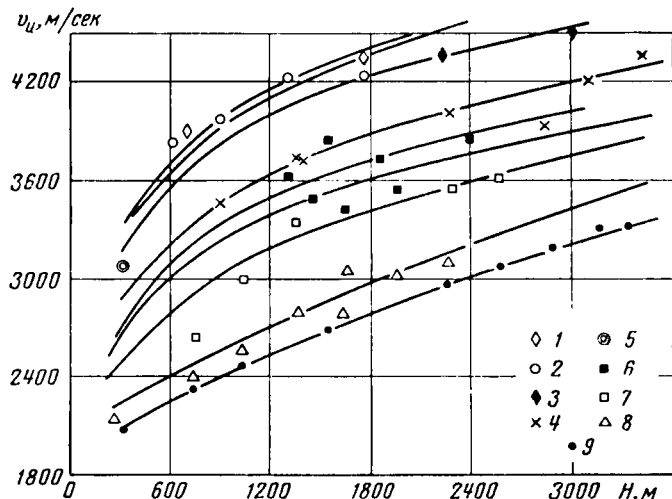


Рис. 201. Зависимость интервальных v_n скоростей от глубины H для различных по возрасту отложений.

1—9 — соответственно отложения ордовичские, девонские, миссисипские, пенсильванские, пермские, юрско-триасовые, меловые, воденовые, постэоценовые. Значения скоростей получены на основании исследования ~300 тыс. м проходки скважин (по Л. Фосту, 1953).

участков разреза увеличиваются с глубиной их залегания (рис. 200, α и δ и табл. 54), причем на заданной глубине скорость

$$v = v_0 + KH,$$

где v_0 — скорость в поверхностной части разреза, зависящая от упругих свойств и плотности породы — ее типа, глубины основания выветривания и других факторов;

K — параметр, характеризующий изменение скорости с глубиной (вертикальный градиент пластовой скорости).

Кроме того, установлено, что интервальные скорости увеличиваются с возрастом отложений определенного типа. Это объясняется зависимостью интервальных скоростей от давления и от времени его действия (рис. 201).

Каждый тип осадочных магматических и метаморфических горных пород характеризуется известными пределами изменения скоростей упругих волн (табл. 55). Эти пределы для определенного

Таблица 54

Значения параметров v_0 и K , определяющих интервальные и пластовые скорости

Возраст отложений	Месторождение	Плотность отложений, г/см ³	v_0 , км/сек	K , сек. ⁻¹	Автор
Плиоцен	Долина Сан-Джона-кин	—	2,080	0,397	Гаскел (Haskell)
Верхний миоцен . .	То же	—	2,410	0,240	То же
Средний и нижний миоцен	»	—	2,170	0,428	»
Олигоцен	»	—	2,650	0,231	»
Эоцен	»	—	1,885	0,581	»
Третичные отложения в целом	»	—	2,010	0,464	»
Олигоцен-плейстоцен	Центральная часть США	—	1,740	0,660	Б. Б. Везерби и Л. Д. Фост
Девон	То же	—	4,020	0,070	То же
Эоцен	Вернон парк, Луизиана	—	1,723	0,8	Гортон (C. W. Horton)
Миоцен и плиоцен	Южная часть Мексиканского залива	—	2,320	0,25	Наварт (P. E. Navarte)
Эоцен	Северная часть Мексиканского залива	—	1,920	0,55	То же
»	Миссисипи	—	1,770	0,90	»
Нижний мел, верхний мел и эоцен	Восточный Техас	—	1,770	0,77	»

Продолжение табл. 54

Возраст отложений	Месторождение	Плотность отложений, г/см ³	v_0 , км/сек	K , сек. ⁻¹	Автор
Надпоптические отложения $Ng_2^{2+3} + Q$	Кубань, интервал глубин 50—1150 м	1,76(27) ¹	1,890 ²	0,29	Е. А. Козлов
По птические Ng_2^1 . .	Кубань, интервал глубин 300—1300 м	1,78(31)	1,815 ²	0,37	То же
Мюцен Ng_1^{2-8} . .	Кубань, интервал глубин 300—1400 м	1,81(30)	1,960 ²	0,33	»
Мейкопские Pg_3 . .	Кубань, интервал глубин 1400—3000 м	1,82—1,92(25) ¹	2,210 ²	0,13	»

¹ В скобках приведена пористость в %.² Пластовые скорости.

Таблица 55

Скорость сейсмических волн в горных породах, природных водах, нефтях и воздухе¹

Порода	Скорость распространения волн, км/сек			Волновое сопротивление $v_p \delta \rho \cdot 10^5$, г сек см ⁻²
	упругих продольных v_p	упругих поперечных v_s	поверхностных (волн Релея) v_R	
1	2	3	4	5

Осадочные горные породы

Почва	0,1—0,8	—	—	0,22—1,6
Гески	0,2—2	—	—	0,42—2,6
Пески сухие	0,2—0,8	—	—	—
Пески влажные	0,6—1,8	—	—	—
Гессы	0,3—0,6	—	—	—

Продолжение табл. 55

Порода	Скорость распространения волн, км/сек			Волновое сопротивление $v_p \delta \rho \cdot 10^4$, г сек см ⁻²
	упругих продольных v_p	упругих поперечных v_s	поверхностных (волн Релея) v_R	
1	2	3	4	5
Суглинки	0,8—1,8	—	—	—
Глины	1,0—2,8	—	—	2,7—5,28
Глинистые сланцы	2,3—4,8	—	—	—
Песчаники рыхлые	1,5—2,5	—	—	—
Песчаники сцементированные	1,8—4,0	—	—	—
	и более до 7,07	—	—	4,2—10,08
Доломиты	5,0—6,16	—	—	—
Доломитовые известняки	5,97	3,26	—	—
Мел	1,7—4,2	—	—	5,4—10,92
Известняки крепкие	2,8—6,4	—	—	7,36—16,5
Мергели	1,8—3,8	—	—	—
Каменная соль	4,2—5,5	—	—	9,0—12,1
Карналит, сильвин	4,4—6,5	—	—	—
Гипс	5,45	—	—	—
Ангидрит	5,65	—	—	—
Лед ледниковый	3,4—3,6	1,6—1,7	1,45	—
Лед озерный	3,2—3,7	1,6—1,85		—

Воды, воздух и полезные ископаемые

Пресная вода:				
5° С	1,439	—	—	—
13° С	1,470	—	—	—
15° С	1,477	—	—	—
18,5° С	1,485	—	—	—
25° С	1,509	—	—	—
35° С	1,534	—	—	—
Морская вода ²	1,48—1,53	—	—	—
Воздух	0,3—0,35	—	—	—
Нефть (23° С)	1,275	—	—	—
	1,326—1,395	—	—	—
Уголь	1,7—2,8	—	—	—
Лигнит	1,0	—	—	—

Магматические горные породы

Гранит	4,0—6,5	2,1—3,3	2,1—2,2	—
Базальт	4,5—6,5	—	—	—

Продолжение табл. 55

Порода	Скорость распространения волн, км/сек			Волновое сопротивление v_p дп · 10 ⁵ , в сек см ⁻²
	упругих продольных v_p	упругих поперечных v_s	поверхностных (волн Релея) v_R	
1	2	3	4	5

Метаморфические горные породы

Гнейс, кристаллические сланцы	3,1—5,4	—	—	—
Кварцит	6,1	—	—	—

- ¹ Полевые определения для глубин, не превышающих нескольких километров.
² В зависимости от глубины

типа пород зависят от первоначальной литологии и условий залегания пород (глубины, температуры и т. д.). Наименьшие значения скорости имеют рыхлые высокопористые породы — пески, лесс, суглинки, глины, рыхлые песчаники, мел; наибольшие значения наблюдаются в крепко сцементированных слабо пористых песчаниках, доломитах, известняках и в гидрохимических осадках — каменной соли, сильвине, карналите, ангидрите, гипсе.

Со значительными скоростями распространяются упругие волны и в магматических и метаморфических породах.

§ 76. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН СЕЙСМОСКОПОМ

Скорость распространения упругих волн в горных породах в лаборатории определяют при помощи ультразвукового сейсмоскопа.

Основными узлами сейсмоскопа являются: 1) пьезоэлектрический датчик (излучатель) ультразвуковых волн, посылающий упругие колебания и работающий от генератора ультразвуковой частоты; 2) приемник ультразвуковых колебаний, установленный в другой точке образца породы, улавливающий колебания и преобразующий их в электрические; 3) индикатор (электронно-лучевая трубка) времени прохождения упругой волны в образце. При включении датчика на вертикальные пластины трубки подается сигнал, отклоняющий электронный пучок в вертикальном направлении. На те же пластины (через определенное время) поступает трансформированный сигнал приемника, который вновь, но более резко отклоняет электронный луч по вертикали. Этот процесс повторяется с частотой, равной частоте развертки электронного луча, и поэтому дает установившееся изображение на экране трубки. Для оценки времени прохождения через образец упругих колебаний (времени между первым и вторым сигналами) на вертикальные пластины катодного осциллографа вместо сигналов, создающих волновую картину, подаются синусоидальные колебания заданной частоты.

При помощи этих колебаний дается временная разметка и создается возможность определения времени между моментом излучения импульса и его приходом к приемнику. Приход импульса к приемнику отсчитывается на экране сейсмоскопа по первому вступлению волны.

Скорость распространения продольных упругих волн рассчитывают по формуле

$$v_p = \frac{l}{\tau - \tau_0} 10^6 \text{ м/сек},$$

где l — длина образца породы в м;
 τ и τ_0 — времена прохождения импульса через образец и задержки импульса в аппаратуре в мк/сек.

Методика определения скорости распространения упругих волн в образцах пород и необходимая аппаратура описаны в ряде руководств [3, 12 и др.].

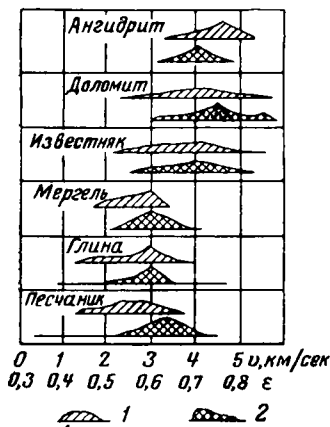


Рис. 202. Вариационная диаграмма распределения величины упругих свойств для пород различного литологического состава.

1 — скорость v_p распространения ультразвука; 2 — коэффициент отскока ϵ .

§ 77. КОЭФФИЦИЕНТ ОТСКОКА

Приближенное представление о скорости распространения упругих волн можно получить по коэффициенту отскока, который определяют следующим образом.

На шлифованную поверхность изучаемого образца с высоты H падает стальной шарик и в зависимости от упругих свойств образца отскакивает на высоту h . Коэффициент отскока ϵ равен отношению скорости отскока $u = \sqrt{2gh}$ к скорости $v = \sqrt{2gH}$ падения шарика на поверхность образца:

$$\epsilon = \frac{u}{v} = \sqrt{\frac{h}{H}}. \quad (164)$$

Согласно экспериментальным данным [46, 71] между коэффициентом отскока ϵ и скоростью распространения упругих волн v для пород осадочного комплекса существует довольно тесная связь, которую используют на практике для определения скоростей распространения волн по коэффициентам отскока:

$$\epsilon = 0,023 v^2 + 0,388. \quad (165)$$

Коэффициент отскока для осадочных горных пород изменяется от 0,3 до 0,9.

На рис. 202 приведены вариационные диаграммы скорости и коэффициентов отскока для различных типов горных пород [71].

Коэффициенты отскока определяются склероскопом, описание которого и методика работ с ним приведены в ряде руководств [3, 88]. При расчете коэффициента отскока по формуле (164) h соответствует среднему арифметическому величин отскока шарика для данного образца.

Глава XIII

ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Распределение температур на поверхности земли и в ее недрах — региональное естественное тепловое поле земли — определяется:

- 1) пространственным распределением и мощностью источников тепла, обусловливаемых нагревом пород лучистой энергией солнца, атмосферными осадками, распадом радиоактивных элементов, химическими реакциями, процессами кристаллизации, полиморфных превращений, уплотнения и другими;
- 2) пространственным распределением пород;
- 3) способностью пород к теплообмену — к передаче тепловой энергии от одной породы к другой, от пород к воздуху и воде и обратно при различии их температуры.

§ 78. ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ОДНОРОДНЫХ И ИЗОТРОПНЫХ ПОРОД

Для пород, состоящих практически только из твердой фазы, например плотных осадочных и невыветрелых магматических, и для твердых минералов характерен теплообмен теплопроводностью. При этом процессе тепловая энергия передается непосредственным соприкосновением молекул, атомов и ионов горных пород, находящихся в тепловом движении, или (в самородных металлах) диффузией свободных электронов.

В случае стационарного теплового поля количество тепла Q , перенесенное через плоский слой толщиной x , пропорционально градиенту температур $\frac{t_1 - t_2}{x}$, величине поверхности s слоя и времени τ :

$$Q = \lambda \frac{t_1 - t_2}{x} \tau s. \quad 166)$$

Коэффициент пропорциональности λ , зависящий от особенностей тепловых свойств материала слоя, называется коэффициентом теплопроводности.

Из последней формулы следует, что при $s = 1$, $x = 1$, $t_1 - t_2 = 1$ λ численно равен количеству тепла Q , передаваемому через слой в единицу времени. При $\frac{t_1 - t_2}{x} = 1$ и $\tau = 1$

$$\lambda = \frac{Q}{s} = q, \quad (167)$$

т. е. в этом случае λ численно равен плотности q теплового потока.

Из уравнений (166) и (167) также следует, что

$$q = -\lambda \operatorname{grad} t. \quad (168)$$

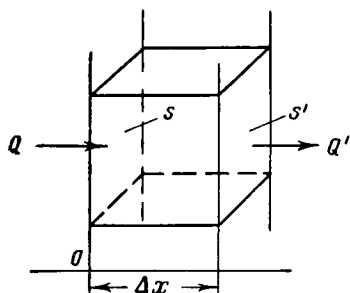


Рис. 203. К выводу закона сохранения тепловой энергии.

Уравнение (168) и закон сохранения тепловой энергии положены в основу вывода уравнения теплопроводности, определяющего процесс теплообмена в однородных и изотропных средах при нестационарном тепловом поле [56].

Согласно закону сохранения энергии, если пренебречь превращениями тепловой энергии в другие ее формы, в случае одномерной задачи (рис. 203)

$$\delta Q + Vw \delta \tau = \delta Q' + c \delta_{\pi} V \delta t, \quad (169)$$

где Q и Q' — соответственно количество тепла, входящего в объем V через поверхность s и выходящего из него через поверхность s' за время $\delta \tau$ (рис. 203);

$Vw \delta \tau$ — количество тепла, выделяющегося в объеме V за время $\delta \tau$ (w — мощность источника тепла в единице объема);

$c \delta_{\pi} V \delta t$ — количество тепла, поглощенное в объеме V за время δt (здесь δt — изменение температуры, являющейся функцией координаты x и τ);

c — удельная теплоемкость;

δ_{π} — плотность излучаемой среды.

Так как $\delta Q = qs \delta \tau = -\lambda s \left(\frac{\partial t}{\partial x} \right)_x \delta \tau$, $\delta Q' = q's \delta \tau = -\lambda s \times \left(\frac{\partial t}{\partial x} \right)_{x+\Delta x} \delta \tau$ и $V = s \Delta x$, то уравнение (169) преобразуется к следующему виду:

$$-\lambda s \left(\frac{\partial t}{\partial x} \right)_x \delta \tau + s \Delta x w \delta \tau = -\lambda s \left(\frac{\partial t}{\partial x} \right)_{x+\Delta x} \delta \tau + c \delta_{\pi} s \Delta x \delta t. \quad (170)$$

Учитывая зависимость t от x и τ и λ от t , можно считать произведение $\left(\lambda \frac{\partial t}{\partial x}\right)$ также функцией от x и τ :

$$\left(\lambda \frac{\partial t}{\partial x}\right) = \Phi(x, \tau).$$

Разделив при этом уравнение (170) на $s \Delta x \delta \tau$ и перенеся первый член правой его части в левую, получим

$$\frac{\Phi(x + \Delta x, \tau) - \Phi(x, \tau)}{\Delta x} + w = c \delta_{\pi} \frac{\delta t}{\delta \tau}$$

или в пределе, при $\Delta x \rightarrow 0$,

$$\frac{\partial \Phi(x, \tau)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial x} \right) + w = c \delta_{\pi} \frac{\partial t}{\partial \tau}. \quad (171)$$

В случае распространения тепла в трехмерном пространстве согласно предыдущему будем иметь

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \right) + w = c \delta_{\pi} \frac{\partial t}{\partial \tau} \quad (172)$$

или при $\lambda = \text{const}$

$$\lambda \nabla^2 t + w = c \delta_{\pi} \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad (173)$$

где

$$\nabla^2 t = \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}.$$

Если в изучаемом объеме однородной и изотропной породы источники тепла отсутствуют ($w = 0$), то

$$\lambda \nabla^2 t = c \delta_{\pi} \frac{\partial t}{\partial \tau}$$

или

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \nabla^2 t, \quad (174)$$

где $a = \frac{\lambda}{c \delta_{\pi}}$ — комплексный параметр, называемый температуропроводностью.

Таким образом, при теплообмене теплопроводностью тепловые свойства однородных и изотропных пород характеризуются следующими параметрами: удельной теплоемкостью c , теплопроводностью λ или обратной ей величиной — удельным тепловым сопротивлением ξ и температуропроводностью a .

Физический смысл и значения перечисленных тепловых параметров поясняются в следующих параграфах.

§ 79. ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ И ТЕПЛОВОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ

Теплопроводность λ численно характеризует способность горных пород к передаче тепла теплопроводностью, а удельное тепловое сопротивление ξ характеризует сопротивление пород передаче тепла.

Размерность коэффициента теплопроводности

$$[\lambda] = \frac{[Q][x]}{[s][\tau][t]} = \frac{LMT^{-2}LL}{L^2T\theta} = LMT^{-3}\theta^{-1}.$$

Размерность единиц измерения λ в системе МКС $м \cdot кг \cdot сек^{-3} \cdot град^{-1}$; в системе СГС $см \cdot г \cdot сек^{-3} \cdot град^{-1}$. В технической системе единица λ имеет размерность $м \cdot кг \cdot сек^{-3} \cdot град^{-1}$. В геофизической практике λ обычно измеряют во внесистемных единицах $ккал \cdot м^{-1} \cdot час^{-1} \cdot град^{-1}$ и реже в единицах $кал \cdot см^{-1} \cdot сек^{-1} \cdot град^{-1}$ и $вт \cdot см^{-1} \cdot град^{-1}$.

Между перечисленными единицами существуют следующие соотношения:

$$\begin{aligned} 1 \text{ кал} \cdot см^{-1} \cdot сек^{-1} \cdot град^{-1} &= 4,185 \text{ вт} \cdot см^{-1} \cdot град^{-1}, \\ 1 \text{ вт} \cdot см^{-1} \cdot град^{-1} &= 0,239 \text{ кал} \cdot сек^{-1} \cdot см^{-1} \cdot град^{-1}, \\ 1 \text{ ккал} \cdot м^{-1} \cdot час^{-1} \cdot град^{-1} &= 0,0028 \text{ кал} \cdot см^{-1} \cdot град^{-1}. \end{aligned}$$

В практике геофизических исследований скважин вместо теплопроводности широко применяют обратную ей величину — удельное тепловое сопротивление $\xi = \frac{1}{\lambda}$.

В технической системе единиц удельное тепловое сопротивление имеет размерность $м \cdot час \cdot град \cdot ккал^{-1}$.

Тепловое сопротивление плотных (непористых) минералов находится в пределах $0,0028 - 4,0 \frac{м \cdot час \cdot ^\circ C}{ккал}$. Минимальное тепловое сопротивление (до $0,0028 \frac{м \cdot час \cdot ^\circ C}{ккал}$; $\lambda \approx 350 \text{ ккал/м} \cdot час \cdot ^\circ C$) наблюдается у самородных металлов, таких, как медь, серебро и др. (табл. 56).

Незначительно также ($< 0,008 \frac{м \cdot час \cdot ^\circ C}{ккал}$, $\lambda > 100 \text{ ккал/м} \cdot час \cdot ^\circ C$) тепловое сопротивление алмаза и графита, представляющих природные неметаллы. Наоборот, у самородной серы, также относящейся к природным неметаллам, $\xi = 4 \frac{м \cdot час \cdot ^\circ C}{ккал}$ ($\lambda = 0,25 \frac{ккал}{м \cdot час \cdot ^\circ C}$), максимально. Несколько выше, чем у алмаза и графита (порядка нескольких сотых $\frac{м \cdot час \cdot ^\circ C}{ккал}$), тепловое сопротивление пирита и сфалерита. У остальных исследованных плотных минералов классов окислов, силикатов, карбонатов, хлоридов и других ξ изменяется,

Таблица 56

Теплопроводность, тепловое сопротивление и теплоемкость минералов и чистых металлов

Минералы и чистые металлы	Температура наблюдений, °C	Теплопроводность λ , $\frac{\text{ккал}}{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}$	Удельное тепловое сопротивление ξ , $\frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$	Удельная теплоемкость c_p в $\frac{\text{ккал}}{\text{кг} \cdot ^\circ\text{C}}$ при температуре	
				0° C	200° C
1	2	3	4	5	6

Самородные и чистые металлы

Железо	20	65 ¹	0,015	0,11 ¹	0,12 ¹
Платина	—	—	—	0,032	0,033
Палладий	—	—	—	0,056 ¹	0,059 ¹
Медь (монокристалл)	19,4	375	0,0027	—	—
	20	330 ¹	0,0030 ¹	0,092 ¹	0,096 ¹
Серебро	20	360 ¹	0,0028 ¹	0,056 ²	0,058 ²
Золото	—	—	—	0,030 ²	0,032 ²
Свинец	20	30 ¹	0,033 ¹	0,031 ¹	при 20° C
Ртуть (монокристалл)	—77	$\frac{1}{\parallel}$ 123	0,0082	—	—
	—77	\parallel 104	0,0096	—	—
	20	7	0,14	0,033 ²	0,033 ²
Висмут (монокристалл)	18	$\frac{1}{\parallel}$ 5,72	0,18	—	—
		\parallel 7,95	0,13	—	—
Цинк (монокристалл)	20	107	0,0094	0,091	при 20° C ¹
Олово	—	—	—	0,052	» 20° C ¹

Самородные и чистые неметаллы

Алмаз (монокристалл)	70	115—148	0,0068—0,0087	0,10	0,254
Графит (монокристалл)	30	$\frac{1}{\parallel}$ 324	0,0031	—	—
		\parallel 73	0,014	—	—
Графит	—	144	0,0072	0,15 ³	0,28 ³
Сера	0	0,25	4,00	—	—

Сульфиды

Пирит (монокристалл)	0	32,6	0,031	0,12 ¹	0,14 ¹
Арсенопирит	—	—	—	0,10	при 55° C
Галенит	—	—	—	0,05	0,053
Алабандин	—	—	—	0,14	—
Сфалерит (монокристалл)	0	22,8	0,044	—	—
β -сфалерит	—	—	—	0,11	0,13
Киноварь	—	—	—	0,051	0,054
α -вурцит	—	—	—	0,11	0,13
Пирротин	—	—	—	0,14	0,18

¹ Чистые металлы.² Самородные металлы.³ β -графит.

Продолжение табл. 56

Минералы и чистые металлы	Температура наблюдений, °C	Теплопроводность λ , $\frac{\text{ккал}}{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}$	Удельное тепловое сопротивление ξ , $\frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$	Удельная теплоемкость c_p в $\frac{\text{ккал}}{\text{кг} \cdot ^\circ\text{C}}$ при температуре	
				0° C	200 °C
				5	6
Миллерит	—	—	—	0,12	0,14
Молибденит	—	—	—	0,13	0,13
Ковеллин	—	—	—	0,12	0,12
Аргентит	—	—	—	—	0,089
α -халькозин	—	—	—	0,11	—
Стибнит	—	—	—	0,082	0,09
Бурнотит	—	—	—	0,074	при 50° C
Пираргерит	—	—	—	0,077	» 50° C
Прустит	—	—	—	0,081	» 50° C
Халькопирит	—	—	—	0,13	» 50° C

О к и с л ы

Лед	—	—	0,50	0,49	—
Куприт	—	—	—	0,11	0,12
Рутил	—	—	—	0,17	0,19
Касситерит	—	—	—	0,081	0,11
Пиролозит	—	—	—	0,23	0,24
Кварц (монокристалл)	20	\perp 5,6; 6,2 \parallel 9,8; 11,5	\perp 0,18; 0,16 \parallel 0,10; 0,087	—	—
α -кварц	—	—	—	0,17	0,23
Тенорит	—	—	—	0,13	0,15
Цинкит	—	—	—	0,11	0,14
Корунд	—	—	—	0,17	0,24
Гематит (монокристалл)	30	\perp 12,7 \parallel 10,4	\perp 0,079 \parallel 0,096	—	—
Гематит (поликристалл)	—	2,1	0,48	0,15	0,19
Брусит	—	—	—	0,31	при 35° C
Манганит	—	—	—	0,18	» 36° C
Магнетит	—	1,0—2,6	0,39—1,0	0,14	0,20
Лимонит	—	—	—	0,22	при 60° C

С и л и к а т ы

Альбит	—	—	—	0,17	0,24
Олигоклаз	—	—	—	0,2	при 60° C
Андезин	—	—	—	0,17	0,23
Лабрадор	—	—	—	0,2	при 60° C
Анортит	—	—	—	0,17	0,23
Ортоклаз	0	3,58	0,28	0,15	0,23
Микроклин	—	—	—	0,16	0,22
Адуляр	—	—	—	0,18	0,20
Лейцит	—	—	—	0,18	при 60° C
Оливин	—	—	—	0,19	» 36° C
Циркон	—	—	—	0,15	» 60° C

Продолжение табл. 56

Минералы и чистые металлы	Температура наблюдений, °C	Теплопроводность λ , $\frac{\text{ккал}}{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}$	Удельное тепловое сопротивление ξ , $\frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$	Удельная теплоемкость c_p в $\frac{\text{ккал}}{\text{кг} \cdot ^\circ\text{C}}$ при температуре	
				0° C	200° C
				5	6
1	2	3	4	5	6
Андалузит	0	9,45	0,106	0,18	0,20
Берилл	0	7,2	0,14	—	—
Турмалин	0	3,88	0,26	—	—
Диоптаз	—	—	—	0,18 при 34° C	—
Пироксен	—	—	—	0,18	0,25
Гиперстен	—	—	—	0,19 при 60° C	—
Диопсид	—	—	—	0,17	0,23
Амфибол	—	—	—	0,18	0,25
Тальк	—	—	—	0,21 при 59° C	—
Серпентин	—	2,16—2,56	0,39—0,46	—	—
Асбест	—	0,19	5,26	—	—
Каолинит	—	—	—	0,22	0,24
Слюда (монокристалл)	—	0,60—0,63	1,67—1,59	—	—
Б о р а т ы					
Бура	—	—	—	0,038 при 35° C	—
К а р б о н а т ы					
Кальцит (монокристалл)	—	$\frac{1}{\parallel}$ 3,6	$\frac{1}{\parallel}$ 0,28	—	—
Кальцит (поликристалл)	—	\parallel 3,0	\parallel 0,33	—	—
Арагонит	—	—	—	0,2	0,24
Магнезит	—	—	—	0,19	0,24
Родохрозит	—	1,58	0,64	0,21	—
Сидерит	—	—	—	0,17	0,39
Доломит	—	—	—	0,16	—
Стронцианит	—	—	—	0,22 при 60° C	—
Витерит	—	—	—	0,13	—
Церуссит	—	—	—	0,11	—
С у л ь ф а т ы					
Ангидрит}	—	—	—	0,12	0,14
Барит	—	—	—	0,11	0,12
Англезит	—	—	—	0,087 при 60° C	—
Гипс,	—	—	—	0,25	—
Х л о р и д ы					
Галит}	20	3,2—5,6	0,18—0,31	0,20	0,22
Сильвин	20	5,7—6,8	0,15—0,18	0,15	0,17
Кераргирит	—	—	—	0,085	0,098
Н и т р а т ы					
Селитра	—	—	—	0,28	—

Таблица 57
Теплопроводность, тепловое сопротивление, теплоемкость и температуропроводность горных пород

Порода	Температура, °C	Теплопроводность λ , $\frac{\text{ккал}}{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}$	Удельное тепловое сопротивление ξ , $\frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$	Коэффициент тепловой анизотропии $\Lambda = \sqrt{\frac{\xi_{\perp}}{\xi_{\parallel}}}$	Удельная теплоемкость c_p в $\frac{\text{ккал}}{\text{кг} \cdot ^\circ\text{C}}$ при температуре		Плотность ρ , $\frac{\text{г}}{\text{см}^3}$	Коэффициент температуропроводности $a \cdot 10^3$, $\frac{\text{м}^2}{\text{час}}$
					0° C	200° C		
Магматические горные породы								
А. Кислые								
Граниты	20	2,0—3,5	0,29—0,5	—	0,16	0,23	—	2,2—9,7
Кварцево-полевошпатовый порфир . .	25	2,9	—	—	—	—	—	—
Пемза	—	0,22 ¹ —0,43 ²	2,3—4,6	—	—	—	—	—
Гранодиориты . . .	—	—	—	—	0,17	0,23	—	—
Б. Средние								
Альбитит	20	1,8	0,57	—	—	—	—	—
Диорит	60?	2,0	0,5	—	—	0,24	—	4,4
Андезиты	—	1,1 ³ —2,6 ⁴	0,38—0,91	—	< 0,15	—	—	До 4,5
Тоналит	20	2,3	—	—	—	—	—	—
Кварцевый монзонит	20	2,7	—	—	—	—	—	—
Сиениты	20	1,6—1,9	0,53—0,62	—	—	—	—	~3,2
Трахиты	17—20	1,5—2,2	0,46—0,67	—	—	—	—	< 3,5—3,6
В. Основные								
Габбро	20	1,5—2,5	0,4—0,67	—	0,17	0,24	—	2,8—4,8
Диабазы	20	1,8—2,0	0,5—0,56	—	0,17	0,21	—	—
Базальты	20	1,2—2,4	—	—	0,20	0,25	—	2,4—4,2
Траппы	—	1,3—2,1	0,48—0,8	—	—	—	—	> 2,7
Анортозиты	20	1,5—1,8	0,67—0,84	—	—	—	—	—
Г. Ультраосновные								
Дунит	20	4,3	0,22	—	—	—	—	—
Гиперстит	20	3,8	0,26	—	—	—	—	—
Бронзтит	20	3,7	0,27	—	—	—	—	—

Д. Щелочные									
Лейцит	1,5—1,8	0,67—0,84	—	—	—	—
Мегакристаллические горные породы									
Глинистые сланцы	17—25	0,5—1,5	0,67—2,0	1,31	0,18 при 65° С	—	—	—	—
Филлит	—	2,5	—	—	—	—	—	—	—
Сланцы	20—30	1,5—2,0	0,5—0,67	—	0,17	—	—	—	—
Окварцованные сланцы	30	2,2—4,0	—	—	—	—	—	—	—
Кварцит	—	2,5—5,5	0,18—0,4	—	0,17	—	—	—	—
Мрамор	20	1,7—3,0	0,33—0,59	1,01	0,19	0,24	—	—	—
Гранито-гнейс	—	1,6—3,01	—	—	0,19 при 65° С	—	—	—	—
Гнейс	—	—	—	—	0,18	0,24	—	—	—
Осадочные горные породы									
Глины	—	0,15—1,5	0,67—6,7	—	0,18	0,22	—	—	—
Пески	—	0,3—3,0	0,33—3,3	—	0,17—0,20 при 20° С	—	—	—	—
Песчаники	—	0,6—5,0	0,2—1,7	—	0,18—0,24 при 50—60° С	—	1,66—2,65	—	1,6—8,7
Известняки	—	0,7—3,5	0,29—1,4	1,16 ^а	0,16—0,24 при 50—60° С	—	1,71—2,57	—	1,8—7,1
Мел	—	0,8	1,3	—	0,21 при 20° С	—	—	—	—
Доломиты	25	До 4,0	0,25	—	—	—	—	—	До ~8,0
Мергели	—	0,8—1,9	0,53—1,26	—	—	—	—	—	—
Гипс	—	0,65—1,1	0,9—1,54	—	0,2—0,25 при 20° С	—	—	—	1,1
Ангидрит	—	3,6	0,28	—	—	—	—	—	—
Каменная соль	—	6,2	0,16	—	0,2 при 20° С	—	—	—	14,8
Угли	—	0,15—4,0	0,25—6,7	—	—	—	—	—	0,4 и более
Антрацит	—	0,18—0,25	4,2—5,5	—	—	—	—	—	—
Торф воздушно-сухой	—	—	—	—	0,41—0,49 при 20° С	—	—	—	—
Диатомиты в естественном состоянии и трепелы	—	—	—	—	0,23 при 20° С	—	—	—	—

1 Цемя сухая.

2 Цемя влажная.

3, 4 и 5 замерено соответственно при температуре 60°, 20 и 0° С.

6 Известняк углистый.

как правило, от 0,1 до 0,5 $\frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$ (это соответствует изменению λ от 2 до 10 $\text{ккал/м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}$).

Тепловое сопротивление плотных магматических и осадочных пород (с $\delta_{\text{п}} \approx 2,5 \div 3,5 \text{ г/см}^3$) обычно заключается в пределах $0,2 < \xi < 0,66 \frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$ (табл. 57).

Тепловое сопротивление невыветрелых руд ниже: от 0,1 до 0,33 $\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C/ккал}$ (λ от 3 до 10 $\text{ккал/м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}$) [56].

§ 80. ТЕПЛОЕМКОСТЬ

Свойство пород поглощать тепловую энергию при теплообмене характеризуется удельной теплоемкостью пород.

Согласно основным законам термодинамики, теплота, сообщенная породе,

$$\Delta Q = \Delta U + W$$

расходуется на изменение ее внутренней тепловой энергии ΔU и на работу W , связанную с расширением породы.

Для жидких и твердых тел значения W пренебрежимо малы по сравнению с ΔU . В этих условиях сообщение горной породе теплоты в количестве dQ вызывает соответствующее бесконечно малое повышение температуры dt . При этом

$$dQ = c_{(pt)} M dt, \quad (175)$$

где M — масса породы;

$c_{(pt)}$ — ее удельная теплоемкость, зависящая от давления P и температуры t окружающей среды.

Так как зависимость c от температуры и давления окружающей среды для твердых тел и жидкостей мала, то для плотных практически однофазных пород индекс (pt) в дальнейшем опускается.

При сообщении количества теплоты ΔQ вызывается конечное приращение Δt температуры (от t_1 до t_2):

$$\Delta Q = \bar{c}_{t_1, t_2} M \Delta t, \quad (176)$$

где \bar{c}_{t_1, t_2} — средняя теплоемкость породы при изменении температуры от t_1 до t_2 :

$$\bar{c}_{t_1, t_2} = \frac{\int_{t_1}^{t_2} c_t dt}{t_2 - t_1},$$

где $c_t = f(t)$ — «истинная» удельная теплоемкость или просто удельная теплоемкость при температуре t .

Обычно при Δt , изменяющейся от нескольких до нескольких десятков градусов, c принимается постоянной.

Для сухих полиминеральных слабо пористых пород теплоемкость

$$c = c_1 x_1 + c_2 x_2 + \dots,$$

где c_1, c_2, \dots — теплоемкости отдельных минералов;

x_1, x_2, \dots — весовое содержание минералов в породе.

Теплоемкость самородных металлов при температуре 0°C изменяется от 0,03 (для золота) до 0,11 (для железа) $\text{ккал/кг} \cdot ^\circ \text{C}$ и является самой незначительной для минералов. С ростом температуры теплоемкость несколько возрастает и при 200°C составляет 0,032—0,12 $\text{ккал/кг} \cdot ^\circ \text{C}$.

Теплоемкость сульфидов более значительна (от 0,05 до 0,15 $\text{ккал/кг} \cdot ^\circ \text{C}$)¹.

Теплоемкость всех остальных минералов, как правило, укладывается между значениями от 0,15 до 0,22 $\text{ккал/кг} \cdot ^\circ \text{C}$.

Среди окислов относительно незначительной теплоемкостью (от 0,08 до 0,14 $\text{ккал/кг} \cdot ^\circ \text{C}$) отличаются касситерит, куприт, тенорит, цинкит, магнетит. Это, по-видимому, объясняется большим содержанием в них металлов (Cu, Zn, Sn, Fe) с незначительной теплоемкостью.

Среди карбонатов, сульфатов, и хлоридов довольно низкой теплоемкостью (от 0,076 до 0,13 $\text{ккал/кг} \cdot ^\circ \text{C}$) характеризуются церуссит, виверит, стронцианит, англезит, барит, ангидрит, кераргерит, вероятно, по той же причине, что и окислы.

Теплоемкость слабо пористых горных пород заключается в пределах от 0,15 до 0,20 $\text{ккал/кг} \cdot ^\circ \text{C}$. С возрастанием температуры до 200°C она становится не более 0,25 $\text{ккал/кг} \cdot ^\circ \text{C}$ (табл. 57).

§ 81. ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТЬ

Температуропроводность горных пород

$$a = \frac{\lambda}{c \delta_n} = \frac{1}{\xi c \delta_n} \quad (177)$$

характеризует скорость изменения температуры пород вследствие поглощения или отдачи тепла. Очевидно, что скорость этого изменения в том случае, когда оно обусловливается теплотой, передающейся в рассматриваемую область из окружающего пространства, будет пропорциональна теплопроводности λ , как это видно из последней формулы. Однако скорость изменения температуры тем меньше, чем больше объемная теплоемкость пород c , т. е. чем значительнее способность пород поглощать (или рассеивать) тепло. Обратная зависимость a от c также подтверждается рассматриваемой формулой.

¹ Здесь и далее сравниваются теплоемкости при 0°C . С ростом температуры теплоемкости несколько возрастают (табл. 56).

Размерность $[a] = \frac{[\lambda]}{[c][\delta_{\Pi}]} = \frac{LMT^{-3}\theta^{-1}}{L^2T^{-2}\theta^{-1}L^{-3}M} = L^2T^{-1}$. Таким образом, размерности единиц температуропроводности в практической, физической и технической системах будут соответственно $[a] = \text{м}^2/\text{сек}$, $[a] = \text{см}^2/\text{сек}$ и $[a] = \text{м}^2/\text{час}$.

Температуропроводность практически однофазных минералов может быть легко рассчитана по формуле (177) и значениям теплопроводности, теплоемкости и плотности минералов (табл. 14 и 56).

Наибольшие значения температуропроводности, достигающие до $600 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{час}$, наблюдаются у самородных металлов и сульфидов вследствие их относительно высокой теплопроводности и малой теплоемкости. Температуропроводность минералов других классов того же порядка, что и температуропроводность плотных ($\delta_{\Pi} = 2,5 \div 3,5 \text{ г/см}^3$) магматических и осадочных пород.

Данные о температуропроводности некоторых слабо пористых пород помещены в табл. 57. Как видно, температуропроводность достигает наибольших значений ($10 \div 15 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{час}$) у гранитов, кварцитов и каменной соли. Минимальными значениями этого параметра (до $0,4 \div 1,1 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{час}$) характеризуются ископаемые угли и гипс.

Знание температуропроводности пород необходимо при изучении их по данным термометрии скважин методами неустановившихся тепловых полей.

§ 82. ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА МНОГОФАЗНЫХ ПОРОД

Передача тепловой энергии у максимально и частично насыщенных водой пористых и проницаемых многофазных пород (водо-, газо- и нефтенасыщенные пески, песчаники, алевролиты, известняки, доломиты и др.) в основном происходит путем теплопроводности и конвекции заполнителя порового пространства.

Считается, что процесс теплопередачи и в этом случае подчиняется закону Фурье (168), который справедлив для однофазной породы и теплообмена теплопроводностью. При этом λ условно рассматривается как параметр, определяющий свойство горных пород передавать тепло всеми указанными способами. Это допущение обуславливает получение тем более точных результатов, чем больше размер образца породы по сравнению с величиной его зерен. Так, например, слой песка толщиной 30 мм с зернами размером 0,3—0,5 мм и менее вполне аналогичен однородной и изотропной среде [56].

В многофазных горных породах величина теплопроводности (теплого сопротивления) определяется объемным соотношением фаз, их химико-минеральным составом, агрегатным состоянием жидкой (вода, лед) фазы, величиной удельной поверхности пород.

При этом при прочих равных условиях наименьшее тепловое сопротивление имеют обычно мерзлые породы (табл. 58), среднее — породы от частично до полностью водонасыщенных и наибольшее — полностью газонасыщенные. Это объясняется следующим соотношением тепловых сопротивлений:

$$\xi_{\text{л}} = 0,5 \frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{С}}{\text{ккал}}, \quad \xi_{\text{в}} = 2 \frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{С}}{\text{ккал}}$$

и

$$\xi_{\text{воз}} \approx 50 \frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{С}}{\text{ккал}},$$

а также соотношением тепловых сопротивлений других природных жидкостей, газов и твердых минералов в (табл. 56, 59 и 60).

Таблица 58

Тепловое сопротивление горных пород различной влажности в талом и мерзлом состоянии (по В. И. Бакакину и др.)

Порода	Влажность w , %	Пористость, %	Тепловое сопротивление пород ξ , $\text{м} \cdot \text{час} \cdot \text{град} / \text{ккал}$	
			талых	мерзлых
Глины	25	—	1,00	0,77
Суглинок	25	—	0,83	0,59
Песок крупно-зернистый	10	—	0,77	0,63
	18	—	0,48	0,37
Песок мелко-зернистый	10	—	0,56	0,45
	18	—	0,37	0,30
Песок кварцевый	38,6	42	0,48 ¹	0,37 ¹
	23,2	41	0,84 ²	0,56 ²
	18,8	39	0,80 ²	0,87 ²
	41,60	41	0,46 ²	0,32 ²
	0,33	40	3,33 ²	6,25 ²

¹ Данные лаборатории замораживания пород ВНИИОМС, 1951;

² Трупаков Н. Г. Замораживание горных пород при проходке стволов. Углетехиздат, 1954.

Законы, определяющие зависимость теплового сопротивления $\xi = 1/\lambda$ горных пород от влажности w , температуры t и коэффициента пористости $k_{\text{п}}$, аналогичны таковым для электрического удельного сопротивления. В связи с этим для расчета удельного теплового сопротивления двухфазных изотропных и однородных сред простой структуры (например, системы хорошо теплопроводных сфер с куби-

Таблица 59

Теплопроводность, тепловое сопротивление и теплоемкость газов
(по данным разных авторов)

Газ	Плотность, g/l	Температура на- блюдений, $^{\circ}C$	Теплопровод- ность λ , $ккал/м \cdot час \cdot ^{\circ}C$	Удельное тепло- вое сопротивле- ние ξ , $^{\circ}C/ккал$ $м \cdot час \cdot ^{\circ}C/ккал$	Удельная тепло- емкость c_p в $ккал/кг \cdot ^{\circ}C$ при температуре, $^{\circ}C$		Коэффициент температуропо- водности при температуре $0^{\circ}C$ α , $м^2/час$
					0	400	
Кислород . . .	1,4277	20	0,021	48	0,34	0,22	0,043
Азот	1,2499	20	0,021	48	0,299	0,25	0,056
Углекислота . .	1,9630	20	0,020	50	0,20	0,27	0,051
Водород . . .	0,899	20	0,15	6,7	3,41	3,56	0,034
Воздух . . .	1,292	20	0,022	46	0,24	0,24	0,071

Таблица 60

**Теплопроводность, тепловое сопротивление и теплоемкость воды, пентана,
нефти и парафина**
(по данным разных авторов)

Вещество	Плотность δ , $г/см^3$	Температура на- блюдений t , $^{\circ}C$	Теплопровод- ность λ , $ккал/м \cdot час \cdot ^{\circ}C$	Удельное тепло- вое сопротивле- ние ξ , $^{\circ}C/ккал$ $м \cdot час \cdot ^{\circ}C/ккал$	Удельная тепло- емкость при тем- пературе в $^{\circ}C$, c_p , $ккал/кг \cdot ^{\circ}C$	Коэффициент температуропо- водности $\alpha \times 10^3$, $м^2/час$
Вода	0,998	20	0,503	2,00	0,998 при $20^{\circ}C$	0,505
Пентан	—	20	0,10	10,00	—	—
Нефть	0,79—0,96	—	0,12	8,35	0,5	0,25—0,31
Парафин . . .	—	—	0,22	—	0,59 при $20^{\circ}C$	—

ческой и гексагональной укладкой, со слабо теплопроводным мине-
ралом между сферами) можно воспользоваться формулой (24),
которая для рассматриваемого случая преобразуется к следующему
виду:

$$\xi_{1,2} = \frac{w \xi_1 + (3-w) \xi_2}{\xi_1 (3-2w) + 2w \xi_2} \xi_1 = \frac{3+w \left(\frac{\xi_1}{\xi_2} - 1 \right)}{\frac{3\xi_1}{\xi_2} - 2w \left(\frac{\xi_1}{\xi_2} - 1 \right)} \xi_1, \quad (178)$$

где ξ_2 — тепловое сопротивление твердой фазы;

ξ_1 — тепловое сопротивление заполняющего минерала (напри-
мер, воды);

w — объемное содержание в породе заполняющего минерала.

Формула (178) справедлива для двухфазного агрегата, каждая из фаз которого мономинеральна. Если заполнитель порового пространства мономинерален, например представлен водой (или льдом), как у максимально влажных пород¹, а «второй минерал», слагающий скелет породы, состоит в основном из двух минералов, резко отличающихся по теплопроводности, можно, следуя Б. Г. Кокшенину, вначале рассчитать тепловое сопротивление твердой фазы по формуле (178). В этом случае w является содержанием в долях объема всей твердой фазы того из минералов твердой фазы, который можно рассматривать как заполняющий, тогда как ξ_2 и ξ_1 соответствуют тепловым сопротивлениям минералов. Далее по рассчитанному тепловому сопротивлению биминеральной твердой фазы и тепловому сопротивлению заполнителя порового пространства (воды) вновь по формуле (178) вычисляют тепловое сопротивление «трехминеральной породы». Подобным же образом рассчитывают тепловое сопротивление и в том случае, когда твердая фаза породы состоит из трех и более минералов [53].

Например, для твердой фазы породы, состоящей из кварца ($\lambda_{кв} = 7,6 \text{ ккал/м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}$), полевых шпатов ($\lambda_{пш} = 0,3 \text{ ккал/м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}$) и каолина ($\lambda_{гл} = 0,76 \text{ ккал/м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}$).

$$\xi_{ск} = \frac{9 + 27 (W_{гл} + 2,7 W_{пш}) - 44,5 W_{пш} W_{гл}}{68,4 - 41 (W_{гл} + 1,1 W_{пш}) + 65 W_{пш} W_{гл}}, \quad (179)$$

где $W_{пш}$ и $W_{гл}$ — весовое содержание каолина и полевых шпатов в песчано-глинистой породе [53].

Эта формула получается, если рассчитать тепловое сопротивление скелета породы ($\xi_{ск}$) по формуле (178), считая, что каолин имеет тепловое сопротивление $\xi_{гл} = 1,32 \frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$ и занимает пространство, оставшееся от «второго минерала», состоящего из кварца ($\xi_{кв} = 0,13 \frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$) и полевых шпатов ($\xi_{пш} = 3,33 \frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$) и имеющего удельное тепловое сопротивление

$$\xi_{лес} = \frac{3 + 24,3 W_{пш}}{22,8 - 14,6 W_{пш}},$$

где $W_{пш}$ — весовое содержание полевошпатовых зерен в песчаной фракции породы, представленной кварцем и полевыми шпатами.

Часто, однако, заполнитель порового пространства не однофазен и складывается, например, воздухом и водой или водой и газообразными углеводородами и нефтью.

В этом случае ξ_a — удельное тепловое сопротивление двух- или трехфазного заполнителя порового пространства породы; при этом

* ¹ Обычно в природной воде присутствуют различные соли, и согласно [53] их влиянием на теплопроводность можно часто пренебречь и считать воду и лед мономинеральными.

ξ_3 рассчитывают, исходя из предположения, что теплопроводность заполнителя равна средневзвешенному (по объемному содержанию) значению теплопроводностей его фаз. Однако такое осреднение возможно только в породах, имеющих жидкую фазу в несвязанном состоянии. В этих породах главное влияние на теплопроводность оказывает собственная теплопроводность несвязанной жидкой фазы, влиянием же конвекции и пленочной воды можно пренебречь. Если же в породах отсутствует несвязанная фаза, большую роль в переносе тепла играет конвекция и пленки воды у частиц породы. Последние связывают воедино частицы породы (вследствие поверхностного натяжения) и тем улучшают их тепловой контакт и теплопроводность породы.

Средневзвешенное тепловое сопротивление значительно ниже теплового сопротивления, рассчитанного по формуле (178). По формулой (178) не учитывается процесс конвекции и связанное с пленочной водой понижение сопротивления пород. Это позволяет полагать, что средневзвешенная теплопроводность заполнителя порового пространства ближе к действительной, чем рассчитанная по формуле (178). Для расчета теплового сопротивления заполнителя порового пространства, представляющего собой смесь воздуха ($\xi_{\text{возд}} = 50 \frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$) и воды ($\xi_{\text{в}} = 2 \frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$), используют следующую формулу [53]:

$$\lambda_3 = \frac{1}{\xi_3} = \lambda_{\text{н}} k_{\text{в}} + \lambda_{\text{возд}} (1 - k_{\text{в}}) = 0,5 k_{\text{в}} + 0,02 (1 - k_{\text{в}}) = 0,48 \frac{w}{k_{\text{п}}} + 0,02,$$

где w — объемная влажность породы;
 $k_{\text{п}}$ и $k_{\text{в}}$ — коэффициенты пористости и водонасыщенности порового пространства.

Для пород, у которых поровое пространство заполнено смесью воды, нефти ($\xi_{\text{н}} = 8,33 \frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$) и газообразных углеводородов ($\xi_{\text{г.у}} = 50 \frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$),

$$\xi_3 = \frac{1}{\lambda_3} = \frac{1}{0,02 + 0,1 k_{\text{н}} + 0,48 k_{\text{в}}},$$

где $k_{\text{н}}$ — коэффициент нефтенасыщенности.

Расчетные значения теплового сопротивления кварцевых песков различной влажности, полученные с применением формулы (178), довольно хорошо согласуются с измеренными в лаборатории на образцах кварцевых песков (рис. 204). На рис. 204 представлено семей-

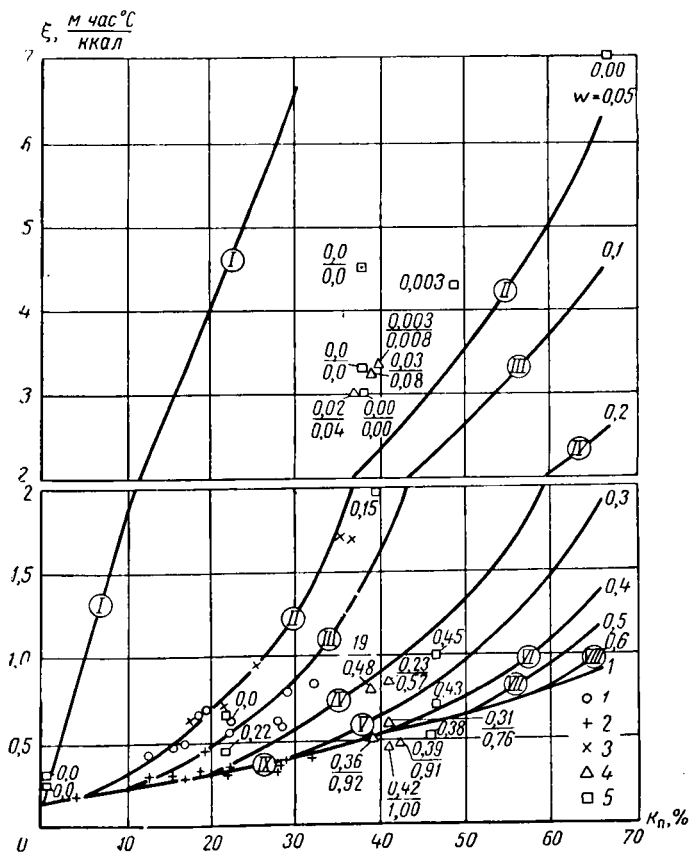


Рис. 204. Зависимости теплового сопротивления ξ песков и песчаников от пористости κ_n при различных объемных влажностях w (по теоретическим и экспериментальным данным).

I — теоретическая кривая, рассчитанная по формуле (178) при $\xi_{\text{кв}} = 0,13 \frac{\text{м час} \cdot ^\circ\text{С}}{\text{ккал}}$, $\xi_s = \frac{1}{0,48 \frac{w}{\kappa_n} + 0,02}$ и $w = 0$; II — IX — то же, но при различных w ; I — сухие кварцевые

песчаники [96]; 2 — песчаники максимально влажные [96]; 3 — сухие полевошпатовые пески [96]; 4 — кварцевые пески с различной объемной влажностью [53]; 5 — кварцевые порошки и пески, песок р. Гудзон и песчаники [18]; у точек — в числителе объемная влажность, в знаменателе — водонасыщенность.

ство расчетных кривых $\xi_{\text{квп}} = f(k_{\text{п}})$ для различной их объемной влажности $w = k_{\text{в}}k_{\text{п}}$. Расчет выполнен по формуле (178) при $\xi_{\text{кв}} = \xi_2 = 0,13 \frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$ и $\xi_3 = \xi_1 = \frac{1}{0,48 \frac{w}{k_{\text{п}}} + 0,02}$ для ряда значе-

ний объемного содержания заполнителя порового пространства (вода + воздух), которое в данном случае определялось пористостью $k_{\text{п}}$. Здесь нанесены также значения тепловых сопротивлений образцов кварцевого песка известной пористости и влажности.

Как видно из рисунка, тепловое сопротивление пород значительно уменьшается при уменьшении коэффициента пористости пород и увеличении их влажности при заданной пористости.

У пород, практически полностью газонасыщенных, возрастание теплового сопротивления с увеличением коэффициента пористости наиболее интенсивно.

У максимально влажных пород уменьшение пористости не ведет к столь же резкому уменьшению теплового сопротивления. Это объясняется меньшим различием теплопроводностей воды и твердой фазы.

Увеличение плотности пород также приводит к понижению их теплового сопротивления (рис. 205). Последнее объясняется увеличением объемного содержания в породах более теплопроводной твердой фазы с ростом их плотности.

Удельная теплоемкость пористых и влажных пород с W , не превышающей 15—20 % (весовая влажность), может быть рассчитана по формуле

$$c_{\text{вл}} \approx c_{\text{сух}}(1 - W) + W, \quad (180)$$

где $c_{\text{вл}}$ и $c_{\text{сух}}$ — соответственно теплоемкости сухой и влажной породы.

В первом приближении теплоемкость c линейно зависит от температуры:

$$c = c_0(1 + \beta_0 t) \text{ (до } 500^\circ\text{C)}.$$

При этом температурный коэффициент β_0 близок к $3 \cdot 10^{-3}$.

Значения тепловых свойств многофазных водо- и газонасыщенных осадочных пород.

Значения теплопроводности, теплового сопротивления, теплоемкости и теплопроводности рыхлых газо- и водонасыщенных глин, песков, песчаников, известняков, доломитов и других многофазных пород приведены в табл. 57. Максимальные величины теплопроводности относятся к плотным практически однофазным разностям пород. Наибольшие значения теплового сопротивления (табл. 57), равные, например, для глин 6,7, для песков 3,33, для песчаников 1,6 и для известняков $1,4 \frac{\text{м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{ккал}}$, соответствуют сухим

газонасыщенным высокопористым и хорошо проницаемым образцам пород. При частичном и максимальном водонасыщении перечислен-

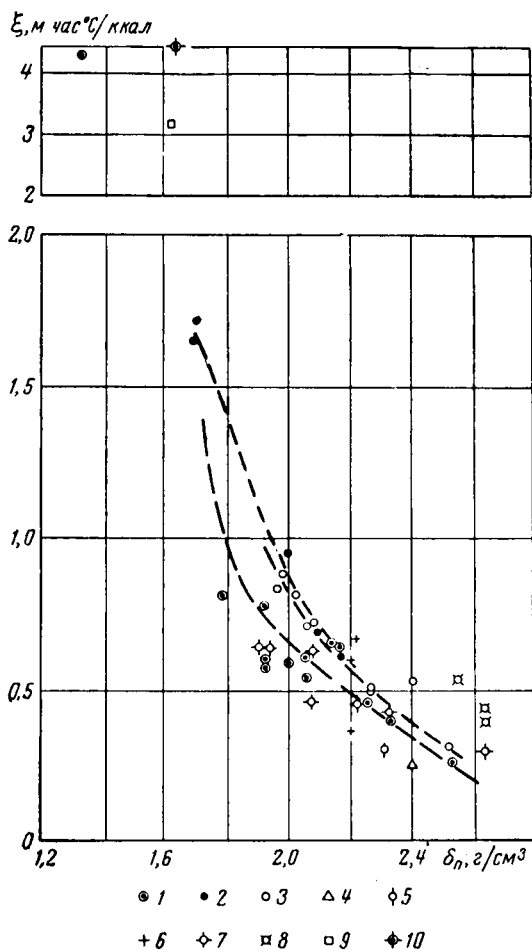


Рис. 205. Зависимость теплового сопротивления ξ от плотности δ_p для сухих песков и песчаников (по данным разных авторов).

1 — песчаники кварцевые; 2 — песчаники полевошпатовые; 3 — субграувакки; 4 — кварцит; 5 — кварцитовый песчаник; 6 — тонкозернистый мигрирующий песок; 7 — песчаники с неизвестной характеристикой; 8 — песчаники известковые; 9 — кварцевый порошок; 10 — песок кварцевый.

ных пород можно получить всю гамму значений теплового сопротивления до минимальных значений, обычных для уплотненных практически однофазных разностей этих типов пород (см. стр. 462).

То же относится и к температуропроводности многофазных осадочных горных пород (табл. 57).

Теплоемкость различных осадочных пород изменяется в узких пределах, чаще всего от 0,17 до 0,2 ккал/кг·°С, и только для воздушно-сухого торфа она значительно превышает эти значения, достигая 0,49 ккал/кг·°С (табл. 57). Минимальные значения теплоемкости характерны для практически однофазных плотных разностей этих пород (см. выше стр. 463), а самые высокие — для наиболее пористых водонасыщенных песков, песчаников, известняков и т. д.

Следует отметить анизотропию тепловых свойств горных пород. Особенно значительна анизотропия монокристаллов.

§ 83. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Г. М. Кондратьев считает, что нагретое тело при охлаждении в среде с постоянной температурой и коэффициентом теплоотдачи $\alpha \rightarrow \infty$ проходит три стадии. Первая стадия характеризуется неравномерным полем температур с резкими их изменениями в различных точках (рис. 206, линии AA' , BB' , CC'). Во второй стадии регулярного режима аномалии температурного поля выравниваются (линии DD' и EE') и распределение температур в основном определяется формой и размерами тела, его тепловыми свойствами и коэффициентом теплоотдачи. В третьей стадии практически наступает тепловое равновесие с окружающей средой. В этой стадии исключается возможность определения разности температур в теле и среде при помощи обычных лабораторных приборов.

В стадии регулярного режима изменение температур подчиняется закону

$$t - t_0 = \Delta t = AU e^{-m\tau}, \quad (181)$$

где t и t_0 — соответственно температуры в любой точке M системы и в окружающей среде в момент времени τ ;

Δt — разность этих температур;

A — постоянная, определяющаяся начальными условиями;

U — функция координат точек системы; вид этой функции определяется физическими свойствами материалов, из которых состоит система, и коэффициентом теплоотдачи α на поверхности S ;

m — темп охлаждения (см. ниже).

Формула (181) вытекает из свойств общего интеграла уравнения Фурье (168) и ряда дополнительных соображений [56]. Логарифмируя уравнение (181), получим

$$\ln \Delta t = -m\tau + G(x, y, z), \quad (182)$$

где G — функция координат.

Из последней формулы следует, что при регулярном режиме скорость изменения логарифма разности температур

$$\frac{\partial (\ln \Delta t)}{\partial \tau} = -m \quad (183)$$

определяет темп охлаждения тела и не зависит от местонахождения точек системы M_1, M_2, M_3 .

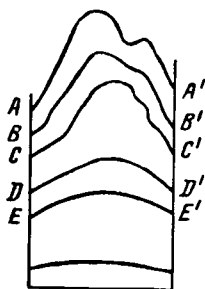


Рис. 206. Схема распределения температур внутри нагретого тела.

Следовательно, при регулярном режиме температурное поле образца породы можно охарактеризовать системой параллельных линий M_1, M_2, M_3 (рис. 207) в системе координат $\ln \Delta t$ и τ с одинаковым угловым коэффициентом m .

Темп охлаждения m зависит от размеров и формы тела, его тепловых параметров и коэффициента теплоотдачи α и используется для определения тепловых свойств пород методом Г. М. Кондратьева.

Определение коэффициента температуропроводности a (способ a -калориметра).

Исследованиями [56] установлено, что при регулярном режиме темп охлаждения m при α , стремящемся к бесконечности, стремится к пределу m_∞ , величина которого прямо пропорциональна температуропроводности a охлаждающегося образца:

$$a = Km_\infty, \quad (184)$$

где K — коэффициент формы, имеющий размерность площади и определяемый формой и размерами тела.

Коэффициент K может быть вычислен для тел наиболее простой формы (шара, цилиндра, параллелепипеда, трубчатого цилиндра и полого шара). Таким образом, зная темп охлаждения и рассчитав коэффициент K , возможно определить коэффициент a температуропроводности.

Для определения температуропроводности a по методу a -калориметра из сцементированных горных пород изготовляют образцы цилиндрической формы, для которых рассчитывают коэффициент формы K по формуле

$$K = \frac{1}{\left(\frac{4,8096}{d}\right)^2 + \left(\frac{\pi}{h}\right)^2} \text{ [м}^2\text{]},$$

где d и h — соответственно диаметр и высота образца.

Образец нагревают и затем охлаждают при $t_0 = \text{const}$ и $\alpha \rightarrow \infty$.

Эти условия достигаются, например, если нагретый образец породы помещен в водяной термостат с энергично перемешиваемой водой.

Следует отметить, что несцементированные образцы пород и образцы, которые необходимо предохранить от воздействия внешней среды, заключают при этом в специальный сосуд цилиндрической формы с известными объемом и коэффициентом формы, названный a -калориметром. Только для плотных пород температуропроводность может быть определена без применения a -калориметра.

Процесс охлаждения образца изучают обычно по спаду во времени разности θ , д. с. между спаями дифференциальной термопары, горячий спай которой находится в образце, а холодный в термостате.

Разности температур, соответствующие измеренным разностям потенциалов, определяют по градуировочной кривой и далее, построив в полулогарифмическом масштабе кривую (рис. 207)

$$\lg \Delta t = f(\tau),$$

находят темп охлаждения образца по формуле

$$m = 2,303 \cdot 60 \frac{\lg \Delta t_1 - \lg \Delta t_2}{(\tau_2 - \tau_1)},$$

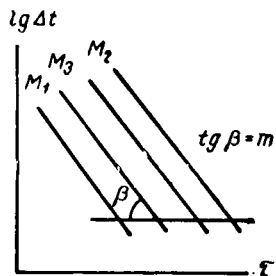


Рис. 207. Температурное поле системы при ее регулярном охлаждении или нагревании.

где

$$\Delta t_1 = t_1 - t_0 \text{ и } \Delta t_2 = t_2 - t_0;$$

t_1 — температура образца, в котором находится горячий спай в момент времени τ_1 ;

t_2 — то же в момент времени τ_2 ;

t_0 — постоянная температура окружающей среды (вода в термостате).

Определив m и зная K , рассчитывают по формуле (184) коэффициент температуропроводности.

Определение теплоемкости по способу микрокалориметра

Микрокалориметр состоит из небольшого металлического полого цилиндрического сосуда с известной теплоемкостью c' , заполняемого измельченной породой, и второго, обычно также металлического, но сплошного цилиндра тех же размеров с известной теплоемкостью c_m .

Из теории регулярного режима [56] следует, что при незначительных размерах цилиндров микрокалориметра и малых α , которые достигаются при охлаждении микрокалориметра в спокойном воздухе, полную теплоемкость C навески породы P можно найти по формуле

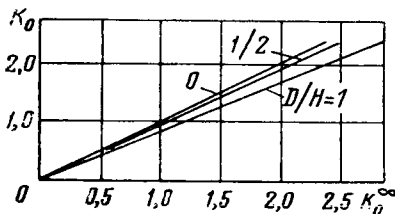


Рис. 208. Зависимости $K_0 = f(K_0^\infty)$ для различных соотношений диаметра D образца к его высоте H .

$$C = cP = \left(\frac{m_m}{m} c_m - c' \right) \psi, \quad (185)$$

и порошка породы, определяемые при помощи микрокалориметра при малых α и $\psi = 1 - \frac{R^2}{8} \frac{m}{a_{\text{пор}}}$, причем R — внутренний радиус цилиндра с порошком породы, $a_{\text{пор}}$ — температуропроводность порошка породы, измеряемая в α -калориметре [56].

Определение теплопроводности и теплового сопротивления

Коэффициент теплопроводности горных пород может быть определен методом регулярного режима с использованием второй теоремы Г. М. Кондратьева [56], согласно которой

$$\lambda = \frac{\alpha R}{f(K_0)}, \quad (186)$$

где R — радиус цилиндра или шара;

K_0 — алгебраическое выражение, связывающее физические и геометрические величины, характеризующие тепловой процесс.

Для цилиндра бесконечной длины стадия регулярного режима характеризуется уравнением

$$K_0^\infty = R \sqrt{\frac{m}{a}}.$$

Для цилиндра конечной длины K_0^∞ является функцией K_0 и отношения диаметра D к длине цилиндра H .

Для определения $f(K_0)$ по последней формуле рассчитывают значение K_0^∞ и, зная отношение D/H , при помощи кривых (рис. 208) устанавливают величину K_0 для заданных отношений D/H исследуемого образца породы и K_0^∞ . Затем по специальным таблицам [3] определяют значение $f(K_0)$.

Коэффициент теплоотдачи α определяют опытным путем. Для этого образцу исследуемой породы придают цилиндрическую форму и покрывают бакелитовым лаком. Далее по способу α -калориметра, но без применения собственно α -калориметра в камере спокойного воздуха определяют темп его охлаждения m . Затем таким же способом и при тех же условиях определяют темп охлаждения металлического (свинцового, латунного или из другого металла) цилиндра тех же размеров.

Рассчитывают поверхность металлического цилиндра S_m и полную его теплоемкость C_m по формуле

$$C_m = c_m P_m,$$

где c_m — удельная теплоемкость металла;

P_m — вес металлического цилиндра.

Затем рассчитывают отношение $\sigma_m = \frac{C_m}{S_m}$ и коэффициент теплоотдачи

$$\alpha = \sigma_m m_m.$$

Зная α и $f(K_0)$, по формуле (186) вычисляют удельную теплопроводность изучаемого образца породы.

Другие способы определения тепловых свойств горных пород, основанные на стационарном тепловом режиме, и методы нерегулярного режима, пока мало распространенные в отечественной практике, описаны в литературе [38, 56, 96 и др.].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из всего сказанного выше следует, что горные породы существенно различаются по их физическим свойствам (удельному сопротивлению, магнитной восприимчивости, радиоактивности, тепловому сопротивлению и другим).

При этом физические свойства определенным образом связаны с минеральным составом и структурой породы. Последнее позволяет широко использовать измерения физических свойств для изучения пород и имеет решающее значение для успешного развития геолого-разведочного дела.

Постепенная выработка полезных ископаемых в породах, залегающих на относительно небольших глубинах, заставляет с каждым годом проектировать поиски и разведку ископаемых на все более и более значительные глубины.

Особенно это относится к поискам и разведке газа и нефти. Если к началу второй четверти двадцатого столетия наибольшие глубины скважин исчислялись от $1\frac{1}{2}$ до 3 км, то уже сейчас большое число скважин бурят на глубины до 3—5 км, единичные скважины достигают 7 км и более; предполагается начать бурение скважин до глубины 15—20 км.

При увеличении глубины скважин разведчики сталкиваются с возрастающими трудностями в отборе керна. Во-первых, затрудняется задача создания керноотборника, могущего поднять на поверхность сохранившийся керна. Во-вторых, время, затрачиваемое на подъем керна, и возможность аварии скважины становятся столь значительными, что экономическая целесообразность отбора керна при наличии геофизических методов бескернового изучения скважин становится весьма сомнительной.

Наконец, в-третьих, при извлечении керна с больших глубин свойства его (структура, пористость, проницаемость и др.) резко меняются и необходимы весьма трудоемкие работы для того, чтобы привести керна к условиям естественного залегания.

Однако изучение разрезов скважин без отбора керна допустимо только при условии, если достоверно установлена возможность познания горных пород по их физическим признакам во всех встречающихся в природе случаях. Это определяет необходимость дальнейшего широкого и всестороннего развития петрофизики.

Развитие петрофизики важно и для геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых. С каждым годом перед разведочной геофизикой все острее и острее ставится задача прямых поисков полезных ископаемых. Решение этой задачи совершенно немыслимо без серьезного изучения физических свойств полезных ископаемых в зависимости от их минерального состава, структуры и условий залегания (температуры и давления), а также без знания физических свойств вмещающих пород, так как только при значительной разности в физических свойствах вмещающих пород и разведываемых полезных ископаемых задача прямых поисков и разведки этих ископаемых может быть решена с той или иной степенью точности.

Подводя итоги изучения физических свойств горных пород, основные результаты которого отражены в настоящем пособии, можно сделать следующие выводы и наметить конкретные задачи дальнейшего развития петрофизики.

✓ Прежде всего следует отметить недостаточность современных теорий и необходимость создания более строгих и совершенных теорий, определяющих зависимости физических свойств от других параметров пород и факторов.

Горные породы по своему минеральному составу, структурным и текстурным особенностям, а также вследствие влияния изменений, происходящих в процессе их формирования, представляют в физическом отношении чрезвычайно сложные системы. Это предопределяет основную трудность создания строгих теорий для отдельных физических свойств пород.

Так же как и в других отраслях математической физики, в теории физических свойств горных пород приходится сталкиваться с двумя противоречивыми стремлениями. С одной стороны, имеется желание при помощи теории наиболее точно определить значения отдельных параметров в зависимости от остальных свойств пород и физико-химических и других факторов, с другой стороны — создать аналитически наиболее простые теории. При решении этого вопроса приходится использовать не реальные породы, а их идеализированные модели, которым приписываются определенные свойства. Если свойства моделей близки к свойствам действительных пород, то область применения теории будет многогранной. Однако возникающие при этом математические трудности не позволяют широко использовать в практике эти решения. Если же свойства моделей горных пород слишком упрощены, то это позволит решать более широкий круг практических задач, но в той или иной степени ограничивает точность решения.

Если проанализировать в свете сделанных замечаний развитие теории отдельных физических свойств, можно прийти к выводам, что в ряде случаев модели, использованные для разработки теории, недостаточно соответствовали реальным породам, что ограничивало

возможность последующего применения теории в практике и приводило к расхождению расчетных и экспериментальных данных.

✓ Например, при разработке теории пористости породы, сложенные различными по форме, размерам и минеральному составу обломками, отождествляюся с системой шаров равного диаметра или в лучшем случае предполагается, что породы состоят из частиц двух резко различных размеров. Расчет коэффициента пористости этих моделей в зависимости от плотности укладки шаров не объясняет всего ряда значений коэффициента пористости обломочных пород. Принятые модели и полученные при их помощи формулы безусловно сыграли положительную роль, определив пределы изменения коэффициента пористости хорошо отсортированных и окатанных пород. Однако на современном этапе развития наших представлений о пористости пород они уже недостаточны для дальнейшего развития этой проблемы.

Располагая современными счетно-решающими устройствами, можно перейти к изучению моделей, более соответствующих реальным породам, например моделей пород с n серий сферических или эллиптических включений, каждая из которых на определенную долю заполняет поровое пространство оставшееся от более крупных фракций. Несомненно, что результаты расчета коэффициента пористости таких моделей будут точнее определять пределы пористости обломочных пород в зависимости от степени их отсортированности. Разработка этого вопроса будет также способствовать более совершенным представлениям о плотности, проницаемости, скорости распространения упругих волн, поляризуемости, тепловом сопротивлении и других параметрах, которые в основном зависят от величины коэффициента пористости.

Далее следует сказать, что многие современные теории физических свойств оказываются несовершенными и потому, что в них не учтены зависимости параметров от температуры и давления. Необходимо уделить серьезное внимание изучению аналитических зависимостей от температуры и давления таких физических свойств, как пористость, проницаемость, электрическое удельное сопротивление, диффузионно-адсорбционная активность, скорость распространения упругих волн и др. На современном этапе развития петрофизики этот вопрос имеет весьма актуальное значение, так как по данным петрофизики предстоит изучать породы на больших глубинах, следовательно, при значительных температурах и давлениях.

Необходимость более глубокой разработки теории и физики явлений особенно ощущается для таких физических свойств, как диффузионно-адсорбционная активность, поляризуемость и тепловое сопротивление, в связи с большой сложностью физико-химических процессов, порождающих эти свойства. В частности, при изучении этих параметров мало внимания уделяют роли плотно и рыхло связанной воды.

Все это однако не означает, что без выполнения перечисленных исследований созданные в настоящее время теоретические основы петрофизики не могут быть использованы для решения многих практических задач. В связи с отсутствием более глубоко разработанных теорий некоторых физических свойств приходится пока использовать отмеченные выше приближенные зависимости. При этом всегда следует учитывать расхождения, которые могут возникнуть из-за несовершенства использованных в данном случае теорий. Усовершенствование теорий должно опираться на широкие экспериментальные исследования в области петрофизики.✓

Необходимо дальнейшее глубокое экспериментальное изучение таких свойств пород, как диффузионно-адсорбционная, окислительно-восстановительная и фильтрационная активности, поляризуемость, диэлектрическая проницаемость и скорость распространения упругих волн. Для выяснения природы этих свойств и характера наблюдаемых явлений необходимы точные экспериментальные исследования, для выполнения которых сейчас имеются все возможности. При изучении перечисленных свойств следует уделять особое внимание действующему давлению, температуре, вещественному составу и структуре всех фаз породы и явлениям, протекающим на поверхностях раздела фаз. При исследовании электрического сопротивления, поляризуемости и диэлектрической проницаемости большое внимание следует уделять выяснению зависимости этих свойств от частоты тока.

Работы по дальнейшему планомерному изучению природы физических свойств горных пород особенно важны для успешного развития петрофизики — научной основы поисков и разведки полезных ископаемых методами разведочной и промысловой геофизики.

Другим направлением развития петрофизики является более глубокое и всестороннее изучение комплекса физических свойств отдельных типов пород, фаций и полезных ископаемых.

Это поможет выявлению связей между свойствами пород и даст материал для более совершенных классификаций пород и фаций.

Необходимо еще раз отметить, что имеющиеся сейчас классификации пород по их свойствам не удовлетворяют в должной мере геофизическую службу прежде всего потому, что многие из них не содержат характеристик пород по комплексу физических свойств, используемых при геофизических разведках. Однако, очевидно, что для составления классификаций более совершенных, чем существующие, и приспособленных для нужд геофизики, требуется значительно больше данных, чем те, которыми в настоящее время располагает петрофизика.

Особенно мало материалов для составления обобщенных классификаций по диффузионно-адсорбционной активности, поляризуемости, радиоактивности, нейтронным свойствам пород и др.

Следует отметить, что полная классификация минералов и пород по нейтронным свойствам может быть выполнена в ближайшие годы. Теория нейтронных свойств горных пород достаточно хорошо разработана, и нейтронные характеристики могут быть рассчитаны для минералов и пород известного химического состава, что позволит получить полные сведения о нейтронных свойствах пород различных типов.

Для надежных классификаций пород по естественной радиоактивности необходим большой объем дополнительных определений общей радиоактивности и гамма-спектрометрии пород с содержанием радиоактивных элементов порядка кларковых.

В литературе обычно приводятся сведения о среднем содержании радиоактивных элементов в породах различных типов и о пределах изменения этого содержания. Этих данных недостаточно; необходимо охарактеризовать все многообразие радиоактивных свойств отдельных разновидностей основных типов пород (например, полимиктовых, глауконитовых и других песчаников, монтмориллонитовых, иллитовых, каолинитовых и прочих глин, различных разновидностей известняков и доломитов и т. д.), в частности определить их гамма-спектральные черты.

Для составления классификаций пород по их поляризуемости, диффузионно-адсорбционной, окислительно-восстановительной и фильтрационной активностям также потребуются дополнительные измерения, причем для получения сопоставимых данных следует прежде всего унифицировать методику и технику этих измерений.

На вопросах методики и техники измерений физических свойств пород следует остановиться особо.

Прежде всего необходимо отметить, что до сих пор из-за сложности измерений и молодости рассматриваемой науки в ряде случаев отсутствуют достаточно унифицированные способы определения физических свойств пород при обычных температурах и давлениях. Это, например, относится к определениям эффективной пористости, отчасти электрического удельного сопротивления, диффузионно-адсорбционной активности, поляризуемости, магнитных, упругих, тепловых и других свойств. Методика и техника определений перечисленных свойств во многом зависят от того, каким исследователем выполняется измерение. Это иногда приводит к недостаточно хорошей сопоставимости результатов наблюдений и сказывается на производстве серийной аппаратуры для исследования многих физических свойств пород.

Еще менее благополучно обстоит дело с техникой и методикой определения физических свойств при высоких температурах и давлениях. Современные темпы развития нефтяной, газовой, угольной и рудной промышленности требуют комплексных и поточных способов измерения физических свойств горных пород, которые обеспечат возможность одновременного определения большого числа (в соот-

ветствии с рациональными комплексами геофизических исследований) их в условиях, тождественных условиям естественного состояния пород.

Сейчас назрел вопрос создания автоматических линий для одновременного измерения влажности, проницаемости, диэлектрической проницаемости, электрического удельного сопротивления, диффузионно-адсорбционной и фильтрационной активностей и поляризуемости. Возможно комплексное измерение и ряда других параметров.

Совершенствуя определения физических свойств горных пород, больше внимания следует уделять представительности этих определений. Так, например, результаты измерений, выполненных на очень небольшом числе образцов пород нефтяных месторождений, часто совершенно необоснованно распространяются на значительные их толщи или исследования физических свойств, проведенные на небольших плотных образцах из крупнотрещиноватых магматических или карбонатных пород, рассматриваются как достаточные для характеристики свойств пород в естественном залегании. Имеются и другие примеры, когда вследствие недостаточно правильного отбора образцов при неравномерном распределении в породах ферромагнетиков и высокопроводящих рудных минералов и при неоднородной плотности отложений, а также вследствие неправильной интерпретации результатов определений совершенно ошибочно оцениваются по анализу образцов магнитные свойства пород, электрическое сопротивление руд и плотность окислительных руд.

Унификация методики и техники измерений, создание новой, более совершенной аппаратуры для исследования образцов пород при любых возможных в природе температурах и давлениях и предельность определений являются основами для получения надежных данных, обеспечивающих дальнейшее развитие учения о физических свойствах горных пород.

Можно указать еще одно направление развития петрофизики. Это изучение большего числа физических свойств для установления возможности их дальнейшего использования при определении пород по геофизическим данным.

Из-за ограниченности объема настоящего пособия автор остановился лишь на важнейших и наиболее изученных физических свойствах горных пород, данные о которых могут быть использованы непосредственно в промышленности. В частности, в настоящем руководстве не рассмотрены, например, временное сопротивление разрушению пород при бурении, их твердость, свойства пород, лежащие в основе активационного, нейтронного, фотонейтронного анализов, и другие. Детальное изучение этих свойств началось лишь в последнее время.

Не исследован также вопрос о возможностях использования теплопроводности, диэлектрической проницаемости, электродных потенциалов, скорости распространения упругих волн и других

свойств для определения минералов. Изучение физических свойств минералов с использованием более совершенных техники и методики исследований расширит возможности минералогии в решении ряда теоретических и практических вопросов прикладной геологии.

Работы по исследованию природы физических свойств, проведение большего числа определений их и постоянное обобщение результатов широкого и всестороннего изучения физических свойств отдельных типов пород и фаций резко повысят эффективность геофизических исследований недр и значительно пополнят такие геологические науки, как минералогия, петрография, структурная геология и др.

Петрофизике как науке познания пород на основе изучения их физических свойств в комплексе с современными достижениями физики и измерительной техники, несомненно, принадлежит большое будущее.

ЛИТЕРАТУРА ОСНОВНАЯ

1. Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. Гостоптехиздат, 1960.
2. Дахнов В. Н. Интерпретация результатов геофизических исследований скважин. Гостоптехиздат, 1962.
3. Кобранова В. Н., Лепарская Н. Д. Определение физических свойств горных пород. Гостоптехиздат, 1957.
4. Логачев А. А. Курс магниторазведки. Госгеолиздат, 1951 и 1955.
5. Нагата Т. Магнетизм горных пород. ИЛ, 1956.
6. Оркин К. Г., Кучинский П. К. Лабораторные работы по курсу «Физика нефтяного пласта». Гостоптехиздат, 1953.
7. Радиометрические методы поисков и разведки урановых руд, Госгеолтехиздат, 1957.
8. Роде А. А. Водные свойства почв и грунтов. Изд. АН СССР, 1955.
9. Саусвелл Р. В. Введение в теорию упругости. ИЛ, 1948.
10. Семенов А. С. Влияние структуры на удельное сопротивление агрегатов. Материалы ВСЕГЕИ, Геофизика, сб. 12. Госгеолиздат, 1948.
11. Семенов А. С. Удельное сопротивление минералов, обладающих высокой электропроводностью. Материалы ВСЕГЕИ, Геофизика, сб. 13. Госгеолиздат, 1948.
12. Справочник геофизика, т. I. Гостоптехиздат, 1960.

ЛИТЕРАТУРА ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ

13. Арчи Г. Е. Классификация пористых карбонатных пород и их петрофизические свойства. Вопросы промысловой геофизики. Сб. статей. Гостоптехиздат, 1957.
14. Атлас эффективных нейтронных сечений элементов. Изд. АН СССР, 1955.
15. Баранов В. И. Радиометрия. Изд. АН СССР, 1955.
16. Берзон И. С., Васильев Ю. И., Стародубовская С. П. О преломленных волнах, соответствующих водонасыщенным пескам. Изд. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1959.
17. Берсудский Л. Д. О зависимости магнитных свойств горных пород от количественного содержания ферромагнитных минералов. Материалы ВСЕГЕИ, Геофизика, сб. 13. Госгеолиздат, 1948.
18. Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. ИЛ, 1949.
19. Бозорт Р. Ферромагнетизм. ИЛ, 1956.
20. Бонштедт-Куплетская Э. М. Определение удельного веса минералов. Изд. АН СССР, 1951.
21. Булашевич Ю. П. Расчет поля вызванных потенциалов для рудных тел сферической формы. Изд. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1956.
22. Бурсиан В. Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Гостехтеориздат, 1933.
23. Буряковский Л. А. Определение проницаемости по коротажу сопротивлений. Геология нефти и газа, № 1, 1959.

24. Вакье В., Холмс Ч., Кинтзингер П. и Лавернье. Поиски грунтовых вод методом потенциалов вызванной поляризации. Промысловая геофизика. Сб. статей, вып. 1, 1959.
25. Вендельштейн Б. Ю. Исследование природы диффузионно-адсорбционных потенциалов в терригенных осадочных горных породах. Диссертация. Фонды МИНХ и ГП, 1958.
26. Вендельштейн Б. Ю. О связи между параметром пористости, коэффициентом поверхностной проводимости, диффузионно-адсорбционной активностью и адсорбционными свойствами терригенных пород. Тр. МИНХ и ГП, вып. 31. Гостоптехиздат, 1960.
27. Вест С. Зависимость скорости сейсмических волн от глубины и литологии. Вопросы сейсмической разведки. ИЛ, 1953.
28. Вешев А. В. Зависимость магнитной восприимчивости горных пород и руд от содержания ферромагнитных компонентов. Тр. Всесоюзного науч.-исслед. ин-та развед. геофиз., вып. II. Гостеолитиздат, 1950.
29. Вешев А. В. Лабораторные исследования зависимости диэлектрической проницаемости ϵ и удельной проводимости σ горных пород от частоты электромагнитных колебаний. Геофизические методы разведки. Сб. статей. Гостеолитиздат, 1955.
30. Воларович М. П. и Балашов Д. Б. Исследование скоростей упругих волн в образцах горных пород при давлении до 5000 кг/см^2 . Изд. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1957.
31. Воларович М. П. и Гурвич А. С. Исследование динамического модуля упругости горных пород в зависимости от температуры. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1957.
32. Вонсовский С. В. Современное учение о магнетизме. Гостехтеоретиздат, 1953.
33. Гецева Р. В. и Савельева К. Г. Руководство по определению урановых минералов. Гостеолтехиздат, 1956.
34. Глестон С., Эдлунд М. Основы теории ядерных реакторов. ИЛ, 1954.
35. Грим Р. Е. Минералогия глин. ИЛ, 1959.
36. Дахнов В. Н. Каротаж скважин. Интерпретация каротажных диаграмм. Гостоптехиздат, 1941.
37. Дахнов В. Н. Промысловая геофизика. Гостоптехиздат, 1947.
38. Дахнов В. Н., Дьяконов Д. И. Термические исследования скважин. Гостоптехиздат, 1952.
39. Дахнов В. Н. и Кобранова В. Н. Изучение коллекторских свойств и нефтенасыщенности продуктивных горизонтов нефтяных месторождений по данным промысловой геофизики. Гостоптехиздат, 1952.
40. Добрынин В. М., Латышова М. Г., Лепарская Н. Д. Исследование скважин методом потенциалов вызванной поляризации. ГОСИНТИ, 1958.
41. Ефимов Ф. Н. Эффективность применения магнито-фракционно-минералогического анализа для характеристики вещественного состава и магнитности пород кристаллического фундамента по материалам Волго-Уральской нефтеносной области. Фонды ВНИГНИ, 1958—1959.
42. Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. Угледат, 1948.
43. Иванкина А. Т. и Морозова А. А. Составление детального скоростного разреза по диаграммам нейтронного гамма-каротажа. Разведочная и промысловая геофизика, вып. 34. Гостоптехиздат, 1960.
44. Камакин Н. М. Метод вдавливания ртути и его приложение для характеристики пористой структуры. Методы исследования структуры высокодисперсных пористых тел. Труды совещания 25—29 июня 1951. Изд. АН СССР, 1953.
45. Калашников А. Г. и Капица С. П. Магнитная восприимчивость горных пород при упругих напряжениях. ДАН СССР, т. 86, № 3, 1952.

46. К а л и н н а Р. В. Соотношение между скоростью распространения упругих волн и относительной упругой характеристикой горных пород. Прикладная геофизика, вып. 19. Гостоптехиздат, 1958.
47. К а л и н к о М. К. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. I. Гостоптехиздат, 1956.
48. К а п п Ф. Физика и техника ядерных реакторов. ИЛ, 1960.
49. К а ц А. М. Теория упругости. Гостеоретиздат, 1956.
50. К е л л е р Г. В. Влияние смачиваемости на удельное электрическое сопротивление песков. Вопросы промысловой геофизики. Сб статей. Гостоптехиздат, 1957.
51. К о б р а н о в а В. П. Влияние химико-минерального состава пород на их диффузионно-адсорбционную активность. Геология нефти, № 6, 1957.
52. К о ж е в н и к о в Д. А. К расчету длины замедления нейтронов в средах с высоким водородосодержанием. Тр. МИНХ и ГП, вып. 31. Гостоптехиздат, 1960.
53. К о к ш е н е в Б. Г. Определение теплопроводности горных пород. Углетехиздат, 1957.
54. К о м а р о в В. А. О природе электрических полей вызванной поляризации и возможных потенциальных при поисках рудных месторождений. Вестник ЛГУ, № 6, сер. геол. и географ., вып. I, 1957.
55. К о м а р о в В. А. и др. Вызванная поляризация горных пород и руд и использование ее в электроразведке. Новое в методике и технике геологоразведочных работ. Сб. статей. Гостоптехиздат, 1958.
56. К о н д р а т ь е в Г. М. Тепловые измерения. Машгиз, 1957.
57. К о р д и а л и н Е. А. О распространении упругих волн в зоне выветривания. Тр. Сейсмолог. ин-та АН СССР, т. 79 (12), 1938.
58. К о т я х о в Ф. И. Основы физики нефтяного пласта. Гостоптехиздат, 1956.
59. К у д ы м о в Б. Я., К о т о в П. Т. О природе вызванной поляризации осадочных пород. Прикладная геофизика, вып. 20. Гостоптехиздат, 1958.
60. Л а з а р е н к о Е. К. Курс минералогии. Гостехиздат Украины, 1951.
61. М а к - К а р д е л л В., В и н з а у э р В., В и л ь я м с М. Природа естественных потенциалов горных пород. Вопросы промысловой геофизики. Сб. статей. Гостоптехиздат, 1957.
62. М а с к е т М. Течение однородных жидкостей в пористой среде. Гостоптехиздат, 1949.
63. М е л к о в В. Г. и П у х а л ь с к и й Л. Ч. Поиски месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1957.
64. М у р а ш о в Д. В. и др. Электропроводность руд и горных пород. Геолком, 1928.
65. Наставление по определению физических свойств образцов горных пород. Гостоптехиздат, 1953.
66. Н е с м е я н о в А. Н., Л а п и ц к и й А. В., Р у д е н к о Н. П. Получение радиоактивных изотопов. ТХИ, Л., 1954.
67. Н е с т е р о в Л. Я. Физические свойства песчаников и сланцев. Материалы ЦНИГРИ, сер. геофизич., сб. 8, 1940.
68. Н е с т е р о в Л. Я., Б и б и к о в Н. С. и У с м а н о в А. Ш. Курс электроразведки. ГОНТИ, 1938.
69. Н е ч а й А. М. Определение литологических свойств горных пород по результатам геофизических исследований в скважинах. Прикладная геофизика, вып. 11. Гостоптехиздат, 1954.
70. О в ч и н н и к о в И. К. Теория электроразведки квазистационарными методами и ее применение к поискам слабопроводящих руд. Диссертация. Фонды физич. ин-та ЛГУ.
71. О з е р с к а я М. Л. Опыт лабораторного измерения упругих свойств горных пород. Прикладная геофизика, вып. 12. Гостоптехиздат, 1955.
72. П е р к и н с Ф. М., О с о б а Дж. С. и Р а й б К. Х. Зависимость удельного сопротивления песчаников от характера заполнения порового про-

- странства, насыщающей его водой. Промысловая геофизика. Сб. статей, вып. 1. Гостоптехиздат, 1959.
73. Пирсон С. Д. Учение о нефтяном пласте. Гостоптехиздат, 1961.
74. Петрова Г. Н. Три вида намагничивания горных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1956.
75. Подоба Н. В. Результаты изучения плотности пород докембрийского фундамента восточной части Русской платформы и опыт их совместного изучения с геофизическими данными. Прикладная геофизика, вып. 22. Гостоптехиздат, 1959.
76. Полак Л. С. и Рапопорт М. Б. О связи между электрическими и упругими свойствами осадочных горных пород. Прикладная геофизика, вып. 15. Гостоптехиздат, 1956.
77. Полак Л. С. и Рапопорт М. Б. Некоторые замечания об упругих свойствах горных пород. Разведочная и промысловая геофизика, вып. 19. Гостоптехиздат, 1957.
78. Ризниченко Ю. В. Сейсмические скорости в слоистых средах. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., т. XI, № 2, 1947.
79. Ризниченко Ю. В., Силаева О. М. Определение зависимости скорости распространения упругих волн в образцах горных пород от одноосного давления. Изв. АН СССР, № 3, 1955.
80. Рокитянский И. И. Лабораторное изучение вызванной поляризации осадочных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1957.
81. Семенов А. С. Удельное электрическое сопротивление руд и пород и общая оценка рудных месторождений как объектов электроразведки. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та разведочной геофизики, вып. I. Госгеолиздат, 1949.
82. Семенов А. С. К проблеме изучения физических свойств горных пород. Тр. ВИРГ, вып. I. Госгеолиздат, 1949.
83. Сергеев Е. М. Общее грунтоведение. Изд. МГУ, 1952.
84. Скобликова Г. И. Остаточная водонасыщенность горных пород. Разведочная и промысловая геофизика, вып. 25. Гостоптехиздат, 1958.
85. Смерков Е. М. Закономерности развития трещиноватости горных пород и трещинные коллекторы. Гостоптехиздат, 1961.
86. Спиридович Н. И. Магнитные свойства и магнитные составляющие горных пород. Тр. ВНИИМ, вып. 18 (34). ГОНТИ, 1938.
87. Тамм И. Е. Основы теории электричества. ОНТИ, 1934.
88. Тархов А. Г. Новый способ определения упругости горных пород. Материалы ВСЕГЕИ, сб. 12. Госгеолиздат, 1948.
89. Тархов А. Г. О сопротивлении (q) и диэлектрической постоянной (ϵ) горных пород в переменных электрических полях. Материалы ВСЕГЕИ, сб. 12. Госгеолиздат, 1948.
90. Файнберг Ф. С. Расчленение интрузивных траппов по данным магнитных съемок. Диссертация. Фонды ЛГУ, 1961.
91. Файнберг Ф. С., Семенов А. С. Изменение минерального состава и магнитной восприимчивости железосодержащих пород и руд в зависимости от температуры. Уч. зап. ЛГУ, № 286, сер. физич. и геол. наук, вып. 12. Изд. ЛГУ, 1960.
92. Ханин А. А. О классификации пород-коллекторов нефти и газа. Разведка и охрана недр, № 1. Госгеолиздат, 1956.
93. Ханин А. А. Связанная (остаточная) вода и ее влияние на газопроницаемость и газонасыщенность горных пород. Газовая промышленность, № 1, 1958.
94. Хенкель Дж. Г., Ван-Ностранд Р. Г. Экспериментальные исследования потенциалов вызванной поляризации. Промысловая геофизика. Сб. статей, вып. 1. Гостоптехиздат, 1959.
95. Хил Х. И. и Миллберн И. Д. Влияние глинистости и минерализации пластовых вод на диффузионно-адсорбционные потенциалы пород-коллекторов. Вопросы промысловой геофизики. Сб. статей. Гостоптехиздат, 1957.
96. Цирфас Х., Ван-дер-Влит Г. Лабораторные исследования

теплопроводности осадочных пород. Промысловая геофизика. Сб. статей, вып. 2. Гостоптехиздат, 1960.

97. Черняк Г. Я. Методы определения естественной влажности и пористости песчаных грунтов. Тип. ВНИИ «ВОДГЕО», М., 1955.

98. Шапиро Д. А. Некоторые вопросы теории диффузионно-адсорбционных (мембранных) потенциалов в буровых скважинах. Прикладная геофизика, вып. 19. Гостоптехиздат, 1958.

99. Эйрман И. Е. Удельное электрическое относительное сопротивление и поверхностная проводимость пород. Прикладная геофизика, вып. 15. Гостоптехиздат, 1956.

100. Эйрман И. Е. О электрокаротажных параметрах. Прикладная геофизика, вып. 14. Гостоптехиздат, 1956.

101. Ядерная геология. ИЛ, 1956.

102. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Гостехтеоретиздат, 1953.

103. Archie G. E. Introduction to Petrophysics of reservoir rocks. Bull. of the Amer. assoc. of petr. geol., v. 34, No. 5, 1950.

104. Bleil D. F. Induced Polarization a Method of Geophysical prospecting. Geophysics, v. 18, No. 3, 1953.

105. Brandt H. A Study of the Speed of Sound in porous granular Media. J. of applied Mechanics, v. 22, No. 1, New York, 1955.

106. Buchheim W. Zur theorie der induzierten galvanischen Polarisation elektrisch aktiver Imprägnationserze. Freiburger Forschungshefte C28 Akademie Verlag. Berlin, 1956.

107. Faust L. I. A Velocity Function including lithologic Variation. Geophysics, v. XVIII, No. 2, 1953.

108. Faust L. I. Seismic Velocity as a Function of Depth and Geologic Time. Geophysics, v. 16, No. 2, 1951.

109. Ferrero M. A. and Sacerdote G. G. Parameter of Sound Propagation in granular absorbent Materials. Acustica, v. 1, No. 1, 1951.

110. Gassmann F. über die Elastizität porer Medien. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich. Jahrgang 96, H. 1, 1951.

111. Gassmann F. Elastic Waves through Packing of Spheres. Geophysics, v. XVI, No. 4, 1951.

112. Howell B. F. and Licastre P. H. Dielectric behavior of rocks and minerals. The American Mineralogist, v. 46, March—April, 1961.

113. Lasfargues. Prospection électrique par Courants continus. Masson et Cie, éditeurs, Paris, 1957.

114. Lichtenegger K. Der elektrische Leitungswiderstand künstliche und natürlicher Aggregate. Phys. Zeit. t. 25, No. 8, 9, 10, 1924.

115. Love A. E. Treatise on the mathematical Theory of Elasticity. New York, 1944.

116. Maxwell M. A. A Treatise of Electricity and Magnetism, Oxford. 1873.

117. Paterson N. R. A theoretical Approach to the Calculation of seismic Wave-Velocity in sedimentary Formations. Trans. of the Royal. Soc. of Canada, v. XLVIII, Series, III, 1954.

118. Paterson N. R. Seismic Wave Propagation in porous granular Media. Geophysics, v. XXI, No. 3, 1956.

119. Pockels F. Ann. d. Phys., vol. 63, p. 195, 1897.

120. Russel W. L. The total Gamma-Ray Activity of sedimentary Rocks as indicated by Geiger Counter Determinations. Geophysics, vol. 9, 1944.

121. Slichter L. B. Tech. Publ. Americ. Inst. of Min. and Met. Engineers, New York, Febr, 1928.

122. White T. E., Sengbush R. L. Velocity Measurements in near-surface Formations. Geophysics, v. 18, No. 1, 1953.

123. Wood A. B. A Textbook of Sound, London, 1930.

124. Wyllie M. R. F., Gregory A. R. and Gardner L. W. Elastic Wave-Velocities. Geophysics, v. 21, No. 1, 1956.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. Пористость	
§ 1. Происхождение пор	32
§ 2. Форма пор	34
§ 3. Размеры пор	35
§ 4. Распределение и соотношение в породе пор различного размера . .	38
§ 5. Взаимосвязь пор и типы пористости	44
§ 6. Коэффициенты пористости	45
§ 7. Данные о величине пористости горных пород	46
§ 8. Определение коэффициентов пористости	60
Глава II. Влажность, влагоемкость, нефтенасыщенность и химически связанная вода горных пород	
§ 9. Влагоемкость пород	69
§ 10. Нефтенасыщенность и газонасыщенность пород	78
§ 11. Химически связанная вода	82
Глава III. Удельный вес и плотность пород	
§ 12. Удельный вес (твердой фазы) минералов и горных пород	86
§ 13. Способы определения удельного веса	99
§ 14. Удельные веса и плотности жидкой и газообразной частей пород .	100
§ 15. Объемный вес и плотность пород	100
§ 16. Плотность осадочных горных пород	106
§ 17. Плотность магматических и метаморфических горных пород . . .	110
§ 18. Плотность некоторых полезных ископаемых	112
§ 19. Способы измерения плотности пород	116
Глава IV. Проницаемость	
20. Физическая проницаемость	120
21. Зависимость коэффициента проницаемости от пористости, удельной поверхности и извилистости поровых каналов пород	121
22. Зависимость проницаемости от других литологических свойств пород	127
23. Проницаемость трещиноватых пород	131
24. Величина коэффициента проницаемости пород	132
25. Классификация коллекторов	134
26. Способы измерения коэффициента физической проницаемости . .	138
27. Фазовая и относительная проницаемости	143
Глава V. Электрическое удельное сопротивление	
28. Электрическое удельное сопротивление минералов	147
29. Электрическое удельное сопротивление горных пород, не содержащих глинистых частиц	153

	Стр.
§ 30. Электрическое удельное сопротивление сульфидных и магнетитовых руд и максимально влажных слабоглинистых осадочных пород	171
§ 31. Электрическое удельное сопротивление максимально влажных глинистых пород	183
§ 32. Электрическое удельное сопротивление анизотропных горных пород	187
§ 33. Зависимость электрического удельного сопротивления от литологии и других физических свойств пород	189
§ 34. Электрическое удельное сопротивление газо- или нефтенасыщенных пород	192
§ 35. Зависимость электрического удельного сопротивления пород от температуры	197
§ 36. Связь параметров насыщения и пористости с физической и фазовой проницаемостями	198
§ 37. Величина электрического удельного сопротивления горных пород	206
§ 38. Определение электрического удельного сопротивления горных пород	210
Глава VI. Диэлектрическая проницаемость горных пород	
§ 39. Общие сведения	212
§ 40. Диэлектрическая проницаемость минералов	216
§ 41. Диэлектрическая проницаемость горных пород	225
§ 42. Определение диэлектрической проницаемости горных пород	233
Глава VII. Диффузионно-адсорбционная активность пород	
§ 43. Ионносорбционная способность	237
§ 44. Диффузионные и диффузионно-адсорбционные потенциалы	242
§ 45. Диффузионно-адсорбционная активность пород	251
§ 46. Определение диффузионно-адсорбционной активности пород	261
Глава VIII. Поляризуемость горных пород	
§ 47. Потенциалы вызванной поляризации	267
§ 48. Коэффициент поляризуемости пород	272
§ 49. Величина поляризуемости и ее зависимость от минерального состава и структуры пород	279
§ 50. Определение поляризуемости	286
Глава IX. Магнитные свойства горных пород	
§ 51. Общие сведения	289
§ 52. Магнитные свойства минералов	307
§ 53. Магнитные свойства горных пород	317
§ 54. Магнитные свойства магматических горных пород	323
§ 55. Магнитная восприимчивость метаморфических горных пород	333
§ 56. Магнитные свойства осадочных горных пород	333
§ 57. Определение магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности горных пород	334
Глава X. Естественная радиоактивность	
§ 58. Общие сведения	338
§ 59. Единицы измерения радиоактивности горных пород	346
§ 60. Радиоактивные элементы и минералы литосферы	347
§ 61. Радиоактивность магматических горных пород	363
§ 62. Радиоактивность пегматитов	367
§ 63. Радиоактивность метаморфических горных пород	368
§ 64. Радиоактивность осадочных горных пород	370
§ 65. Определение радиоактивности горных пород и содержания в них радиоактивных элементов	376

Глава XI. Нейтронные свойства горных пород

§ 66. Взаимодействие нейтронов с ядрами элементов, входящих в состав горных пород	379
§ 67. Нейтронные эффективные сечения	383
§ 68. Другие параметры, характеризующие интенсивность взаимодействия пород с нейтронами	390

Глава XII. Упругие свойства горных пород

§ 69. Идеально упругие горные породы	400
§ 70. Дифференциально упругие горные породы	425
§ 71. Дифференциально упругие однородные и изотропные породы с совершенной связью между фазами	427
§ 72. Дифференциально упругие изотропные и анизотропные породы без связи между фазами	441
§ 73. Дифференциально упругие изотропные и анизотропные породы с несовершенной связью между фазами	442
§ 74. Классификация скоростей распространения упругих волн в горных породах	444
§ 75. Скорости распространения упругих волн в горных породах	445
§ 76. Определение скорости распространения упругих волн сейсмоскопом	451
§ 77. Коэффициент отскока	452

Глава XIII. Тепловые свойства горных пород

§ 78. Тепловые свойства одnorodных и изотропных пород	453
§ 79. Теплопроводность и тепловое сопротивление	456
§ 80. Теплємкость	462
§ 81. Температуропроводность	463
§ 82. Тепловые свойства многофазных пород	464
§ 83. Определение тепловых свойств горных пород	472
Заключение	476
Литература	483

А в т о р

Вера Николаевна Кобранова

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ
ПОРОД

(П е т р о ф и з и к а)

Ведущий редактор *Е. Г. Першина*

Технический редактор *В. В. Воронова*

Корректоры: *М. П. Курылева*
и *Т. М. Столярова*

Подписано к набору 7/IX 1962 г.

Подписано к печати 15/XI 1962 г.

Формат 60×90^{1/16}. Печ. л. 30,83 с вкл.

Уч.-изд. л. 31,06 с вкл. Т-13326.

Тираж 4650 экз. Зак. 989/254. Цена 1 р. 24 к.

Гостехиздат.

Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Типография «Красный Печатник».

Ленинград, Московский проспект, 91.

ПОДПИСЫВАЙТЕСЬ

НА ЖУРНАЛЫ ГОСГОПТЕХИЗДАТА

Illustration of oil industry equipment (pumpjack, distillation column) and a stack of seven journals:

- НЕФТЯНОЕ ХОЗЯЙСТВО
- Геология НЕФИ и ГАЗА
- Газовая промышленность
- Строительство ТРУБОПРОВОДОВ
- ХИМИЯ и ТЕХНОЛОГИЯ ТОПЛИВ и МАСЕЛ
- НЕФТЯНИК
- Инженер-Нефтяник

НА 1963 ГОД

ПОДПИСНАЯ ЦЕНА			
НАЗВАНИЕ ЖУРНАЛОВ	К-ВО н/н в год	ПОДПИСНАЯ ЦЕНА	
		на год	на 6 мес.
НЕФТЯНОЕ ХОЗЯЙСТВО	12	6,00.	3,00.
ГЕОЛОГИЯ НЕФИ и ГАЗА	12	5,40.	2,70.
ХИМИЯ и ТЕХНОЛОГИЯ ТОПЛИВ и МАСЕЛ	12	6,00.	3,00.
НЕФТЯНИК	12	3,60.	1,80.
СТРОИТЕЛЬСТВО ТРУБОПРОВОДОВ	12	4,80.	2,40.
ГАЗОВАЯ ПРОМЫШЛЕННОСТЬ	12	4,80.	2,40.
ИНЖЕНЕР-НЕФТЯНИК	12	21,00.	10,50.

*Подписки принимаются без ограничения в городских отделах „Союзпечати“,
конторах, отделениях связи, пунктах подписки*