Г22 276 031.
Д 57

В.М. ДОБРЫНИН, В.Ю. ВЕНДЕЛЬШТЕЙН,
Д.А. КОЖЕВНИКОВ

ПЕТРОФИЗИКА
(ФИЗИКА ГОРНЫХ ПОРОД)

МОСКВА 2004

В.М. ДОБРЫНИН, Б.Ю. ВЕНДЕЛЬШТЕЙН,
Д.А. КОЖЕВНИКОВ

ПЕТРОФИЗИКА
(ФИЗИКА ГОРНЫХ ПОРОД)

*Допущено
Министерством образования Российской Федерации
в качестве учебника для студентов высших учебных
заведений, обучающихся по специальностям
«Геофизические методы поисков и разведки
месторождений полезных ископаемых»
и «Геофизические методы исследования скважин»
направления подготовки дипломированных
специалистов «Технологии геологической разведки»*

Научно-техническая
библиотека
СибНИИНП

Издательство
«НЕФТЬ И ГАЗ»
РГУ нефти и газа им. И.М. ГУБКИНА
МОСКВА 2004

УДК 550.832—II(075)
Д57

Рецензент:
д-р техн. наук, проф. *Е.А. Поляков*

Организация-спонсор: ОАО «Центральная геофизическая экспедиция»

Добрынин В.М., Вендельштейн Б.Ю., Кожевников Д.А.
Д57 Петрофизика (Физика горных пород): Учеб. для вузов. 2-ое изд. перераб. и доп. под редакцией доктора физико-математических наук Д.А. Кожевникова — М.: ФГУП Издательство «Нефть и газ» РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2004, 368 с., ил.

ISBN 5-7246-0295-4

Описаны петрофизические свойства горных пород (фильтрационно-емкостные, ядерно-физические, упругие, электрические и др.), методы их определения, связи между этими свойствами, использование петрофизических зависимостей для геологической интерпретации результатов геофизических исследований. Рассмотрены основы петрофизического районирования; показана роль петрофизики в современной комплексной геолого-геофизической интерпретации.

Для студентов геофизических специальностей вузов.

УДК 550.832—II(075)

ISBN 5-7246-0295-4

© В.М. Добрынин, Б.Ю. Вендельштейн, Д.А. Кожевников, 2004
© ФГУП Издательство «Нефть и газ» РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2004

1. ВВЕДЕНИЕ

Петрофизика — научная дисциплина, изучающая физические свойства горных пород и закономерности их изменений, проявляющиеся при взаимодействии с физическими полями различной природы. Современная геофизика использует все виды физических полей (электрические, электромагнитные, тепловые, ядерных излучений, гравитационное, механических напряжений) и решает как научные проблемы планетарной геофизики, так и проблемы обеспечения человечества минерально-сырьевыми и энергетическими ресурсами; экологические проблемы. Как правило, ни одна проблема или геологическая задача не может быть решена каким-то одним из геофизических методов в отдельности. Отсюда вытекает принципиальная *комплексность применения* этих методов и *интерпретации* получаемых результатов.

Наибольшей детальностью обладают геофизические исследования в скважинах. **Петрофизика — научная основа геологической интерпретации данных геофизических исследований скважин** (ГИС). Для пространственного моделирования месторождений, проектирования и контроля разработки месторождений нефти, газа и других полезных ископаемых, необходимо знать множество количественных параметров. Таких, например, как динамическая и эффективная пористости, проницаемость, нефте-, газонасыщенность, параметры, характеризующие морфологию (структуру) емкостного пространства, гранулометрический состав, содержания различных глинистых минералов и др. На показания методов ГИС эти параметры влияют не непосредственно, а через физические параметры, характеризующие взаимодействия горных пород с физическими полями различной природы. Эти параметры называются **петрофизическими**.

Примерами петрофизических характеристик являются удельное электрическое сопротивление, объемная плотность, емкость катионного обмена, диэлектрическая проницаемость, индекс свободного флюида и времена релаксации при ядерном магнитном резонансе, кинематические и динамические параметры акустических сигналов, длины замедления и миграции нейтронов, времена жизни, другие ядерно-физические характеристики. Ядерно-физические методы ГИС отличаются от остальных возможностью количественного определения элементного (изотопного) состава горных пород в необсаженных и обсаженных скважинах (то есть при наличии стальной колонны и цементного кольца).

Создание и развитие петрофизики. Разработка методических основ и приборов для изучения физических свойств горных пород началась одновременно с созданием и развитием методов прикладной геофизики. Еще в 1920—1960 гг. многими советскими геофизиками (Б.А. Андреев, М.П. Воларович, Г.А. Гамбурцев, И.И. Гурвич, В.Н. Дахнов, А.И. Заборовский, С.Г. Комаров, А.А. Логачев, Е.А. Любимова, Л.Я. Нестеров, Н.Н. Пузырев, А.С. Семенов, А.Г. Тархов,

В.В. Федынский, Я.И. Френкель и др.) и зарубежными исследователями (С. Акимото, Ф. Берч, Ф. Берне, М. Био, В. Вакье, М. Вилли, В. Винзауэр, Ф. Гассман, Х. Джеффрис, Т. Нагата и др.) были выполнены важнейшие петрофизические исследования.

Петрофизика коллекторов нефти и газа была создана советскими и американскими геофизиками в 40—50 годы XX века как основа количественной геологической интерпретации результатов ГИС. Однако петрофизика как самостоятельная научная дисциплина сформировалась лишь в начале 60-х годов. Большая роль в ее создании принадлежит В.Н. Дахнову и его научной школе.

Петрофизическое обеспечение интерпретации данных разведочной геофизики заключалось в составлении разреза изучаемой площади, региона, содержащего сведения о плотности, магнитной восприимчивости, удельном электрическом сопротивлении, скорости продольной волны в породах. Для геологической интерпретации данных каждого из перечисленных методов требовалось знание только одного физического свойства пород изучаемого разреза.

Первый период развития ГИС (30-е годы), в течение которого началось широкое применение ГИС в нефтяных скважинах нашей страны и за рубежом (в основном, в США) характеризуется выдачей на основе результатов интерпретации данных ГИС информации о литологии разреза, удельном электрическом сопротивлении минеральных компонент пород, наличие в разрезе продуктивных и водоносных коллекторов. Из основных подсчетных параметров, которые значительно позже будут приниматься при подсчете запасов по данным ГИС, в этот период определяли только мощность (толщину) продуктивных коллекторов, рекомендуя соответствующий интервал для испытания после спуска обсадной колонны. Для определения двух других подсчетных параметров — коэффициентов пористости $k_п$ и нефтенасыщенности $k_н$ — требовались корреляционные связи между электрическими параметрами (удельное сопротивление, амплитуда аномалии потенциалов собственной поляризации) и значениями $k_п$, $k_н$. Такие связи впервые были предложены В.Н. Дахновым в 1941 году на основе анализа и обобщения результатов лабораторного изучения образцов пород (керна) из нефтяных скважин, выполненного отечественными геофизиками в 30-е годы: зависимость параметра пористости (относительного сопротивления $P_п = \rho_{вп}/\rho_в$) от коэффициента пористости $P_п = f(k_п)$; — зависимость параметра насыщения (коэффициента увеличения сопротивления $P_н = \rho_п/\rho_{вп}$) от коэффициента водонасыщения $k_в$ продуктивного коллектора $P_п = f(k_п)$.

Спустя четыре года после публикации В.Н. Дахнова аналогичные связи опубликовал Г.Е. Арчи, обобщив данные, полученные американскими исследователями.

В 40-е—50-е годы В.Н. Дахновым и его сотрудниками, специалистами других научных и производственных организаций были получены многочисленные корреляционные связи между геофизическими параметрами и петрофизическими характеристиками коллекторов — коэффициентами общей, открытой и эффективной пористости,

коэффициентом водонасыщения, гранулометрическим составом терригенных коллекторов, их глинистостью, коэффициентами абсолютной и фазовой проницаемости и т.д.

Широкие исследования были проведены в специализированных лабораториях МИНГ им. И.М. Губкина (Б.Ю. Вендельштейн, В.Н. Дахнов, В.М. Добрынин, В.Н. Кобранова, Д.А. Кожевников, М.Г. Латышова), ВНИИГеофизики (С.Г. Комаров, П.Т. Котов, Е.А. Поляков, М.Л. Озерская), ВСЕГЕИ (Н.Д. Дортман, Э.Я. Дубинчак, И.Ф. Зотов, М.Ш. Магид, У.И. Моисеенко, И.В. Розенталь), СНИИГГиМС (Н.А. Туезова, Л.М. Дорогиницкая), в других организациях (В.С. Афанасьев, Т.З. Вербицкий, А.М. Глевасская, Г.Г. Камышева, А.И. Каркошкин, Е.И. Леонтьев, Л.М. Марморштейн, Г.И. Петкевич и др.), а также за рубежом (Х. Вонг, Н. Кристенсен, А. Нур, Д. Чанг, и др.).

Была создана основа для использования данных ГИС при подсчете запасов нефти и газа с определением подсчетных параметров — $h_{эф}$, $k_п$, $k_{н,г}$ — и при проектировании разработки нефтяных и газовых месторождений — с определением коэффициентов проницаемости и начального нефте(газо)насыщения.

Этот период можно рассматривать как *первый период* развития — период зарождения и становления — современной петрофизики. Однако ее развитие было далеко не безоблачным. Использование огромного информационного потенциала ГИС для подсчета запасов и проектирования разработки в тот период (конец 40-х — 50-е годы) еще не было осознано и встретило сопротивление многих геофизиков и геологов. Они полагали, что предметом ГИС является решение сугубо качественных задач: — литологическое расчленение разреза, корреляция пластов и выделение продуктивных коллекторов. Использование ГИС для количественного определения фильтрационно-емкостных параметров коллекторов считалось необоснованным. Возможностям ГИС противопоставлялись лабораторные способы определения этих параметров на образцах керна.

Лишь в первой половине 60-х годов благодаря настойчивости В.Н. Дахнова и его сотрудников, начался *второй период* развития петрофизики, обусловленный систематическим использованием данных ГИС при подсчете запасов, а с конца 60-х годов — при проектировании разработки терригенных коллекторов.

Востребованность результатов интерпретации данных ГИС нефтяной и газовой промышленностью страны явилось мощным импульсом для дальнейшего бурного развития петрофизики. Этот период характеризуется созданием в научных и производственных организациях специальных петрофизических лабораторий, оснащенных приборами не только для определения геофизических и фильтрационно-емкостных параметров, но и для изучения вещественного состава горных пород физическими и физико-химическими методами. При обработке результатов петрофизических исследований начали применять программы многомерного корреляционного анализа, классификации, распознавания образов и т.д. Данные петрофизики и ГИС стали использоваться для фациального анализа и

палеореконструкции нефтегазовых бассейнов. Расширился круг изучаемых петрофизикой физических свойств пород за счет электрохимических, ядерно-физических, акустических, ядерно-магнитных методов.

В 1962 году вышел первый учебник В. Н. Кобрановой «Петрофизика». В нем были обобщены и систематизированы важнейшие результаты, накопленные в области изучения физических свойств горных пород. Новая дисциплина в науках о Земле состоялась.

В это же время В. Н. Дахнов поддержал идею нового направления в петрофизике — исследование физических свойств пород-коллекторов при высоких термодинамических параметрах. К концу 80-х годов в МИНГ им. И. М. Губкина была создана лаборатория с уникальными установками (В. М. Добрынин, Я. Р. Морозович, Л. П. Петров, В. Н. Черноглазов). Результаты исследований, выполненных в этой лаборатории, вошли в два специальных справочника, учебники, научные монографии.

С конца 50-х годов учениками В. Н. Дахнова (Б. Ю. Вендельштейн, Е. И. Леонтьев, М. М. Элланский и др.) изучается влияние на физические свойства пород-коллекторов и литологических экранов адсорбционной способности пористой среды, физико-химических свойств поверхности твердой фазы и аномальных пленок воды. Полученные результаты, с одной стороны, явились вкладом в развитие электрохимии двойного слоя, с другой — позволили существенно усовершенствовать геофизические методы оценки фильтрационно-емкостных свойств терригенных коллекторов. Эти исследования сопровождались также изучением роли глинистых материалов и других высокодисперсных (в естественных условиях) минералов, не вписывающихся в формальное понятие «глинистость», разработан способ учета минерального состава глинистой составляющей, индивидуальных свойств компонент глинистой фракции (емкость катионного обмена, гигроскопическая влажность, избирательная смачиваемость, и т. д.).

С 1957 года Д. А. Кожевников предпринял систематическое изучение нейтронных характеристик горных пород. Это направление получило название *ядерной петрофизики* и стало быстро развиваться в нашей стране и за рубежом. Оно охватило не только нейтронные, но и другие ядерно-физические характеристики пород, руд и природных сред в целом; охватило как теоретические методы расчета, так и экспериментальные методы их определения по измерениям на образцах керна и в моделях пластов.

Результаты петрофизических исследований осваивались и дополнялись специалистами в области нефтепромысловой геологии, физики и механики нефтяного и газового пласта, подземной газо- и гидродинамики, разработки месторождений нефти и газа. Происходило накопление обширного фактического материала изучения физических свойств пород-коллекторов и пород-неколлекторов из разрезов глубоких скважин основных нефтегазоносных регионов нашей страны и зарубежных стран.

Третий этап развития петрофизики ознаменовался переходом к петрофизическому районированию территорий. Пионерами петрофизического районирования явились В.Л. Комаров, Е.И. Леонтьев, В.В. Гречухин.

В настоящее время мы наблюдаем *четвертый период* развития петрофизики, характеризующийся переходом от коллекционирования эмпирических связей к построению теоретических моделей, и от петрофизического моделирования коллекторов — к петрофизическому моделированию геологических разрезов и осадочных бассейнов в целом.

Изучение петрофизических характеристик на образцах керна

При изучении сложных коллекторов помимо стандартного набора петрофизических исследований — определений пористости, проницаемости, водоудерживающей способности, — необходимо выполнять специальные дополнительные исследования керна:

— рентгеноструктурный анализ глинистых минералов;

— растровую электронную микроскопию с микрозондами для определения минерального состава матрицы, цемента и структуры емкостного пространства;

— оптическую микроскопию в поляризованном свете для качественного изучения минерального состава и степени преобразованности отдельных минералов;

— количественные анализы на элементы и минералы, обладающие аномальными ядерно-физическими свойствами (естественные радионуклиды, элементы-поглотители тепловых нейтронов, минералы с аномальным водородосодержанием типа цеолитов, гидроокислов железа и алюминия, и др.).

Изменения геохимических характеристик продуктивных коллекторов вследствие природных или техногенных причин (в результате вскрытия пластов и разработки месторождений), приводящие к изменению не только состава пластовых флюидов, но и минералогического облика коллекторов. В результате может происходить снижение нефтеотдачи [23].

Наиболее полные петрофизические исследования выполняются в базовых скважинах с достаточно представительным выносом керна, мера представительности которого определяется степенью неоднородности изучаемого геологического разреза.

После изучения физических свойств горных пород и взаимосвязей между ними на образцах керна (в лабораторных условиях) встает проблема переноса этих свойств в условия естественного залегания пород, то есть проблема учета высоких температур и давления (всестороннего сжатия).

Проблемы комплексной интерпретации обусловлены принципиальной неоднозначностью перехода от измерений физических полей к искомым петрофизическим характеристикам пород. При комплексной интерпретации данных ГИС для преодоления неоднозначности

решения системы петрофизических уравнений требуется привлечение и использование новых законов — законов надпородного уровня. Необходимо учитывать и использовать законы стехиометрии, циклостратиграфии, влияние изменений термодинамических условий залегания пород, изменения петрофизических характеристик в прискважинных зонах.

На этом уровне возникло **новое направление в развитии петрофизики**, обусловленное переходом от петрофизического моделирования коллекторов — к петрофизическому моделированию геологических разрезов и осадочных бассейнов в целом и процессов в них.

Важнейшим разделом петрофизики пород, слагающих разрезы нефтяных и газовых скважин, является **петрофизика коллекторов нефти и газа.**

На основе анализа и обобщения отечественного и зарубежного опыта определения подсчетных параметров нефтегазовых коллекторов и оригинальных петрофизических исследований, выполненных на кафедре ГИС ГАНГ им. И.М. Губкина, впервые были выпущены методические руководства по использованию данных ГИС для определения параметров нефтегазовых коллекторов, используемых при подсчете запасов, проектировании и разработке месторождений нефти и газа [6].

Современное значение, особенности и направления развития петрофизики тесно связаны с развитием геоинформационных технологий и геофизики в целом. Развитие микроэлектроники и микропроцессоров, большая емкость магнитных и оптических носителей информации практически сняли технические ограничения для обработки огромных цифровых массивов геолого-геофизической информации. Такая обработка сегодня может выполняться в процессе скважинных измерений в режиме реального времени.

Одновременно снятие *технических* проблем не только не ослабило, но наоборот, обострило *научно-методические* проблемы, связанные с преодолением недостатков интерпретационно-метрологического обеспечения и петрофизического обоснования отдельных методов.

Развитие компьютерных технологий комплексной интерпретации данных ГИС дало мощный стимул к развитию теории методов ГИС, усовершенствованию их интерпретационных и петрофизических моделей, метрологического обеспечения. Все более и более проявляется стремление к реализации таких интерпретационных процедур, которые в максимальной степени используют возможности вычислительной техники и в принципе нереализуемы в режиме ручной («палеточной») интерпретации. Прежде всего это визуализация результатов комплексной интерпретации данных ГИС и сейсмики при гидродинамическом моделировании месторождений не только в пространстве, но и во времени (геологическом и календарном времени). Изучение физических процессов, происходивших в различные периоды геологической истории осадочных бассейнов, необходимо для понимания закономерностей образования месторождений нефти и газа, их надежного выявления и количественной оценки, контроля разра-

ботки, обеспечивает радикальное снижение стоимости и финансовых рисков геолого-разведочных работ.

2. НЕОДНОРОДНОСТЬ, ДИСПЕРСНОСТЬ, МЕЖФАЗНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ ПОРОД

2.1. ТИПЫ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

В петрофизике горную породу рассматривают как геологическое тело сложного полиминерального состава при термодинамических условиях естественного залегания. Можно указать, по крайней мере, следующие типы неоднородностей — по фазовому, компонентному (минеральному) составу, а также текстурно-структурные.

Фазовый состав: порода представлена тремя фазами — твердой, жидкой и газообразной, или двумя — твердой, жидкой или твердой, газообразной.

Компонентный состав: каждая фаза представлена одним, двумя или несколькими минералами (твердая фаза), жидкостями (жидкая фаза), газами (газообразная фаза).

Каждый минеральный, жидкий или газообразный компонент имеет определенный химический состав.

Структурно-текстурное строение характеризует более сложное образование, состоящее из двух или более различных пород, чередующихся в объеме изучаемого геологического объекта — образцы породы, пласта и т.д.

Фазовая неоднородность породы предполагает наличие границ раздела между обособленными объемами, занимаемыми каждой фазой. Молекулы каждой фазы, расположенные в приграничной области, толщина которой оценивается примерно как утроенный радиус сил молекулярного взаимодействия, образуют пограничные слои со свойствами, отличными от свойств граничащих фаз. При небольшой площади поверхности раздела фаз доля пограничного слоя в объеме породы пренебрежимо мала и интегральное значение того или иного физического параметра породы определяется значениями этого параметра для отдельных фаз и вкладом каждой фазы в суммарный эффект, который зависит от объемного содержания фазы в породе и закона, по которому рассчитывается этот вклад. С ростом площади поверхности раздела возрастает доля объема, занимаемого пограничным слоем, и соответственно вклад его в интегральное значение изучаемого параметра, так что пренебрегать наличием пограничного слоя уже нельзя. Примером фазовой неоднородности может служить водоносный неглинистый коллектор, в котором твердая фаза минерального скелета и свободная вода в порах занимают обособленные объемы, разделенные поверхностью с малой площадью. С появлением глинистой компоненты в минеральном скелете возрастает площадь поверхности раздела, и доля физически связанной воды, расположенной в приграничном слое, становится заметной.

Компонентную неоднородность породы характеризуют составом твердой, жидкой и газообразной фаз. Ее можно проиллюстрировать на следующих примерах: доломитизированный известняк имеет в составе твердой фазы два минерала — доломит и кальцит; нефтеводоносный коллектор содержит в составе жидкой фазы нефть и свободную воду.

Примерами текстурной неоднородности являются разновидности глинистого песчаника, содержащие глинистый материал, распределенный по объему в виде прослоев, чередующихся с прослоями песчаника, линзочек или гнездовидных включений.

Масштабы неоднородностей зависят от их генезиса, и образуют различные уровни неоднородности. Рассмотрим эти уровни в порядке их возрастания в соответствии с изучаемыми составляющими породы.

Составные части породы и их примерные размеры, мкм

Атомы, ионы	$0{,}5 \cdot 10^{-4}$—$2 \cdot 10^{-4}$
Молекулы	10^{-4}—10^{-3}
Моно- и полимолекулярные слои (толщина)	10^{-4}—10^{-1}
Поры, заполненные жидкостью, газом	10^{-4}—10^{3}
Зерна твердого скелета	10^{-3}—10^{5}
Полости выщелачивания	10^{2}—10^{7}
Прослои, линзы, включения	10^{3}—10^{7}

При экспериментальном изучении горной породы необходимо учитывать одновременно разрешающую способность используемого для изучения физического или физико-химического метода, размеры исследуемого образца породы и масштабы его неоднородности на разных уровнях. При изучении породы в лаборатории обычно имеют дело с образцами размером примерно от 1 см (кусочки шлама) до 10 см (образцы правильной формы — цилиндры, прямоугольные параллелепипеды). Размеры объектов, выделяемых в разрезах скважин геофизиками и изучаемых с помощью полученных петрофизических связей и критериев, составляют от нескольких сантиметров до нескольких единиц и десятков метров. Это необходимо учитывать при получении и использовании петрофизических связей типа керн — керн и геофизика — керн (см. разд. 13).

Различные физические методы изучения породы в лаборатории и соответствующие им геофизические методы изучения пород в условиях естественного залегания исследуют и отражают разные уровни неоднородности исследуемых геологических объектов. Так, ядерные методы, например нейтронно-активационный анализ, «работают» на ядерном уровне и соответственно дают информацию о наличии и количественном содержании того или иного элемента. Определив элементный состав породы комплексом ядерных методов, при благоприятных условиях можно приближенно оценить минеральный состав скелета породы и молекулярный состав жидкой и газообразной фаз в порах. Электрические и электромагнитные методы «работают» на уровне зерен минерального скелета и пор,

поэтому изучаемые ими физические параметры дают информацию, прежде всего, о соотношениях объемов твердой фазы и флюидов в породе, а также о соотношениях объемов полярных и неполярных или проводящих и непроводящих фаз в емкостном пространстве породы. Электрохимические и отчасти электромагнитные методы (в определенном диапазоне частот) позволяют получить информацию о присутствии и содержании в породе пограничных слоев с аномальными свойствами, что позволяет судить о степени дисперсности твердой фазы, например, при изучении диффузионно-адсорбционной активности осадочных пород, или о степени дисперсности включений с электронной проводимостью в массиве породы диэлектрика (полиметаллические руды).

Изучение фильтрационно-емкостных параметров породы в сочетании с изучением ее акустических, электрических и электрохимических параметров позволяет, находясь на уровне пор и скелетных зерен, уделить основное внимание исследованию геометрии пор и минерального скелета породы.

Уровни неоднородности более высокого порядка исследуют обычно комплексом геофизических методов в разрезах скважин или, если они не выходят за пределы 1 мм — 1 см, на крупных образцах правильной формы также комплексом физических и физико-химических методов в лаборатории.

Важными характеристиками неоднородности породы являются степень дисперсности твердой фазы и соответствующая ей поверхность раздела твердой и жидкой и газообразной фаз, которые рассмотрены ниже.

2.2. ГЛИНИСТОСТЬ

Фильтрационно-емкостные свойства, водоудерживающая способность, многие другие физические свойства терригенных коллекторов, изучаемые методами ГИС (удельное электрическое сопротивление, диэлектрическая проницаемость, естественная и вызванная поляризация, естественная радиоактивность, упругие параметры, нейтронные свойства и т.д.) зависят, в первую очередь, от содержаний в породе глинистых минералов, их состава, свойств (табл. 1) и морфологии распределения в объеме породы.

При отсутствии или незначительном содержании в коллекторе карбонатного, силикатного и железистого цемента, что характерно для большей части терригенных разрезов, содержание глинистого материала является решающим фактором при разделении пород на коллекторы и неколлекторы, а коллекторов — на пласты с различными фильтрационно-емкостными свойствами.

Глинистые минералы по своим физическим свойствам резко отличаются от минералов скелетной матрицы. С изменением содержания глинистого материала закономерно изменяются пористость, проницаемость, остаточная флюидонасыщенность. Содержание в породе глинистого материала является одним из основных факторов, определяющих способность породы быть промышленным коллекто-

Таблица 1. **Свойства глин различного минералогического состава**

Характеристика	Глины с высокой радиоактивностью	Глины с низкой радиоактивностью
Основные минералы	Гидрослюда монтмориллонит бентонит	каолинит хлорит
Морфологическая характеристика	Входят в состав матрицы; заполняют емкостное пространство	
Минералогическая плотность, г/см^3 (среднее значение)	гидрослюда 2,84 монтмориллонит 2.50 бентонит	каолинит 2,62 хлорит 2,72
Удельная поверхность S, м^2/м^3	Высокая (монтмориллонит: 900; гидрослюда: 280)	Низкая (каолинит: 50)
Емкость катионного обмена Q, мг-экв/100г	Высокая (60—150)	Низкая (3—15)
Показатель гидрофильности Y $Y=SiO_2/R_2O_3$ ($R_2O_3=Al_2O_3+Fe_2O_3$)	Высокий (монтмориллонит: Y>4); Средний (гидрослюда: 4>Y>2)	Низкий (каолинит: Y<=2)
Разбухаемость	Сильная	Слабая
Суммарное содержание ЕРЭ, eU	Высокое (15—50)	Низкое (5—15)
Содержание химически связанного водорода*	Низкое (менее 13%)	Высокое (до 37%)
Удельное электрическое сопротивление	Высокое	Низкое
Поглощение тепловых нейтронов	Сильное	Слабое

*без учета межпакетной воды.

ром, и одновременно существенно влияет на петрофизические связи, лежащие в основе интерпретации данных ГИС.

Для характеристики содержания глинистого материала используют параметры массовой $C_{гл}$, объемной $k_{гл}$ и относительной $\eta_{гл}$ глинистости, которые рассчитывают по величине массового содержания в породе высокодисперсного глинистого материала (размер частиц $dз < 0{,}01$ мм), состоящего преимущественно из глинистых минералов.

Объективной характеристикой присутствия в породе глинистых и других высокодисперсных минералов являются параметры, характеризующие полную поверхность породы, отнесенную к единице объема породы (полная удельная поверхность); к единице массы твердой фазы породы (адсорбционная поверхность минерального скелета); к единице объема пор (величина, пропорциональная присутствию в породе обменных катионов). Параметры, характеризующие пере-

численные виды поверхностей, рассчитаны на основе эмпирического определения адсорбционной способности породы с помощью различных агентов — воды, азота, инертных газов, обменных катионов, получая изотермы адсорбции нейтральных молекул (воды, газа) или выполняя катионный обмен определенного катиона (например Cu^{+2}) на природный комплекс обменных катионов породы.

В карбонатном разрезе основными факторами, формирующими породу-коллектор, и определяющими ее фильтрационно-емкостные и другие свойства являются вторичные процессы, связанные с тектоническими перемещениями участков фундамента и осадочного чехла, ведущие к образованию системы трещин, и процессы выщелачивания карбонатного скелета с образованием емкостей выщелачивания от небольших каверн до мегакарста. Трещины формируют пути фильтрации и, следовательно, — фильтрационные свойства, а емкости выщелачивания — емкостные свойства коллектора.

В формировании карбонатных коллекторов роль глинистого материала и его свойств менее значительна, чем в терригенных, хотя относительное содержание глинистого материала $\eta_{но}$ оказывает определенное влияние на возникновение емкостей выщелачивания: чем больше величина $\eta_{но}$, тем меньше вероятность протекания процессов выщелачивания и возникновения вторичных пустот. В то же время, карбонатные породы с высоким относительным содержанием НО способны быть надежным литологическим экраном нефтяной или газовой залежи при отсутствии в ней вертикальных и субвертикальных трещин.

В карбонатном разрезе глинистые минералы ассоциируются с нерастворимым остатком (НО) и некоторым аналогом параметров глинистости в терригенном разрезе являются соответствующие параметры, характеризующие содержание НО.

Наиболее сложными объектами являются **коллекторы**, приуроченные к **вулканогенам** — эффузивным, метаморфическим породам, а также к породам вулканогенно-осадочного происхождения. Фильтрационно-емкостные и другие параметры этих коллекторов формируются, в первую очередь, за счет **вторичных процессов** (тектогенез и выщелачивание), в ходе которых, прежде всего в результате выщелачивания происходит не только образование эффективной емкости (трещины, пустоты выщелачивания), но и существенное преобразование минерального состава твердой фазы с появлением компонент, обладающих высокой адсорбционной, в частности, водоудерживающей способностью — цеолиты, глинистые минералы.

Гранулометрическая глинистость $C_{гл}$ осадочных горных пород характеризуется содержанием в минеральном скелете породы частиц с эффективным диаметром менее 10 мкм. Величина $C_{гл}$ устанавливается по данным гранулометрического анализа и рассчитывается по формуле

$$C_{гл} = \frac{m_{<0,01}}{m_{тв}}, \qquad (2.1)$$

где $C_{гл}$ — массовая глинистость в долях единицы; $m_{тв}$ — масса сухой навески анализируемого порошка — твердой фазы минерального скелета породы; $m < 0{,}01$ — масса фракции с $d_{эф} < 10$ мкм.

Достоверность определения $C_{гл}$ зависит от технологии выполнения стандартного гранулометрического анализа в лабораториях петрографии и физики пласта: исследуемый образец экстрагируют в аппарате Сокслета, далее его размельчают, превращая в порошок, и обрабатывают 5—10 %-ным раствором соляной кислоты, после чего отмывают полученный порошок в дистиллированной воде, высушивают в термостате при температуре 105 °С и приступают к гранулометрическому анализу. Отметим по крайней мере два существенных недостатка методики, обусловливающих погрешность в определении $C_{гл}$.

1. Размельчение (истирание) образца не гарантирует переход в порошок всех частиц с $d_{эф} < 10$ мкм, поскольку часть их находится в зернах полевых шпатов и других минералов, частично преобразованных и содержащих в себе частицы с $d_{эф} < 10$ мкм.

2. Обработка изучаемого объекта концентрированным раствором HCl необратимо изменяет первоначальную массу образца, его минеральный и гранулометрический составы, поскольку растворяются не только карбонаты и гидрокарбонаты кальция и магния, но и ряд смешанослойных глинистых минералов — лептохлориты, гидроксиды железа и алюминия и другие высокодисперсные компоненты минерального скелета породы, которые, не будучи растворены HC1, оказались бы при гранулометрическом анализе во фракции с $d_{эф} < 10$ мкм.

Указанные недостатки стандартной методики определения $C_{гл}$ могут вносить существенные погрешности.

В петрофизической и геофизической практике используют параметры глинистости, производные от массовой глинистости $C_{гл}$ — объемную $k_{гл}$ и относительную $\eta_{гл}$ глинистость.

При равенстве плотности скелетных зерен породы и глинистой фракции ($\delta_{ск}=\delta_{гл}$) коэффициент объемной глинистости

$$k_{гл} = C_{гл}(1 - k_{п}), \tag{2.2}$$

где $k_{п}$ — коэффициент общей пористости.

Если $\delta_{ск} \neq \delta_{гл}$,

$$k_{гл} = C_{гл}\frac{\delta_{ск}}{\delta_{гл}}(1 - k_{п}). \tag{2.3}$$

Параметр $k_{гл}$ характеризует долю объема породы, занимаемую глинистым материалом; его удобнее использовать при построении различных моделей породы и для сопоставления с геофизическими параметрами.

Коэффициент относительной глинистости, или просто относительная глинистость, $\eta_{гл}$ характеризует степень заполнения глинистым материалом пространства между скелетными зернами:

$$\eta_{гл} = k_{гл}/(k_{гл} + k_{п}) \tag{2.4}$$

С $\eta_{гл}$ тесно связан коэффициент диффузионно-адсорбционной активности $А_{да}$.

В породе-коллекторе глинистый материал присутствует в виде агрегатов — скоплений глинистого цемента, занимающих обособленные объемы с присущей им внутренней пористостью $k_{п.гл}$. Объемное содержание в породе таких агрегатов характеризуется коэффициентом агрегатной глинистости

$$k_{гл.агр}=k_{гл}/(1-k_{п.гл}) \qquad (2.5)$$

Очевидно, что всегда $k_{гл.агр}>k_{гл}$, поскольку $k_{п.гл}>0$. Зная $k_п$, $k_{гл}$, $k_{п.гл}$, можно оценить предельное значение коэффициента эффективной пористости $k_{п.эф.пред}$ глинистого коллектора:

$$k_{п.эф.пред}=k_п-k_{гл}k_{п.гл}/(1-k_{п.гл}) \qquad (2.6)$$

Рассмотренные параметры характеризуют так называемую р а с с е я н н у ю г л и н и с т о с т ь породы, равномерно распределенную в объеме и характерную для достаточно однородных песчаников и алевролитов преимущественно кварцевого состава. В полимиктовых песчаниках и алевролитах часть глинистого материала содержится в частично или полностью преобразованных зернах полевых шпатов и обломков других пород. Характерно, что если глинистый цемент, контактный или типа заполнения пор, расположенный между скелетными зернами кварцевых и полимиктовых песчаников и алевролитов, приводит к снижению их эффективной пористости и проницаемости, глинистый материал преобразованных зерен и обломков пород мало влияет на фильтрационно-емкостные свойства коллектора.

Наряду с рассеянной различают слоистую глинистость, характеризующую содержание в породе прослоев глинистого материала, чередующихся с прослоями коллектора. С л о и с т у ю г л и н и с т о с т ь характеризуют параметром $\chi_{гл}$, выражающим долю толщины слоистой породы, приходящуюся на прослои глины.

В общем случае, если коэффициенты пористости песчано-алевритовых и глинистых прослоев неодинаковы ($k_{п.п}\neq k_{п.гл}$), параметры $\eta_{гл}$ и $\chi_{гл}$ связаны соотношением

$$\eta_{гл}=\frac{\chi_{гл}(1-k_{п.гл})}{\chi_{гл}+k_{п.п}(1-\chi_{гл})} \qquad (2.7)$$

Если $k_{п.гл}=k_{п.п}=k_п$, используя соотношения (2.4) и (2.7), нетрудно показать, что $\chi_{гл}=C_{гл}$, если $\delta_{ск}=\delta_{гл}$.

В карбонатных породах собственно глинистость не определяется. Для них находят содержание нерастворимого остатка $C_{н.о}$, характеризующее весовую долю минерального скелета, остающуюся после обработки породы 5 — 10 %-ным раствором HCl. Величину $C_{н.о}$ можно лишь условно рассматривать как $C_{гл}$, поскольку значительная, нередко большая часть нерастворимого остатка (НО) представлена кремнеземом. Так же, как при гранулометрическом анализе терригенных пород, благодаря воздействию HCl из анализируемой навески карбонатной породы уходят в раствор и выпадают из дальнейше-

го анализа лептохлориты, гидроксиды железа и алюминия. В литературе параметр $C_{н.о}$ и производные от него $k_{н.о}=C_{н.о}(1-k_п)$ и $\eta_{н.о}=k_{н.о}/(k_{н.о}+k_п)$ нередко используют в качестве аналогов $C_{гл}$, $k_{гл}$, $\eta_{гл}$ применительно к карбонатным породам.

Тонкодисперсная составляющая осадочной породы с размером частиц менее 10 мкм имеет сложный минеральный состав — кроме глинистых минералов она может содержать кварц, опал, халцедон, биотит, мусковит, лимонит, перидотит, роговую обманку, титаномагнетит, пирит. Однако основной составляющей этой фракции являются обычно глинистые минералы, что и позволяет, хотя и с определенной оговоркой, называть эту фракцию глинистым компонентом породы.

К глинистым минералам относят минералы алюмосиликатного состава, образующие группы гидрослюд, каолинита, монтмориллонита. В основе строения этих минералов лежит кристаллическая решетка, образованная алюмосиликатными тетраэдрами, включающая также атомы кислорода, гидроксильные группы, катионы натрия, калия, магния, кальция и т.д. Частицы (мицеллы) глинистых минералов характеризуются размерами от нескольких миллимикрон до нескольких микрон. Благодаря высокой дисперсности частиц глинистых минералов в осадочных породах они обладают огромной адсорбционной поверхностью, способной удерживать полярные молекулы воды и обменные катионы.

Все глинистые минералы благодаря высокой дисперсности и наличию обменных центров обладают высокой способностью сорбиро-

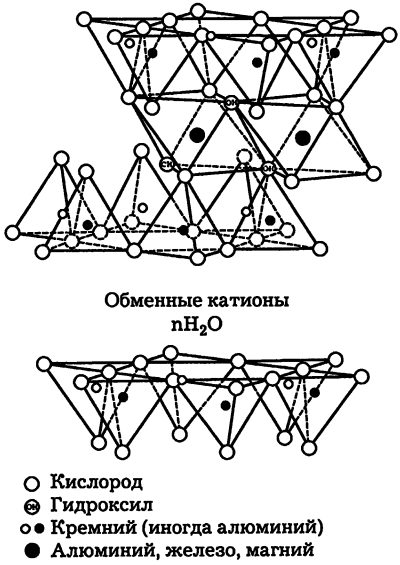


Рис. 1. Схематическое изображение структуры монтмориллонита (по Гофману и др.).

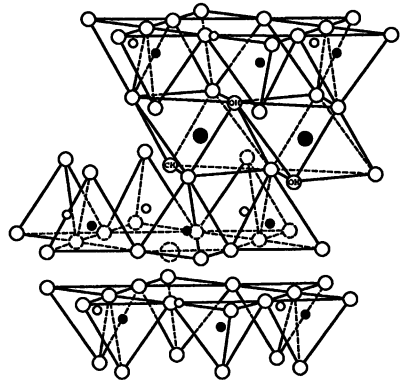


Рис. 2. Схематическое изображение структуры глинистого минерала группы гидрослюд (по Джексону и Уэсту). Обозначения те же, что на рис. 1.

Рис. 3. Структура емкостного пространства, сформированного гидрослюдой, развившейся в процессе вторичных преобразований полевого шпата; ув. 7000 (по В.Г. Виноградову).

Рис. 4. Электронная микрофотография глинистого материала, представленного блоками каолинита; ув. 6500 (по В.Г. Виноградову).

вать органические ионы и радикалы. Максимальной обменной емкостью обладают минералы группы монтмориллонита, минимальной — минералы каолинитовой группы. Минералы группы гидрослюд по сорбционным свойствам занимают промежуточное положение.

Минералы группы монтмориллонита и смешаннослойные образования гидрослюды обладают раздвижной кристаллической решеткой и способны поглощать молекулы воды и обменные катионы в пространство между алюмосиликатными пакетами, что приводит к набуханию и увеличению их объема в несколько раз.

Вторичные преобразования резко увеличивают удельную поверхность зерен. Это приводит, в свою очередь, к резкому увеличению толщины слоя связанной воды вокруг сильно измененных зерен полевых шпатов, в отличие от неизмененных разностей и, тем более, от кварца.

Тонкодисперсный материал, обволакивая каждое зерно, увеличивает его удельную поверхность (рис. 5). Структура емкостного пространства особенно осложняется щетковидным хлоритом, частицы которого, располагаясь перпендикулярно базальной плоскости частиц пленочного хлорита и поверхности обломочных зерен, еще более увеличивают удельную поверхность последних (рис. 6). Такие породы характеризуются высокой остаточной водонасыщенностью даже при незначительном содержании глинистого цемента.

Изучение глинистых минералов, их содержаний, состава и свойств имеет важное значение для петрофизики нефтегазовых коллекторов по следующим причинам.

1. Содержание глинистого цемента в терригенном коллекторе кварцевого или полимиктового состава существенно влияет на его порис-

Научно-техническая
библиотека
СибНИИНП

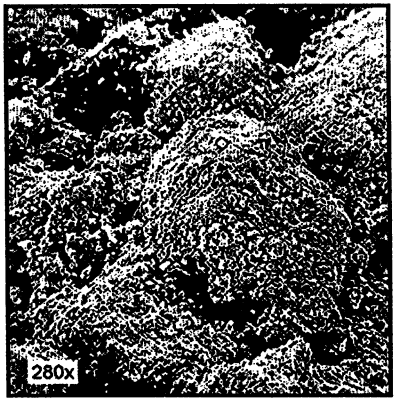


Рис. 5. Пелитизированные зерна полевых шпатов в полиминеральном песчанике; ув. 280 (по В.Г. Виноградову).

Рис. 6. Поровое пространство, сформированное хлоритом вторичного происхождения; ув. 3000 (по В.Г. Виноградову).

тость и проницаемость. С ростом глинистости фильтрационно-емкостные свойства коллектора обычно ухудшаются.

2. Огромная поверхность глинистых частиц обусловливает связь содержания в породе физически связанной воды с глинистостью и увеличение коэффициента остаточного водонасыщения с одновременным снижением коэффициента эффективной пористости с ростом глинистости. Образование пленок адсорбированной воды с аномальными физическими свойствами, занимающих значительную долю объема глинистой породы, ведет к возникновению аномальных физических и физико-химических свойств глинистых пород, которые необходимо учитывать при анализе материалов ГИС.

3. Содержание и минеральный состав глинистого материала — главные факторы, определяющие способность породы играть роль литологического экрана нефтяной или газовой залежи.

В петрофизике нефтегазовых коллекторов информация о глинистости изучаемых объектов необходима для решения следующих вопросов: а) выбора петрофизических уравнений и их констант, адекватных изучаемому объекту, геологической интерпретации результатов ГИС на стадиях подсчета запасов и проектирования разработки месторождений нефти и газа; б) прогноза поведения коллекторов нефти и газа в прискважинной зоне при вскрытии разреза бурением на пресном РВО; в) прогноза динамики продуктивности коллекторов нефти и газа при заводнении их пресной водой, закачиваемой в нагнетательные скважины в процессе эксплуатации.

Для эффективного учета влияния глинистости породы-коллектора на значения подсчетных параметров и параметров, используемых при проектировании и анализе разработки, для правильного выбора петрофизических уравнений и констант, входящих в эти уравнения,

необходимы сведения о глинистости в виде величины $C_{гл}$, получаемой при стандартном гранулометрическом анализе. Специалисту в области интерпретации результатов ГИС и физики нефтяного и газового пластов требуются следующие сведения о содержании в породе, составе и свойствах высокодисперсных компонентов скелета породы, в частности, глинистого материала.

1. Полная адсорбционная поверхность ненарушенного образца породы, установленная одним из способов, рассмотренных ниже.

2. Доли поверхности, приходящиеся на зерна скелетной фракции ($d_{эф} > 10$ мкм) и цемент для полимиктовых песчаников и алевролитов, и вулканогенно-обломочных пород.

3. Объемные содержания в породе глинистых минералов и других высокодисперсных компонентов, растворяемых при подготовке образца к анализу раствором соляной кислоты.

4. Состав глинистых минералов в анализируемом образце; распределение их в цементе, обломках пород и преобразованных скелетных зернах полимиктовых песчаников, алевролитов и вулканогенно-обломочных пород. Состав и доля глинистых материалов во фракции <10 мкм терригенных и в нерастворимом остатке карбонатных пород.

5. Доли глинистого материала, характеризующегося рассеянной и слоистой глинистостью, в микрослоистом образце, представленном чередованием тонких прослоев коллектора и глины.

2.3. УДЕЛЬНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ. ЕМКОСТЬ КАТИОННОГО ОБМЕНА

Под удельной поверхностью пористой среды понимают полную поверхность твердых частиц, образующих твердую фазу этой среды, или полную поверхность поровых каналов среды, отнесенную к единице массы твердой фазы или к единице объема пористой среды.

В инженерной геологии, петрографии, почвоведении удельную поверхность $S_{тв}$ относят к единице массы твердой фазы и выражают в м^2/г. В петрофизике принято относить удельную поверхность к единице объема породы, выражая ее в м$^{-1}$ или см$^{-1}$. Для перехода от значения $S_{тв}$ в м^2/г к значению $S_п$ и м$^{-1}$ пользуются формулой

$$S_п = S_{тв}\delta_{тв}(1 - k_п) \qquad (2.8)$$

где $\delta_{тв}$ в г/см^3; $k_п$ — в долях единицы. При выражении $S_п$ в см$^{-1}$ в правой части формулы (2.8) добавляют множитель 10^4.

Удельную поверхность $S_п$ можно определять на ненарушенном образце, $S_{тв}$ — на порошке, приготовленном путем размельчения минерального скелета образца без нарушения его первоначальной дисперсности. В каждом случае исследуемый объект отмывают от минеральных солей и органических примесей и высушивают при температуре 140 °С. Определение удельной поверхности основано на результатах адсорбции молекул нейтрального вещества, не вступающего в химическую реакцию с веществом адсорбента. Величину $S_{тв}$ рассчитывают по формуле

$$S_{тв}=Q_{тв}/(\sigma m_{тв}), \qquad (2.9)$$

где $Q_{тв}$ — количество вещества, г-экв, адсорбированного адсорбентом массой m; σ — количество вещества, г-экв, адсорбируемого единицей площади поверхности адсорбента. Величина σ зависит от количества активных центров поверхности твердой фазы, приходящихся на единицу площади. Для природных адсорбентов — глин, кремнезема и др., значение σ составляет от $3 \cdot 10^{-7}$ до $17 \cdot 10^{-7}$ г-экв/м^2, что соответствует количеству активных центров в 1 м^2 поверхности $(1{,}8 \div 10) \cdot 10^{17}$. При этом размеры «посадочной площадки» одной молекулы меняются соответственно в пределах $(5{,}5 \div 1) \cdot 10^{-18}$ м^2.

Такой способ расчета $S_{тв}$ справедлив при условии, что адсорбируемые молекулы располагаются в виде монослоя равномерно на поверхности твердой фазы, поэтому эксперимент по адсорбции того или иного агента на поверхности изучаемой породы стремятся поставить так, чтобы это условие соблюдалось.

Наиболее физически обоснованным и технологически совершенным считают способ определения удельной поверхности, связанный с получением изотермы адсорбции инертного газа, например, азота или аргона, и последующей интерпретацией полученных результатов по методике Брунауэра-Эммета-Теллера (БЭТ). Наибольшее распространение в отечественной и зарубежной лабораторной практике получил вариант этого способа, заключающийся в получении изотермы адсорбции азота при низкой температуре. Рассмотрим упрощенную модификацию этого способа.

1. Отмытый образец породы произвольной формы вакуумируют с откачкой до 10^{-3} мм рт. ст. и прогревают до температуры 140 °С.

2. В специальную ампулу, содержащую изучаемый образец, последовательно впускают дискретные порции азота при температуре −196 °С. После каждого впуска измеряют равновесное давление паров азота в ампуле с образцом $p_{равн}$ и в буферном объеме p_v. В системе координат $p_{равн}$ — p_v наносят точки, соответствующие каждому измерению, соединяя которые, получают прямую, пересекающую ось абсцисс в точке $p=(p_o)_m$. Это значение соответствует давлению азота в объеме V, которое необходимо для образования завершенного монослоя адсорбированных молекул N_2.

Здесь же помещают контрольный график, проходящий через начало координат, получаемый на основании измерений $p_{равн}$ и p_v по той же программе, как для изучаемого образца, но для образца из оргстекла, на котором адсорбция азота не происходит.

3. Значение $S_{тв}$ рассчитывают по формуле

$$S_{тв}=\frac{6{,}02 \cdot 10^{23} \cdot 273 \cdot 16{,}1 \cdot 10^{-20} V (p_0)_m}{22{,}4 \cdot 10^3 T \cdot 760\, m} \qquad (2.10)$$

где m — масса образца; V — калиброванный объем, из которого азот поступает в ампулу с образцом; T — температура газа в объеме V. При $T=293$ К. После упрощений получаем

$$S_{тв}=5{,}35 \cdot 10^{-3} (p_0)_m V/m \qquad (2.11)$$

Значение $S_п$ рассчитывают затем по формуле (2.8).

В лабораторной практике достаточно широко используют другой способ определения $S_{тв}$, основанный на получении изотерм адсорбции паров воды с последующим расчетом минимальной гигроскопической влажности образца. Этот способ не требует специальной сложной аппаратуры, поэтому более доступен для лабораторий, выполняющих массовые исследования образцов. Экстрагированный и высушенный образец помещают в эксикатор, в котором последовательно создают различную упругость водяных паров. При каждом фиксированном значении p определяют массу образца m и рассчитывают как массу влаги m_w, поглощенной образцом, так и разность масс влажного $m_{вл}$ и сухого $m_с$ образцов. Опыт проводят при постоянной температуре. Затем в прямоугольной системе координат наносят точки с координатами $m_в$ и p/p_s, откладывая по оси абсцисс отношение текущего значения p к максимальной упругости паров p_s. Соединяя точки, получают изотерму адсорбции паров воды. Если изотерма имеет четко выраженное плато — участок, параллельный оси абсцисс, для дальнейших расчетов используют величину m_w, соответствующую этому плато (рис. 7). Если плато отсутствует, берут значение m_w, соответствующее p/p_s=0,3—0,35. Полагают, что это значение соответствует завершению образования монослоя адсорбированной воды. Величину $m_w=m_г$ называют минимальной гигроскопической влажностью. Если $w_г$ выражена в г, количество адсорбированной воды в г-экв составит $w_г/18$, а величина $S_{тв}$ в м²/г:

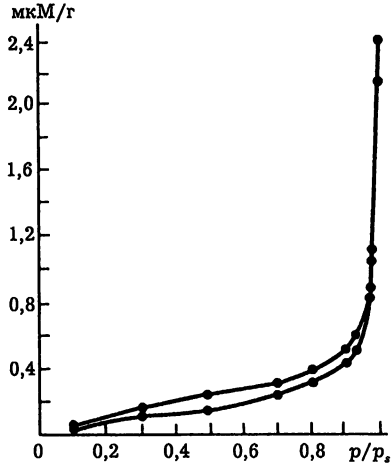


Рис. 7. Изотермы адсорбции паров воды на образцах полимиктовых песчаников (по В.В. Поспелову)

$$S_{тв}=w/(18\sigma m) \qquad (2.12)$$

$S_п$ рассчитывают затем по формуле (2.8). Рекомендуется брать $\sigma=10\div17\cdot10^{-7}$ г-экв/м².

Преимуществом рассмотренных способов определения $S_{тв}$ является возможность решения задачи на образцах породы любой формы без разрушения образца. Благодаря тому, что образец не подвергается обработке раствором HCl и не измельчается, получаемые рассмотренными способами значения $S_{тв}$ и $S_п$ являются более полными и объективными характеристиками присутствия в породе высокодисперсных компонент, в том числе глинистой.

Благоприятными объектами исследования для применения рассмотренных способов являются гидрофильные осадочные породы всех классов, принимающих участие в геологическом разрезе нефтяных и газовых месторождений, — терригенные, карбонатные, вулканогенные и смешанного состава.

Значительными возможностями обладает способ определения параметров $S_{тв}$ и $S_п$, основанный на определении емкости ионного обмена твердой фазы образца породы. Сущность ионного обмена состоит в том, что природный или синтетический адсорбент-ионобменник, находящийся в водном растворе электролита, имеет определенный состав ионов, образующих внешнюю обкладку двойного слоя на границе твердая фаза — жидкость, который находится в строгом соответствии с составом тех же ионов в свободном растворе. Для природных адсорбентов-ионобменников, в первую очередь глин, характерен положительный заряд внешней обкладки двойного слоя, которая состоит в основном из катионов. Поэтому для глин и других высокодисперсных породообразующих минералов осадочных горных пород типичен катионный обмен.

Если во внешней обкладке двойного слоя на поверхности глинистых частиц и в свободном растворе находятся два одновалентных катиона, например Na^+ и K^+, отношение концентрации их в двойном слое χ_{Na}/χ_K подчиняется закону

$$\chi_{Na}/\chi_K = KC_{Na}/C_K \qquad (2.13)$$

где C_{Na}/C_K — отношение концентраций этих ионов в свободном растворе; K — константа равновесия ионного обмена.

Если в свободном растворе изменить отношение C_{Na}/C_K, начнется ионобменная реакция, которая завершится установлением в двойном слое нового соотношения χ_{Na}/χ_K в соответствии с уравнением (2.13).

Для пары одновалентный — двухвалентный катион, например Na^+—Ca^{2+}, уравнение ионного обмена имеет вид

$$\chi_{Na}/\chi^2_{Ca} = KC_{Na}/C^2_{Ca} \qquad (2.14)$$

Величина константы ионобменного равновесия зависит от природы ионобменника и ионов, участвующих в обменной реакции.

Емкость катионного обмена $Q_{тв}$ (обменная емкость) ионобменного материала определяется выражением $\sigma S_{тв}$ (на 1 г твердой фазы), где σ — плотность заряда двойного слоя в г-экв. на единицу площади; $S_{тв}$ — полная поверхность, на которой происходит обменная реакция. Это значение $S_{тв}$ можно рассматривать как аналог полной адсорбционной поверхности, поскольку размещение катионов двойного слоя на поверхности связано с теми же активными центрами, которые обеспечивают молекулярную адсорбцию.

В лабораторной практике научных отраслей, где были установлены закономерности ионного обмена и создана методика определения емкости катионного обмена $Q_{тв}$, рекомендована следующая схема определения Q — величины $Q_{тв}$, отнесенной к 100 г изучаемого вещества.

1. Отмытую и высушенную навеску с массой m исследуемого объекта, например глины, насыщают заданным катионом, например Ca^{2+}. Для этого навеску помещают в раствор достаточно высокой концентрации электролита, содержащего данный катион, например $CaCl_2$. Обработку навески раствором производят дважды-трижды, добиваясь полного насыщения данным катионом. Признаком завершения обменной реакции является отсутствие в растворе, находящемся в равновесии с ионобменником, иных катионов, кроме Ca^{2+}.

2. Полученная Са-глина, отмытая от раствора, использованного для насыщения глины кальцием, обрабатывается раствором другого электролита, например NH_4Cl, по методике, обеспечивающей полное вытеснение Ca^{2+} катионом NH_4^+. Насыщение катионом NH_4^+ исследуемой глины прекращается после исчезновения Ca^{2+} в растворе, находящемся в равновесии с глиной.

3. Все порции раствора, накопленные при вытеснении катиона Ca^{2+}, сохраняют, смешивают, получая суммарный объем раствора V. Затем известными методами аналитической химии определяют концентрацию Ca^{2+} в растворе (С) в г-экв. Произведение CV дает количество Q_m (в г-экв), поглощенного навеской глины m (в г) кальция. Величину Q рассчитывают по формуле

$$Q = mQ_m \cdot 10^{-2} \qquad (2.15)$$

Величину Q глин и других природных ионобменников выражают обычно в мг-экв.

Таким же образом определяют Q минерального скелета глинистых песчаников и алевролитов, вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород. Для получения величины Q, объективно характеризующей обменную адсорбционную способность породы, ее следует определять на естественном *неразрушенном* образце. Если это невозможно, породу измельчают при обязательном соблюдении следующих условий: а) предварительная обработка образца до разрушения или измельченного образца раствором HCl высокой концентрации (5 — 10 %) недопустима, возможно использование лишь разбавленного ($c < 0{,}1$ н.) раствора уксусной кислоты; б) измельчение скелета проводится так, чтобы исключить возможное разрушение зерен скелета, используя современные методы воздействия на разрушаемый образец — вибровоздействие, пектуация и т.п.

Величину Q карбонатных пород следует определять только на неразрушенном образце. После растворения HCl карбонатного скелета можно получить значение Q лишь нерастворимого остатка. Правда, для большинства карбонатных пород характерно отсутствие или весьма низкое содержание гидроксидов железа, алюминия и легко растворяемых кислотой глинистых минералов, и нерастворимый остаток является главным носителем обменной адсорбционной способности породы.

Методика определения Q некоторых разновидностей вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород требует доработки. Это относится прежде всего к образцам, содержащим цеолиты. Некоторые

виды цеолитов характеризуются очень низкими значениями Q при огромной поверхности и высоком содержании остаточной воды.

Многочисленные модификации методики определения Q природных объектов различаются по применяемому агенту обменной адсорбции — катиону, которым насыщают породу, и по способу определения его концентрации в растворе, получаемом после завершения катионного обмена. В качестве насыщающего образец катиона чаще других используют Na^+, K^+, NH_4^+, Ca^{2+}, Ba^{2+}. Предпочтительнее использование Na^+ и Ca^{2+}, поскольку осадочные породы, прежде всего глинистые, слагающие разрезы нефтяных и газовых месторождений, имеют в своем обменном комплексе катионов в основном Na+ и Ca^{2+}, соотношение которых во внешней обкладке двойного слоя зависит от происхождения породы (морское или континентальное).

Значительная часть лабораторий для определения Q использует метиленовый голубой (МГ), являющийся слабым электролитом с катионом, молекулярная масса которого составляет 319. Количество МГ, поглощенного из раствора МГ, находящегося в равновесии с изучаемым образцом, определяют, фиксируя изменение оптической плотности раствора МГ, фотоспектрометром. Преимущество способа — его экспрессность; недостатки способа: низкая точность определения Q; неприменимость для образцов с ненарушенной структурой с ультратонкими порами, в которые огромный катион МГ не проходит.

Удельная емкость обмена породы, характеризующая обменную адсорбционную способность 1 см^3 породы с ненарушенной структурой,

$$Q_п = Q(1 - k_п)\delta_{тв}10^{-2} \qquad (2.16)$$

Здесь $Q_п$ выражена в мг-экв/см^3, если размерность [Q]=[мг-экв/г], [$\delta_{тв}$]=[г/см^3]. Удельная поверхность обменной адсорбции породы $S_п = Q_п/\sigma$ см$^{-1}$, где σ в мг-экв/см^2. Для большинства глин и других высокодисперсных компонент осадочных пород принимают $\sigma = 5 \cdot 10^{-8}$ мгэкв/см^2.

Сопоставление значений $S_п$, полученных по данным молекулярной адсорбции паров азота и воды и по данным обменной адсорбции катионов на различных образцах терригенных и некоторых вулканогенно-обломочных пород, показывает их удовлетворительную сходимость, несмотря на различную природу явлений, лежащих в основе определения $S_{тв}$ и $S_п$ в каждом из указанных способов. Особенно важно то, что даже если наблюдается различие в значениях по азоту и катионному обмену, что может быть вызвано, например, использованием неточной величины σ при расчете S, распределения значения S, полученных по данным молекулярной и обменной адсорбции, по образцам коллекции обычно совпадают.

2.3.1. Оценка удельной поверхности по данным гранулометрического анализа

Для пористой среды, образованной зернами сферической формы с одинаковым диаметром $d_з$, полная удельная поверхность $S_п$ определяется формулой

$$S_п = 6(1 - k_п)d^{-1}_з \text{ [см}^{-1}\text{]} \quad (2.17)$$

где $d_з$ выражен в см.

Если пористая среда образована сферическими зернами различного размера, предположим, несколькими группами зерен с постоянным значением $d_з$ в каждой группе, то при одинаковой плотности зерен $\delta_{тв}$

$$S_п = 6(1 - k_п)\sum_{i=1}^{n} p_i d_{зi}^{-1} \quad (2.18)$$

где p_i — весовое содержание; $d_{зi}$ — диаметр зерен i-й фракции. Если форма зерен отлична от сферической, что характерно для реальных обломочных пород, например для песчаников и алевролитов, формула (2.18) приобретает вид

$$S_п = 6f(1 - k_п)\sum_{i=1}^{n} p_i d_{эфi}^{-1} \quad (2.19)$$

где $f > 1$ — коэффициент, учитывающий отличие формы зерна от сферической; $d_{эф}$ — эффективный диаметр несферического зерна, принимаемого за сферическое.

Формулу (2.19) можно использовать для расчета $S_п$ песков и алевритов, слабосцементированных песчаников и алевролитов, лишенных глинистого и других видов высокодисперсного цемента. При изменении $k_п$ в пределах 0,3—0,4 и $d_{эф}$ в пределах от 0,1 см (крупнозернистый песчаник) до 0,002 см (тонкозернистый алеврит) получим значения $S_п$ от 36 до 2100 см$^{-1}$, а с учетом несферичности зерен примерные пределы изменения $S_п$ составят 40—2500 см$^{-1}$.

Природные песчаники и алевролиты всегда содержат глинистый и другие виды цемента, поэтому для расчета $S_п$ по данным гранулометрического анализа по формуле (2.19) следовало бы учесть кроме вклада зерен скелетных фракций (песчаной и алевритовой) также вклад частиц размером менее 1 мкм, т.е. глинистой фракции. Нетрудно показать, что даже при небольшом содержании этой фракции в породе, например $C_{гл}=0,1$, и среднем $d_{эф}=2 \cdot 10^{-4}$ см доля $S_п$, вносимая присутствием глинистого цемента, составит более 4000 см$^{-1}$. Если же учесть, что для большинства глинистых минералов среднее значение $d_{эф} \leq 10^{-4}$ см, а $C_{гл}$ в глинистых коллекторах может быть выше 0,1, то становится очевидным, что в реальных терригенных коллекторах нефти и газа величина $S_п$, рассчитанная по данным гранулометрического анализа с учетом вклада глинистой фракции, может составить 10^4—10^5 см$^{-1}$. Однако такой расчет выполнить практически невозможно по следующим причинам:

а) сведения о гранулометрическом составе глинистой фракции при стандартном анализе не получают;

б) даже при наличии данных о гранулометрическом составе глинистой компоненты расчет не имеет смысла, поскольку геометрия глинистых частиц сложна и аппроксимировать их зернами правильной формы, например сферической, нет оснований. Кроме того, для значительной части терригенных пород, представленной полимик-

товыми песчаниками и алевролитами, существенная доля удельной поверхности заключена в преобразованных (пелитизированных) зернах полевых шпатов, что не учитывается при расчете $S_п$ по данным гранулометрии.

Очевидно, что расчет $S_п$ по формуле (2.19) имеет смысл лишь для узкого класса коллекторов — чистых (неглинистых) песков и алевритов кварцевого состава. Для наиболее широко распространенных коллекторов терригенных разрезов — песчаников и алевролитов с глинистым и другими видами цемента, расчет $S_п$ по данным гранулометрии не имеет смысла. Поскольку карбонатные и вулканогенные породы вообще не подвергают гранулометрическому анализу, для них вопрос о расчете $S_п$ по данным гранулометрии и не возникает.

2.3.2. Расчет удельной поверхности породы по результатам порометрии

В результате порометрии для изучаемого образца породы получают распределение пор по размерам (см. разд. 3). В зависимости от использованной методики получают распределение: полное, т.е. во всем диапазоне размеров пор от ультратонких до наиболее крупных фильтрующих; только для субкапиллярных пор ($r_{пор} < 1$ мкм) или только для фильтрующих макропор ($r_{пор} > 1$ мкм) с захватом небольшой части субкапилляров большого сечения (1 мкм $> r_{пор} >$ 0,01 мкм).

Задаваясь упрощенной моделью порового пространства в виде пучка параллельных капилляров, можно рассчитать удельную поверхность $S_п$ для всего диапазона размеров пор или исследованной его части:

$$S_п = 2k_п \sum_{i=1}^{n} k_i \bar{r}_i^{-1} \quad [см^{-1}] \qquad (2.20)$$

где k_i и $\bar{r}_i$ — доля $k_п$ и среднее значение $\bar{r}_i$ в см для i-го класса пор в ступенчатом распределении $\bar{r}_i$ по n классам.

Для учета извилистости и неравномерного сечения капилляров по длине в правой части выражения (2.20) используют множитель $f > 1$:

$$S_п = 2fk_п \sum_{i=1}^{n} k_i \bar{r}_i^{-1} \qquad (2.21)$$

Значение f находят эмпирическим путем для изучаемого класса коллекторов, сравнивая $S_п$, установленную экспериментально одним из рассмотренных выше способов, с значением $S_п$, рассчитанным по формуле (2.21), для отдельных образцов изучаемой коллекции.

Значение $S_п$, рассчитанное по формуле (2.21), для терригенных пород с различным содержанием глины и других высокодисперсных компонентов с использованием полного распределения пор по размерам близко к величине $S_п$, установленной методами молекулярной или обменной адсорбции. Близкой к этим значениям для таких объектов будет величина $S_п$, рассчитанная с учетом только субкапиллярных пор, поскольку их вклад в суммарное значение удель-

ной поверхности будет решающим. Величина $S_п$, рассчитанная для фильтрующих поровых каналов, близка к удельной поверхности фильтрации $S_ф$, рассматриваемой далее. Величина $S_п$ карбонатных пород зависит в основном от $C_{н.о}$, поскольку нерастворимый остаток, содержащий глинистые минералы, является основным носителем поверхности в этих породах. При отсутствии нерастворимого остатка в карбонатной породе $S_п$ наиболее объективно характеризуется путем расчета ее по формуле (2.21), поскольку эффекты, измеряемые при молекулярной адсорбции, очень малы, а определение $S_п$ чистых карбонатных пород способом катионного обмена вообще не рекомендуется.

2.3.3. Удельная поверхность фильтрации

Для идеального грунта поровое пространство представлено пучком параллельных капилляров. Исходя из уравнения Пуазейля, характеризующего связь между расходом фильтрующейся жидкости и радиусом капилляра, можно получить уравнение Козени-Кармана (см. разд. 5), связывающее величины удельной поверхности $S_ф$, коэффициентов пористости $k_п$ и проницаемости $k_{пр}$ идеального грунта:

$$k_{пр}=k^3{}_п/(2\,s^2{}_ф), \tag{2.22}$$

откуда

$$S_ф=\frac{1}{\sqrt{2}}\sqrt{\frac{k_п^3}{k_{пр}}} \tag{2.23}$$

Для поровых каналов с извилистостью T и формой сечения, отличной от круговой, выражение для $S_ф$ приобретает вид:

$$S_ф=\frac{1}{\sqrt{f}}\sqrt{\frac{k_п^3}{T^2k_{пр}}}, \tag{2.24}$$

где $f>2$; $T>1$.

Уравнение (2.24) применимо к пористым средам, скелет которых представлен несцементированными зернами и не содержит высокодисперсного материала, например, к образцам чистого кварцевого песка, а также к искусственным моделям пористой среды из стеклянных шаров и т.п. Для подобных сред величина $S_ф$ близка к значению $S_п$.

Для пористой среды, содержащей высокодисперсный материал, например глину, в порах каркаса, образованного скелетными зернами, для расчета $S_ф$ в формулу (2.24) подставляют вместо $k_{п.д}$ коэффициент эффективной пористости $k_{п.эф}=k_п(1-k_{в.о})$, а в качестве T используют значение извилистости каналов фильтрации $T_г$:

$$S_ф=\frac{1}{\sqrt{f}T_г}\sqrt{\frac{k_{п.эф}^3}{k_{пр}}}. \tag{2.25}$$

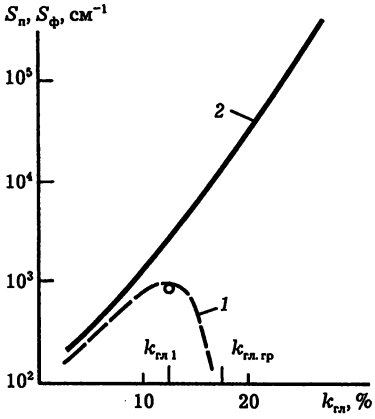


Рис. 8. Соотношение между удельной поверхностью фильтрующих каналов $S_ф$ и полной удельной поверхностью $S_п$

Рассмотрим, как будет меняться значение $s_ф$ на примере серии образцов песчаника с различной глинистостью от чистого, неглинистого до глинистого песчаника-неколлектора. В чистом песчанике $s_ф \approx S_п$ и составляет 500 — 1000 см$^{-1}$ в зависимости от преобладающего размера зерен скелета. С ростом $k_{гл}$ уменьшаются значения $k_{п.эф}$ и $k_{пр}$, но так, что в значительном диапазоне изменения $0 < k_{гл} < k_{гл\,1}$ величина $S_ф$ растет с ростом $k_{гл}$, и достигает значений $n \cdot 10^4$ см$^{-1}$ ($n = 1 \div 3$). При дальнейшем росте $k_{гл}$ в области $k_{гл\,1} < k_{гл} < k_{гл\,гр}$ величина $S_ф$ быстро уменьшается, достигая нуля в неколлекторе, в котором отсутствует система эффективных фильтрующих пор, $k_{п.эф} = 0$, $k_{пр} = 0$ (рис. 8). Значение $S_п$ в диапазоне $0 < k_{гл} < k_{гл\,1}$ с ростом $k_{гл}$ увеличивается быстрее, чем $S_ф$. В дальнейшем в области $k_{гл\,1} < k_{гл} < k_{гл.гр}$ величина $S_п$ продолжает расти и различие между $S_п$ и $S_ф$ резко возрастает, достигая двух-трех порядков [см$^{-1}$]. Соотношение $S_п > S_ф$ во всем диапазоне $0 < k_{гл} < k_{гл.гр}$, соответствующем породам-коллекторам, объясняется тем, что значение $S_п$, как уже отмечалось выше при сравнении $S_п$ и $S_{гран}$, определяется суммарной поверхностью всех частиц пород, основной вклад в которую вносит поверхность глинистых частиц, причем вклад этот растет с ростом $k_{гл}$. Величина $S_ф$ определяется только суммарной поверхностью макрокапилляров, по которым происходит фильтрация, тогда как огромная поверхность субкапилляров, расположенных между частицами глины, не входит в $S_ф$, поскольку в субкапиллярах фильтрация не происходит.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Охарактеризуйте виды и уровни неоднородностей горных пород — коллекторов нефти и газа.

2. Приведите примеры компонентов, присутствующих в твердой, жидкой и газообразной фазах горной породы.

3. Перечислите известные Вам разновидности удельной поверхности, их соотношение для различных представителей горных пород.

4. Дайте критический анализ различных способов определения глинистости и удельной поверхности.

5. Что такое глинистость, какова ее роль в формировании физических свойств коллектора?

6. Какие свойства и формы нахождения глинистых минералов в коллекторах определяют фильтрационно-емкостные свойства последних?

7. Ионный обмен в дисперсных системах.

3. ПОРИСТОСТЬ

3.1. ВИДЫ ПОРИСТОСТИ

Горные породы, руды, каменные угли и минералы, слагающие земную кору, не являются сплошными телами. Все они обладают *емкостным пространством*, то есть содержат полости (поры), которые в условиях естественного залегания заполнены пластовой водой, газами, нефтью или смесью этих флюидов.

По происхождению полости делятся на первичные, которые сформировались в момент образования горной породы, и вторичные, возникшие уже после образования породы, в процессе ее литогенеза.

Первичными являются различного вида поры между обломками (зернами), осадочной породы, достаточно равномерно рассеянные в массиве терригенных и карбонатных пород. Такие поры называются межгранулярными или межзерновыми. К вторичным полостям относятся трещины, каверны или каналы выщелачивания минералов.

Классические примеры пород с первичными порами — это осадочные терригенные породы: пески, песчаники, глины (рис. 9, *а*, *б*, *в*). Примеры пород с вторичными полостями — трещинные и трещинно-кавернозные известняки и доломиты (рис. 9, *г*, *д*, *е*).

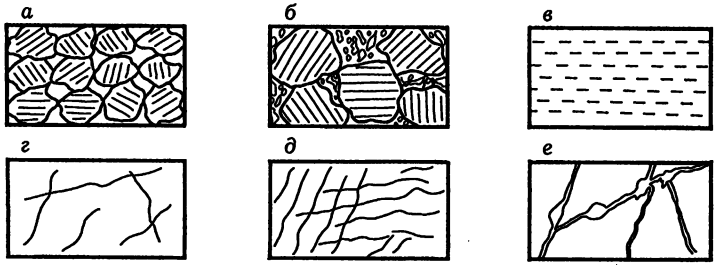


Рис. 9. Примеры первичной (*а*, *б*, *в*) и вторичной (*г*, *д*, *е*) пористости в обломочных, глинистых и карбонатных породах:

а — хорошо отсортированный высокопористый песчаник; *б* — плохо отсортированный песчаник с пониженной пористостью; *в* — глины; *г* — трещиноватая карбонатная порода ($k_т \approx 0{,}15\%$); *д* — то же ($k_т \approx 0{,}3\%$); *е* — трещинно-кавернозная карбонатная порода ($k_т + k_{кав} \approx 5\%$)

Следует отметить, что в некоторых случаях при глубоком катагенезе в терригенных породах могут образовываться вторичные полости (каверны и трещины), а в известняках, доломитах и мергелях — сохраняться первичные поры.

Количественно объем всех видов пор (емкостей) в горных породах принято оценивать коэффициентом пористости:

$$k_п = V_п / V, \tag{3.1}$$

где $V_п$ — объем полостей, заключенных в породе; V — объем породы[1].

Пористость — фундаментальное свойство породы, от которого зависит большинство ее физических свойств. Однако при этом вид (конфигурация) полостей также имеет важное значение при изучении физических свойств. В общем случае коэффициент общей пористости

$$k_п = (V_{п.мз} + V_т + V_{кав}) / V = k_{п.мз} + k_т + k_{кав} \tag{3.2}$$

где $V_{п.мз}$, $V_т$, $V_{кав}$ — объемы пор (межзерновых), трещин и каверн соответственно; $k_{п.мз}$, $k_т$, $k_{кав}$ — коэффициенты межзерновой пористости, трещиноватости и кавернозности соответственно.

По форме первичные полости — поры могут быть ромбоэдральными у хорошо отсортированных рыхлых и окатанных песчаников, тетраэдрическими у тех же сильно уплотненных пород, щелевидными у глин, слюд и других минералов с кристаллической решеткой пластинчатой структуры, в виде канальцев расширяющейся или сужающейся формы у плохо отсортированных обломочных образований, пузырчатыми в ненарушенных магматических породах; вторичные полости — трещиновидными у скальных метаморфических и магматических пород, каверновидными у карбонатных разностей и гипсов, каналовидными у лессов, ячеистыми у известковистых и кремнистых туфов, соответствующими форме выщелоченным кристаллам минералов в плотных магматических, метаморфических и осадочных породах. По размерам поры и каверны можно характеризовать эффективным диаметром[2], а трещины — средней шириной (раскрытием).

В основу классификации пор по размерам положено взаимодействие твердой поверхности с насыщающей поры пластовой водой.

В наиболее крупных, сверхкапиллярных, порах, имеющих диаметр $d_{эф} > 10^{-4}$ м, доля воды, связанной капиллярными силами и силами адсорбции с твердой фазой, сравнительно невелика. Поэтому пластовая вода в этих порах может двигаться в основном под действием силы тяжести в соответствии с законами трубной гидромеханики.

В капиллярных порах ($d_{эф} = 10^{-7} \div 10^{-4}$ м) радиус менисков, образовавшихся на границе двух фаз в результате поверхностного натяжения, таков, что они препятствуют движению воды под действием силы тяжести, т.е. вода в этих порах удерживается капиллярными силами.

---

[1] Для набухающих пород; V — объем сухой породы.

[2] Диаметр круга с площадью, равной площади изучаемой поры.

В субкапиллярных порах ($d_{эф} = 2 \cdot 10^{-9} \div 1 \cdot 10^{-7}$ м) велика доля воды, на которую действуют адсорбционные силы со стороны твердой поверхности. Поры в этом случае заполнены рыхло- и прочносвязанной водой, которая практически не способна к перемещению в поле силы тяжести или под влиянием сил поверхностного натяжения.

В микропорах ($d_{эф} < 2 \cdot 10^{-9}$ м), диаметр которых соизмерим с толщиной слоя прочносвязанной воды, пластовая вода при температурах менее 70°С практически неподвижна.

Сверхкапиллярные поры характерны для слабосцементированных галечников, гравия, крупно- и среднезернистых песков, обломочных разностей карбонатных пород; в зонах выщелачивания карбонатных пород они могут достигать весьма больших размеров (каверны, карсты).

Капиллярные поры типичны для сцементированных песчаников, обломочных и кристаллических известняков, доломитов. Сверхкапиллярные и капиллярные поры составляют основную емкость гранулярных коллекторов.

Субкапиллярные поры свойственны глинам, мелкокристаллическим и мелоподобным известнякам, доломитам, трепелам, пепловым туфам и другим тонкозернистым породам. В отсутствие трещиноватости все эти породы не являются коллекторами. Микропоры установлены у некоторых природных цеолитов.

Трещиноватость наиболее характерна для плотных, низкопористых горных пород. Происхождение трещин чаще всего тектоническое, хотя в природе можно встретить трещины диагенеза (доломитизация карбонатов), трещины уплотнения и трещины автогидроразрыва в зонах образования аномально высоких пластовых давлений.

Наиболее хорошо изучена субгоризонтальная трещиноватость пород, ориентированная преимущественно по напластованию. Раскрытие (ширина) этих трещин b редко превышает 10^{-4} м в связи с превышением вертикальных напряжений в консолидированных горных массивах над горизонтальными. Это обстоятельство способствует смыканию горизонтальных трещин. Однако в последнее время высказываются мнения о значительном влиянии субвертикальной трещиноватости в земной коре на течение многих геологических процессов. По некоторым данным раскрытие вертикальных и субвертикальных трещин может быть весьма значительным. Этот вид трещиноватости в горных породах труднее поддается изучению существующими геофизическими методами исследования скважин.

По характеру взаимной связи между порами и движению флюидов в породе различают общую, открытую, эффективную и динамическую пористости.

Коэффициентом общей пористости $k_п$ называется объем всех полостей, как сообщающихся между собой (или открытых), так и не сообщающихся (закрытых). Количественно общую пористость рассчитывают по соотношению плотностей сухой породы и минеральных зерен:

$$k_п = (V - V_{тв}) / V = 1 - \delta_{п.с} / \delta_{тв}, \quad (3.3)$$

где V — объем сухой породы; $V_{тв}$ — объем твердой фазы в породе; $\delta_{п.с}$, $\delta_{тв}$ — плотности сухой ненарушенной породы и твердой фазы (минералогическая плотность породы) соответственно.

Уравнение (3.3) используется при лабораторном способе определения коэффициента общей пористости образцов (способ Мельчера). С этой целью взвешиванием находят плотность сухого парафинированного образца $\delta_{п.с}$ и плотность минералов (твердой фазы) ($\delta_{тв}$) того же раздробленного образца путем взвешивания в пикнометре. Способ Мельчера чаще всего применяется для изучения пористости образцов пород с межзерновым типом пор. Трещины н каверны обычно недостаточно полно представлены в керне.

Коэффициентом открытой пористости $k_{п.о}$ оценивается объем пор, сообщающихся между собой в породе и с окружающей средой. Открытую пористость определяют путем взвешивания сухих и насыщенных керосином образцов пород с последующим нахождением объема парафинированных образцов путем их взвешивания в керосине (метод Преображенского):

$$k_{п.о} = V_{п.о} / V, \quad (3.4)$$

где $V_{п.о}$ — объем пор, заполненных керосином.

Для низкоглинистых высокопористых и рыхлых пород общая и открытая пористости отличаются незначительно. Для пород с большим содержанием субкапиллярных пор (например, глины) различие может быть весьма существенным.

Коэффициент эффективной пористости $k_{п.эф}$ (понятие введено Л. С. Лейбензоном) характеризует полезную емкость породы для углеводородов (нефти или газа) и представляет собой объем открытых пор за исключением объема, заполненного физически связанной и капиллярно-удержанной пластовой водой:

$$k_{п.эф} = (V_{п.о} - V_{в.св}) / V = k_{п.о} (1 - k_{в.св}), \quad (3.5)$$

где $k_{в.св}$ — коэффициент водонасыщения, определяющий содержание связанной воды в единице объема пор; $V_{в.св}$ — объем связанной воды.

Однако не весь объем нефти или газа, заполняющих полезную емкость горных пород, можно привести в движение при разработке месторождений. Определенная часть их, находящаяся в мелких и тупиковых порах, при реализуемых градиентах давления вытесняющей жидкости остается в порах без движения.

Коэффициент динамической пористости $k_{п.д}$ показывает, в какой части объема породы при заданном градиенте давления может наблюдаться движение жидкости или газа. Этот объем определяют на содержащем остаточную воду и насыщенном керосином образце как разницу между объемом эффективных пор ($V_{п.о} - V_{в.св}$) и объемом пор $V_{н.о}$, в которых остался керосин после его вытеснения из породы другим флюидом (обычно воздухом или азотом):

$$k_{п.д} = (V_{п.о} - V_{в.св} - V_{н.о}) / V =$$

$$= (V_{п.эф} - V_{н.о}) / V = k_{п.о} (1 - k_{в.о} - k_{н.о}). \quad (3.6)$$

Некоторая неопределенность определяемых в лаборатории значений $k_{п.д}$ и $k_{п.эфф}$ заключается в том, что эти величины зависит не только от свойств породы, но и от приложенного градиента давления и времени вытеснения керосина другим флюидом. Так, при длительном приложении высоких градиентов давления вытеснения $k_{п.д} \to k_{п.эф}$. Однако при низких градиентах давления вытеснения, как правило, $k_{п.д} < k_{п.эф}$. В величинах коэффициентов пористости, определенных на одном образце, $k_п > k_{п.о} > k_{п.эф} > k_{п.д}$.

Ценность информации о движении флюидов, которую содержат коэффициенты эффективной и динамической пористости, определяет их важное практическое значение, как это показал опыт оптимизации разработки Ромашкинского месторождения на поздней стадии эксплуатации (табл. 2). Поэтому в геофизике активно развиваются радиоиндикаторные методы прямого определения $k_{п.д}$ коллекторов в условиях естественного залегания.

3.2. СТРУКТУРА ЕМКОСТНОГО ПРОСТРАНСТВА

Емкостное пространство горной породы, образованное сообщающимися между собой порами, трещинами и кавернами, является весьма сложным по своему строению и состоит из сочетания емкостей разных форм и размеров. Одни поры хорошо проводят флюиды, другие — заполнены адсорбированной и капиллярно-удержанной водой.

Структура емкостного пространства изучаемой породы характеризуется распределением пор по размерам. Существуют прямые и косвенные методы изучения структуры емкостного пространства. К прямым методам относятся оптические, например, исследование микрофотографий шлифов (А. Ф. Богомолова, Н. А. Орлова, 1961 г.) и с помощью электронной микроскопии, к косвенным — капиллярные методы.

Оптические методы характеризуют распределение пор на плоскости, и требуются многократные исследования на параллельных плоскостях для представления об изменении пор в объеме. Метод окрашенных шлифов наиболее широко применяется при изучении структуры пор трещиноватых и трещиновато-кавернозных пород на больших шлифах (К. И. Багринцева, 1975 г.).

Капиллярные методы характеризуют структуру емкостного пространства в объеме, но они, как правило, не могут быть использованы для изучения трещиновато-кавернозных пород.

Известны три разновидности капиллярных методов: 1) полупроницаемой мембраны; 2) ртутной порометрии; 3) капиллярной пропитки. Эти методы основаны на применении уравнения Лапласа для капиллярного давления в круглом цилиндрическом капилляре для оценки эффективного диаметра пор $d_{эф}$, м:

$$d_{эф} = 4\sigma \cos\theta / p_к \quad (3.7)$$

Таблица 2. **Использование эффективной пористости для оптимизации разработки месторождения на поздней ее стадии (по Р.Х.Муслимову и др.)**

Применения	Примечания
Выбор расположения нагнетательных скважин	Под нагнетание выбирают скважины, лучшие по коэффициенту продуктивности. При существенной зональной неоднородности пластов это приводит к снижению фильтрационного сопротивления всей системы разработки
Выбор интервалов перфорации	В нагнетательных скважинах необходимо перфорировать 1—2 пласта, отличающихся по продуктивности не более, чем в 1,5 раза, и вскрывать при этом не более 6—8 м эффективной толщины пластов
Разукрупнение объектов на завершающей стадии разработки (выделение слабопроницаемых пластов для закачки воды через самостоятельные системы нагнетательных скважин)	Совместное вскрытие продуктивных пластов различной проницаемости приводит к снижению проницаемости малопроницаемых пород из-за уменьшения в них давления существенно ниже начального пластового и создания перепада давления между пластами (в результате чего происходит смыкание трещин в карбонатных коллекторах и уменьшение объема пор за счет уплотнения укладки зерен в терригенных коллекторах)
Прогноз участия вскрытых пластов в работе скважины и установление источников обводнения продукции	Опережающее заводнение пластов «снизу-вверх» по разрезу происходит при снижении проницаемости и толщины пластов от подошвы к кровле коллектора; «сверху-вниз» — при снижении проницаемости и толщины пластов от кровли к подошве коллектора. Опережающее заводнение средних пластов относительно верхних и нижних происходит, когда последние сложены коллекторами худшей проницаемости.
Прогноз степени трещинообразования	Проницаемость определяет давление начала раскрытия трещин (трещинообразования).При закачке воды в многопластовые объекты в первую очередь в более проницаемых пластах образуется одна или несколько горизонтальных трещин. Одновременно эта деформация передается через непроницаемый раздел на смежные менее проницаемые пласты и их продуктивность уменьшается.

где σ — поверхностное натяжение, Н/м; $p_к$ — капиллярное давление, - Па; θ — краевой угол смачиваемости.

В методе полупроницаемой мембраны из водонасыщенного образца, установленного на водонасыщенной искусственной мембране размером пор $2 \cdot 10^{-6}$ м, азотом вытесняют воду и строят зависимость величины водонасыщенности образца от величины капиллярного давления. По формуле (3.7) вычисляют эффективные диаметры пор, соответствующие каждому $p_к$, а по изменению водонасыщенности — относительное содержание этих пор в объеме породы. Строят график распределения пор в образце по их размерам.

Большинство исследователей принимают $\theta = 0$ из условий абсолютной смачиваемости водой кварцевого капилляра и σ — для границы раздела воды с воздухом при данной температуре. Длительность опыта при исследовании одного образца достигает 30 сут.

Размер пор полупроницаемой мембраны ограничивает нижний предел изучения пор. Радиусы пор вычисляют в диапазоне $(2 \div 100) \cdot 10^{-6}$ м.

Пленку смачивающей жидкости (воды) на поверхности пор породы трудно учесть в расчетах, что снижает точность определения распределения пор.

В методе ртутной порометрии в вакуумированный образец нагнетают ртуть. Чем меньше диаметр пор, тем большее давление нужно приложить для преодоления капиллярных сил. Строят зависимость $p_к$ от насыщенности образца ртутью, затем — кривую распределения пор.

Краевой угол θ обычно принимают равным 140° из условий несмачивания ртути кварцевого капилляра, а σ — для границы раздела ртуть — воздух. На опыт с одним образцом расходуется всего несколько часов, а диапазон изучаемых пор при работе с этим методом расширяется до $(0{,}01 \div 100) \cdot 10)^{-6}$ м.

К недостаткам метода можно отнести слабую изученность зависимости θ от влажности и литологии пород и невозможность использовать образец для повторных или последующих исследований.

На рис. 10 изображены фотографии поверхности трех типов пород, выполненные с помощью электронного микроскопа, и гистограммы распределения пор в этих породах, полученные на ртутном поромере. Хорошо видна разница в структурах порового пространства.

В современных приборах все измерения с ртутным поромером автоматизированы, включая и вычисления гистограмм распределения пор в породе.

В методе капиллярной пропитки, или люминесцентно-фотометрическом методе (Л. М. Марморштейн, 1975 г.), смачивающая люминесцирующая в ультрафиолетовом свете жидкость под воздействием капиллярных сил впитывается образцом. С помощью автоматической фотометрической установки наблюдают за изменением окраски верхнего торца образца под влиянием впитывающейся жидкости.

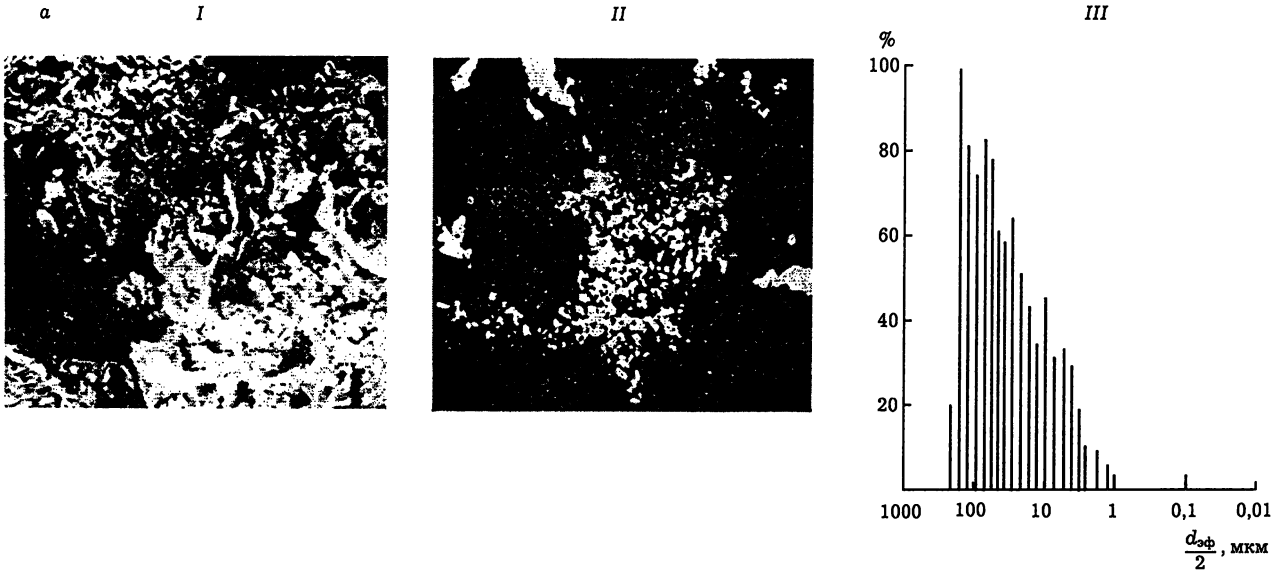


Рис. 10. Строение пористых пород по данным микрофотографий (*I*) поверхностей сколов (увел. 180) и шлифов пород (*II*), поры которых насыщены люминофором (увел. 40); гистограммы размеров пор (*III*):

а — песчаник кварцевый крупнозернистый; поры заполнены вторичным каолином (Талинское месторождение нефти, $k_п$ = 15,3%, $k_{пр}$ = 0,230 мкм^2, H = 2645 м); содержит капиллярные поры

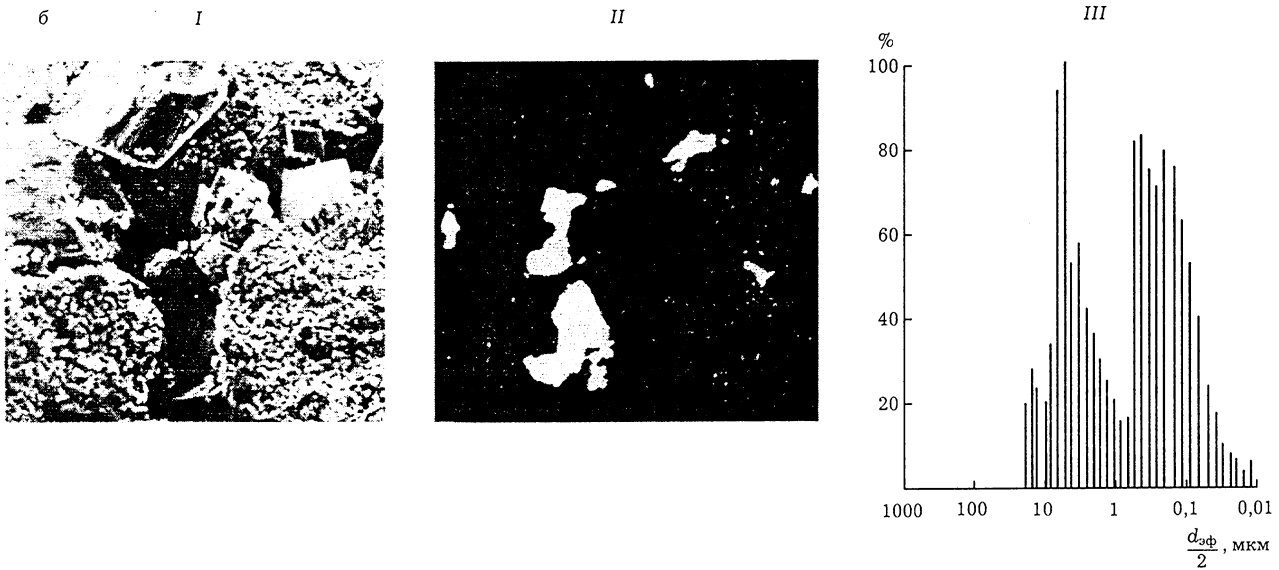


Рис. 10. (Продолжение)

б — известняк мелкокавернозный (Тенгизское месторождение нефти, $k_п$ = 13,1%, $k_{пр}$ = 0,0053 мкм^2, H = 4730 м); бимодальное распределение капиллярных и субкапиллярных пор

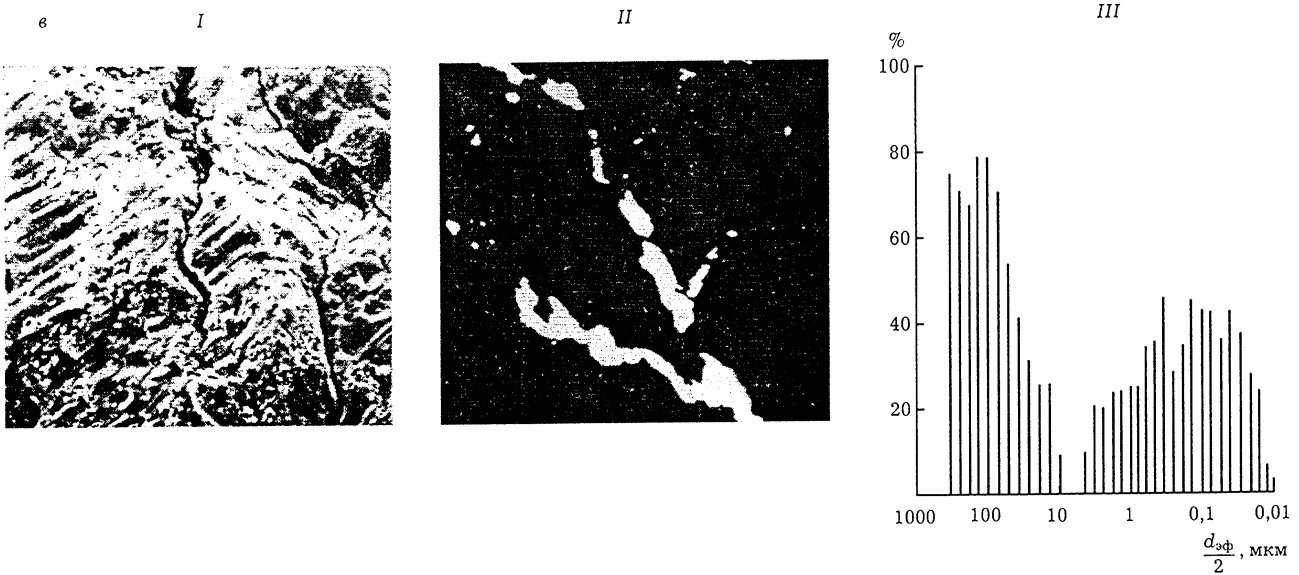


Рис. 10. (Окончание)

в — вулканогенно-обломочная трещинно-кавернозная порода (месторождение нефти Ниноцминда, $k_п$ = 12,1%, $k_{пр}$ = 0,0157 мкм^2, H = 2610 м); бимодальное распределение капиллярных и субкапиллярных пор

Дополнительное изучение извилистости поровых каналов электрическими методами позволяет в этом методе отойти от моделирования порового пространства пучком параллельных цилиндрических капилляров. Однако этот метод, так же как и другие методы, основанные на использовании люминесцирующих жидкостей для изучения структуры порового пространства (метод смесимого вытеснения, по Л.М. Марморштейну), пока не получили распространения.

3.3. ПОРИСТОСТЬ МИНЕРАЛОВ

Твердая фаза горных пород состоит из породообразующих минералов.

Кристаллы или обломки минералов, слагающих горную породу, имеют, как правило, весьма низкую первичную общую пористость. Эта пористость обусловлена включениями газов или другими особенностями условий кристаллизации минералов. Открытая первичная пористость у большинства минералов отсутствует. Поэтому изменение объема и состава минерального скелета горных пород может быть связано только с процессом эрозии или эпигенетическими процессами в литогенезе (растворением, осаждением, перекристаллизацией и т.п.). Пористость некоторых минералов в процессе эпигенеза может значительно возрасти, например, при разрушении зерен полевых шпатов, переходящих в глинистые минералы.

Таблица 3. **Коэффициент общей пористости $k_п$ некоторых минералов (по Б. П. Бсликову, К. С. Александрову и Т. В. Рыжовой),%:**

Гранат (гроссуляр)	0,095	Биотит	1,56
Гранат (пироп)	0,232	Флогопит	1,65—3,17
Диопсид (байкалит)	0,152	Микроклин-пертит	0,622
Авгит	2,026	Альбит	0,421
Эгирин	0,575	Олигоклаз	0,310
Диалаг	1,20	Лабрадор	0,402
Роговая обманка	0,89	Нефелин	0,151
Мусковит	2,14		

Таким образом, первичная пористость минералов несет мало информации о породе и слабо изучена. Существенно большее практическое значение в геологии и геофизике имеет плотность породообразующих минералов, которая отражает их элементный состав.

3.4. ПОРИСТОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы, по М. С. Швецову, можно подразделить на три большие группы: 1) обломочные; 2) хемогенные и биогенные; 3) глинистые.

В природных условиях часто порода состоит из нескольких составных частей, тогда основанием для отнесения ее к той или иной группе

служат количественные соотношения между этими частями. Например, к обломочным относятся породы, содержащие более 50% обломочного материала.

К обломочным относят грубообломочные, песчаные, алевритовые и эффузивно-осадочные породы; к группе хемогенных и биогенных пород — алюминистые, железистые, марганцовистые, кремнистые фосфатные, карбонатные, сульфатные, соляные, каустобиолиты; группа глинистых пород подразделяются на гидрослюдистые, каолинитовые, монтмориллонитовые, хлоритовые. Наибольшую роль при формировании осадочных толщ играют обломочные, карбонатные, глинистые, соляные и сульфатные породы. Породы последних двух типов в естественном залегании пластичны, их пористость весьма мала, составляя доли процента.

Пористость обломочных, карбонатных и глинистых пород изменяется в широких пределах. Ее конкретное значение для каждой породы определяется многими факторами. Однако наиболее значимыми из них являются: максимальная глубина погружения, содержание глинистых минералов, интенсивность вторичных процессов, температура и возраст пород.

3.4.1. Необратимые изменения пористости с глубиной

На рис. 11 показано изменение открытой пористости обломочных и глинистых пород с глубиной по данным изучения кернов из глубокой Аралсорской скважины (Прикаспийская впадина). Скважина вскрыла терригенный разрез пород от неогена до перми.

Коэффициенты общей пористости осадочных пород, как правило, больше коэффициентов открытой пористости тех же пород, причем в чистых высокопористых породах эта разница очень мала, в уплотненных плохо отсортированных или заглинизированных алевритовых породах и в глинистых породах она велика и в изучаемой коллекции достигает 4% в песчано-глинистых и 2% в плотных глинистых известняках. Определение открытой пористости методически проще и при массовых определениях производится чаще. На рис. 5 хорошо видно значительное уменьшение открытой пористости с глубиной для всех рассмотренных типов пород. Рассмотрим механизм этого уплотнения.

При погружении осадочных пород на большие глубины в процессе формирования осадочных бассейнов медленно растут воздействующие на породу давления и температуры. При этом уменьшается пористость пород, главным образом в результате необратимых деформаций. Эти изменения пористости можно наблюдать по данным изучения кернов пород, извлеченных с различных глубин.

Деформацию и изменения физических свойств горных пород в общем случае рассматривают в зависимости от эффективного напряжения: $p_{эф} = p - p_{пл}$, пластового (порового) давления $p_{пл}$ и температуры T; здесь p — среднее нормальное напряжение, отражающее влияние горного давления в данной точке земной коры [15].

При изменении эффективного напряжения происходит объемная деформация сцементированного каркаса (скелета) породы, несущего на

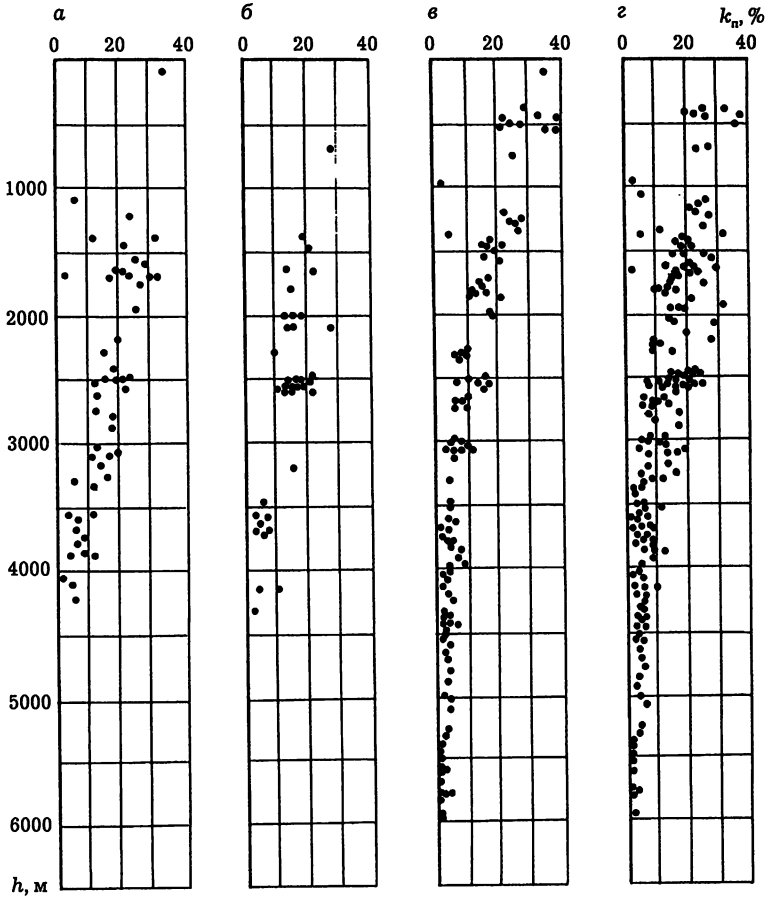


Рис. 11. Изменение открытой пористости песчано-глинистых пород с глубиной (скв. СГ-1 Аралсорская):

а — песчаники; *б* — алевролиты; *в* — аргиллиты и глинисто-алевритовые породы; *г* — сводная зависимость

себе нагрузку вышележащей толщи. Под действием изменившегося пластового давления дополнительно возникает деформация минералов, слагающих каркас породы, а при изменении температуры интенсифицируются вторичные процессы, изменяются механические свойства минералов и происходит их тепловое расширение (или сжатие).

Для определения среднего нормального напряжения в каком-то элементарном объеме пласта необходимо знать три главных нормальных напряжения в этом объеме. Величины главных нормальных напряжений зависят в общем случае от веса вышележащих пород, геометрии и упругих свойств деформируемого пласта, а также конкретной тектони-

ческой обстановки, влияющей на напряженное состояние породы в условиях естественного залегания. В связи с разнообразием геологических условий аналитическое изучение влияния геометрических факторов и тектонических напряжений на деформацию пластов — сложная задача, поэтому для определения среднего нормального напряжения обычно пользуются более простыми схемами деформаций.

Если принять, что гравитационные силы, создаваемые весом вышележащих осадков, являются основными и определяют напряженное состояние бесконечных горизонтальных пластов на различных глубинах залегания, то вследствие осевой симметрии горизонтальные главные нормальные напряжения по оси x и y равны между собой и составляют часть от вертикального главного нормального напряжения:

$$p_x = p_y = Kp_z \tag{3.8}$$

где $K = \nu(1-\nu)$ — коэффициент бокового распора; ν — коэффициент Пуассона изучаемой породы.

В этом случае среднее нормальное напряжение

$$p = \frac{1}{3}(p_x + p_y + p_z) = \frac{1}{3}(1+2K)p_z \tag{3.9}$$

Однако в осадочных пористых породах, подвергающихся воздействию напряжений, в течение длительного геологического времени на больших глубинах необратимые деформации подобны пластическим, при которых наблюдается релаксация касательных напряжений и все главные нормальные напряжения оказываются равны между собой. В этих условиях $K \to 1$ и уравнение (3.9) можно записать в форме уравнения геостатики:

$$p = p_z = g\sum_{i=1}^{n} h_i \delta_{пi}\,, \tag{3.10}$$

где h_i — мощность i-го литологически однородного интервала с плотностью пород $\delta_{пi}$ при 100% влажности; g — ускорение свободного падения. Нормальное пластовое давление

$$p_{пл} = g\Sigma h_i \delta_{вi}\,, \tag{3.11}$$

где $\delta_{вi}$ — плотность пластовой воды в интервале h_i.

Уравнения (3.10) и (3.11) позволяют определить эффективное напряжение для среды, состоящей из горизонтально залегающих бесконечных пластов:

$$p - p_{пл} = g\sum_{i=1}^{n} h_i(\delta_{пi} - \delta_{вi})\,. \tag{3.12}$$

Или, если воспользоваться средними значениями плотностей пород и воды в данном разрезе,

$$p - p_{пл} = g(\delta_{п.ср} - \delta_{в.ср})\,h \tag{3.13}$$

Выражение для определения необратимого изменения коэффициента открытой пористости с глубиной можно получить дифференцированием уравнения (3.4):

$$\frac{dk_{\text{п.о}}}{k_{\text{п.о}}} = \frac{dV_{\text{п.о}}}{V_{\text{п.о}}} - \frac{dV}{V}. \qquad (3.14)$$

Плотность породообразующих минералов мало изменяется с глубиной. Следовательно, изменение объема породы происходит главным образом за счет уменьшения порового пространства породы. Положив в формуле (3.14) $dV \approx dV_{\text{п}}$, получим:

$$\frac{dk_{\text{п.о}}}{(1-k_{\text{п.о}})k_{\text{п.о}}} \approx \frac{dV_{\text{п.о}}}{V_{\text{п.о}}} \qquad (3.15)$$

Введем понятие коэффициента необратимого уплотнения породы $\beta_{\text{п}}(t, T)$:

$$\beta_{\text{п}}(t,T) = -\frac{1}{V_{\text{п.о}}}\frac{dV_{\text{п.о}}}{d(p-p_{\text{пл}})} = -\frac{1}{V_{\text{п.о}}}\frac{dV_{\text{п.о}}}{g(\delta_{\text{п.ср}}-\delta_{\text{п.в}})dh}. \qquad (3.16)$$

Величина коэффициента необратимого уплотнения зависит не только от литологии и структуры породы, но и от времени уплотнения осадка t и его температуры T, т.е. от конкретных геологических условий. Подставив выражение (3.16) в (3.15), получим дифференциальное уравнение для определения закономерности уплотнения осадочных пород:

$$\frac{dk_{\text{п.о}}}{(1-k_{\text{п.о}})k_{\text{п.о}}} \approx -\beta_{\text{п}}(t,T)g(\delta_{\text{п.ср}}-\delta_{\text{в.ср}})dh \qquad (3.17)$$

Коэффициент необратимого уплотнения пород уменьшается с глубиной. Однако это уменьшение невелико и для практических целей можно воспользоваться его средним значением для определенных литотипов пород. Например, для глинистых пород в разрезе Аралсорской скважины (см. рис. 11, *в*) градиент открытой пористости $\Delta k_{\text{п.о}}/\Delta h$ уменьшается от $-1{,}3 \cdot 10^{-4}$ м$^{-1}$ в интервале глубин 0—1000 м до значения $-0{,}1 \cdot 10^{-4}$ м$^{-1}$ в интервале 5000—6000 м. Коэффициент необратимого уплотнения для тех же глинистых пород отклоняется от среднего значения $\beta_{\text{п}}(t, T) = 33 \cdot 10^{-3}$ МПа$^{-1}$ не более чем на 20%.

Среднее значение коэффициента необратимого уплотнения песчаников[1] (см. рис. 11, *а*), также определенное по формуле (3.17), в интервале 1500—2500 м при среднем геотермическом градиенте $\Gamma = 2{,}2$ °С/100 м составляет $16{,}4 \cdot 10^{-3}$ МПа$^{-1}$.

Интегрирование уравнения (3.17) позволяет получить выражение для описания изменения пористости осадочных пород с глубиной:

$$\frac{k_{(\text{п.о})h}}{k_{(\text{п.о})h=0}} = \frac{exp[-\beta_{\text{п}}(t,T)g(\delta_{\text{п.ср}}-\delta_{\text{в.ср}})h]}{1-k_{(\text{п.о})h=0}\{1-exp[-\beta_{\text{п}}(t,T)g(\delta_{\text{п.ср}}-\delta_{\text{в.ср}})h\}}, \qquad (3.18)$$

где $k_{(\text{п.о})h}$ — пористость на глубине h; $k_{(\text{п.о})h=0}$ — то же на поверхности.

Уравнение (3.18) хорошо описывает необратимые изменения пористости осадочных пород не только в разрезе Аралсорской скважи-

---

[1] Среднее значение плотностей породы и пластовой воды приняты: $\delta_{\text{п.ср}} = 2{,}5 \cdot 10^3$ кг/м^3 и $\delta_{\text{в.ср}} = 1{,}1 \cdot 10^3$ кг/м^3

ны. Как видно из рис.12, теоретические и экспериментальные данные согласуются между собой. Коэффициенты необратимого уплотнения зависят от типа пород. Наибольшие значения их отмечаются у глинистых пород и мергелей, наименьшие — у кварцевых песчаников и уплотненных известняков.

Следует отметить, что уравнение (3.18) является наиболее общим видом уравнения уплотнения осадочных пород, справедливым в широком диапазоне глубин. В литературе известны и другие выражения. Они возможны при более приближенном описании статистических связей между пористостью и глубиной осадочных пород. Например, если в уравнении (3.14) пренебречь изменением полного объема породы dV/V, то в результате решения такого дифференцированного уравнения получим

$$k_{(\text{п.о})h} \approx k_{(\text{п.о})h=0} \exp[-\beta_{\text{п}}(t,T)\, g\, (\delta_{\text{п.ср}} - \delta_{\text{в.ср}})\, h]\,. \qquad (3.19)$$

Для пород данного литологического состава, залегающих в определенном геологическом разрезе, значение $\beta_{\text{п}}(t,T)\, g\, (\delta_{\text{п.ср}} - \delta_{\text{в.ср}}) \approx \text{const}$ и уравнение (3.19) приобретает вид, известный в литературе так же как эмпирическое уравнение Л.Ф. Эзи.

Если в дополнение к первому приближению ограничиться в уравнении (3.19) первой степенью ряда разложения экспоненциальной

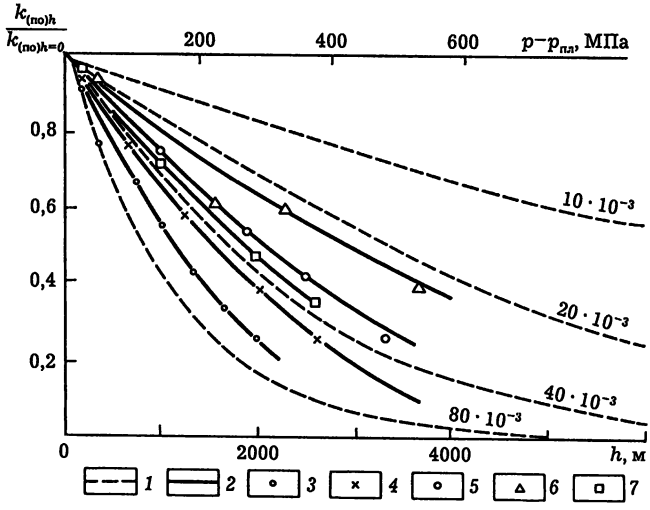


Рис. 12. Необратимое уменьшение коэффициента пористости $k_{(\text{п.о})h}/k_{(\text{п.о})h=0}$ обломочных и карбонатных пород с глубиной h:

1 — теоретические кривые, вычисленные по уравнению (3.18) для различных значений коэффициента необратимого уплотнения при $k_{\text{п.о}(h=0)} = 0{,}3$; *2* — фактически усредненные зависимости по [15]; *3* — третичные глинистые породы Венесуэлы; *4* — то же, Северо-Восточного предкавказья; *5* и *6* — песчаники и известняки Северо-Восточного Предкавказья; *7* — мергели Азово-Кубанской впадины. Шифр кривых — коэффициент необратимого уплотнения $\beta_{\text{п}}(t,T)$, МПа$^{-1}$

функции, то получим еще более приближенную линейную зависимость:

$$k_{(\text{п.о})h} \approx k_{(\text{п.о})h=0}\,[1-\beta_{\text{п}}(t,T)\,g\,(\delta_{\text{п.ср}}-\delta_{\text{в.ср}})\,h]\,. \qquad (3.20)$$

Этот вид зависимости Е.И.Стетюха рекомендует для описания изменения с глубиной пористости песчаников и известняков, характеризующихся наименьшими коэффициентами необратимого уплотнения. М Л. Озерская и Н.В. Подоба для описания изменения пористости любых пород с глубиной рекомендуют зависимость

$$k_{(\text{п.о})h} = k_{(\text{п.о})h=0}\,\exp\,(-0{,}45h) \qquad (3.21)$$

где h — глубина залегания изучаемой породы, км.

Это уравнение — частный случай уравнения (3.19) при величине $\beta_{\text{п}}(t, T) = 32 \cdot 10^{-3}$ МПа$^{-1}$, близкой к средней величине коэффициента необратимого уплотнения для широкой гаммы пород от известняков до глин. Упомянутые исследователи зависимость (3.21) с постоянным коэффициентом $\beta_{\text{п}}(t, T)$ приспосабливают к конкретному типу отложений путем подбора коэффициента $k_{(\text{п.о})h=0}$. Этот прием, получивший название графо-аналитического метода, оправдывает себя в том случае, если усреднение или экстраполяция кривой производится приближенно и в сравнительно небольшом интервале глубин (например, до 2000 м).

Таким образом, несмотря на литологическое различие пород (глинистые породы, песчаники и алевролиты, известняки и мергели), первичная пористость пород необратимо и закономерно уменьшается с глубиной по одному закону. Даже коэффициент необратимого уплотнения для исследованных порол изменяется не столь уж значительно — всего в 3 раза от $16{,}3 \cdot 10^{-3}$ до $48 \cdot 10^{-3}$ МПа$^{-1}$. Однако нельзя без разбора использовать эти зависимости для прогнозной оценки пористости на глубинах, не вскрытых скважинами, — слишком велик разброс значений пористости на одной и той же глубине (см. рис. 5). Этот разброс существенно снижает достоверность экстраполяции и обусловлен в песчано-глинистых породах двумя главными причинами: 1) различным содержанием глинистых и карбонатных минералов в порах породы, отложенных в процессе ее образования; 2) различной интенсивностью вторичных катагенетических процессов, сопровождаемых переносом минералов в поровом пространстве породы.

С увеличением глинистости пористость пород уменьшается (рис. 7). Эта зависимость лежит в основе определения пористости пород по данным метода самопроизвольной поляризации. Отклонение зависимости изменения пористости пород с глубиной может быть связано с растворением минералов и их переотложением в результате миграции пластовых вод.

Б.К. Прошляков пришел к выводу, что в ряде нефтегазоносных бассейнов огромная масса карбонатных минералов, отложенных первоначально в песчано-алевритовых породах, выносится из этих пород в интервале глубин от 0 до 2000 м и переотлагается на глубинах свыше 2300 м. Это ведет к нарушению закономерности изменения по-

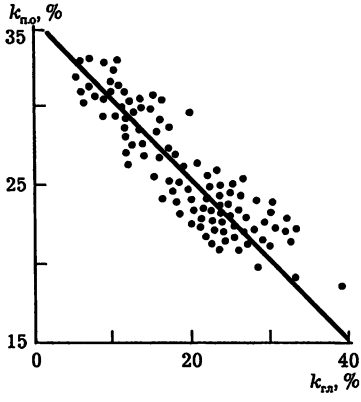


Рис.13. Связь коэффициента открытой пористости $k_{п.о}$ с объемной глинистостью $k_{гл}$ для пласта ПК Русского месторождения в Западной Сибири (по Е.И. Леонтьеву)

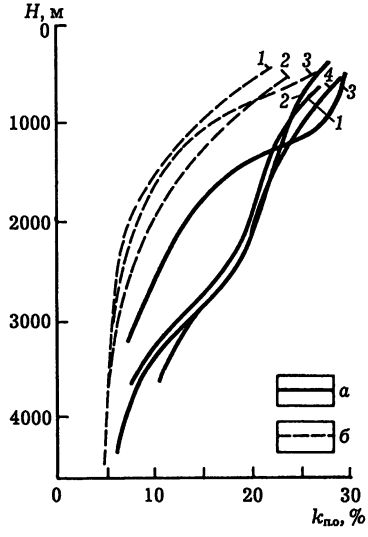


Рис. 14. Влияние эпигенетических процессов на характер изменения открытой пористости песчано-алевритовых пород с глубиной (по Б. К. Прошлякову):

а — песчано-алевритовые породы; *б* — глинистые породы. *1* — Восточное Предкавказье; *2* — Прикаспийская впадина; *3* — Южный Мангышлак; *4* — Волгоградское Поволжье

ристости пород с глубиной (рис. 8). Зависимость становится более сложной, она отклоняется от экспоненты.

Интенсификация вторичных процессов характерна также для осадочных пород, залегающих вблизи фундамента. Здесь наблюдается циркуляция активных минерализованных растворов в зонах повышенной вертикальной и субвертикальной проницаемости осадочного чехла, связанной с тектонической активностью фундамента. Во всех этих случаях большую роль в создании фильтрационных потоков минерализованных вод играет термодинамический градиент давления поровых вод, направление которого может изменяться в зависимости от нагревания или охлаждения горных пород [17]. Это также может приводить к непредсказуемым изменениям пористости пород в естественном залегании, на глубине под влиянием гидротермальных процессов, как это имеет место, например, в нижнеюрских отложениях (тюменская свита) в Западной Сибири.

В то же время уплотнение глинистых пород, при котором интенсивность минерального массопереноса существенно меньше, происходит по экспоненциальным зависимостям с достаточно высоким корреляционным отношением. По этой же причине, а также в связи с затрудненным оттоком вод при уплотнении глинистых пород их возраст и толщина будут являться главными факторами, определяющими величину $\beta_п(t, T)$.

Для одновозрастных (плиоцен) глинистых пород разреза продуктивной толщи Азербайджана получена приближенная связь (по Л.А. Буряковскому и др., 1982 г.) между $\beta_п(t, T)$ и толщиной глинистых пластов $\Delta h_{гл}$, характеризующая влияние оттока пластовой воды: $\beta_п(t, T) = (73{,}2 - 19{,}6 \lg \Delta h_{гл}) \cdot 10^{-3}$.

Таким образом, при нормальном гидростатическом давлении поровых вод, отсутствии значительных перерывов в осадконакоплении, тектонических нарушений, вызывающих резкое изменение гипсометрии пород, глинистые породы уплотняются закономерно, изменение их пористости с глубиной может быть описано сложными экспоненциальными зависимостями. Эти свойства глинистых пород на практике широко используются для прогнозирования аномальных давлений в осадочных толщах [16]. Можно также прогнозировать пористость глинистых пород на глубинах, не вскрытых скважинами.

При прогнозировании пористости алевритовых пород задача усложняется практически трудно предсказуемым влиянием глинистости и вторичных изменений порового пространства, о чем шла речь выше. Большое влияние на интенсивность вторичных преобразований алевритовых пород имеет температура, его трудно отделить от влияния возраста пород.

Задачу прогнозирования пористости алевритовых пород можно решить, если изучать только одновозрастные песчаники преимущественно кварцевого состава, имеющие максимальное значение коэффициента пористости, т. е. если ограничиться прогнозированием свойств наиболее чистых и хорошо отсортированных разностей, в которых вторичные процессы оказали минимальное влияние. Влияние возраста пород при этом в значительной мере учтется величиной максимальной пористости, известной по изучению вскрытой скважинами части разреза. На рис.15 приведены фактические кривые изменения максимальной пористости кварцевых песчаников с глубиной их погружения, полученные Б. К. Прошляковым (1960 г.), Дж. Максвеллом (1964 г.) и В.М. Добрыниным (1965 г.). На рисунке заметна разная скорость уменьшения пористости с глубиной. Дж. Максвелл объяснил это влиянием температуры пород, подтвердив экспериментом с использованием весьма высоких температур. Связь между интенсивностью уплотнения алевритовых пород и температурой в очень широком возрастном

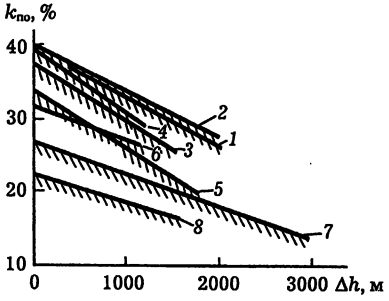


Рис. 15. Зависимость максимальной пористости $k_{по}$ чистых песчаников от глубины погружения:

1 — плиоцен Калифорнии; *2* — миоцен Луизианы и Техаса; *3* — олигоцен Луизианы; *4* — олигоцен Техаса; *5* — юра+нижний мел Центрального и Восточного Предкавказья; *6* — юра + нижний мел Прикаспия; *7* — карбон Техаса и Оклахомы; *8* — ордовик Нью-Мексико, Техаса, Оклахомы и Канзаса

диапазоне проявляется весьма четко, если сопоставить коэффициенты необратимого уплотнения для этих пород со значением геотермического градиента в каждом районе (рис. 16).

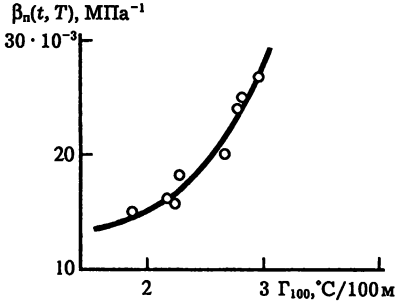


Рис. 16. Зависимость коэффициента необратимого уплотнения $\beta_п(t, T)$ песчаников разного возраста от величины среднего геотермического градиента Γ_{100}

Таким образом, различие в коэффициентах необратимого уплотнения чистых песчаников преимущественно кварцевого состава с максимальной пористостью объясняется главным образом интенсивностью нарастания температур погружающегося пласта, оказывающей влияние на процессы растворения и переотложения кварца в поровом пространстве. Возраст и глубина залегания пород, как видно, оказывают меньшее влияние на $\beta_п(t, T)$. Другими словами, коэффициент необратимого уплотнения чистых кварцевых песчаников характеризует процесс уплотнения пород данного литологического состава в конкретных геотермических условиях.

Если породы, залегающие на вскрытой скважинами глубине h_1, имели коэффициент максимальной открытой пористости $k_{(п.о)h1}$, то при коэффициенте необратимого уплотнения $\beta_п(t, T)$ породы этого же возраста при погружении на глубину $h = h_1 + \Delta h$ будут иметь новое значение максимальной пористости $k_{(п.о)h}$, которое можно найти из уравнения (3.18):

$$k_{(п.о)h} = \frac{k_{(п.о)h_1}\, exp[-\beta_п(t,T)g(\delta_{п.ср} - \delta_{в.ср})(h - h_1)]}{1 - k_{(п.о)h_1}\{1 - exp[-\beta_п(t,T)g(\delta_{п.ср} - \delta_{в.ср})(h - h_1)]\}} \qquad (3.22)$$

На рис. 11 изображены четыре графика зависимостей, полученных по уравнению (3.22) для значений $\delta_{п.ср} = 2{,}5 \cdot 10^3$ кг/м^3 и $\delta_{в.ср} = 1{,}1 \cdot 10^3$ кг/м^3 и четырех значений геотермических градиентов. Например, если девонский кварцевый песчаник Волго-Уральской провинции, вскрытый скважиной на глубине $h_1 = 2000$ м имеет максимальную пористость $k_{п.о} = 25\%$, то при геотермическом градиенте в разрезе $\Gamma_{100} = 2$ °С/100 м на глубине $h = 7000$ м ($\Delta h = 7000 - 2000 = 5000$ м) его пористость составит $k_{п.о} = 10\%$ (рис. 11). Тот же песчаник при геотермическом градиенте $\Gamma_{100} = 3$ °С/100 м имел бы пористость $k_{п.о} = 4\%$.

Пористость карбонатных пород может изменяться в широких пределах. Чистые карбонатные породы, образующиеся из неуплотненных карбонатных илов, состоящих из метастабильного арагонита, имеют пористость до 70 — 90%. Карбонатные илы в зоне диагенеза довольно быстро уплотняются, кристаллизуются и переходят в равно-

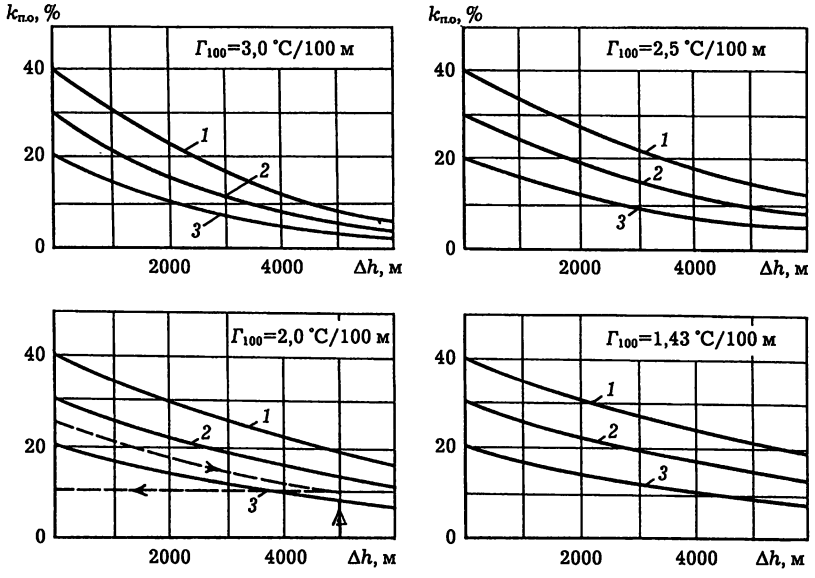


Рис.17. Необратимое уменьшение максимального коэффициента пористости $k_{п.о}$ чистых кварцевых песчаников с глубиной погружения для районов с разными значениями геотермического градиента $Г_{100}$

весное состояние — превращаются в хемогенную горную породу. Толщина зоны диагенеза составляет 10—50 м и более.

При последующем погружении (зона катагенеза) происходит уплотнение, перекристаллизация, доломитизация горных пород, растворение неустойчивых соединений, образование новых минералов. Первичная межкристаллическая пористость карбонатных пород на глубинах залегания промышленных залежей нефти и газа уменьшается до значений, при которых породы становятся практически непроницаемыми, хрупкими, в них развивается микротрещиноватость тектонического или другого происхождения. Под влиянием минерализованных растворов, мигрирующих по микротрещинам, последние расширяются и образуются карстовые пустоты. Порода вновь приобретает свойство проводить флюиды и газ за счет вторичного образования трещинно-кавернозного пространства.

Е. М. Смехов предложил подразделять трещины на микротрещины с раскрытостью от $10 \cdot 10^{-6}$ до $100 \cdot 10^{-6}$ м и макротрещины с раскрытостью более $100 \cdot 10^{-6}$ м.

В процессе доломитизации карбонатных пород объем их уменьшается примерно на 12,3%. Неравномерная доломитизация породы приводит к увеличению ее пористости, появлению микротрещиноватости. Доломитизированные известняки часто имеют более высокую пористость.

Размеры трещин и каверн могут превышать размеры кернов, отбираемых в скважинах, т.е. наиболее крупные трещины и каверны не представлены в кернах. Керн плохо выносится из высокотрещинных интервалов. Это позволяет говорить, что в связи с непредставительностью кернов достоверно определить трещиноватость и кавернозность пород по ним не представляется возможным.

Вероятно, по шлифам, изготовленным из кернов, можно судить лишь о нижнем пределе трещиноватости пласта. Так, по данным литолого-петрографических исследований Л.П. Гмида, коэффициент трещиноватости карбонатные пород не превышав 0,3% По-видимому, в эту величину не входит объем большинства каверн, образующих дополнительную емкость породы. Более достоверные результаты о трещиноватости и кавернозности пород можно получить по данным комплексных геофизических и гидродинамических исследований при сопоставлении их с керном.

3.4.2. Упругие (обратимые) изменения пористости при выносе кернов на поверхность

При отборе пробы пород с помощью колонкового долота от пласта отторгается часть породы (керн). Керн освобождается от напряжений, которые он испытывал в результате давления вышележащих пород (горного давления). Этот процесс разгрузки керна эквивалентен уменьшению эффективного напряжения [см. уравнение (3.10)]. Керн расширяется и происходит упругое увеличение его пористости. Это главная часть упругих изменений пористости. Однако отобранный керн все еще испытывает в скважине на глубине влияние давления промывочной жидкости и температуры.

При транспортировке отобранного керна на поверхность в негерметичном керноотборнике давление промывочной жидкости и температура постепенно снижаются до атмосферных. При этом также происходит деформация зерен породообразующих минералов.

Таким образом, обратимые (упругие) изменения физических свойств кернов пород при кратковременном (вынос керна) всестороннем сжатии или растяжении, которые можно воспроизводить в лабораторных условиях [15], зависят от трех факторов: эффективного напряжения $(p-p_{пл})$, пластового (порового) давления $p_{пл}$ и температуры T, которые в общем случае могут независимо изменяться.

Коэффициент пористости породы в пластовых условиях $k_п(p, p_{пл}, T)$ можно определить из уравнения:

$$\frac{k_п(p,p_{пл},T)}{k_п(0)}=\left[\frac{k_п(p-p_{пл})}{k_п(0)}\right]_{p_{пл},T}\left[\frac{k_п(p_{пл})}{k_п(0)}\right]_{(p-p_{пл}),T}\times$$
$$\times\left[\frac{k_п(T)}{k_п(0)}\right]_{p,p_{пл}}=K_1K_2K_3 \qquad (3.23)$$

где $k_п(0)$ — пористость в атмосферных условиях.

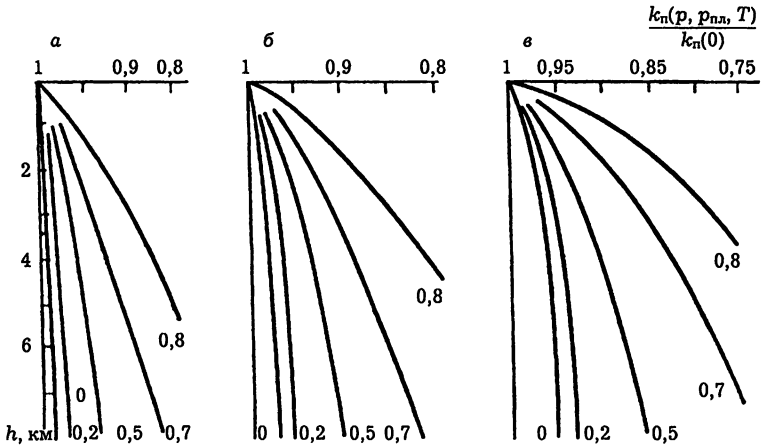


Рис. 18. Палетки для оценки упругих изменений коэффициента пористости $k_п(p, p_{пл}, T)/k_п(0)$ песчано-глинистых пород.

Породы: *а* — хорошо отсортированные и окатанные, *б* — среднеотсортированные; *в* — плохо отсортированные. Шифр кривых — относительная глинистость пород

Экспериментально чаще всего определяют изменение пористости при воздействии эффективного напряжения при постоянных значениях $p_{пл}$ и T. Эти изменения в большинстве случаев составляют основную долю упругих изменений физических свойств кернов. Для песчаных коллекторов, залегающих на глубинах 2—4 км, определенная экспериментально величина $K_1 = k_п(p - p_{пл})/k_п(0) = 1 - \Delta k_п/k_п(0) = 1 - (0{,}4 \div 1{,}0)/k_п(0)$, т.е. среднее значение $\Delta k_п = 0{,}7\%$ [3].

Для более широкого класса посчано-глинистых пород полные обратимые (упругие) изменения пористости зависят от относительной глинистости и глубины отбора керна (рис. 18).

Рассмотренные результаты относятся к изучению коллекторов с межзерновой (гранулярной) пористостью. Значительно более сложным является экспериментальное изучение трещинно-кавернозных пород в связи с непредставительностью керна. Теоретическая оценка, показывающая упругие изменения пористости при выносе кернов трещинных пород, приведена в работе [15].

3.5. ПОРИСТОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Пористость осадочных пород под влиянием увеличивающегося горного давления и температуры уменьшается, и они превращаются в метаморфические. Резкой границы между осадочными и метаморфическими породами нет. Однако, как видно из табл. 4, кварцевый песок, являющийся первичным осадком, по мере уплотнения превращается в осадочную породу (песчаник), а затем в метаморфическую породу — кварцит. Первичный осадок — глинистый ил, превращает-

ся в осадочные породы — глину и аргиллит, а затем в метаморфическую — глинистый сланец. Основным признаком метаморфизации являются: низкая пористость, для глинистых пород — потеря межслоевой и значительной части кристаллизационной воды, сланцеватость. Метаморфические породы обычно входят в состав фундамента.

Большинство метаморфических пород (кварциты, сланцы, мрамор и другие) обладают низкими значениями первичной пористости.

При выходе этих пород на поверхность в некоторых из них могут развиваться процессы с образованием вторичной пористости (кора выветривания). В этом случае общая пористость увеличивается. Особенно сильно может увеличиваться пористость метаморфических пород, содержащих карбонатные минералы. Выветривание этих пород и последующее воздействие на них фильтрующимися гидротермальными водами создают условия для образования высокопористых разностей метаморфических пород. Известны промышленные скопления нефти в таких породах. Метаморфические породы могут приобретать трещиноватость под влиянием тектонических движений. Оба эти процесса ведут к активизации минерального массопереноса в толще метаморфических пород с образованием новых минералов и мест скоплений полезных ископаемых. Все эти процессы наблюдаются в толще метаморфических и магматических пород, вскрытых Кольской сверхглубокой скважиной.

Магматические породы образуются в результате остывания и затвердевания магмы или природных силикатных расплавов, возникающих в глубинных зонах земной коры. Различают интрузивные (затвердевшие на глубине) и эффузивные (излившиеся на поверхность) магматические породы. Поскольку скорость остывания магмы на глубине значительно меньше, чем на поверхности земли, интрузивные породы обладают хорошо выраженной полнокристаллической и обычно крупнокристаллической структурой. В эффузивных породах за небольшое время остывания только часть минералов может выделиться в виде кристаллов, а большая часть расплава застывает в виде кристаллов — микролитов или аморфного вулканического стекла и вулканических туфов. Эффузивные породы долго находятся на поверхности земли и подвергаются активному выветриванию. Все эти процессы и определяют пористость магматических пород.

Первичная общая пористость ультраосновных (дунит, перидотит, пироксенит, серпентинит) и основных (габбро, эклогит, анартозит, лабрадорит) интрузивных пород, как правило, не превышает 2% [6].

Первичная общая пористость средних (диорит, сиенит) и кислых (гранит, аляскит) интрузивных пород не превышает 3%. В выветрелых разностях интрузивных пород развита вторичная пористость. Однако и в этих довольно редких в природе случаях общая пористость пород редко превышает 10%. В целом можно сказать, что интрузивные породы обычно характеризуются низкой общей пористостью, поры слабо сообщаются между собой и открытая пористость, как правило, очень мала или отсутствует вообще.

Таблица 4. **Пределы изменения общей пористости и плотности сухих образцов первичных осадков (ПО), осадочных (О) и метаморфических (М) пород, а также некоторых руд [6]**

Тип пород	Первичный осадок или порода	$k_п$,%	$\delta_{пс}$, $\cdot 10^3$ кг/м^3
Песчаные	Песок (ПО и О)	4—50	1,3—2,2
	Песчаник (О)	0,5—40	1,3—3,6
	Кварцит (М) и железистый кварцит (М)	0,2—20	2,19—4,4
Глинистые	Глинистый ил (ПО)	50—60	0,8—1,8
	Глина (ПО и О)	4—75	1,2—3,18
	Аргиллит (О)	1—30	1,6—3,35
	Филлит (М)	0,5—0,6	2,4—2,76
	Сланец		
	глинистый (М)	1—25	1,3—3,2
	кровельный (М)	0,4	2,79—2,8
	аспидный (М)	0,9—1,1	2,77—2,78
	слюдяной (М)	—	2,5—2,8
Известковые	Известковый ил (ПО)	65—87	—
	Мел (О)	10—55	1,85—2,6
	Известняк (О)	0,5—48	1,3—3,5
	Известняк мраморизованный (М)	0,4—6	1,9—3,5
	Мрамор (М)	0,1—2,2	2,3—3,0
Руды	Боксит	0—44	1,3—3,4
	Железистый латерит	39—56	—
	Мартит и бурый железняк	0,2—28	3,8—4,3
	Сидеритовая	1—28	2,45—3,58
Торф, угли	Торф	До 95	0,45—0,80
	Бурый уголь	12—40	1,2—1,3
	Каменный уголь	3—12	1,2—1, 35
	Антрацит	1—2	1,4—1,8

Первичная пористость основных (базальт, диабаз) и средних (порфирит) эффузивных пород также невелика (до 3%). Однако широко развитые процессы выветривания способны увеличить общую пористость этих пород до 20—40 %.

Особый класс составляют вулканогенно-осадочные образования (туфы), занимающие промежуточное положение между эффузивными и осадочными породами. Эти породы могут обладать общей первичной пористостью до 40—60 %, а также значительной открытой пористостью.

В вулканогенно-осадочных образованиях среднего эоцена Восточной Грузии встречены промышленные скопления нефти. Нефтесодержащие породы представлены здесь туфами, туффитами, разнообразие которых определяется минеральным составом, размером вулканических частиц, а также их агрегатным состоянием. Откры-

тая пористость по керну изменяется от 3 до 27%, в том числе для туфов и туфопесчаников 5—15 %; цеолитизированных туфов 10—27 % и туфоаргиллитов, туфомергелей и туфоизвестняков 3—10 %.

Метаморфические породы, образовавшиеся из магматических, например такие, как сланцы кварц-хлоритовые и хлоритовые, ортоамфиболит, вторичный кварцит, ортогнейс, скарны, роговик, а также руды (железисто-магнетитовая, скарновая, полиметаллическая и медная), имеют первичную общую пористость не более 5%. Общая пористость выветрелых разностей этих же пород достигает 20% [6].

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Что такое первичные и вторичные поры в горных породах? Назовите породы, наиболее типичные с точки зрения этого разделения.
2. По какому физическому признаку классифицируются поры по размерам? Назовите размеры сверхкапиллярных, капиллярных, субкапиллярных пор и микропор.
3. Что такое коэффициент пористости пород? Какие виды пористости вы знаете? Как связаны между собой коэффициенты общей, открытой, эффективной и динамической пористости?
4. Назовите методы изучения структуры емкостного пространства. На чем основаны эти методы?
5. Как велика пористость минералов?
6. Объясните физическую сторону необратимого уменьшения пористости с глубиной. Что такое коэффициент необратимого уплотнения пород? От чего он зависит?
7. Что мы понимаем под упругими (обратимыми) изменениями пористости? Где они наблюдаются на практике?
8. Приведите примеры изменения пористости пород под влиянием метаморфических процессов.
9. От чего зависит пористость эффузивных пород?

4. ВОДО-, НЕФТЕ- И ГАЗОНАСЫЩЕННОСТЬ ПОРОД

4.1. ВЛАЖНОСТЬ, ВЛАГОЕМКОСТЬ. СВОБОДНАЯ И СВЯЗАННАЯ ВОДА. ДВОЙНОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ СЛОЙ

Влажность характеризует содержание в породе воды. Общая максимальная влажность породы W_Σ, представляет собой объемное содержание воды в породе, емкостное пространство которой полностью насыщено водой:

$$W_\Sigma = W_{тв}(1-k_п) + k_п k_{в.о} + k_п(1-k_{в.о}) = W_{х.с} + W_{ф.с} + W_{св} \qquad (4.1)$$

где $W_{х.с} = W_{тв}(1-k_п)$ — объемное содержание химически связанной воды в твердой фазе (минеральном скелете) породы; $W_{ф.с}$, $W_{св}$ —

объемное содержание в породе соответственно физически связанной и свободной воды; $k_{в.о}$ — коэффициент остаточного водонасыщения пор породы, характеризующий содержание в порах физически связанной воды; $k_п$ — коэффициент общей пористости породы.

Величину W_Σ называют также влагоемкостью породы. Влагоемкость при определенных термодинамических условиях и характеристике воды, насыщающей породы, — постоянная величина для данной породы. Влажность породы может изменяться в широких пределах за счет изменения содержания в порах породы свободной (гравитационной) и физически связанной воды.

Химически связанная вода присутствует в минералах горных пород в виде молекул H_2O, входящих в кристаллы (кристаллизационная вода), или в виде ионов OH^-, H^+, H_3O^+ (гидроксоний) кристаллической решетки минералов алюмосиликатного состава, в первую очередь глинистых минералов (конституционная вода). Примером минералов с кристаллизационной водой являются гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, а также другие минералы гидрохимического происхождения — апсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, гидроборацит $CaMg \cdot B_6O_{11} \cdot 6H_2O$, боронатрокальцит $NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$, диоптаз $Cu_6(Si_6O_{18}) \cdot 6H_2O$. Большинство минералов с кристаллизационной водой теряют ее при прокаливании до 200—600 °С, однако отдельные минералы, например, мирабилит $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, выделяют кристаллизационную воду при комнатной температуре.

Конституционная вода присутствует в минералах, как правило, в виде гидроксильных ионов. Содержат ее все глинистые минералы и большое число минералов алюмосиликатного состава, не относящихся к глинистым минералам. Примеры минералов с конституционной водой: каолинит $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$, пирофиллит $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$, хлорит $(Mg,Fe,Al)_6(Si,Al)_4O_{10}(OH)_8$, мусковит $KA1_2Si_3A1O_{10}(OH)_2$, глауконит $K_2(Mg,Fe)_2A1_6(Si_4O_{10})(OH)_2$, биотит $K(Mg, Fe)_3A1Si_3O_{10}(OH)_2$. Конституционная вода большинства минералов выделяется прокаливанием при температуре 400—1000 °С.

Некоторые минералы содержат как кристаллизационную, так и конституционную воду, например, галлуазит $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 \cdot 4H_2O$. Иногда суммарное содержание в твердой фазе минерала или породы химически связанной (конституционной и кристаллизационной) воды обозначают символом H_2O^+, подразумевая всю воду, выделяющуюся прокаливанием породы при температуре выше 105 °С. Очевидно, что $W_{х.с}=H_2O^+\delta_{тв}$, где $\delta_{тв}$ — плотность минерала или средняя плотность породы, для которых в лаборатории найдено значение H_2O^+.

Величину H_2O^+ определяют при термическом анализе по диаграмме потери массы при прокаливании — термогравитограмме (ТГ), которая содержит кривые изменения массы M дозы изучаемого вещества и температуры T. Интерпретацию ТГ проводят с учетом характерных для каждого минерала аномалий на кривых M и T, отражающих выделение химически связанной воды (рис. 13). Более точным является определение H_2O^+ в трубке Пенфилда по специальной методике. В этом случае прокаливают анализируемую пробу, собирая и

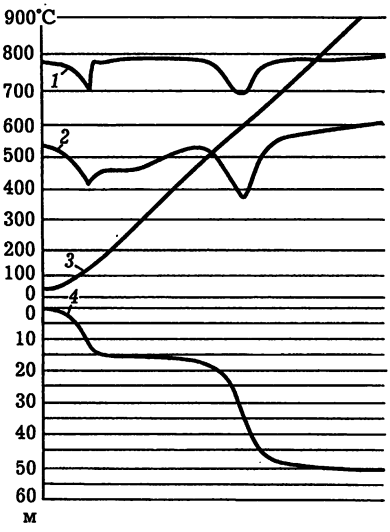


Рис. 19. Пример термогравитограммы для каолинита.

Кривые: *1* — дифференциального изменения массы; *2* — дифференциально-термического анализа; *3* — роста температуры нагрева $T=f(t)$; *4* — потери массы образца при нагревании.

взвешивая все полученное при этом количество воды. Если до прокаливания проба содержала гигроскопическую влагу, из общей массы воды m_Σ, выделенной при прокаливании, вычитают массу гигроскопической влаги $m_г$ и вычисляют H_2O^+ по формуле $H_2O^+=(m_\Sigma-m_г)/M$, где M — масса анализируемой навески до прокаливания.

К физически связанной воде относят ту часть воды в поровом пространстве породы, которая остается в нем благодаря взаимодействию молекул воды с поверхностью минерального скелета породы, а также в результате влияния капиллярных сил. Физически связанную воду можно удалить полностью путем высушивания образца с нагревом или в изотермическом режиме, экстрагированием образца в сокслете, частично — центрифугированием, капиллярным вытеснением или капиллярным впитыванием. Различают следующие виды физически связанной воды: пленочная; удерживаемая поверхностью твердой фазы; углов пор и тупиковых пор; капиллярно-удержанная.

Пленочная вода представлена полислоями ориентированных молекул воды, расположенных вдоль поверхности твердой фазы частиц минерального скелета породы. Значительная, возможно большая, часть молекул пленочной воды составляет гидратные оболочки катионов, образующих адсорбционный слой на поверхности твердой фазы или распределенных диффузно в пределах пленки в виде внешней обкладки двойного электрического слоя, приуроченного к разделу твердой и жидкой фаз.

Толщина слоя пленочной воды, который называют также аномальным, по данным различных исследователей, составляет от нескольких десятых нанометра (толщина монослоя молекул воды или гидратированных катионов) до 100 нм (суммарная толщина нескольких десятков монослоев). Физические свойства пленочной воды отличны от свойств свободной воды — плотность и вязкость пленочной воды выше, чем свободной, температура замерзания и растворимость солей ниже, диэлектрическая проницаемость и удельная электропроводность пленочной и свободной воды также различны. Аномальные свойства пленочной воды позволяют выделить ее как особую фазу в

объеме пор горной породы, отличную по физическим и физико-химическим свойствам как от свободной воды, так и от твердой фазы минерального скелета.

В основании пленочной воды на поверхности твердой фазы находится монослой адсорбированных молекул воды и обменных катионов. Молекулы воды и катионы расположены близ активных центров поверхности твердой фазы, имеющих отрицательный заряд и представленных гидроксильными группами или изоморфно замещенными ионами кристаллической решетки минералов. Часть молекул воды удерживается близ границы твердая фаза — жидкость силами молекулярного взаимодействия Лондона—Ван-дер-Ваальса, обратно пропорциональными $r^5 \div r^7$ (r — расстояние между взаимодействующими молекулами).

Молекулы монослоя строго ориентированы и малоподвижны. Следующий слой образован также ориентированными молекулами воды, однако строгость их ориентации и энергия связи с поверхностью меньше, чем молекул первого монослоя. Эта закономерность соблюдается и для молекул последующих слоев. Считают, что свойства пленочной воды плавно изменяются в направлении по нормали к границе твердая фаза — жидкость, приближаясь к свойствам свободной воды по мере удаления от границы. Однако доказано, что при переходе от первых двух-трех слоев к последующим свойства воды меняются резко, что позволяет выделить слой прочносвязанной воды (2—3 монослоя) с наиболее аномальными по отношению к свободной воде свойствами.

К прочносвязанной воде относят молекулы воды и гидратные оболочки катионов, поглощаемые межслоевым пространством кристаллов монтмориллонита и других смешанно-слойных глинистых минералов (межслоевая вода или вода набухания глинистых минералов с подвижной решеткой). Прочносвязанная вода имеет плотность 1,3—1,5 г/см^3, диэлектрическую проницаемость $\varepsilon = 10$—30 отн. ед. (по данным отдельных исследователей, 2,2), характеризуется температурой замерзания −74 °С, практически не растворяет соли. Удаление прочносвязанной воды, в том числе и межслоевой, происходит при температуре 105—160 °С. Прочносвязанная вода соответствует гигроскопической влажности породы. Высокая степень сцепления молекул прочносвязанной воды с поверхностью твердой фазы становится очевидной, если учесть, что воздействие на образец породы давлением до 2000 МПа не позволяет отжать всю прочносвязанную воду и что теплота смачивания сухой породы, в частности, порошка глинистых минералов, составляет 84—113 Дж/моль, т.е. в несколько раз выше теплоты свободного испарения воды, равной 19—23 Дж/моль.

Рыхлосвязанная вода имеет плотность не более 1,1—1,2, диэлектрическую проницаемость более 30. Температура замерзания ее составляет −4 °С, она обладает способностью к растворению солей, но более низкой, чем свободная вода. При сушке рыхлосвязанная вода удаляется при $T < 105$ °С. Поскольку эта температура в лабораторной практике определения коэффициента открытой пористости $k_{п.о}$ породы принимается в качестве эталонной, значения $k_{п.о}$, полученные по спосо-

бу Преображенского (см. разд. 3), меньше истинного коэффициента открытой пористости на величину, соответствующую объему прочносвязанной воды, которая удаляется только при $T > 105$ °С. В объеме, занимаемом пленочной водой, расположен двойной электрический слой (ДЭС), возникающий близ границы твердой и жидкой фаз благодаря тому, что поверхность твердой фазы имеет электрический заряд, обычно отрицательный. Двойной слой на границе фаз состоит из внутренней и внешней обкладок. Внутренняя отрицательная образована в основном анионами кристаллической решетки минералов, чаще ионами OH^-, реже узлами решетки, в которых произошло изоморфное замещение ионов высокой валентности ионами более низкой валентности с одновременным выделением отрицательного заряда.

Внутренняя отрицательная обкладка двойного слоя является моноионной с толщиной, равной размеру ионов, образующих ее. Внешняя обкладка состоит из катионов, компенсирующих отрицательный заряд поверхности твердой фазы.

Большая часть катионов (более 90—95 %) сосредоточена в адсорбционном монослое (слой Штерна), остальные распределены диффузно в растворе, заполняющем поры, и образуют диффузную часть (слой Гуи) внешней обкладки двойного слоя. Двойной слой в целом электронейтрален так, что суммарный положительный заряд внешней обкладки компенсирует отрицательный заряд поверхности в пределах одной и той же площади, например 1 см^2. Потенциал U внешней обкладки в направлении по нормали к границе раздела фаз меняется вначале линейно в пределах монослоя (полный скачок), затем пропорционально $1/x$ (где x — расстояние от границы), достигая нуля в

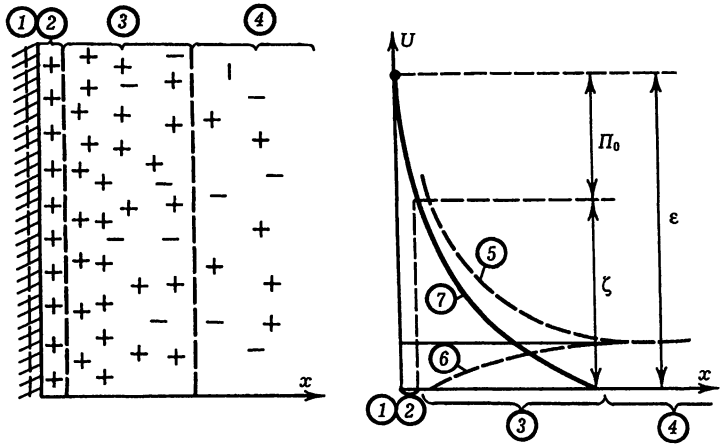


Рис. 20. Двойной электрический слой (ДЭС) на границе твердая фаза — раствор электролита:

1 — твердая фаза; *2* — слой Штерна; *3* — диффузный слой Гуи; *4* — свободный раствор; зависимости: *5* — $C_к = f(x)$, *6* — $C_а = f(x)$, *7* — $U = f(x)$

свободном растворе. Общую разность потенциалов ε между поверхностью твердой фазы и свободным раствором (потенциал Нернста) экспериментально измерить не удается, по данным теоретических расчетов она составляет примерно 1 В.

Диффузная часть внешней обкладки содержит катионы и анионы при подавляющем перевесе катионов. Концентрация ионов в диффузном слое подчиняется закону

$$C = C_0 \exp[-\varepsilon z U/(RT)], \tag{4.2}$$

где C_0 — концентрация свободного раствора; C — концентрация катионов или анионов в диффузном слое; z — валентность данного сорта ионов; U, ε — потенциал и диэлектрическая проницаемость в точке, где определяется C.

Поскольку при подстановке значения z учитывается знак иона, концентрация анионов $C_а$ растет от нуля (на границе с монослоем) до значения C_0 на границе со свободным раствором, концентрация катионов $C_к$ падает, достигая также значения C_0, но сверху (рис. 14).

Толщину диффузного слоя, принимаемую за толщину двойного электрического слоя $\delta_{ДЭС}$, см, рассчитывают по формуле

$$\delta_{ДЭС} = \frac{1}{2F}\sqrt{\frac{\varepsilon RT}{\pi C_0(z_1 + z_2)}}, \tag{4.3}$$

где C_0 выражена в моль/см^3; z_1 и z_2 — валентности катионов и анионов в свободном растворе.

Если свободный раствор содержит несколько солей, в формулу (4.3) вместо $C_0(z_1 + z_2)$ подставляют выражение $\Sigma C_i z_i$ — ионную силу раствора, в котором суммируются произведения молярной концентрации на валентности для каждого сорта ионов, присутствующих в растворе. Значение $\delta_{ДЭС}$, получаемое при расчете по формуле (4.3), соответствует кратчайшему расстоянию между границей раздела твердой и жидкой фаз и поверхностью, являющейся геометрическим местом точек — «центров тяжести» зарядов диффузного слоя, поэтому $\delta_{ДЭС} < \delta_{сл}$, если $\delta_{сл}$ — физическая толщина двойного слоя от поверхности твердой фазы до границы со свободным раствором.

В соответствии с формулой (4.3) значение $\delta_{ДЭС}$ растет с уменьшением концентрации и валентности ионов свободного раствора. В насыщенных растворах величина $\delta_{ДЭС}$ стремится к толщине мономолекулярного слоя, и диффузный слой практически исчезает. В растворах низкой концентрации ($C_0 < 0{,}01$ н.) величина $\delta_{ДЭС}$ приближается к максимальной толщине $\delta_{сл}$ аномальных слоев воды, установленной экспериментально [14]. Более сложной является зависимость $\delta_{ДЭС}$ от температуры. При повышении T в пределах от 293 К (комнатная температура) до 333 — 353 К величина $\delta_{ДЭС}$ растет в соответствии с (4.3). Однако при дальнейшем росте T диффузный слой «размывается» благодаря повышению интенсивности движения молекул, преодолевающих влияние заряженной стенки, и $\delta_{ДЭС}$ стремится к толщине мономолекулярного слоя, а при T=413 — 433 К разрушается и монослой.

Формула (4.3) справедлива при следующих упрощающих условиях: граница раздела твердая фаза — жидкость является плоской; ионы, образующие диффузный слой, имеют точечные размеры.

В поровых каналах конечного размера, соизмеримого с $\delta_{ДЭС}$, рассчитанной по формуле (4.3), реальное значение $\delta_{ДЭС}$ будет существенно отличаться от теоретического (уменьшится) благодаря электростатическому отталкиванию катионов диффузного слоя, расположенных на противоположных элементах поверхности для порового канала с любой геометрией сечения (круговое, щелевидное и т.д.). Для щелевидного сечения предложена следующая формула расчета реального значения $\delta_{ДЭС.Р}$:

$$\delta_{ДЭС.Р} = \delta_{ДЭС} - \frac{h}{2[exp(h/2\delta_{ДЭС}) - 1]}, \qquad (4.4)$$

где h — ширина щели; $\delta_{ДЭС}$ — величина, вычисленная по формуле (4.3).

С известным приближением формулу (4.4) можно использовать для оценки величины $\delta_{ДЭС.Р}$ в цилиндрическом капилляре с радиусом r, полагая в формуле (4.4) $h = 2r$.

Выражения, предложенные некоторыми исследователями для расчета $\delta_{ДЭС}$ с учетом размеров ионов, образующих внешнюю обкладку ДЭС, не учитывают, что ионы, в первую очередь катионы, гидратированы. Это обстоятельство должно существенно повлиять на вид уравнений для ДЭС, однако удовлетворительного варианта теории ДЭС, учитывающего реальные размеры гидратированных катионов, до сих пор не создано.

Катионы внешней обкладки ДЭС обладают определенной подвижностью, которая меньше подвижности соответствующих катионов в свободном растворе. Наименьшую, однако отличную от нуля, подвижность имеют катионы адсорбционного слоя. С удалением от поверхности твердой фазы подвижность катионов растет, приближаясь к подвижности в свободном растворе. Граница между слоями малоподвижных и относительно более подвижных ионов ДЭС, вероятно, совпадающая с границей между прочно- и рыхлосвязанной водой, соответствует уровню, для которого измеряют электрокинетический потенциал ζ, равный потенциалу U ДЭС на расстоянии x, разделяющем указанный уровень и поверхность твердой фазы.

Наличие ζ-потенциала лежит в основе различных электрокинетических явлений — электроосмоса, катафореза, потенциалов фильтрации. Сущность последних рассматривается в разд. 7. Величину ζ-потенциала рассчитывают по соответствующим формулам для изучаемой пористой среды, в частности, образца породы, наблюдая явление электроосмоса (движение жидкости в тонких капиллярах под влиянием приложенной разности потенциалов) или возникновения разности потенциалов при фильтрации жидкости через капилляры. Знак ζ-потенциала соответствует знаку электрического заряда поверхности твердой фазы пористой среды. Поскольку практически все осадочные породы, за редкими исключениями, имеют отрицательный

заряд поверхности, их ζ-потенциал является отрицательным. Величина ζ-потенциала зависит от тех же факторов, которые определяют значение $\delta_{ДЭС}$, в первую очередь от концентрации свободного раствора и валентности катионов свободного раствора и внешней обкладки ДЭС. При постоянном составе катионов величина ζ падает с ростом C_0. При одинаковой концентрации свободной воды величина ζ существенно зависит от состава катионов ДЭС, убывая в соответствии с последовательностью $Li^+ > Na^+ > K^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+}$. Если внешняя обкладка ДЭС состоит из трехвалентных (Fe^{3+}, Al^{3+}) или четырехвалентных (Th^{4+}) ионов, ζ-потенциал меняет знак на положительный в связи с перезарядкой ДЭС — поверхность твердой фазы приобретает положительный заряд, а внешнюю обкладку ДЭС составляют в основном анионы.

Аномальный слой жидкости и ДЭС занимают практически один и тот же объем в приграничной области вдоль стенки капилляров — поровых каналов пористой среды, в частности, горной породы. Причина возникновения аномальных слоев — одновременное действие на полярные молекулы воды и ионы электрического поля заряженной поверхности твердой фазы сил молекулярного взаимодействия Лондона—Ван-дер-Ваальса и молекулярно-кинетического движения. Поле сил взаимодействия молекул воды и вещества твердой фазы минимально и ограничено расстоянием, соизмеримым с размерами молекул. Дальнодействие электростатического поля характеризуется расстояниями в десятки нанометров.

Значительную, возможно основную, часть физически связанной воды составляют молекулы воды, формирующие гидратную оболочку катионов, в первую очередь воды ближней гидратации. Об этом говорит четкая корреляция между удельной емкостью катионного обмена Q_{100} и удельной гигроскопической влажностью $Q_г$, причем отношение величин $Q_г$ и Q_{100}, выраженных и мг-экв/г, составляет у различных исследователей от 5 до 10. Эту величину можно рассматривать как число молекул воды, приходящихся на один катион, образующих его гидратную оболочку (в основном вода ближней гидратации). В растворах с минерализацией того же порядка, что пластовые воды в разрезах месторождений нефти и газа, для наиболее распространенных катионов природных вод Na^+ и Ca^{2+} число молекул воды в зоне ближней гидратации составляет соответственно 4—8 и 12—16.

Физически связанная вода практически целиком заполняет объем капилляров с радиусом $r < 20$—30 нм, причем капилляры с радиусом $r < 1{,}5$—2,0 нм заполнены в основном прочносвязанной водой.

Капиллярно-удержанная вода характерна для пор, радиус которых составляет 30—500 нм, а также для углов пор, приуроченных к стыкам между зернами, образующими скелет породы, и тупиковых пор. Капиллярно-удержанная вода по своим свойствам не отличается от свободной. В порах указанного размера — субкапиллярах — ее удерживает капиллярное давление

$$p_к = 2\sigma \cos\theta / r \qquad (4.5)$$

где σ — поверхностное натяжение на границе смачивающей фазы — воды и несмачивающей фазы — воздуха, углеводородного газа или нефти; r — радиус капилляра; θ — угол смачивания, для гидрофильной поверхности $\theta < 90°$.

Капиллярное давление в гидрофильной породе-коллекторе препятствует вытеснению подвижной воды нефтью или углеводородным газом при формировании нефтяной или газовой залежи. Нефть и газ заполняют только те капилляры, для которых величина $p_к$ при заданных σ и θ меньше давления p, под действием которого происходит заполнение углеводородами природной ловушки.

Для гидрофильных межзерновых коллекторов нефти на основе опыта изучения и разработки многих месторождений в качестве верхней границы радиуса пор, содержащих капиллярно-удержанную воду, принимается 0,5—1 мкм, для коллекторов газа 0,1—0,2 мкм. Диапазоны граничных значений $r_{гр}$ могут быть и шире указанных, поскольку величина $r_{гр}$ зависит от значений σ и θ, отражающих состав и свойства пластовой нефти (газа) и воды, а также поверхности зерен, слагающих скелет пород.

4.2. ОСТАТОЧНАЯ ВОДА ГОРНЫХ ПОРОД

Суммарное содержание в породе капиллярно-удержанной и физически связанной воды определяют как остаточную воду, характеризуя содержание ее в объеме пор породы коэффициентом остаточного водонасыщения:

$$k_{в.о} = V_{в.о} / V_п \qquad (4.6)$$

где $V_{в.о}$, $V_п$ — соответственно объемы остаточной воды и пор.

Для определения $k_{в.о}$ в практике петрофизических лабораторий применяют несколько способов, которые можно разделить на две группы. К первой относится единственный способ, получивший название прямого метода, или метода Закса, в котором определяют количество воды, содержащейся в образце породы, извлеченном при вскрытии продуктивного коллектора скважиной с нефильтрующейся промывочной жидкостью — раствором на нефтяной основе (РНО). При реализации прямого метода необходимым условием является сохранение в образце до эксперимента всех флюидов, заполняющих поры образца в пластовых условиях.

Способы второй группы различаются условиями моделирования остаточной воды в образце. Общим для них является подготовка образца к эксперименту путем экстрагирования из образца углеводородов и солей, растворенных в пластовой воде, заполнявших поры образца в естественном залегании. Способы второй группы иногда называют косвенными.

4.2.1. Прямой метод определения коэффициента остаточного водонасыщения

Определение $k_{в.о}$ прямым методом включает следующие этапы: 1) изучаемые продуктивные отложения вскрываются

скважиной с РНО при сплошном отборе и выносе образцов керна в заданном интервале разреза; 2) образцы после выноса на поверхность немедленно консервируются, в дальнейшем соблюдаются условия для сохранения в образце пластовых флюидов; 3) каждый образец, подлежащий исследованию, расконсервируют и экстрагируют спиртобензольной смесью в аппарате Закса, снабженном специальной ловушкой для воды, извлекаемой из образца при экстракции; 4) определяют объем $V_{в.о}$ воды, выделенной из образца, а затем, зная объем образца и коэффициент пористости $k_п$, вычисляют $V_п$ и по формуле (4.6) рассчитывают $k_{в.о}$.

Прямой метод позволяет установить значение $k_{в.о.пр}$, характеризующее продуктивный коллектор в условиях естественного залегания. Это значение адекватно рассмотренному выше параметру $k_{в.о}$ при следующих условиях: а) коллектор полностью гидрофильный; б) вся остаточная вода коллектора в пластовых условиях представлена капиллярно-удержанной и физически связанной водой. В действительности эти условия редко соблюдаются. Продуктивный коллектор может быть частично гидрофобным, что ведет к снижению содержания физически связанной и капиллярной воды в породе, и тогда значение $k_{в.о.пр}$ будет меньше $k_{в.о}$. При заполнении ловушки углеводородами в процессе формирования залежи нефти или газа в коллекторе может сохраниться известное количество подвижной воды, которая не является капиллярно-удержанной (вода капельная и т.п.); в этом случае $k_{в.о.пр} < k_{в.о}$. Несмотря на это, прямой метод считается эталонным при определении параметра $k_{в.о}$, поскольку он дает представление о реальных значениях коэффициентов водо-, нефте- и газонасыщения в пластовых условиях для изучаемого геологического объекта. Недостатком прямого метода является невозможность использования его для получения представительного массива значений $k_{в.о}$, поскольку скважины, бурящиеся с применением РНО и полным отбором керна, — большая редкость. Поэтому основной объем исследований на образцах с целью определения $k_{в.о}$ выполняют косвенными методами.

4.2.2. Косвенные методы определения коэффициента остаточного водонасыщения

Перед проведением исследований любым косвенным методом образец породы, извлеченный из скважины при бурении на глинистом растворе, содержащий в порах фильтрат промывочной жидкости и невытесненные пластовые флюиды, экстрагируют в аппарате Сокслета, используя спиртобензольную смесь, а также дополнительно другие органические растворители — хлороформ, толуол. Далее экстрагированный образец высушивают при постоянной температуре, обычно 105 °С. Заметим, что изложенный способ подготовки образца к эксперименту тождествен тому, который применяют перед определением коэффициента пористости породы способом насыщения (см. разд. 3). Затем образец насыщают водой, используя в зависимости от применяемого варианта косвенного метода модель

пластовой воды или дистиллированную воду. Далее удаляют воду из образца, фиксируя в конце эксперимента содержание в образце остаточной воды.

Косвенные методы определения $k_{в.о}$ различаются способом удаления воды из образца. В лабораторной практике применяют следующие косвенные методы моделирования и определения остаточной воды: капиллярного вытеснения, центрифугирования, сушки при изменении температуры и с сохранением ее постоянной (изотермическая сушка), влагоемких сред, метод ЯМР. Наиболее широко применяют методы капиллярного вытеснения и центрифугирования.

Для определения $k_{в.о}$ методом капиллярного вытеснения (капилляриметрии) изучаемый образец, полностью насыщенный водой, помещают в специальную ячейку, в которую вслед за образцом помещают полупроницаемую мембрану с порами определенного размера. Под действием небольшого перепада давлений, не превышающего 0,15—0,2 МПа, воду из образца вытесняют воздухом. В упрощенном варианте метода воду из образца вытесняют до создания в нем минимального для заданных условий (перепад давлений Δp, вытесняющая фаза) коэффициента водонасыщения $k_{в.о}$. Величину Δp выбирают в соответствии с размером пор мембраны, т.е. несколько меньшим значения $\Delta p_{кр}$, при котором возможен прорыв через мембрану вытесняющей фазы. Следовательно, условия проведения эксперимента уже заранее определяют верхний предел радиуса пор $r_{гр}$, из которых вода не будет вытесняться:

$$r_{гр} = 2\sigma \cos\theta/(\Delta p), \qquad (4.7)$$

где Δp — создаваемый максимальный перепад давления на образце; σ — поверхностное натяжение на границе воздух — вода. Значение берут в пределах $0 < \theta < 45°$, чаще полагают $\theta = 0$. Величину $k_{в.о}$ вычисляют по формуле $k_{в.о}=(V_п-V_{в.выт})/V_п$.

В усложненном варианте эксперимента изучают динамику вытеснения воды воздухом, постепенно увеличивая Δp до предельного значения, при этом для нескольких промежуточных течений Δp определяют соответствующие им значения $V_{в.выт}$ и текущего коэффициента остаточного водонасыщения $k_{в.о.тек}$. Результаты опыта изображают графически в виде зависимости $k_{в.о}=f(\Delta p)$ или $k_{в.о}=f(p_к)$, где $\Delta p = p_к$ — перепад давлений, обеспечивающий вытеснение капиллярно-удержанной воды из пор определенного размера (рис. 21). Если ячейка снабжена устройством для измерения удельного сопротивления

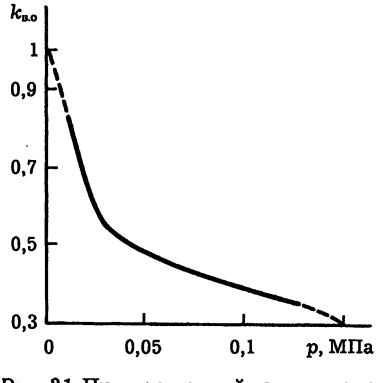


Рис. 21. Пример кривой капиллярного давления

образца, в ходе вытеснения воды воздухом фиксируется изменение во времени удельного сопротивления образца $\rho_п$; выход кривой $\rho_п = f(\Delta p)$ на асимптоту показывает, что процесс вытеснения воды и моделирования остаточного водонасыщения образца завершен.

Кривую $k_{в.о} = f(p_к)$ используют для построения распределения по размерам пор, вычисляя среднее значение r группы пор, соответствующее величине $p_к$ каждой промежуточной ступени вытеснения (см. рис. 21).

Значения $k_{в.о}$, полученные при вытеснении воды воздухом, целесообразно использовать при изучении газоносных коллекторов. Для определения $k_{в.о}$ нефтеносных коллекторов воду из образца вытесняют керосином или, что более правильно, моделью пластовой нефти изучаемого геологического объекта.

$$k_{во} = 1 - \frac{(m_2 - m_3)\delta_в}{(m_2 - m_1)(\delta_в - \delta_н)}, \qquad (4.8)$$

где m_1, m_2, m_3 — соответсвенно массы образцов сухого, насыщенного водой и после завершения опыта; $\delta_в$ и $\delta_н$ — плотности воды и нефти.

В настоящее время промышленность выпускает полупроницаемые мембраны, рассчитанные на максимальное давление вытеснения 0,3—0,4 МПа, что позволяет повысить Δp и соответственно уменьшить граничное значение $r_{гр}$. Оптимальное значение Δp_{max} в капилляриметрическом способе определения $k_{в.о}$ подбирают для изучаемого геологического объекта или группы объектов таким, чтобы значения $k_{в.о}$ по данным капилляриметрического и прямого методов были наиболее близкими для всей коллекции образцов коллектора при изменении коэффициентов пористости и проницаемости в широком диапазоне. Таким образом, для «настройки» технологии капилляриметрии необходимо располагать результатами определения $k_{в.о}$ прямым методом хотя бы для одной скважины, пробуренной на изучаемом месторождении или группе месторождений. Применяемые в настоящее время полупроницаемые мембраны и соответствующие им давления $p_{к\,max}$ обеспечивают вытеснение воды из капилляров радиусом $r > 0{,}5$—1 мкм.

В методе центрифугирования полностью водонасыщенный образец, прошедший ту же подготовку, что и перед исследованием капилляриметрическим методом, помещают в ячейку ротора центрифуги и центрифугируют в течение некоторого времени с заданной частотой вращения n. Вытеснение воды происходит благодаря созданию при центрифугировании давления $p_к$ в поровых каналах образца:

$$p_к = 1{,}8 n^2 \Delta\delta\,(3RL + L^2) \cdot 10^{-10} \qquad (4.9).$$

где n — частота вращения ротора центрифуги, мин$^{-1}$; $\Delta\delta$ — разность плотностей воды и вытесняющей фазы (если это воздух, то $\Delta\delta = \delta_в$), г/см^3; R и L — радиус вращения и длина образца, см; $p_к$, МПа.

Частоту и продолжительность вращения выбирают обычно такими, чтобы получаемые значения $k_{в.о}$ были наиболее близкими к значениям $k_{в.о}$ на тех же образцах, установленным прямым или капил-

ляриметрическим методом. Для этого подбирают коллекцию образцов, представительную по отношению к изучаемому объекту, и на них определяют $k_{в.о}$ методом центрифугирования и прямым методом, или центрифугированием и капилляриметрией, режим которой обоснован сравнением с данными прямого метода.

В качестве вытесняющей фазы используют воздух, реже — керосин. Частота и продолжительность вращения устанавливаются тем большими, чем ниже коэффициент проницаемости образца. Для образцов с $k_{в.о} > 100 \cdot 10^{-15}$ м^2 обычно используют $n \leq 4000$ мин$^{-1}$ при времени вращения до 30 мин. С уменьшением $k_{пр}$ время вращения доводят до 1 ч, а частоту вращения до 6000 мин$^{-1}$. Как и при капилляриметрическом методе, устанавливая значение $k_{в.о}$ методом центрифуги, режим центрифугирования подбирают таким, чтобы обеспечить вытеснение воды из капилляров с $r > 0{,}5 \div 1$ мкм.

Очевидное преимущество метода центрифугирования по сравнению с каппилляриметрическим — значительно меньшая продолжительность эксперимента. К недостаткам метода относятся необходимость настройки режима центрифугирования на данные капилляриметрии и более низкая точность определения $k_{в.о}$.

Метод сушки с повышением температуры (метод Мессера) заключается в том, что повышая температуру до 100—150 °С, фиксируют массу образца при различной температуре, после чего строят зависимость $M = f(T)$, используя характерную точку которой находят границу, соответствующую началу испарения остаточной воды. Основной недостаток метода — низкая точность определе-

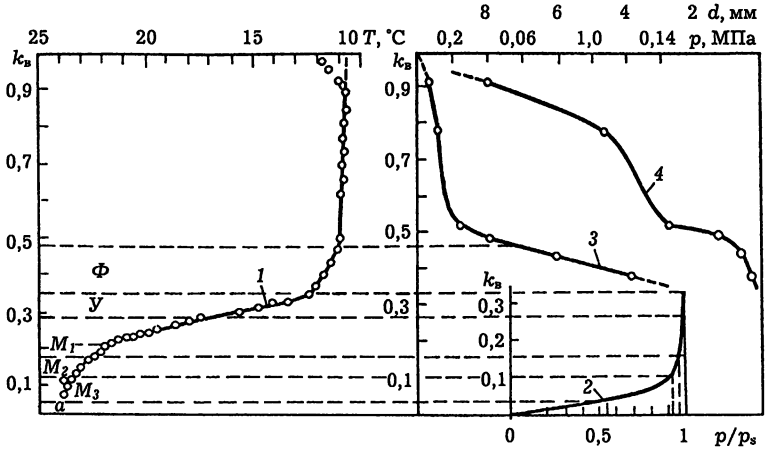


Рис. 22. Сопоставление термомассометрической кривой $k_в = f(T)$ (*1*) с изотермой адсорбции $k_в = f(p/p_s)$ (*2*), с кривой капиллярного давления $k_в = f(p_к)$ (*3*) и с порометрической кривой $k_в = f(d_к)$ (*4*). *Ф* — фуникулярная (капиллярно-удержанная) вода; *У* — вода углов пор; M_1, M_2, M_3 — вода микрокапилляров; *a* — вода сорбированная по данным Я. Р. Морозовича, Н. А. Скибицкой.

ния $k_{в.о}$, поскольку интерпретация полученной кривой нередко бывает субъективной.

Более совершенен вариант изотермической сушки (метод аспирационной термомассометрии — АТММ). Образец, подлежащий исследованию, предварительно экстрагированный и высушенный, насыщают дистиллированной водой и помещают в специальную камеру, где он высушивается в потоке воздуха при постоянной температуре $T = 25$ °С. В процессе высушивания регистрируются кривая потери массы образца в координатах $k_в = f(t)$, где t — время, и кривая изменения температуры на поверхности образца $\Delta T = f(t)$. Датчиком на входе устройства, регистрирующего диаграмму $k_в = f(T)$, являются специальные весы, а на входе регистратора кривой $\Delta T = f(t)$ — термопара, помещенная на поверхности образца. Совместная интерпретация обеих кривых позволяет по характерным точкам на них выделить различные компоненты воды, насыщающей поры образца. Вначале удаляется свободная вода (СВ), затем фуникулярная (по общепринятой терминологии — капиллярная) и углов пор (*Ф*, *У*), наконец, три компонента физически связанной воды (M_1, M_2, M_3), из которых M_1, M_2 характеризуют рыхлосвязанную, а M_3, удаляемая последней, соответствует прочносвязаниой воде. На основании полученных диаграмм определяют $k_{в.о}$ как значение, соответствующее границе между свободной и фуникулярной водой.

На рис. 22 сопоставлены кривая $k_в = f(T)$ АТММ с выделенными на ней компонентами воды в порах, кривая капиллярного вытеснения $k_в = f(p_к)$ и изотерма адсорбции воды для одного и того же образца полимиктового песчаника. Совместный анализ кривых позволяет отметить следующее.

1. Кривая $k_в = f(p_к)$ характеризует только одну границу — между свободной и остаточной водой. Пологий участок кривой расположен в области *Ф* по данным АТММ, но не достигает границы между *Ф* и *У*. Граница между свободной и капиллярно-удержанной водой, определяющая величину $k_{в.о}$, по данным АТММ и капилляриметрии проходит примерно на одинаковом уровне.

2. Области M_1, M_2 и M_3 на кривой АТММ соответствуют интервалу значений $p/p_s = 0{,}55 — 1$ на изотерме адсорбции воды. Конечная точка на кривой АТММ характеризует $k_в$, соответствующее гигроскопической влажности породы или объему монослоя адсорбированной воды (точка на изотерме адсорбции с абсциссой $p/p_s = 0{,}55$). Граница между зонами M_3 и M_2 на кривой АТММ соответствует максимальной гигроскопической влажности породы (точка $p/p_s = 0{,}95$ на изотерме адсорбции). Подтверждается сделанный ранее вывод о том, что зоны M_1, M_2 АТММ соответствуют рыхлосвязанной воде ($p/p_s = 0{,}95 — 1$).

3. Границы значений $k_в$ для воды углов пор определяются четко только на кривой АТММ. Изотерма адсорбции расположена под нижней границей воды углов пор (*У*), а кривая капилляриметрии выше верхней границы зоны *У*.

Данные АТММ позволяют наиболее наглядно одновременно представить все компоненты остаточной воды и оценить вилку каждой ком-

поненты в значении $k_{в.о}$. Практическое применение АТММ для определения величины $k_{в.о}$ ограничено отличием условий моделирования остаточной воды от реальных условий, и частности, невозможностью учета влияния значения σ на границе нефть — пластовая вода или газ — пластовая вода на результаты эксперимента, что с известными ограничениями оказывается возможным при определении $k_{в.о}$ капиллярным методом и центрифугированием, если вытесняющим агентом является модель пластового флюида, а образец насыщен моделью пластовой воды. Поэтому наиболее эффективным представляется сочетание АТММ с методом капилляриметрии или центрифугирования, которое обеспечит определение наиболее вероятного для реальных условий значения $k_{в.о}$ с последующим разделением этой величины на компоненты по характеру связи этих компонент с поверхностью твердой фазы породы.

Метод влагоемких сред определения $k_{в.о}$ заключается в том, что полностью водонасыщенный образец помещают в сухой порошок писчего мела или тонкоизмельченного кварца. Под действием капиллярного впитывания воды в порошок, окружающий образец, свободная вода попадает в образец. Метод применяют только для приближенной оценки $k_{в.о}$ при отсутствии в лаборатории аппаратуры для определения $k_{в.о}$ другими способами.

Большими возможностями для определения величины $k_{в.о}$ и дифференциации ее на компоненты по степени связи с поверхностью твердой фазы обладает метод ядерно-магнитного резонанса (ЯМР), широко использующийся при изучении больших, малых образцов и кусочков шлама. Способы определения $k_{в.о}$ с использованием явлений ЯМР освещены в специальной литературе [29]. Весьма вероятно, что этот метод определения $k_{в.о}$ окажется наиболее эффективным для массовых определений этого параметра на образцах любой формы и различных размеров.

4.2.3. Петрофизические модели остаточной водонасыщенности, эффективной и динамической пористости

Рассмотрим гранулярный коллектор, который состоит из минерального скелета (матрицы) и емкостного пространства, заполненного водой и углеводородами, и глинистой (пелитовой) фракцией. Емкостное пространство полностью водонасыщенного коллектора содержит свободную воду, капиллярно-удержанную и углов пор, физически связанную воду. Свободная вода может быть вытеснена и замещена углеводородами и газом (воздухом). Вода капиллярно-удержанная сохраняется в субкапиллярах и углах пор породы при вытеснении свободной воды благодаря действию капиллярных сил. Физически связанная вода образована полислоями молекул воды и водой гидратированных катионов, энергетически связанных с поверхностью твердой фазы (см. ниже). По величине энергии связи различают прочно- и рыхлосвязанную воду. По мнению специалистов, физически связанная вода примерно эквивалентна максимальной гигроскопической влажности.

Вода капиллярно-удержанная, углов пор и физически связанная составляют остаточную воду, содержание которой в объеме пор ха-

рактеризуется коэффициентом остаточной водонасыщенности $k_{во}$. При пористости $k_п$ доля объема, которую могут занять углеводороды в гидрофильном коллекторе, (эффективная пористость $k_{п\,эф}$), составляет:

$$k_{п\,эф} = k_п(1-k_{в.о}) = k_п\,k_{нг}$$

где $k_п$ — открытая (общая) пористость, $k_{во}$ — остаточная водонасыщенность в долях объема открытых пор, $k_{нг}$ — предельное значение коэффициента нефтегазонасыщенности.

Даже при наличии незначительного количества пелитового материала отмечается тесная связь между глинистостью и содержанием связанной воды. Относительная глинистость η характеризует степень заполнения пелитовой фракцией емкостного пространства породы. Содержание связанной воды определяется также величиной относительной глинистости η

$$\eta = k_{гл}/(k_п+k_{гл}) = k_{гл}/M, \quad \text{где } M = k_п+k_{гл} \tag{4.10}$$

(величина M представляет собой пористость матрицы, — максимальную величину скелетной пористости).

В продуктивных коллекторах возможно неполное вытеснение углеводородами воды из коллектора при образовании залежи, тогда действительное значение $k_в > k_{во}$. Вводя в (4.10) вместо $k_{во}$ величину остаточного флюидонасыщения $k_{оф} = k_{в.о} + k_{н.о}$, где $k_{он}$ — остаточная нефтенасыщенность, получаем величину динамической пористости (3.6):

$$k_{п\,дин} = k_п(1-k_{оф}). \tag{4.11}$$

Зависимость остаточной водонасыщенности $k_{во}$ от пористости $k_п$ имеет следующее аналитическое выражение (Д.А. Кожевников, К.В. Коваленко, 2001)[1]:

$$k_{в.о} = 1, \text{ если } k_п \le \mu;$$

$$k_{в.о} = 1-(M-\mu_0)(1-\mu/k_n)/(M-\mu), \text{ если } M \ge k_п \ge \mu, \tag{4.12}$$

где M — пористость матрицы, μ_0 — доля неснижаемого объема воды (в единице объема породы), удерживаемой матрицей, $\Delta\mu$ — доля объема воды (в единице объема породы), удерживаемой цементом, μ — полная водоудерживающая способность коллектора, равная сумме водоудерживающих способностей матрицы и цемента (рис.23):

$$\mu = \mu_0 + \Delta\mu. \tag{4.13}$$

Особым свойством некоторых глинистых минералов, входящих в состав цемента, является набухаемость, то есть способность существенно увеличивать объем при заполнении водой межплоскостных пространств в кристаллических структурах. Это явление может приводить к заметному ухудшению ФЕС [2,17]. Влажность набуха-

[1] Геофизика, №4, 2001, с. 82—86.

н и я (объемная) γ определяется отношением объема жидкости, удерживаемой глинистым цементом ($\Delta\mu$), к объему сухого цемента ($M-\mu$):

$$\gamma = \Delta\mu/(M-\mu), \tag{4.14}$$

К о э ф ф и ц и е н т н а б у х а н и я B определяется как отношение объема набухшего цемента к объему сухого цемента:

$$B = (M-\mu_0)/(M-\mu) = 1+\gamma. \tag{4.15}$$

Используя определение эффективной пористости (4.10), находим

$$k_{\text{п эф}} = (M-\mu_0)(k_{\text{п}}-\mu)/(M-\mu). \tag{4.16}$$

Эффективная пористость — синтетическая петрофизическая характеристика коллектора, учитывающая множество факторов: состав, свойства коллектора, его генезис и условия залегания. Поэтому существует интенсивная корреляция между эффективной пористостью и проницаемостью (впервые отмечена еще в 50-х годах В.Н. Дахновым и В.Н. Кобрановой).

Своего максимального значения $k_{\text{п эф}}{}^{max}$ эффективная пористость достигает при пористости, равной пористости матрицы $k_{\text{п}} = M$:

$$k_{\text{п эф}}{}^{max} = M-\mu_0. \tag{4.17}$$

Эффективную пористость, нормированную на максимальное значение $k_{\text{пэф}}{}^{max}$ в данном коллекторе, обозначим через Ψ:

$$k_{\text{п эф}}/k_{\text{п эф}}{}^{max} \equiv \Psi = (k_{\text{п}}-\mu)/(M-\mu). \tag{4.18}$$

Используя связь между пористостью и относительной глинистостью

$$k_{\text{п}} = M(1-\eta),$$

получаем[2]

$$\Psi = 1-\eta/\eta^{\max} \equiv 1-\eta^*, \tag{4.19}$$

где $\eta^{\max}$ — максимальное значение относительной глинистости, равное

$$\eta^{\max} = 1-\mu/M. \tag{4.20}$$

Таким образом, нормированное значение эффективной (для продуктивного коллектора — динамической) пористости однозначно связано с нормированным значением относительной глинистости η^*.

Изменения соотношений между содержаниями глинистых минералов (гидрослюда, хлорит, каолинит, смешанослойные образования — ССО) в матрице и/или цементе приводит к изменениям удельной поверхности, адсорбционной способности, показателя гидрофильности, и др. Диапазоны этих изменений отражают неоднородность коллекторов, что проявляется в разбросе точек на сопоставлениях $k_{\text{во}}(k_{\text{п}})$ и $k_{\text{во}}k_{\text{п}}(k_{\text{п эф}})$.

В т е р р и г е н н ы х коллекторах фильтрационно-емкостные свойства, водоудерживающая способность и другие петрофизические ха-

---

[2] Геофизика. №4, 2001, с. 31—37..

рактеристики зависят, в первую очередь, от содержаний глинистых минералов, их состава и морфологии. При отсутствии или незначительном содержании в породах карбонатного, силикатного и железистого цемента количество и состав глинистого цемента является решающим фактором при разделении пород на коллекторы и неколлекторы.

Для карбонатных коллекторов характерна более сложная и разнообразная структура емкостного пространства, чем для терригенных. Это проявляется в наличии сложнопостроенных коллекторов — трещинных и трещинно-кавернозных с непроницаемой межзерновой матрицей, трещинно-каверново-межзерновых, и т.д.

Водоудерживающая способность карбонатных коллекторов характеризуется свойством:

$$\mu \cong aM \cong \mu_0, \Delta\mu << \mu_0. \qquad (4.21)$$

В карбонатах роль цемента в формировании ФЕС существенно менее значима, чем в терригенных. На рис. 23 кривая *1* соответствует карбонатному цементу; кривая *2* — случаю мономинерального глинистого цемента. На рис. 24 показано основное различие свойств сложных коллекторов в терригенных и карбонатных отложениях. В терригенных коллекторах диапазон изменения флюидоудерживающей способности коллектора определяется, в первую очередь, сложным полиминеральным составом *глинистого цемента*[1]. В карбонатных — сложным строением *матрицы* (от гранулярного до трещинного и ка-

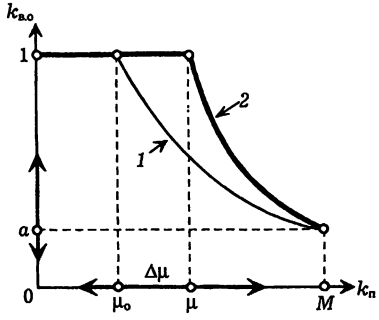


Рис. 23. Схема зависимости остаточной водонасыщенности от открытой (общей) пористости терригенного (гранулярного) коллектора.

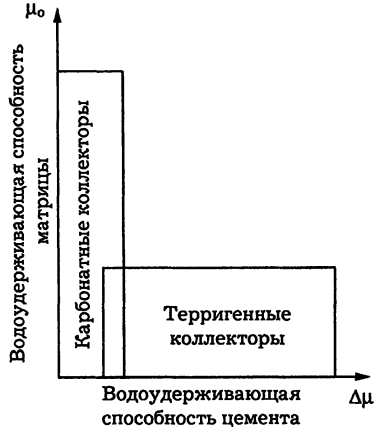


Рис. 24. Схема различия свойств сложных терригенных и карбонатных коллекторов на плоскости водоудерживающих способностей матрицы и цемента (нерастворимого остатка).

[1] В этом случае разброс точек в поле корреляции $k_{во}$—$k_п$ характеризует степень минеральной неоднородности цемента

вернозного, включая смешанные разности с волосовидными капиллярами).

4.3. СМАЧИВАЕМОСТЬ ПОВЕРХНОСТИ ТВЕРДОЙ ФАЗЫ. ГИДРОФИЛЬНЫЕ И ГИДРОФОБНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Ранее предполагалось, что поверхность твердой фазы полностью гидрофильна, т.е. хорошо или полностью смачивается водой. В этом случае пленка воды равномерно покрывает поверхность, все активные центры поверхности заняты молекулами воды или гидратированными катионами. Реальные коллекторы нефти и газа в пластовых условиях нередко бывают частично гидрофобными. Это значит, что часть поверхности пор водой не смачивается; в пределах этих «островов» отсутствует пленка воды, а нефть или газ непосредственно граничат с поверхностью твердой фазы.

Избирательная смачиваемость поверхности твердой фазы водой определяется величиной угла смачивания θ на границе воды и другой подвижной фазы в капилляре (воздух, газ, нефть). При $\theta = 0$ поверхность считается полностью гидрофильной; при $0<\theta<90^\circ$ поверхность преимущественно гидрофильна; при $90^\circ<\theta<180^\circ$ — преимущественно гидрофобна; при $\theta = 180^\circ$ — полностью гидрофобна. Причины частичной или полной гидрофобности поверхности могут быть различными: специфические свойства вещества твердой фазы, состав и физические свойства пластовой воды, нефти и газа.

Преимущественно гидрофобны твердые битумы и ископаемые угли. Глины и агрегаты глинистых минералов в породах-коллекторах (глинистый цемент), как правило, гидрофильны, если не считать глинистых нефтематеринских отложении (например, породы баженовской свиты на территории Западной Сибири). Зерна кварца и полевых шпатов в песчаниках и алевролитах, кальцита и доломита в карбонатных коллекторах имеют различную избирательную смачиваемость в зависимости от свойств пластовых флюидов. В нефтеносном коллекторе гидрофобизация поверхности происходит при наличии полярных молекул поверхностно-активных углеводородов — нефтеновых кислот, асфальтенов и т.д., которые в пределах отдельных участков поверхности прорывают пленку воды и занимают активные центры поверхности. В известняках возможна кроме обычной адсорбции молекул углеводородов их хемосорбция, сопровождаемая образованием на поверхности пор новых соединений, например нафтенатов кальция.

Вероятность прорыва водной пленки и частичной гидрофобизации коллектора возрастает с повышением минерализации пластовой воды и содержания в ней ионов Ca^{+2} и Mg^{2+}. С ростом содержания ПАВ в пластовой нефти, минерализации воды и концентрации в ней Ca, Mg при прочих равных условиях уменьшается значение σ на границе нефть — вода, что можно использовать как средство прогноза вероятности гидрофобизации коллектора нефти [29]. В карбонатных коллекторах условия для гидрофобизации нефтеносного коллектора более благоприятны чем в терригенных. Для терригенных коллекторов вероятность,гидрофобизации возрастает также с появлением карбонатного цемента.

Частичная гидрофобизация газоносного коллектора возможна благодаря его частичному «высушиванию», причем вероятность гидрофобизации возрастает с уменьшением глинистости и улучшением коллекторских свойств. Возможность гидрофобизации терригенных и карбонатных коллекторов нефте- и газонасыщенных возрастает с появлением в породе битумов и частиц угля.

Гидрофобизация породы-коллектора оказывает существенное влияние на величину подсчетных параметров и эффективность разработки месторождения, поэтому необходимы учет степени гидрофобизации и количественная ее оценка.

Рассмотрим различные способы количественного определения степени гидрофобности породы. В основе этих способов лежит сравнение результатов эксперимента, выполненного по одной и той же программе на «сыром» образце, извлеченном из скважины, с предполагаемой частичной гидрофобностью его, и на том же образце, прошедшем экстракцию — обработку органическими растворителями, в результате которой частично гидрофобный образец становится полностью гидрофильным, а гидрофильный сохраняет избирательную смачиваемость. Качественный признак частичной гидрофобности «сырого» образца — изменение результатов эксперимента после экстракции.

Среди многочисленных способов определения фильности поверхности твердой фазы рассмотрим следующие.

П.А. Ребиндер предложил в качестве количественной меры смачиваемости (фильности) изучаемого объекта водой коэффициент

$$\beta = Q_{см.в} / Q_{см.н}, \qquad (4.22)$$

где $Q_{см.в}$ — теплота смачивания 1 г изучаемого вещества водой; $Q_{см.н}$ — теплота смачивания того же вещества неполярной жидкостью, например бензолом.

Для преимущественно гидрофильных объектов $\beta > 1$, для гидрофобных $\beta < 1$. Для наиболее гидрофильных представителей осадочных пород — глин — β достигает значений 2—3. Величина $Q_{см.в}$ для глин составляет 8,4—84 Дж/г, для глинистого цемента пород-коллекторов 4,2—21 Дж/г, для скелетных зерен пород-коллекторов значительно меньше 16,8 Дж/г. Сравнение значений β, полученных на одном и том же образце до (β_1) и после (β_2) его экстракции позволяет оценить количественно степень гидрофобизации «сырого» образца отношением

$$\alpha = (\beta_2 - \beta_1)/\beta_2 \qquad (4.23)$$

Если «сырой» образец полностью гидрофилен, $\beta_1 = \beta_2$ и $\alpha = 0$. Способ П.А. Ребиндера, имеющий четкую физическую основу, не получил, однако, широкого применения в практике лабораторий петрофизических и физики пласта ввиду низких значений $Q_{см.в}$ в породах-коллекторах, имеющих небольшую поверхность адсорбции $S_п$, и вследствие этого — недостаточной надежности оценки степени гидрофобности объекта.

Коэффициент смачиваемости β можно определить как отношение времен спин-решеточной релаксации τ_1 в методе ядерно-магнитного резонанса, установленных на кусочках одного и того же образца, насыщенных водой $\tau_{1в}$, и бензолом $\tau_{1б}$:

$$\beta = \tau_{1в} / \tau_{1б} \qquad (4.24)$$

В качестве показателя смачиваемости используют также отношение времен спин-решеточной τ_1 и спин-спиновой τ_2 релаксаций [29].

Изменение степени смачиваемости образца водой после экстракции устанавливают, сравнивая изотермы адсорбции паров воды, полученные до и после экстракции образца. В качестве количественной меры можно использовать коэффициент гигроскопичности $k_{в.г}$ при $p/p_s = 0{,}55$, установленный на образце до ($k_{в.г1}$) и после ($k_{в.г2}$) экстракции. Величина

$$\alpha = (k_{в.г1} - k_{в.г2}) / k_{в.г2},$$

как и в способе оценки α по теплоте смачивания, характеризует отношение несмачиваемой части поверхности «сырого» образца ΔS к полной поверхности S гидрофильного образца.

Отношение $\Delta S/S$ можно оценить, сравнивая результаты определения емкости обмена по метиленовому голубому на образце до и после экстракции.

Все рассмотренные способы основаны на изменении величины поверхности, смачиваемой водой, частично гидрофобного образца в результате его гидрофилизации в процессе отмывки.

Другая группа способов основана на определении величины краевого угла смачивания θ. Непосредственно θ определяют в «способе капель». На поверхность образца, находящегося в неполярной жидкости, наносят каплю воды; проектируя изображение капли с помощью специального устройства на экран, графически определяют θ по полученному изображению. Для более полной характеристики смачиваемости образца рекомендуется найти также значение θ на образце, помещенном в воду, путем нанесения на его поверхность капли неполярной жидкости с последующей обработкой результатов по описанной схеме. Этот способ, используемый в физике, предложенный для оценки смачиваемости гладкой поверхности однородного объекта, по-видимому, мало пригоден для определения θ на шероховатой неоднородной поверхности образца горной породы, поэтому он не нашел широкого применения в петрофизических исследованиях, несмотря на попытки отдельных исследователей усовершенствовать его с учетом особенностей осадочных пород [29].

Другой способ определения θ основан на анализе данных капиллярной пропитки водой образца, насыщенного неполярной жидкостью, или капиллярной пропитки неполярной жидкостью образца, насыщенного водой. Если известны распределение пор по размерам или хотя бы преобладающий размер поровых каналов образцов, решая уравнение капиллярной пропитки относительно $\cos\theta$, находят величину θ. Применимость этого способа к изучению коллекторов нефти и газа сомнений не вызывает, чем он выгодно отличается от способа

капель, однако в основном его используют для качественного прогноза наличия гидрофобизации коллектора и редко для расчета θ.

Для оптимизации разработки нефтяной или газовой залежи наибольший интерес представляют динамические методы оценки степени гидрофобности коллектора. В качестве примера одного из таких методов рассмотрим метод Амотта и Тульбовича. Сущность метода заключается в капиллярном вытеснении воды из полностью водонасыщенного образца углеводородной жидкостью с последующим вытеснением из образца углеводородной жидкости водой. В ходе эксперимента выполняют ряд взвешиваний, на основе результатов которых рассчитывают параметры, характеризующие избирательную смачиваемость породы водой и неполярной жидкостью. Капиллярное вытеснение производится центрифугированием.

Высушенный и насыщенный дистиллированной водой образец погружают на 20 мин в керосин, после чего центрифугируют в керосине в течение 20 мин при частоте вращения 3500 мин$^{-1}$. Затем образец помещают на 20 ч в дистиллированную воду, после чего центрифугируют его в дистиллированной воде. Продолжительность центрифугирования и пребывания образца в керосине и воде без центрифугирования изменяют с учетом коллекторских свойств образца. В ходе эксперимента определяют массы: образца, насыщенного водой, в воде — m_1; образца в воде после пребывания в керосине до центрифугирования — m_2; образца после центрифугирования в керосине — m_3; образца в воде после пребывания в воде m_4; — образца в воде после центрифугирования в воде — m_5; сухого образца в воздухе — m_6; насыщенного водой образца в воздухе — m_7. На основе полученных значений массы образца при различных условиях вычисляют значение M — показателя гидрофильности:

$$M = (m_4 - m_3)/(m_5 - m_3); \tag{4.25}$$

значение P — показателя гидрофобности:

$$P = (m_2 - m_3)/(m_5 - m_4). \tag{4.26}$$

Параметр M характеризует отношение объема керосина, вытесненного при капиллярной пропитке образца водой до центрифугирования, ко всему объему вытесненного керосина после центрифугирования. Для полностью гидрофильного образца $M = 1$, для полностью гидрофобного $M = 0$. Параметр P характеризует отношение объема воды, вытесненной при центрифугировании в керосине, к объему керосина, выгесненного при центрифугировании в воде. Для полностью гядрофобной породы $P = 1$, для полностью гидрофильной $P = 0$.

Данные эксперимента позволяют рассчитать также коэффициент остаточного водонасыщения $k_{в.о}$ в образце после вытеснения воды керосином при капиллярной пропитке и центрифугировании:

$$k_{в.о} = 1 - \frac{\delta_в (m_1 - m_3)}{(\delta_в - \delta_к)(m_7 - m_6)}. \tag{4.27}$$

где $\delta_в$,$\delta_к$ — плотность воды и керосина.

Коэффициент остаточного керосинонасыщения $k_{к.о} = 1 - k_{в.о}$ после вытеснения керосина водой в процессе капиллярной пропитки и центрифугирования.

В изложенном методе вначале моделируется заполнение коллектора нефтью при формировании нефтяной залежи, а затем — процесс вытеснения нефти водой, происходящий при разработке нефтяных месторождений с применением законтурного заводнения. Керосин, используемый в качестве нефти, может быть заменен моделью нефти или нефтью из данного геологического объекта, что приблизит условия эксперимента к реальным условиям формирования залежи и ее разработки. Предложенные параметры M и P позволяют количественно охарактеризовать степень гидрофобности породы и влияние ее на формирование залежи, что необходимо при подсчете запасов и на степень выработки продуктивного коллектора, что важно при анализе разработки.

К числу других методов оценки или количественного определения степени гидрофобности поверхности пор коллектора относятся методы хроматографии и инфракрасной спектрометрии. Они подробно описаны в специальной литературе [29] и имеют большие перспективы применения в нефтяной и газовой промышленности, пока еще слабо реализованные.

4.4. НЕФТЕ- И ГАЗОНАСЫЩЕННОСТЬ ПОРОД

Породы-коллекторы в условиях естественного залегания содержат воду, нефть и газ. В водоносных коллекторах поровое пространство обычно полностью насыщено водой. Однако в отдельных геологических объектах наблюдается присутствие остаточной нефти, которое является следствием миграции нефти в расположенную поблизости ловушку, где сформировалась нефтяная залежь. В нефтеносном гидрофильном коллекторе поры насыщены нефтью и водой. Нефть занимает обычно межзерновые поры и каверны размером более 1 мкм и трещины раскрытостью больше 1 мкм; иногда возможно присутствие нефти в более мелких порах, кавернах и трещинах меньшей раскрытости. Вся поверхность минерального скелета покрыта пленкой воды. Вода заполняет оставшуюся часть объема пор, не занятую нефтью. Содержание нефти и воды в объеме пор характеризуют коэффициентами нефте- и водонасыщения — $k_н$, $k_в$, сумма которых равна 1. Если коллектор находится в зоне предельного насыщения ловушки нефтью, коэффициент $k_н$ соответствует выражению: $k_{н.пред} = 1 - k_{в.о}$.

В частично гидрофобном коллекторе часть поверхности твердой фазы занимают молекулы поверхностно-активных компонентов нефти, водная пленка на поверхности в этих участках отсутствует. Коэффициент нефтенасыщения частично гидрофобного коллектора при прочих равных условиях выше коэффициента нефтенасыщения того же коллектора при полной его гидрофильности, в частности, в зоне предельного нефтенасыщения $k_{н.пред} > 1 - k_{в.о}$, где $k_{в.о}$ соответствует полностью гидрофильному коллектору. Нефть в гидрофобном коллек-

торе не только занимает капиллярные поры, но и может находиться в субкапиллярах.

Частичная гидрофобность характерна для коллекторов с высокими пористостью и проницаемостью и низкой водонасыщенностью при незначительном содержании глинистого материала. Такие коллекторы имеют $k_н > 95\%$.

Коэффициент нефтенасыщения крупных каверн и трещин большой раскрытости в зоне предельного нефтенасыщения принимают равным единице.

Лабораторными методами величина $k_н$ непосредственно не определяется. Находят прямым методом $k_{в.о}$ или $k_в$ на образце консервированного керна, извлеченного при бурении на РНО, или одним из косвенных методов на экстрагированном образце величину $k_{в.о}$, а затем рассчитывают $k_н$ по формулам:
в зоне предельного насыщения

$$k_н = 1 - k_{в.о} \tag{4.28}$$

в зоне недонасыщения

$$k_н = 1 - k_в \tag{4.29}$$

Аналогичным образом получают значение коэффициента газонасыщения $k_г$ газоносных коллекторов, определяя в лаборатории одним из рассмотренных способов $k_{в.о}$ или $k_в$ (прямым методом), затем рассчитывают по формулам:
в зоне предельного насыщения

$$k_г = 1 - k_{в.о}; \tag{4.30}$$

в зоне недонасыщения

$$k_г = 1 - k_в \tag{4.31}$$

Газоносный коллектор также может быть частично гидрофобным. Наиболее вероятна частичная гидрофобность газоносного коллектора в следующих случаях: а) коллектор с высокими проницаемостью и пористостью и очень высоким значением $k_г > 0{,}95$; б) коллектор содержит битум на поверхности твердой фазы.

В практике подсчета запасов нефти и газа для определения параметров $k_п$ и $k_г$ широко применяют методы ГИС, по данным которых также определяют вначале $k_в(k_{в.о})$, а затем рассчитывают $k_н$ или $k_г$ по формулам (4.30) — (4.31).

В коллекторах с трехфазным насыщением, содержащих в порах нефть, газ и воду, находят раздельно коэффициенты нефте- и газонасыщения, учитывая, что $k_н + k_г + k_в = 1$. Эта задача решается одним из следующих способов:

а) на образцах консервированного керна, извлеченного при бурении скважины на РНО, определяют содержание в порах нефти и воды, а коэффициент газонасыщения рассчитывают по формуле $k_г = 1 - k_н - k_в$;

б) в разрезах скважин находят параметры $k_в$ и $k_г$ по комплексу методов электро- и радиометрии ГИС, а затем рассчитывают: $k_н = 1 - k_г - k_в$

В литературе предложены различные варианты происхождения коллектора с трехфазным насыщением. Рассматриваются, в частности, такие схемы.

1. В сформировавшуюся ранее нефтяную залежь, которая затем частично разрушилась в результате различных геологических процессов, мигрировал газ, заполнив наиболее крупные хорошо сообщающиеся поры; в остальной части порового пространства сохранились остаточные нефть и вода (Оренбургское газоконденсатное месторождение).

2. В нефтяной залежи вследствие изменения термодинамических условий под влиянием геологических или техногенных (падение пластового давления ниже давления насыщения при разработке) процессов в верхней части залежи образуется газовая шапка с сохранением в части объема пор остаточной нефти.

В коллекторах, содержащих твердый битум, который не экстрагируется органическими растворителями, применяемыми в лабораторной практике для извлечения из образца остаточной нефти (спиртобензольная смесь, хлороформ), определяют коэффициент битумосодержания $k_б$, в породе. Одни исследователи под коэффициентом битумонасыщения подразумевают объемное содержание битума в минеральном скелете породы, другие — объемное содержание битума в первоначальном объеме пор (до возникновения в них битума). В лабораторной практике обычно определяют массовое содержание битума в твердой фазе породы. Надежные способы определения коэффициента битумосодержания геофизическими методами пока не разработаны. В зависимости от степени метаморфизма битума и его химического состава его плотность изменяется от 1 до 1,6 г/см^3, а водородный индекс (объемное содержание водорода по отношению к содержанию его в воде) от 1 до 0,9. Содержание битума в породе необходимо учитывать при определении подсчетных параметров ($k_п$ и $k_{н.г}$) по данным ГИС.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Дайте краткую характеристику различных фаз, присутствующих в поровом пространстве горной породы.

2. Сформулируйте понятия: физически связанная и химически связанная вода.

3. Перечислите компоненты физически связанной воды и способы их определения.

4. Свойства компонент физически связанной воды.

5. Остаточная вода. Лабораторные способы ее определения.

6. Как формируется зависимость остаточной водонасыщенности от пористости коллектора?

7. Почему эффективная пористость может быть выражена через относительную глинистость?

8. Двойной электрический слой. Его происхождение, строение и свойства.

9. Гидрофильные и гидрофобные поверхности. Лабораторные методы изучения гидрофобности.

10. Коэффициенты нефте-, газо- и водонасыщення коллекторов нефти и газа.

5. ПЛОТНОСТЬ

5.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ, ОСНОВНЫЕ ЗАВИСИМОСТИ

Плотность определяется как масса вещества, содержащаяся в единице объема:

$$\delta = m/V, \tag{5.1}$$

где m — масса, V — объем.

Размерность плотности в СИ кг/м^3 или в дольных единицах — г/см^3.

Плотность твердых химических элементов и минералов изменяется от $0{,}5 \cdot 10^3$ кг/м^3 (литий) до $22{,}5 \cdot 10^3$ кг/м^3 (осмий и иридий). Плотность горных пород, слагающих земную кору, $(1{,}6 \div 3{,}5) \cdot 10^3$ кг/м^3; средняя плотность Земли $5{,}52 \cdot 10^3$ кг/м^3 [6].

Порода объемом V может состоять из твердой фазы объемом $V_{тв}$ и пор объемом $V_п$. В свою очередь твердая фаза может слагаться из различных породообразующих минералов, а поры могут быть заполнены пластовой водой $V_в$, нефтью $V_н$ и газом $V_г$. Плотность такой породы в наиболее общем виде можно представить как

$$\begin{aligned}\delta_п &= \delta_{тв}\frac{V_{тв}}{V} + \delta_в\frac{V_в}{V} + \delta_н\frac{V_н}{V} + \delta_г\frac{V_г}{V} = \\ &= (1-k_п)\delta_{тв} + k_п\left(k_в\delta_в + k_н\delta_н + k_г\delta_г\right)\end{aligned} \tag{5.2}$$

где $\delta_{тв}$, $\delta_в$, $\delta_н$ и $\delta_г$ — плотность соответственно твердой фазы, воды, нефти и газа; $k_в$, $k_н$ и $k_г$ — соответственно коэффициенты водо-, нефте- и газонасыщенности породы. Величину $\delta_п$, т.е. плотность породы вместе с насыщающим ее флюидом, называют объемной плотностью.

Плотность твердой фазы $\delta_{тв}$ — средневзвешенная величина минералогических плотностей ее компонент (составляющих ее минералов):

$$\delta_{тв} = \sum_{i=1}^{n}\delta_{мi}\frac{V_{мi}}{V_{тв}} \tag{5.3}$$

где $\delta_{мi}$ и $V_{мi}$ — минералогическая плотность и объемное содержание i-й минеральной компоненты.

Как видно из уравнения (5.2), плотность горных пород существенно зависит от коэффициента общей пористости. Выше было показа-

но, что для большинства магматических и значительной части метаморфических пород с первичной пористостью характерна весьма небольшая величина пористости (от 0 до 2—5%). Для таких пород объемная плотность определяется, главным образом, плотностью минерального скелета. Из (5.2) следует, что при $k_п \to 0$ $\delta_п \to \delta_{тв}$.

Для первичных осадков, осадочных пород, части эффузивных и вулканических пород с первичной пористостью и пород из коры выветривания древнего фундамента значения $k_п$ изменяются в весьма широких пределах. Это приводит к широкому диапазону изменения плотности этих пород и влиянию на нее типа насыщающего флюида.

Для водонасыщенных пород в уравнении (5.2) можно принять $k_в = 1$, $k_н = k_г = 0$:

$$\delta_п = (1 - k_п)\,\delta_{тв} + k_п \delta_в. \qquad (5.4)$$

Для сухих пород можно принять $\delta_н = \delta_в \approx 0$ и $\delta_г \approx 0$, тогда

$$\delta_{п.с} = (1 - k_п)\,\delta_{тв}. \qquad (5.5)$$

5.2. ПЛОТНОСТЬ ГАЗОВ, ЖИДКОСТЕЙ И МИНЕРАЛОВ

5.2.1. Плотность газов

Плотность воздуха при нормальных условиях ($T = 20$°С и $p = 0{,}1$ МПа) равна $\delta_{вз} = 1{,}2$ кг/м^3. При этих же условиях плотность метана равна $\delta_г = 0{,}7$ кг/м^3, а пентана — $\delta_г = 3{,}17$ кг/м^3. Таким образом, при нормальных условиях относительная плотность газа по воздуху составит: для чистого метана $d = \delta_г / \delta_{вз} = 0{,}7/1{,}2 = 0{,}58$; для пентана $d = 3{,}17/1{,}2 = 2{,}64$.

Поскольку природный газ представляет собой смесь углеводородных газов, то плотность реального природного газа в нормальных условиях близка к плотности воздуха. Однако в пластовых условиях при повышении давления плотность природного газа резко возрастает [3]. Так, метан с относительной плотностью $d = 0{,}6$ при $T = 40$°С и давлении $p_{пл} = 70$ МПа благодаря высокой сжимаемости имеет плотность $\delta_г = 300$ кг/м^3.

5.2.2. Плотность жидкостей

Плотность пластовых вод при температуре $T = 20$ °С изменяется в зависимости от содержания растворенных солей от $\delta_в = 1{,}01 \cdot 10^3$ кг/м^3 (пресные воды) до $\delta_в = 1{,}24 \cdot 10^3$ кг/м^3 (при полном насыщении).

Плотность пластовых нефтей зависит от их химического состава, а в пластовых условиях еще и от количества растворенного в них нефтяного газа. С уменьшением количества растворенного в нефти газа ее объем уменьшается и плотность возрастает. Известны нефти, плотность которых в пласте меньше $0{,}5 \cdot 10^3$ кг/м^3, а при поверхностных условиях (сепарированная нефть) возрастает до $0{,}8 \cdot 10^3$ кг/м^3 [3].

Плотность нефти в природных условиях меняется довольно широко — в пределах $(0{,}5 \div 1{,}0) \cdot 10^3$ кг/м^3.

5.2.3. Плотность минералов

Минералы классифицируются на плотные ($\delta_{тв} > 4 \cdot 10^3$ кг/м^3), средней плотности ($\delta_{тв} = (2{,}5 \div 4{,}0) \cdot 10^3$ кг/м^3) и малой плотности ($\delta_{тв} < 2{,}5 \cdot 10^3$ кг/м^3).

Плотность минералов определяется относительной атомной массой составляющих элементов и строением электронных оболочек атомов, обусловливающих кристаллографические особенности структуры минералов в конечном счете — упаковку их атомов.

Большинство породообразующих минералов имеют ионную или ковалентную форму кристаллической связи и характеризуются средней плотностью от $2{,}2 \cdot 10^3$ до $3{,}5 \cdot 10^3$ кг/м^3. Эти пределы изменения плотности определяются влиянием множества факторов. Например, в ряду оливина появление железа, обладающего большой относительной массой, приводит к уплотнению пород от $3{,}22 \cdot 10^3$ (фостерит) до $4{,}32 \cdot 10^3$ кг/м^3 (фаялит). Каркасные структуры соединения тетраэдров SiO_2 образуют минералы невысокой плотности (полевые шпаты, кварц, плагиоклазы), а кристаллизация тетраэдров SiO_2 в виде цепочек характерна для пироксенов, имеющих более высокую плотность. В изоморфном ряду плагиоклазов, начинающемся натриевым минералом — альбитом ($2{,}61 \cdot 10^3$ кг/м^3), постепенное замещение натрия кальцием заканчивается кальциевым минералом — анортитом ($2{,}76 \cdot 10^3$ кг/м^3). В полиморфных превращениях графит — алмаз смена гексагональной сингонии (графит) на кубическую (алмаз) приводит к увеличению плотности от $2{,}2 \cdot 10^3$ до $3{,}6 \cdot 10^3$ кг/м^3.

Сложные полиморфные α- и β- превращения имеют место с кремнеземом, когда объем вещества сокращается в 1,8 раза [6].

Плотность большинства рудных минералов от $3{,}5 \cdot 10^3$ до $7{,}5 \cdot 10^3$ кг/м^3. Эти минералы обладают ковалентно-металлической и ионно-металлической формами валентной связи. Очень широкие пределы изменения плотности (до $18{,}3 \cdot 10^3$ кг/м^3 у золота) наблюдаются у самородных металлов, имеющих металлические формы валентной связи [1]. Высокая плотность рудных минералов объясняется большим содержанием элементов с высокой относительной атомной массой, малым радиусом этих атомов и часто плотной их укладкой —кубической и гексагональной. К минералам малой плотности относятся графит, сера, лед, опал и многие из минералов класса силикатов (галлуазит, монтмориллонит и др.), а также хлориды — галит, сильвин. Эти минералы состоят из элементов с малой относительной атомной массой, их атомы имеют значительные размеры и многие из них характеризуются рыхлой структурой упаковки [1]. В табл. 5 приведены значения плотности главнейших породообразующих и рудных минералов [6].

5.3. ПЛОТНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

5.3.1. Минералогическая плотность

Плотность осадочных пород в естественном залегании зависит не только от свойств самой породы (плотности твердой фазы и пористости), но и от плотности насыщающих флюидов и их соотношения. Плот-

ность флюидов определяется их составом (газ, нефть, вода), а также минерализацией воды. Чтобы исключить эту неоднозначность, в лабораторных условиях обычно определяют плотность сухих образцов путем их гидростатического взвешивания. По формулам (5.2) или (5.4) эти значения можно пересчитать на конкретные пластовые условия.

Согласно уравнению (5.4) плотность сухих пород зависит от плотности минерального скелета и общей пористости. Плотность минерального скелета можно установить эмпирически или, зная минеральный состав, вычислить по уравнению (5.3).

На рис. 25 приведены результаты экспериментального изучения минералогической плотности песчано-глинистых пород в большом интервале глубин. Эти, а также другие многочисленные экспериментальные исследования показывают, что обычно не наблюдается большого изменения минералогической плотности осадочных пород с глубиной. Данные рис. 25 показывают лишь некоторую тенденцию. Коэффициент необратимого уплотнения твердой фазы под воздействием гидростатического давления в интервале глубин Δh по аналогии с уравнением (3.16) равен [15]:

$$\beta_{тв}(t,T)=\frac{1}{\delta_{тв}}\frac{\Delta\delta_{тв}}{g\delta_{в.ср}\Delta h} \qquad (5.6)$$

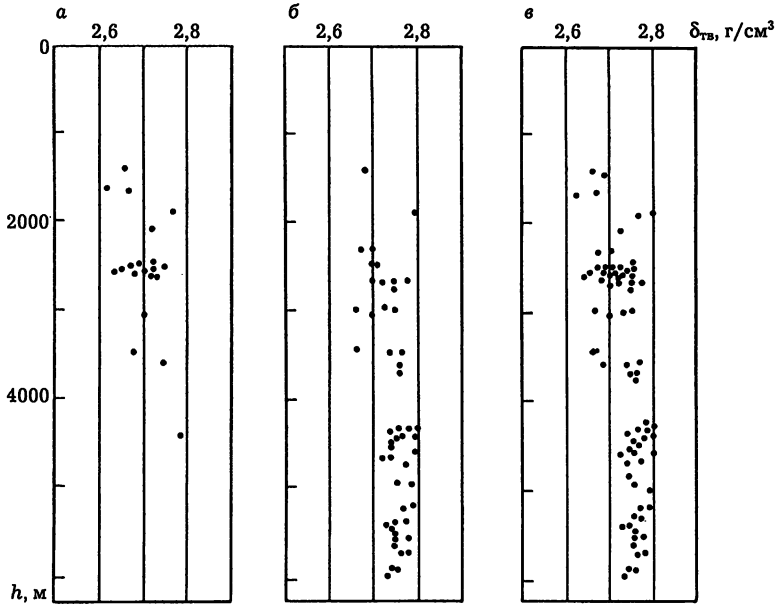


Рис.25. Изменение минералогической плотности $\delta_{тв}$ песчано-глинистых пород с глубиной h (Аралсор):

а — песчаники и алевролиты; *б* — аргиллиты и глинисто—алевритовые породы; *в* — сводная зависимость

Для аргиллитов и глинисто-алевритовых пород, в которых наблюдается наибольшее изменение $\delta_{тв}$, средняя величина $\beta_{тв}$ (t, T) в интервале глубин 2500—6000 м составляет:

$$\beta_{тв}(t, T) \approx 0{,}3 \cdot 10^3 \text{ МПа}^{-1}. \qquad (5.7)$$

Изменение минералогической плотности глинистых пород происходит, вероятно, за счет выжимания связанной межслоевой воды и увеличения содержания оксидов железа и рудных включений от меловых к триасовым отложениям. Однако величина $\beta_{тв}$ (t, T) на порядок меньше коэффициента необратимого уплотнения пор $\beta_п(t, T)$ для этих же пород, что позволяет пренебречь ее изменением. Средняя минералогическая плотность песчано-глинистых отложений в этом интервале глубин составляет $\delta_{тв}=2{,}72 \cdot 10^3$ кг/м^3.

Таким образом, одним из важнейших факторов, определяющих плотность литологически однотипных осадочных пород, является их общая пористость. На рис. 26 представлена зависимость плотности сухих песчано-глинистых пород от общей пористости. Уравнение (5.5) для данной коллекции образцов примет вид: $\delta_{п.с.h} = 2{,}72 \cdot 10^3 (1 - k_п)$. Аналогичные зависимости могут быть получены и для других осадочных пород с первичной пористостью (песчаников, известняков, доломитов). Различие будет заключаться лишь в величине средней плотности твердой фазы (см. табл. 5).

Таблица 5. **Плотность породообразующих и рудных минералов (г/см^3)** [6]

Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности минерала	Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности минерала
Аллофан	—	1,85—1,89	магнезит	2,96	2,9—3,1
Алмаз	3,52	—	сидерит	3,89	3—3,9
Алунит	2,58—2,75	2,5—2,8	Касситерит	7,03	6,8—7,1
Амфибол			Кианит (дистен)	3,59	3,59—3,68
астофиллит	3—3,15	2,8—3,4	Ковеллин	4,59—4,65	4,5—4,76
актинолит	3,1—3,2	2,9—3,35	Кордиерит	2,57—2,66	2,57—2,78
тремолит	2,99—3	2,9—3,1	Ксенотим	4,45—4,51	4,4—4,56
роговая обманка	3,15—3,25	3—3,47	Куприт	6—6,15	5,85—6,15
Амфибол щелочной:			Лейцит	2,5	2,45—2,5
арфведсонит	3,44—3,46	3,3—3,46	Лимонит (гидрогетит)	3,5—3,8	2,7—4,4
гастингсит	3,37	3—3,45	Маггемит	4,88	—
рибекит	3,44	3,3—3,46	Малахит	—	3,9—4,03
Анальцим	2,22—2,23	2,2—2,3	Монацит	5,3	4,9—5,5

Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности минерала	Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности минерала
Ангидрит	2,96	2,8—3	Монтмориллонит	2,5	2,04—2,52
Андалузит	3,1—3,2	3,1—3,22	Нефелин	2,62	2,55—2,65
Антигорит	2,56—2,58	2,5—2,7	Нонтронит	1,727—1,87	1,72—2,5
Апатит	3,18—3,21	3,16—3,27	Опал	1,9—2,1	1,9—2,5
Барит	4,5	4,3—4,7	Пироксен		
Бемит	3,01	3,01—3,11	волластонит	2,8—2,9	2,79—2,91
Борнит	—	4,9—5,2	геденбергит	3,55	3.5—3,6
Вольфрамит	7,1—7,5	6,7—7,5	пижонит	3,2—3,4	—
Галит	2,168	—	эгирин	3,5—3,56	3,43—3,6
Галлуазит	2,0—2,2	1,9—2,6	Пиролюзит	—	4,7—5
Гидраргиллит (гиббсит)	2,43	2,3—2,43	Пирофиллит	—	2,66—2,9
Гипс	2,3	2,3—2,4	Пирротин	4,7	4,58—4,7
Глауконит	2,3—2,7	2,2—2,9	Пренит	—	2,66—2,9
Гранат			Рутил	4,23	4,18—4,0
альмандин	4,25	3,69—4,33	Серпентин	—	2,5—2,6
андрадит	3,75—3,78	3,64—3,9	Силлиманит	3,23—3,25	—
гроссуляр	3,53	3,53—3,71	Сильвин	1,99	—
пироп	3,51	3,5—3,8	Скаполит		
спессартин	4,18—4,27	3,8—4,25	дипир	2,6—2,68	—
Графит	2,2	2,09—2,25	миццонит	2,68—2,75	2,6—2,8
Дистен	3,5—3,7	—	мейонит	2,75—2,8	—
Диаспор	3,3—3,5	3—3,5	Слюда		
Ильмент	4,79	4,7—5,2	биотит	3—3,12	2,69—3
Каолинит	2,58—2,6	—	лепидолит	2,8—2,9	—
Карбонат			мусковит	2,76—3,1	2,5—3
анкерит	—	2,9—3,1	флогопит	2,75—2,83	2,7—2
арагонит	2,9—3	2,85—3	Ставролит	3,74	3,65—3,77
доломит	2,87	1,8—3,15	Сфалерит	3,9—4,0	3,5—4,2
кальцит	2,715	2,6—2,8	Сфен	3,4—3,56	3,29—3,56
Титаномагнетит	4,72	4,4—4,9	Тальк	2,78	2,7—2,8
Турмалин:			амезит	2,71	—
дравит	3,05	—	клинохлор	2,65—2,78	—

Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности минерала	Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности минерала
шерл	3,16	2,9—3,2	Хлоритоид	3,4—3,6	3,3—3,6
Уранинит	—	10,3—10,6	Циркон	4,68—4,7	3,8—4,86
Флюорит	3,18	3,01—3,25	Шеелит	—	5,8—6,2
Хальцедон	—	2,59—2,64	Шпинель	3,6	3,5—3,7
Халькозин	—	5,5—5,8	Эпидот		
Халькопирит	—	4,1—4,3	цоизит	3,25—3,36	—
Хлорит			клиноцоизит	3,35—3,38	3,07—3,5
пеннин	2,6—2,84	2,6—3,0	ортит	4,1	3,5—4,1

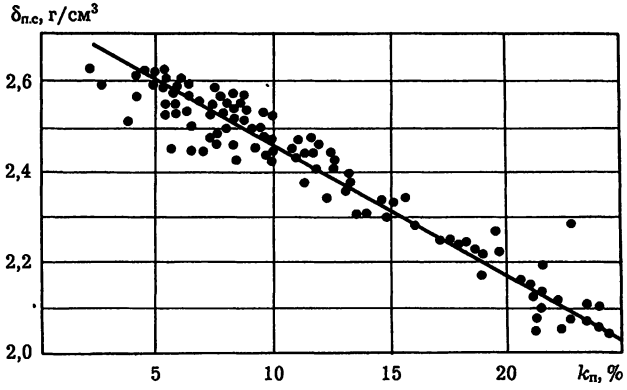


Рис. 26. Зависимость плотности $\delta_{п.с}$ сухих песчано-глинистых пород от общей пористости $k_п$ (Аралсор)

5.3.2. Уплотнение осадочных пород с глубиной

Поскольку коэффициент пористости осадочных пород зависит от глубины их залегания, то вторым существенным фактором, влияющим на плотность пород, является глубина залегания породы (рис. 27).

Согласно уравнению (5.5) для сухих пород при $\delta_{(тв)h} \approx \delta_{(тв)h=0}$ можно записать:

$$\frac{\delta_{(п.с)h}}{\delta_{(п.с)h=0}} \approx \frac{1-k_{(п)h}}{1-k_{(п)h=0}} \qquad (5.8)$$

После подстановки значения общей пористости $k_{(п)h}$ из уравнения, аналогичного (3.18)

$$\frac{\delta_{(\text{п.с})h}}{\delta_{(\text{п.с})h=0}} \approx \left\{1 - k_{(\text{п})h=0}\left[1 - exp(-\beta_{\text{п}}(t,T)g(\delta_{\text{п.ср}} - \delta_{\text{в.ср}})h)\right]\right\}^{-1} \qquad (5.9)$$

С учетом равенства (5.5) уравнение (5.9) можно легко преобразовать к виду:

$$\delta_{(\text{п.с})h} \approx \left\{1 + \left(\frac{\delta_{\text{тв}}}{\delta_{(\text{п.с})h=0}} - 1\right) exp\left[-\beta_{\text{п}}(t,T)g(\delta_{\text{п.ср}} - \delta_{\text{в.ср}})h)\right]\right\}^{-1} \qquad (5.10)$$

Для коллекции кернов из скважин Аралсора (см. рис.27) уравнение (5.10) для $\beta_{\text{п}}(t,T) = 30 \cdot 10^{-3}$ Мпа$^{-1}$ и $\delta_{(\text{п/с})h=0} = 1.8 \cdot 10^3$ кг/м^3; $\delta_{\text{п.ср}} = 2{,}5 \cdot 10^3$ кг/м^3 (при 100% влажности пород) и $\delta_{\text{в.ср}} = 1{,}1 \cdot 10^3$ кг/м^3, принимает вид:

$$\delta_{(\text{п/с})h} \approx 2{,}72 \cdot 10^3[1 + 0{,}51\ \exp(-4{,}2 \cdot 10^{-4}\, h)]^{-1},$$

где h в м.

На рис. 27 показана кривая, удовлетворяющая этому уравнению. Она хорошо согласуется с экспериментальными данными. При описанном подходе был также использован коэффициент необратимого уплотнения пор породы $\beta_{\text{п}}(t,T)$, в котором, как и при изучении пористости, отражено влияние литологии, возраста пород и температурного градиента в осадочном бассейне.

Для максимально влажных пород уравнение (5.4) позволяет получить:

$$\delta_{(\text{п})h} = \delta_{\text{тв}} - (\delta_{\text{тв}} - \delta_{\text{в}})k_{(\text{п})h}, \qquad (5.11)$$

где — $k_{(\text{п})h}$ пористость пород на глубине h, найденная по уравнениям (3.18) или (3.19).

Существуют и более простые приемы описания изменения плотности пород с глубиной. М. Л. Озерская, например, рекомендует для сухих пород уравнение

$$\delta_{(\text{п.с})h} = \delta_{\text{тв}}[1 - k_{(\text{п})h=0}\ \exp(-0{,}45h)], \qquad (5.12)$$

где — h глубина залегания, км.

В этом уравнении особенности уплотнения пород разного литологического состава, находящихся в разных условиях осадконакопления, предлагается учитывать эмпирическим подбором коэффициента $k_{(\text{п})h=0}$. Это — графо-аналитический метод описания изменения пористости и плотности осадочных пород с глубиной [6].

Значение $\delta_{(\text{п.с})h}$, вычисленное по уравнению (5.12), совпадает со значением $\delta_{(\text{п.с})h}$, определенным по уравнению (5.10), если в последнем использовать средние значения $\beta_{\text{п}}(t,T) = 33 \cdot 10^{-3}$ Мпа$^{-1}$, $\delta_{(\text{п.с})h=0} = 1{,}9 \cdot 10^3$ кг/м^3 и $\delta_{\text{тв}} = 2{,}65 \cdot 10^3$ кг/м^3. Однако это лишь частный случай решения и такой подход не учитывает возможные изменения условий осадкообразования в изучаемом разрезе.

Изменения плотности пород при упругих (обратимых) кратковременных деформациях, например, при выносе кернов пород из

скважины на поверхность, подробно рассмотрены в работе [15]. Эти изменения плотности обусловлены изменением объема пор в твердой фазе, а также объема флюидов, заполняющих поры породы. Однако, поскольку изменения объема пор и флюидов (фильтрата промывочной жидкости или пластовой воды) имеют разные знаки, суммарное изменение плотности пород невелико и им вполне можно пренебречь при практических исследованиях.

Сухие осадки и осадочные породы классифицируют по плотности на пять групп [1].

I группа — плотность чрезвычайно низкая и очень низкая; $\delta_{п.с}=(0,5\div1,5)\cdot10^3$ кг/м^3; это высокопористые илы, мел, трепел, опока, туфы, а также торф и угли;

II группа — плотность низкая и пониженная; $\delta_{п.с}=(1,5\div2,5)\cdot10^3$ кг/м^3; это многие осадочные породы, включая каменную соль, гипс, бокситы, метаморфизованные угли и т. п.;

III группа — средняя плотность; $\delta_{п.с}=(2,5\div3,5)\cdot10^3$ кг/м^3; это плотные осадочные, магматические и метаморфические породы, известняки и доломиты с рудными включениями, ангидриты и т. п.;

IV группа — плотность повышенная и высокая; $\delta_{п.с}=(3,5\div4,5)\cdot10^3$ кг/м^3; невыветрелые металлические руды;

V группа — очень высокая и чрезвычайно высокая плотность; $\delta_{п.с}>4,5\cdot10^3$ кг/м^3; очень плотные разности свинцовых, оловянных, сульфидных медно-никелевых, полиметаллических руд с высоким содержанием рудных минералов.

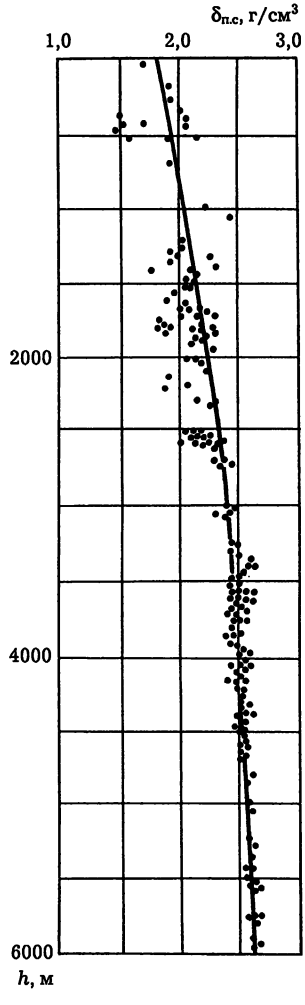


Рис. 27. Изменение плотности $\delta_{п.с}$ сухих песчано-глинистых пород с глубиной залегания h (Аралсор)

Наиболее вероятный ряд плотности важнейших осадочных пород: каменная соль, гипс $(2,0\div2,3)\cdot10^3$ кг/м^3 — песчаники $(2,1—2,4)\cdot10^3$ кг/м^3 —алевролиты $(2,1—2,5)\cdot10^3$ кг/м^3 — глины и аргиллиты $(2,2—2,5)\cdot10^3$ кг/м^3 —известняки $(2,4—2,6)\cdot10^3$ кг/м^3 — доломиты $(2,5—2,6)\cdot10^3$ кг/м^3 — ангидриты $2,8\cdot10^3$ кг/м^3.

5.3.3. Плотность максимально влажных пород

Для того чтобы по величине плотности сухих пород $\delta_{п.с}$ определить плотность максимально влажных $\delta_п$, нужно согласно уравнению (5.4) найти:

$$\delta_п = \delta_{п.с} + k_п\delta_в \qquad (5.13)$$

где $\delta_в$ — плотность минерализованной воды, заполняющей поры.

При этом предполагается, что величина $\delta_{п.с}$ найдена экспериментально.

Однако при высушивании глинистых набухающих пород происходит их усадка, объем породы уменьшается и величина определяемой плотности оказывается завышенной, $\delta'_{п.с}$. Для введения поправки за усадку породы В. Н. Кобранова [1] рекомендует эмпирическое уравнение И. Х. Юдборовского для глинистых пород и глин:

$$\delta_{п.с} = 1{,}4\delta'_{п.с} - 0{,}96\,, \qquad (5.14)$$

где $\delta'_{п.с}$ — завышенное значение плотности, полученное при измерении на сухом образце.

Если погрешность в определении плотности сухих глинистых пород достигает $0{,}2 \cdot 10^3$ кг/м^3 по сравнению с определением на образцах с естественной влажностью, то использование формулы (5.14) позволяет снизить погрешность до $\pm 0{,}03 \cdot 10^3$ кг/м^3 [1].

На рис. 28 приведены изменения плотности и пористости пород в разрезе Прикаспийской впадины. Эти величины усреднены по стратиграфическим подразделениям.

5.4. ПЛОТНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ И ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

В магматических породах нормального (щелочно-земельного) ряда гранит — габбро наиболее низкой средней плотностью обладают породы кислого состава и граниты. От других пород они отличаются более высоким содержанием кремнезема.

Породы кислого состава подразделяются на граниты аляскитовые существенно микроклиновые, биотитовые и биотит-роговообманковые. Плотность этих пород различается между собой на $\Delta\delta_{тв}=(0{,}03 \div 0{,}05) \cdot 10^3$ кг/м^3 [6]. Возрастание плотности в нормальном ряду от кислых пород к породам среднего и основного составов происходит в результате постепенного уменьшения содержания микроклина и кварца, увеличения количества и основности плагиоклазов, изменения количества роговой обманки (рис. 21). В районах рудных месторождений часто увеличивается содержание акцессорных минералов до 5—8 %, что приводит к возрастанию плотности пород: гранитов до $(2{,}70 \div 2{,}75) \cdot 10^3$ кг/м^3; основных пород до $(3{,}3 \div 3{,}5) \cdot 10^3$ кг/м^3 [6].

Ультраосновные породы по содержанию кремнезема подразделяются на три крупных группы: оливин-дуниты, перидотиты и пироксениты. Средняя плотность этих пород наибольшая среди магматических пород и находится в пределах от $3{,}0 \cdot 10^3$ до $3{,}4 \cdot 10^3$ кг/м^3. При

общей зависимости от содержания кремнезема большое значение имеет ожелезненность минералов в рядах пироксенов и оливинов [6].

Интрузивные комплексы пород формируются в процессе магматической дифференциации. На ранней стадии дифференциации образуются интрузии основных пород (габбро, габбронориты и диориты), в среднюю стадию тектоно-магматического цикла — массивы интрузивных пород от основного до кислого состава.

В поздней стадии развития и в период тектонической активизации складчатых областей образуются существенно гранитоидные формации. Получают развитие породы повышенной щелочности (граносиениты, сиениты и др.). Плотность этих пород ниже плотности пород средних типов. Таким образом, плотность пород закономерно уменьшается от одной тектоно-магматической фазы к другой. Породы последнего комплекса, как правило, имеют кислый состав и плотность $(2{,}57 \div 2{,}60) \cdot 10^3$ кг/м^3. В платформенных формациях плотность пород снова возрастает [6].

При близком химическом составе кайнотипных и палеотипных аналогов эффузивных пород их плотность изменяется в широких пределах (рис. 22). Эти изменения обусловлены первоначальной структурой и текстурой пород и степенью их последующего диагенеза [6].

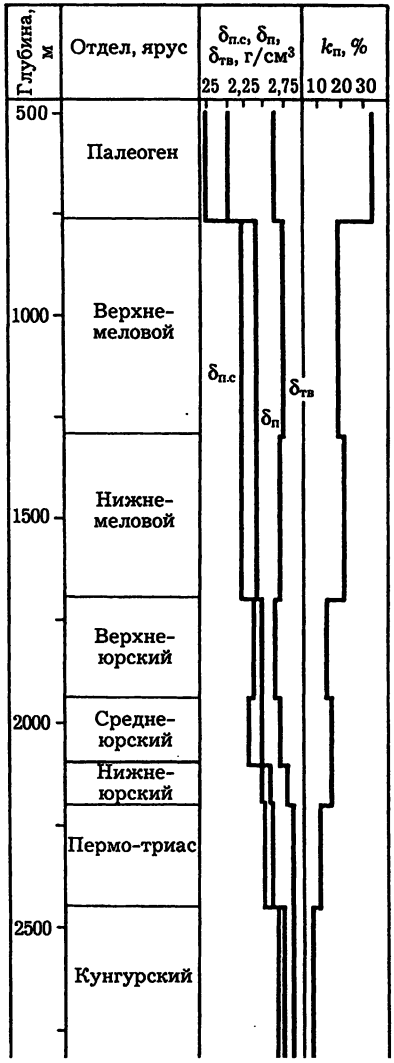


Рис. 28. Изменение с глубиной плотности и пористости сухих ($k_п$, $\delta_{п.с}$) и водонасыщенных ($\delta_п$) осадочных пород, а также их минералогической плотности ($\delta_{тв}$) в разрезе Прикаспийской впадины [6]

Увеличение плотности в нормальном ряду эффузивных пород от кислых к основным происходит за счет увеличении содержания фемических оксидов и оксидов кальция и соответственным уменьшением содержания кремнезема,

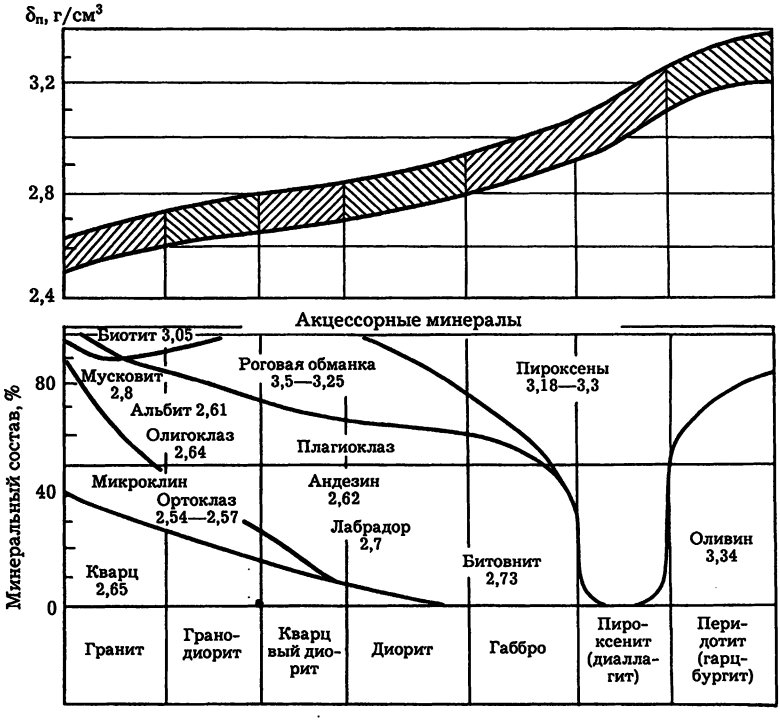


Рис. 29. Изменения плотности и схема минерального состава средних типов интрузивных пород (цифрами указана плотность минералов $\delta_{тв} \cdot 10^{-3}$ кг/м³)

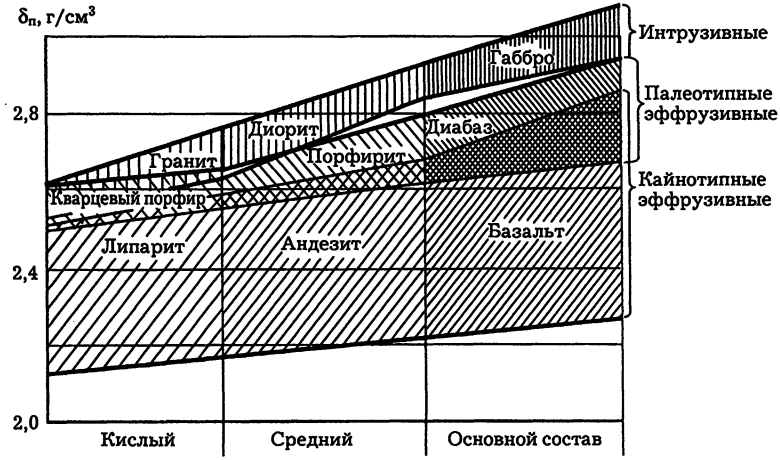


Рис. 30. Пределы изменения плотности средних типов эффузивных пород в сравнении с плотностью интрузивных [6]

оксидов калия и натрия [6]. Кроме того, установлена тенденция к увеличению плотности эффузивных пород от молодых к древним (табл. 3).

Плотностная характеристика эффузивных комплексов аналогична таковой для интрузий. Существенным отличием является лишь связь с кайнотипностью и палеотипностью и текстурными особенностями. Эффузивные образования ранней к средней стадий тектономагматических циклов характеризуются в среднем более высокой плотностью в сравнении с образованиями конца средней, начала поздней стадии. Однако типичные образования поздней стадии, периода активизации и платформенные имеют существенно основной состав и повышенную плотность [6].

5.5. ПЛОТНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Метаморфические преобразования пород протекают под влиянием изменения термодинамических условий их залегания. При этом происходят уплотнение пород без изменения химического состава, а также более глубокие химические изменения в результате метасоматических процессов (метасоматиты). Если исключить метасоматиты, то по общему химическому составу метаморфические породы близки к химическому составу исходных пород (осадочных, интрузивных или эффузивных) [6].

При региональном метаморфизме изменения давления и температуры охватывают большие участки земной коры. Процесс метаморфизма проникает на большую глубину и проявляется в процессах складкообразования. Различают четыре фации регионального метаморфизма: пренит-цумпеллитовая; зеленосланцевая; эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая; роговообманково-гранулитовая (по Л. И. Вернину).

Как видно из рис. 31, наибольшие изменения плотности происходят с эффузивными и осадочными породами (на 8—12 %) в первую пренит-цумпеллитовую фазу метаморфизма. Обусловлено это уменьшением пористости упомянутых пород до 1—2 %. При снижении давления и температуры пород, наблюдающемся при подъеме блоков земной коры из нижних горизонтов в верхнюю ее часть, происходит процесс ультраметаморфизма. Эти процессы при-

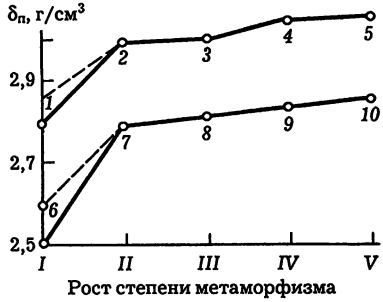


Рис. 31. Изменение плотности изохимических рядов при региональном метаморфизме (по Л.И. Вернину):

I — неизмененные породы; фации метаморфизма; *II* — пренит-цумпеллитовая. *III* — зеленосланцевая, *IV* — эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая; *V* — рогово-обманковогранулитовая. Вулканиты полент-базальтового типа: *1* — диабазы, *2* — уплотненные диабазы, *3* — метадиабазы, *4* — амфиболиты, *5* — кристаллосланцы фелического состава; осадочные породы: *6* — глинистые сланцы, *7*, *8* — филлиты, *9* — биотитовые гнейсы с гранатом, ставролитом и андалузитом, *10* — кордиерит-биотитовые гнейсы с гранатом

Таблица 6. **Плотность эффузивных пород различного состава и возраста, $\cdot 10^3$ кг/м^3 [6]**

Порода	KZ	MZ	PZ	AR, PR	KZ—AR
Липарит	—	2,35	—	—	2,35
Порфир кварцевый	—	2,59	2,61	2,55	2,60
Кератофир, альбитофир	—	—	2,65	—	2,65
Андезит	2,30	2,66	2,68	2,46	2,49
Порфирит андезитовый	—	2,63	2,73	2,76	2,73
Базальт	2,45	2,67	2,64	—	2,54
Диабаз	—	2,75	2,79	2,68	2,79
Меймегит	—	2,85	—	—	2,85

способления пород к более низким термобарическим параметрам приводят к перекристаллизации, метасоматозу и селективному расплавлению пород (чернокитизация и гранитизация пород). Амфиболиты ($3 \cdot 10^3$ кг/м^3), биотит-амфиболовые гнейсы ($2{,}77 \cdot 10^3$ кг/м^3), биотитовые гнейсы ($2{,}65 \cdot 10^3$ кг/м^3) переходят в метасоматические граниты ($2{,}60 \cdot 10^3$ кг/м^3) [6].

В зонах тектонических нарушений проявляется контактный метаморфизм — изменение плотности в результате расслаивания и перекристаллизации пород в участках направленного действия горного давления.

Гидротермально-метасоматические процессы (серпентинизация) также приурочены к зонам трещиноватости и разломов. В последнем случае породы с большой плотностью (пироксены и оливин) преобразуются в малоплотный серпентин [6]. Эти изменения наблюдаются преимущественно с поверхности, но могут захватывать и более глубокие горизонты (до 1000—1500 м). Гидротермально-метасоматические процессы, связанные с циркуляцией в разрезе минерализованных термальных вод, часто приводят к формированию магматогенных рудных месторождений. Эти процессы также приводят к изменению плотности пород (табл. 7).

Влияние гипергенеза на плотность горных пород заключается в проявлении механического и химического выветривания как результата главным образом действия поверхностных вод. Происходят замена комплекса более плотных минералов на менее плотные, увеличение пористости пород до 20—25 % и это уменьшает плотность. Кислые магматические породы подвергаются более сильному выветриванию. В результате плотность гранитов в коре выветривания понижается до $(2{,}2 \div 2{,}5) \cdot 10^3$ кг/м^3 [6]. Кора выветривания имеет глинисто-слюдистый или хлорито-гидрослюдистый состав с переменным содержанием обломков кварца, микроклина, биотита и повышенным содержанием акцессорных минералов. При благоприятных условиях в таких породах могут быть залежи нефти и газа.

Таблица 7. **Изменение плотности горных пород при гидротермально-метасоматических процессах [6] (по А. А. Смелову, Р. С. Сейфулину и др.)**

Порода	Плотность неизмененной породы, $\cdot 10^3$ кг/м^3	Процесс	Плотность измененной породы, $\cdot 10^3$ кг/м^3	Месторождение, массив
Гранодиорит	2,65	Серицитизация	2,55	Саран
Песчаник	2,69	»	2,40	Акташ
Гранодиорит	2,67	Хлоритизация	2,61	Умит
Песчаник	2,69	Аргиллитизация	2,62	Акбастау
Порфирит	2,74—2,80	Окварцевание и эпидотизация	2,65	»
Диорит и гранодиорит	2,70—2,90	Альбитизация и Окварцевание	2,65—2,58	Магаданский
Гранодиорит	2,62—2,65	Серицитизация и грейзенизация	2,54—2,50	Саран
Гранит	2,58—2,61	Грейзенизация с образованием:		
		Кварцевых грейзенов,	2,59—2,62	Коунрадский
		слюдисто-кварцевых и слюдисто-топаз-кварцевых грейзенов	2,77—2,83	
Кварцевый диорит	2,78	Эпидотизация	3,00	Кусмурун
Порфирит	2,7—2,8	»	2,85—2,95	»

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Плотность горных пород, от чего она зависит и в каких единицах измеряется?
2. От чего зависит плотность минералов, а также газов и жидкостей, насыщающих породы?
3. Как меняется плотность минералов, слагающих осадочные породы, с глубиной?
4. Изменение плотности осадочных пород с глубиной; как классифицируются породы по плотности?
5. Плотность магматических и эффузивных пород, от чего она зависит?
6. Плотность метаморфических пород. Что такое фации регионального метаморфизма?

6. ПРОНИЦАЕМОСТЬ

Проницаемость — это свойство горных пород-коллекторов пропускать (фильтровать) через себя флюиды (жидкости или газы) при наличии градиента давления. Почти все осадочные породы с первичной пористостью обладают проницаемостью. Лучшую проницаемость имеют грубообломочные породы (пески, песчаники, алевролиты). Тонкодисперсные породы (глины, аргиллиты, тонкокристаллические известняки и т. п.) имеют весьма тонкие капилляры и поэтому практически непроницаемы. Такие породы часто служат экранами нефти и газа. Однако при появлении трещиноватости проницаемость этих пород значительно возрастает.

Магматические и метаморфические породы с низкой первичной пористостью также обладают очень низкой проницаемостью, не имеющей практического значения. Исключение составляют вулканогенно-обломочные (эффузивные) породы. Однако в массивах, сложенных магматическими и метаморфическими породами, в зонах развития трещиноватости и в коре выветривания могут встречаться также проницаемые разности, в которых наблюдается интенсивная фильтрация природных флюидов. Эти породы —наименее изученные в настоящее время, фактические данные по ним практически отсутствуют.

6.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ. УРАВНЕНИЕ ДАРСИ

Для количественного определения проницаемости горных пород обычно пользуются линейным законом фильтрации Дарси: линейная скорость фильтрации жидкости в породе пропорциональна градиенту давления и обратно пропорциональна динамической вязкости. Коэффициент пропорциональности $k_{пр}$ в этом уравнении называют коэффициентом проницаемости породы:

$$v = \frac{Q}{F} = k_{пр}\frac{1}{\mu}\frac{\Delta p_{пл}}{\Delta L} \tag{6.1}$$

где v — линейная скорость фильтрации; Q — объемный расход жидкости; F — площадь фильтрации; μ — динамическая вязкость жидкости; $\Delta p_{пл}$ — перепад давления; ΔL — длина фильтрующей пористой среды.

Откуда

$$k_{пр} = \frac{Q\mu\Delta L}{\Delta p_{пл}F} \tag{6.2}$$

При измерении проницаемости по газу для учета сжимаемости последнего в формулу (6.2) подставляют объемный расход газа через породу $\overline{Q_г}$, приведенный к среднему давлению $\overline{p}_{пл} = (p_1+p_2)/2$, где p_1 и p_2 — соответственно давление газа на входе и выходе из образца породы. По закону Бойля-Мариотта для идеальных газов

$$\overline{Q_г} = 2Q_0p_0/(p_1+p_2) \tag{6.3}$$

где Q_0 — расход газа при атмосферном давлении p_0. Подставляя (6.3) в уравнение (6.2) получим

$$k_{пр} = 2Q_0 p_0 \mu_г \Delta L / \left(p_1^2 - p_2^2\right) F \qquad (6.4)$$

В Международной системе единиц (СИ) величины, входящие в формулы (6.2) и (6.4), имеют размерности: $[\Delta L]$ = м; $[F]$ = м^2 $[Q]$ = м^3/с; $[p]$ = Па; $[\mu]$ = Па · с.

Следовательно,

$$\left[k_{пр}\right] = \frac{\frac{м^3}{с} \cdot Па \cdot с \cdot м}{Па \cdot м^2} = м^2.$$

Таким образом, за единицу проницаемости в 1 м^2 принимается проницаемость такой пористой среды, при фильтрации через образец которой площадью F =1 м^2, длиной ΔL =1 м и при перепаде давления $\Delta p_{пл}$ =1 Па расход жидкости вязкостью μ =1 Па · с составит Q =1 м^3/с. Это очень крупная единица и в практике применяют дольное ее значение: квадратный микрометр (мкм^2).

В старой технической системе единиц для измерения проницаемости использовались единицы дарси (Д) и миллидарси (мД): 1Д =1,02 · 10^{-12} м^2 = 1,02 мкм^2.

Проницаемость горных пород зависит не только от свойств самой породы, но и от взаимодействия фильтрующихся флюидов с породами и числа фильтрующихся фаз. В соответствии с этим различают абсолютную, фазовую и относительную проницаемости.

Под абсолютной (или физической) проницаемостью понимают проницаемость пористой среды, которая определена при фильтрации единственной фазы, физически и химически инертной к породе. Обычно такой фазой являются газообразные азот или воздух. Абсолютная проницаемость —это свойство породы и она практически не зависит от свойств флюида. Определение ее производится на отмытых и экстрагированных от углеводородов сухих образцах.

Опыты показали, что абсолютная проницаемость, определенная по газу по формуле (6.4), зависит от величины среднего давления $\overline{p}_{пл}$:

$$k_{пр} = k_{пр}^{\infty} + K \frac{1}{\overline{p}_{пл}}$$

где $k_{пр}^{\infty}$ — проницаемость при $\overline{p}_{пл}$; K — коэффициент. Это явление получило название эффекта проскальзывания газа или эффекта Клинкенберга. Величина $k_{пр}^{\infty}$ приближается к проницаемости породы, определенной по несжимаемой инертной жидкости.

Фазовые проницаемости определяют при наличии в поровом пространстве породы более одной фильтрующейся фазы. В природных условиях пустоты в породе могут быть заполнены водой, нефтью и газом. Поэтому проницаемость для фильтрации любой из этих фаз будет ниже абсолютной проницаемости и зависеть от соотношения объема фаз в породе и их вязкости. Вода чаще всего является смачивающей по отношению к породе фазой.

Например, уравнение (6.1) для горизонтального двухфазного потока нефть — вода распадается на два уравнения:

$$v_н = \frac{\overline{Q}_н}{F} = k_{пр.н}\frac{1}{\mu_н}\frac{\Delta p_н}{\Delta L}; \quad v_в = \frac{\overline{Q}_в}{F} = k_{пр.в}\frac{1}{\mu_в}\frac{\Delta p_в}{\Delta L}; \qquad (6.5)$$

где $k_{пр.н}$ и $k_{пр.в}$ — фазовые проницаемости соответственно для нефти и воды; $\Delta p_н = \Delta p_в$ — перепад давления при установившемся течении; $\upsilon_н$ и $\upsilon_в$ — линейные скорости фильтрации нефти и воды.

Фазовые проницаемости в уравнении (6.5) будут изменяться в зависимости от объемного соотношения фаз в поровом пространстве.

Поскольку абсолютная и фазовая проницаемости горных пород изменяются в широких пределах, более удобной формой их сопоставления является относительная фазовая проницаемость, представляющая собой отношение фазовой проницаемости к абсолютной, определенной с учетом явления проскальзывания газа[1]

$$\overline{k}_{пр.н} = k_{пр.н}/k_{пр}^{\infty}; \; \overline{k}_{пр.в} = k_{пр.в}/k_{пр}^{\infty}; \; \overline{k}_{пр.г} = k_{пр.г}/k_{пр}^{\infty}; \qquad (6.6)$$

Относительная фазовая проницаемость — величина безразмерная.

6.2. АБСОЛЮТНАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ

6.2.1. Проницаемость пород с межзерновой пористостью (уравнение Козени—Кармана)

Представим себе пористую среду в виде цилиндра сечением ω и длиной ΔL, внутри которого расположен извилистый цилиндрический канал длиной $\Delta L_к$ со среднестатическим сечением $\omega_к$. Отношение $\omega_к/\omega = \psi$ представляет собой среднестатистическую просветность породы в любом сечении образца, перпендикулярном к среднему направлению потока (рис. 32).

Линейную скорость истечения флюида через такой канал $v_и$ можно определить по закону Пуазейля:

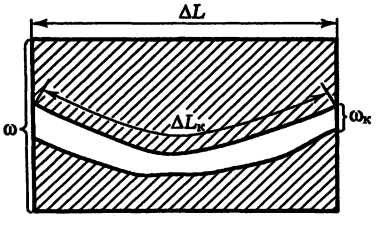


Рис. 32. Схема к выводу уравнения Козени—Кармана.

$$v_н = \frac{Q}{\omega_к} = \frac{d^2}{32\mu}\frac{\Delta p_{пл}}{\Delta L_к}, \qquad (6.7)$$

где Q — расход жидкости; d — диаметр канала; μ — вязкость жидкости.

Используем понятие о гидравлическом радиусе канала произвольного сечения (Блейк, 1921 г.):

[1] Часто для этой цели используют проницаемость, определенную по минерализованной воде.

$$r_{\text{гидр}} = \frac{v_{\text{к}}}{S_{\text{к}}} = \frac{v_{\text{к}}/v}{S_{\text{к}}/v} = \frac{k_{\text{п.д}}}{s_{\text{ф}}}, \tag{6.8}$$

где $v_{\text{к}}$, v — объемы фильтрующих каналов и образца; $S_{\text{к}}$ — поверхность фильтрующих каналов; $k_{\text{п.д}}$ — коэффициент динамической пористости; $s_{\text{ф}}$ — удельная поверхность фильтрующих каналов.

В частном случае капилляра круглого сечения

$$r_{\text{гидр}} = \frac{\frac{\pi d^2}{4}\Delta L_{\text{к}}}{\pi d \Delta L_{\text{к}}} = \frac{d}{4};\ d^2 = 16 r_{\text{гидр}}^2 = 16\frac{k_{\text{п.д}}^2}{s_{\text{ф}}^2} \tag{6.9}$$

С учетом изложенного, уравнение (6.7) для линейной скорости истечения флюида через цилиндрический канал можно представить:

$$v_{\text{и}} = \frac{16 r_{\text{гидр}}^2}{32\mu}\frac{\Delta p_{\text{пл}}}{\Delta L_{\text{к}}} = \frac{k_{\text{п.д}}^2}{2 s_{\text{ф}}^2}\frac{1}{\mu}\frac{\Delta p_{\text{пл}}}{\Delta L_{\text{к}}} \tag{6.10}$$

В то же время линейную скорость фильтрации, полученную путем отнесения расхода флюида к сечению всего образца, можно определить из уравнения Дарси:

$$v_{\text{ф}} = \frac{Q}{\omega} = k_{\text{пр}}\frac{1}{\mu}\frac{\Delta p_{\text{пл}}}{\Delta L}. \tag{6.11}$$

Зависимость между истинной и фиктивной скоростями фильтрации найдем из соотношения $v_{\text{и}}\omega_{\text{к}} = v_{\text{ф}}\omega$ или $v_{\text{ф}} = v_{\text{к}}\omega_{\text{к}}/\omega$.

С другой стороны,

$$k_{\text{п.д}} = \frac{\omega_{\text{к}}\Delta L_{\text{к}}}{\omega \Delta L} = \psi T_{\text{г}},$$

где $T_{\text{г}}$ — гидравлическая извилистость каналов; ψ — просветность пористой среды.

Из двух последних равенств можно получить

$$v_{\text{ф}} = v_{\text{и}}\frac{k_{\text{п.д}}}{T_{\text{г}}} \tag{6.12}$$

Подставив (6.12) в уравнение (6.11), получим:

$$v_{\text{и}} = \frac{T_{\text{г}}}{k_{\text{п.д}}} = k_{\text{пр}}\frac{1}{\mu}\frac{\Delta p_{\text{пл}}}{\Delta L} \tag{6.13}$$

Приравняем левые части уравнений (6.10) и (6.13):

$$\frac{k_{\text{п.д}}^2}{2 s_{\text{ф}}^2}\frac{1}{\mu}\frac{\Delta p_{\text{пл}}}{\Delta L_{\text{к}}} = \frac{T_{\text{г}}}{k_{\text{п.д}}} k_{\text{пр}}\frac{1}{\mu}\frac{\Delta p_{\text{пл}}}{\Delta L},$$

откуда найдем выражение для проницаемости:

$$k_{\text{пр}} = \frac{k_{\text{п.д}}^3}{2 T_{\text{г}}^2 s_{\text{ф}}^2}. \tag{6.14}$$

Это уравнение Козени—Кармана для модели пористой среды с капиллярами круглого сечения (цифра «2» в знаменателе — коэф-

фициент формы сечения круглого капилляра). П. Карман на основе решения уравнений Навье — Стокса нашел, что для круглого, эллиптического, квадратного, треугольного, прямоугольного, щелевого с коаксиальными стенками сечений каналов величина постоянного коэффициента изменяется от 2 до 3. Среднее значение 2,5. Обозначим этот коэффициент через f. Тогда уравнение (6.14) для каналов любого сечения примет вид:

$$k_{пр} = \frac{k_{п.д}^3}{f T_г^2 s_ф^2}. \qquad (6.15)$$

Экспериментальная проверка уравнения Козени — Кармана была произведена многими авторами на самых разных моделях неконсолидированных пористых сред. Проверка показала. что если удельную поверхность фильтрации этих моделей вычислять как сумму поверхностей отдельных фракций частиц и размеры частиц в крайних фракциях не отличаются более чем в 5 раз, то уравнение (6.15) хорошо описывает связь между проницаемостью, пористостью и удельной поверхностью неконсолидированных пористых сред.

Уравнение (6.15) кроме того, объясняет существование целой группы петрофизических связей для консолидированных пород с использованием коэффициента проницаемости.

1. Для сцементированных литологически однородных и одновозрастных песчано-алевритовых слабоглинистых пород, в которых коэффициенты пористости и удельной поверхности меняются сравнительно мало ($k_{п.д} \approx$ const и $s_ф \approx$ const), а величина проницаемости обусловлена переотложением вторичного цементирующего материала, изменяющим извилистость каналов, уравнение (6.15) принимает вид

$$k_{пр} \approx \text{const}/T_г^2.$$

Зависимости такого рода получены О.А. Черниковым и А.П. Куренковым (1962) для песчаников: XVII горизонта Узенского месторождения, пласта $С_1$ Мухановского месторождения и пласта $Д_1$ Туймазинского месторождения [1] и М.М. Элланским для песчаных коллекторов Калужского подземного хранилища газа.

2. Для слабоуплотненных карбонатных пород с межкристаллической и межзерновой пористостью удельная поверхность и извилистость изменяются в узких пределах ($s_ф \approx$ const), а извилистость в результате слабого уплотнения имеет небольшое значение, которое также можно принять в первом приближении равным $T_г \approx$ const.

Наиболее сильным фактором, влияющим на проницаемость, в этом случае будет пористость в третьей степени:

$$k_{пр} \approx \text{const}\, k_{п.д}^3.$$

На рис. 33 приведена эта приближенная зависимость.

3. Для пористых карбонатных пород содержание остаточной воды $k_{в.о}$ в зоне предельного нефтенасыщения может быть определено с помощью введения понятия о средней толщине пленки связанной воды и воды углов пор в гидрофильных породах $\tau_{ср}$:

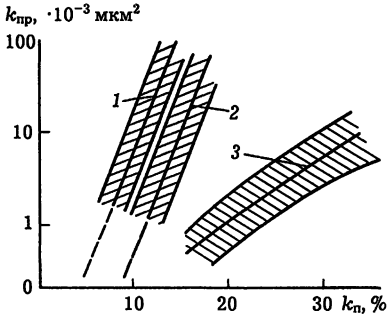


Рис. 33. Приближенные связи между коэффициентами проницаемости $k_{пр}$ и пористости $k_п$ для известняков:

1 — известняк оолитовый, Смаковер, Магнолия: *2* — известняк кристаллический со вторичной пористостью, Сен-Андреас, Вессен; *3* — девонский меловидный известняк, Кросет. Техас: заштрихованы области возможного разброса точек [1]

$$k_{в.о} = \tau_{ср} s_ф / k_{п.о},$$

откуда

$$s_ф^2 = k_{в.о}^2 k_{п.о}^2 / \tau_{ср}^2;$$

если сделать допущение, что $k_{п.д} \approx k_{п.о}(1 - k_{в.о})$ [1], то подставив в (6.15) два последних равенства, получим

$$k_{пр} = \frac{k_{п.о} k_{в.о} \tau_{ср}^2}{f T_г^2} \left(\frac{1}{k_{в.о}} - 1 \right)^3.$$

При $k_{в.о} \to 1$, $k_{пр} \to 0$ — тонкозернистые низкопористые и малопроницаемые известняки, а при $k_в \to 0$, $k_{пр} \to \infty$ — высокопроницаемые известняки с повышенной пористостью.

Поскольку для карбонатных пород можно принять $k_{п.о} k_{в.о} \approx \text{const}$ и $(\tau_{ср}/T_г)^2 \approx \text{const}$, предыдущее равенство можно записать так:

$$k_{пр} \approx \text{const} \left(\frac{1}{k_{в.о}} - 1 \right)^3.$$

Тесная связь $k_{пр}$ с $k_{во}$ и эффективной пористостью характерна не толькодля карбонатных, но и терригенных коллекторов (рис. 34).

На рис. 35 приведены зависимости, удовлетворяющие последнему уравнению.

4. Из уравнения (6.15) найдем:

$$s_ф^2 = \frac{k_{п.д}^3}{f T_г^2 k_{пр}}.$$

Это — возможное уравнение для определения удельной поверхности фильтрации.

В двойном логарифмическом масштабе уравнение

$$\lg s_ф = \frac{1}{2} \lg \left(\frac{k_{п.д}^3}{f T_г^2 k_{пр}} \right)$$

[1] В этом случае мы пренебрегли влиянием остаточной нефти (см. уравнение (3.6)).

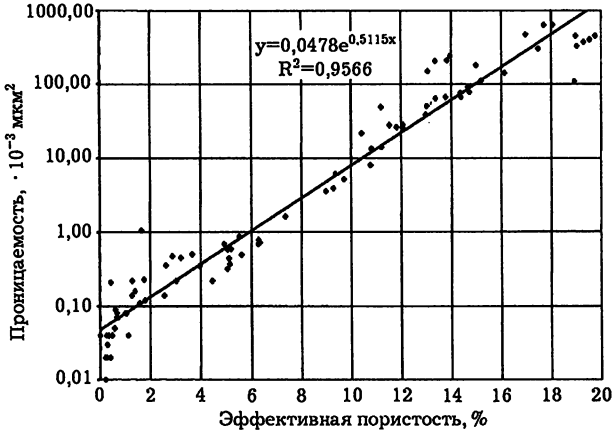


Рис. 34. Корреляционная связь коэффициента проницаемости $k_{пр}$ с эффективной пористостью $k_{п\ эфф}$ для группы сложных терригенных коллекторов одного из месторождений Зап. Сибири:

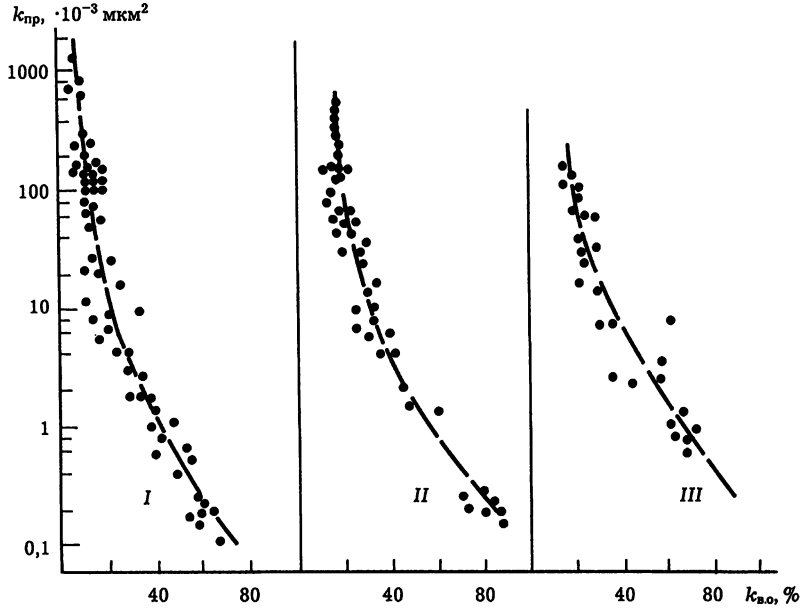


Рис. 35. Зависимость коэффициента газопроницаемости $k_{пр}$ от коэффициента остаточного водонасыщения $k_{в.о}$ для различных по происхождению и структуре карбонатных пород (по Б.И. Тульбовичу).

Известняки: *I* — биоморфные. *II* — сгустковые и комковатые, *III*—дебритовые, шламо-дебритовые

представляет собой прямую с угловым коэффициентом $\mathrm{tg}\alpha = 2$. Проверка этого выражения выполнена многими исследователями. Оно дает возможность выйти на определение фильтрационной неоднородности пород по данным геофизических исследований скважин.

6 2.2. Проницаемость трещиноватых пород

Расход жидкости Q через прямоугольную щель с раскрытием (высотой) b и шириной a можно установить из известного уравнения Буссинска (в оригинале все размерности в СГС):

$$Q = \frac{b^3 a}{12\mu}\frac{\Delta p_{пл}}{\Delta L} \tag{6.16}$$

откуда можно найти линейную скорость истечения жидкости $v_и$ отнеся расход к площади трещины $\omega_т = ab$:

$$v_и = \frac{Q}{ab} = \frac{b^2}{12\mu}\frac{\Delta p_{пл}}{\Delta L} \tag{6.17}$$

Если, как в пористой среде, расход отнести не к площади трещины, а ко всей площади фильтрующей среды ω, то согласно уравнению Дарси

$$v_ф = \frac{Q}{\omega} = k_{пр}\frac{1}{\mu}\frac{\Delta p_{пл}}{\Delta L} \tag{6.18}$$

Между $v_и$ и $v_ф$ имеет место соотношение

$$v_и\omega_т = v_ф\omega;\ v_ф = v_и\frac{\omega_т}{\omega}.$$

Отношение $\omega_т/\omega$ есть просветность трещинной среды в направлении фильтрации. Если трещины в породе располагаются в одном направлении, то просветность равна коэффициенту трещиноватости в направлении фильтрации $k_т = \omega_т/\omega$).

При равномерной системе трещин в трех взаимно перпендикулярных направлениях просветность среды в направлении фильтрации равна $\omega_т/\omega = 2/3\ k_т$. Для этого случая

$$v_и = v_ф\Big/\left(\frac{2}{3}k_т\right)$$

и уравнение (6.17) примет вид

$$v_ф = \frac{2}{3}k_т\frac{b^2}{12\mu}\frac{\Delta p_{пл}}{\Delta L}. \tag{6.19}$$

Приравнивая левые части уравнении (6.18) и (6.19) и разрешая это равенство относительно $k_{пр}$ получим для равномерной системы трещин в трех взаимно перпендикулярных направлениях:

$$k_{пр} = \frac{1}{18}b^2 k_т \tag{6.20}$$

И для двух систем взаимно перпендикулярных трещин, параллельных направлению фильтрации

$$k_{пр} = \frac{1}{12} b^2 k_т, \qquad (6.21)$$

где в см^2 и b в см; $k_т$ — в долях единицы.

На практике проницаемость обычно измеряют в дарси (Д) или в мкм^2. Известно соотношение: 1 Д = 1,02 мкм^2 = 1,02 · 10^{-12} м^2 = 1,02 · 10^{-8} см^2 и 1 мкм = 10^{-4} см.

С учетом последних равенств уравнение (6.20) для системы трещин в трех взаимно перпендикулярных направлениях примет вид

$$k_{пр} = \frac{10^{-8} b^2}{18 \cdot 10^{-8}} k_т = 5{,}6 \cdot 10^{-2} b^2 k_т, \qquad (6.22)$$

и для системы трещин одного или двух параллельных направлений

$$k_{пр} = \frac{10^{-8} b^2}{12 \cdot 10^{-8}} k_т = 8{,}3 \cdot 10^{-2} b^2 k_т, \qquad (6.23)$$

где $k_{пр}$ в мкм^2 и b в мкм; $k_т$ в долях единицы.

Коэффициент трещиноватости $k_т$ можно также представить в виде произведения объемной плотности трещин $T_{тр} = S/V$ (S — площадь половины поверхности стенок, мкм^2, V — объем породы, мкм^3) на раскрытие трещин в, мкм:

$$k_т = bT_{тр.} \qquad (6.24)$$

Тогда, например, для случая системы трещин трех направлений уравнение (6.22) примет вид

$$k_{пр} = 5{,}6 \cdot 10^{-2} b^3 T_{тр.} \qquad (6.25)$$

При определении трещиноватости пород в крупных плоскопараллельных шлифах (Е.С. Ромм, Л.П. Гмид) это уравнение можно использовать для приближенной оценки проницаемости. Все величины, входящие в уравнение, можно определить визуально.

Если принять, что наиболее часто встречающаяся величина раскрытости микротрещин в шлифах уплотненных карбонатных пород составляет $b \approx 15$ мкм, то получится приближенная связь проницаемости микротрещиноватых пород с коэффициентом трещиноватости:

$$k_{пр} = 5{,}6 \cdot 10^{-2} \cdot 255 k_т = 12{,}6 k_т.$$

Коэффициент трещиноватости карбонатных пород при определениях на кернах пород редко превышает величину $k_т = 0{,}3$ % (Л.П. Гмид). Это означает, что проницаемость микротрещиноватых разностей не должна быть выше

$$k_{пр} = 12{,}6 \cdot 3 \cdot 10^{-3} \approx 38 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2.$$

Коэффициент трещиноватости, установленный по длине микротрещин в шлифе, характеризует не всю полезную емкость, включающую каверны, расширения, отдельные поры, а лишь объем микротрещин в шлифе. Однако величина $k_т$ определяет фильтрационные свойства микротрещиноватых пород. Уменьшение коэффициента трещиноватости до значения $k_т < 1{,}0 \cdot 10^{-4}$ (0,01%) снижает проницае-

мость породы до величины $k_{пр} \leq 1 \cdot 10^{-3}$ мкм^2. Такая порода уже перестает быть коллектором.

Если представить себе трещинную среду в виде системы бесконечных прямых трещин трех взаимно перпендикулярных направлений, с раскрытием b и расстоянием между трещинами a, то для единичного блока[1] найдем $k_т = 3ba^2/a^3 = 3b/a$. Откуда размер единичного блока $a = 3b/k_т$.

Если принять за раскрытие трещин среднюю величину $b = 15 \cdot 10^{-6}$ м, можно найти расстояние между трещинами в такой породе: при $k_т = 0{,}3 \cdot 10^{-2}$ $a = 3 \cdot 15 \cdot 10^{-6}/(0{,}3 \cdot 10^{-2}) = 1{,}5 \cdot 10^{-2}$ м; при $k_т = 0{,}01 \cdot 10^{-2}$ $a = 3 \cdot 15 \cdot 10^{-6}/(0{,}01 \cdot 10^{-2}) = 0{,}45$ м. Другими словами, при $k_т = 0{,}3\%$ расстояние между трещинами составляет около 1 см и можно еще наблюдать эту трещиноватость на больших кернах или в шлифах размером около 10 см.

Очевидно, что при более высокой равномерной трещиноватости или при большем раскрытии трещин порода, скорее всего, не сохранит свою сплошность — керн разрушится при его отборе. По крайней мере, вероятность отбора керна с более высокой равномерной трещиноватостью снижается. Керн из высокопродуктивных пластов, проницаемость которых обеспечивается более высокой раскрытостью трещин, также, как правило, не выносится или выносится практически непроницаемая матрица.

Изучение по кернам или шлифам пород с равномерной открытой трещиноватостью и с низким коэффициентом $k_т < 0{,}01\%$, по-видимому, также затруднено, так как для этого понадобилось бы иметь образцы нереально больших размеров. Эти примеры показывают, что в связи с недостаточной представительностью отдельно взятых кернов трещиноватых пород, для достоверного изучения их проницаемости в широком диапазоне изменения трещиноватости необходимо использовать коллекции кернов при условии его сплошного отбора в базовых скважинах или применять другие методы, обеспечивающие исследования больших объемов пород, например, гидродинамические и геофизические.

6.2.3. Зависимость проницаемости пород от глубины залегания

При погружении осадочных пород на глубину происходит их уплотнение в течение геологического времени и уменьшается проницаемость. Помимо горного и пластового давлений, температуры и геологического времени на величину проницаемости влияют и другие процессы, например, перенос минеральных веществ фильтрующимися пластовыми водами. Процесс изменения проницаемости очень сложен. Поэтому теоретические расчеты, приведенные ниже, нужно рассматривать как весьма приближенную оценку, позволяющую получить сведения о тенденциях в изменении проницаемости [15].

Необратимая деформация осадочных пород в разрезах в течение геологического времени происходит по законам, близким к законам

---

[1] Блок, который имеет по одной трещине каждого направления.

Таблица 8. **Изменения коэффициентов пористости и проницаемости песчаников с гранулярной пористостью с глубиной залегания (Северо-Восточное Предкавказье)**

Глубина, м	$k_{п.ср}$ по керну	$k_{пр}$, мкм^2
0	0,33	1 — 10
1000	0,26	10^{-1} — 1
2000	0,165	10^{-2} — 10^{-1}
4000	0,07	10^{-3} — 10^{-2}
6000	—	10^{-4} — 10^{-3}

уплотнения рыхлых несцементированных грунтов. Они могут быть количественно охарактеризованы коэффициентом необратимого уплотнения пород $\beta_п(t, T)$.

В работе [15] приведена следующая зависимость между изменением коэффициента пористости песчано-глинистых пород с глубиной и изменением проницаемости:

$$k_{(пр)h} / k_{(пр)h=0} \approx (k_{(п.о)h} / k_{(п.о)h=0})^4.$$

Подставив сюда значение пористости из уравнения (3.18), получим:

$$k_{(пр)h} \approx k_{(пр)h=0} \left\{ \frac{exp\left[-\beta_п(t,T)g(\delta_{п.ср} - \delta_{в.ср})h\right]}{1 - k_{(п.о)h=0}\left[1 - exp(-\beta_п(t,T)g(\delta_{п.ср} - \delta_{в.ср})h)\right]} \right\}^4 \quad (6.26)$$

Это уравнение показывает, что коэффициент проницаемости уменьшается с глубиной значительно быстрее, чем коэффициент пористости. В табл. 8 приведены результаты определения изменений проницаемости с глубиной для песчаников Северо-Восточного Предкавказья. При этом использовано среднее значение коэффициента необратимого уплотнения, определенное для этих же пород по данным керна (рис. 5): $\beta_п(t, T) = 34 \cdot 10^{-3}$ МПа$^{-1}$.

Представление о влиянии изменения температуры на проницаемость терригенных пород можно получить на основании изучения свойств чистых кварцевых песчаников. На рис. 27 приведены прогнозные кривые изменения коэффициента проницаемости чистых кварцевых песчаников в зависимости от глубины их погружения Δh для районов с высоким и низким геотермическими градиентами. Коэффициенты необратимого уплотнения, необходимые для расчета по уравнению (6.26), выбраны по графику на рис. 10. Как видно из рис. 27, значение $k_{(пр)h}$ кварцевых песчаников в термически активном районе ($\Gamma = 3°C/100$ м) снижается весьма интенсивно. В нашем примере при $\Delta h = 6000$ м коэффициент проницаемости чистых кварцевых коллекторов уменьшается более чем на три порядка своей первоначальной величины.

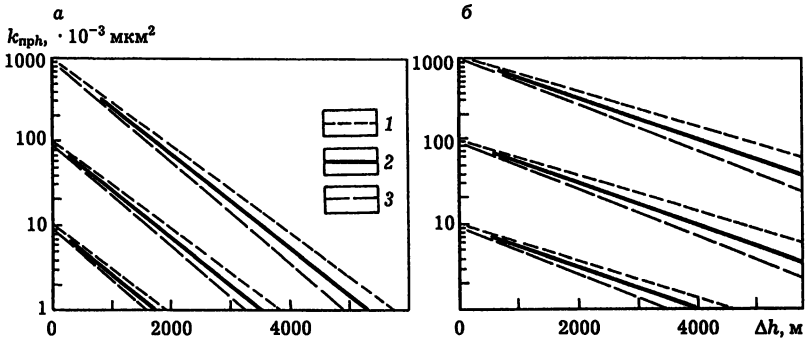


Рис. 36. Необратимое уменьшение максимального коэффициента проницаемости $k_{пр}$ кварцевых песчаников в зависимости от глубины погружения h (теоретическая оценка):

а — для районов с геотермическим градиентом $\Gamma = 3$ °С/100 м; *б* — то же, $\Gamma = 1{,}43$ °С/100 м. Коэффициент пористости $k_п$ коллектора до погружения, %: *1* — 40; *2* — 30; *3* — 20

Вероятно, так же, как и коэффициент пористости, абсолютная величина коэффициента проницаемости терригенных коллекторов до их погружения в зоне интенсивного осадконакопления должна отражать и возраст пород.

Таким образом, первичные пористость и проницаемость песчано-глинистых и карбонатных пород довольно резко уменьшаются на больших глубинах. Изучение главных причин, приводящих к снижению коллекторских свойств, выполненное с привлечением результатов исследования кернов из различных геологических провинций, свидетельствует, что величины максимальной первичной пористости и проницаемости зависят от возраста, глубины залегания коллекторов и геотермических условий района.

На больших глубинах увеличивается перспективность коллекторов с вторичной, трещинной и трещинно-кавернозной пористостью. Вторичная пористость, образованная в уплотненных осадочных породах на больших глубинах в результате тектонических и эпигенетических процессов, может обеспечить коллекторские свойства пород.

6.2.4. Изменение проницаемости при выносе кернов на поверхность

При выносе кернов горных пород из скважины на поверхность уменьшаются эффективное напряжение и пластовое давление, понижается температура. Это ведет к расширению породы и увеличению ее коэффициента проницаемости в результате упругих (обратимых) деформаций. Эти деформации моделируются в лабораторных условиях.

По аналогии с изменением коэффициента пористости породы изменение коэффициента проницаемости описывается уравнением [15]

$$\frac{k_{пр}(p,p_{пл},T)}{k_{пр}(0)} \approx \left[\frac{k_{пр}(p-p_{пл})}{k_{пр}(0)}\right]_{p_{пл},T} \times$$

$$\times \left[\frac{k_{пр}(p_{пл})}{k_{пр}(0)}\right]_{p-p_{пл},T} \left[\frac{k_{пр}(T)}{k_{пр}(0)}\right]_{p,p_{пл}} = K_1K_2K_3, \qquad (6.27)$$

где $k_{пр}(0)$ — коэффициент проницаемости в атмосферных условиях; остальные обозначения те же, что в (3.23).

Основное влияние на проницаемость оказывает эффективное напряжение $p-p_{пл}$, поэтому K_1 может изменяться существенно. Среднее значение K_1 для песчаных пород можно оценить теоретически [15]:

$$K_1 = \frac{k_{пр}(p-p_{пл})}{k_{пр}(0)} = \left[\frac{k_п(p-p_{пл})}{k_п(0)}\right]^{2\frac{(3+\alpha)}{(2+\alpha)}}, \qquad (6.28)$$

где α — показатель структуры (сцементированности) порового пространства. Из эксперимента известно: $-1{,}8 \le \alpha \le -1$.

Если принять средние значения для песчаных коллекторов, залегающих на глубинах до 2000—3000 м значения $k_{по}=20\%$ и $k_п(p_{эф})=$ $=20-0{,}7=19{,}3\,\%$ (см. разд. 3) и $\alpha=-1{,}5$, то, подставив эти значения в (6.28), найдем среднее значение $K_1=0{,}81$.

Экспериментальная проверка, выполненная на большой коллекции песчаников и алевролитов из самых разнообразных нефтяных

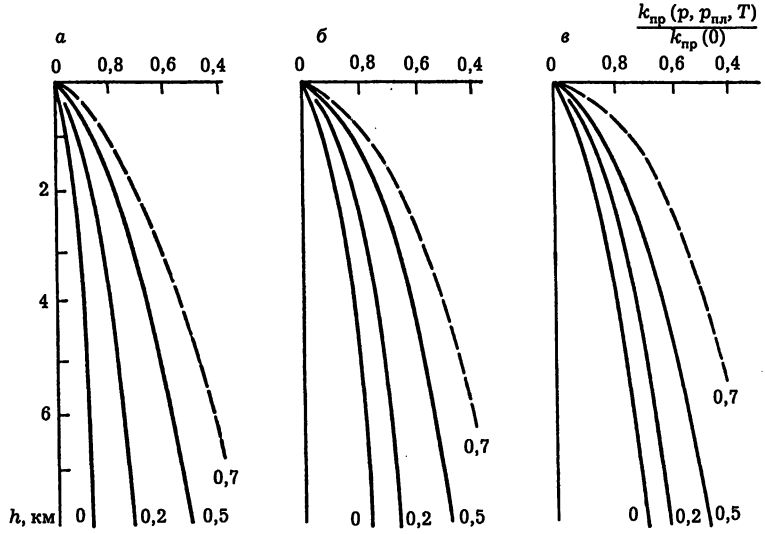


Рис. 37. Палетка для оценки упругих (обратимых) изменений коэффициента проницаемости $k_{пр}(p, p_{пл}, T)$ песчано глинистых пород. Шифр кривых $\eta_{гл}$

районов Советского Союза, подтвердила это теоретическое предположение.

Эмпирическое уравнение имеет вид:

$$k_{пр}(p-p_{пл})=0,81k_{пр.(0)}^{1,01}\approx 0,8k_{пр.(0)} \qquad (6.29)$$

Коэффициент корреляции равен 0,98. Однако возможные глубины залегания коллекторов значительно отклоняются от принятых средних значений. Изменяются тепловые условия залегания пород. Это требует введения других поправок ($K_2 \cdot K_3$). Эти данные приведены в работе [15].

На рис. 37 представлены обобщенные зависимости полных обратимых изменений проницаемости песчано-глинистых пород с гранулярной пористостью при изменении всех условий естественного залегания пород.

Из рис. 37 видно, что наибольшие изменения проницаемости происходят с плохо отсортированными, глинистыми, как правило, слабопроницаемыми породами.

В чисто трещинном и трещинно-кавернозном коллекторе трещины соединяют собой поры и вторичные пустоты. Следовательно, деформация этих коллекторов под влиянием давления будет определяться сжимаемостью трещин.

Если в уравнении (6.25) пренебречь изменением объемной плотности трещин $T_т$, то можно получить:

$$\frac{dk_{пр}}{k_{пр}}\approx 3\frac{db}{b}\approx 3\frac{dV_т}{V_т}=-3\beta_т d(p-p_{пл}).$$

Интегрирование последнего равенства позволяет получить:

$$\frac{k_{пр}(p-p_{пл})}{k_{пр}(p-p_{пл})_1}\approx exp[-3\int_{(p-p_{пл})}^{(p-p_{пл})_1}\beta_т d(p-p_{пл})] \qquad (6.30)$$

В работе [15] приведена теоретическая зависимость коэффициента сжимаемости элементарной трещины $\beta_т$ в МПа$^{-1}$ от эффективного напряжения при ее упругой (обратимой) деформации:

$$\beta_т \le \frac{135\cdot 10^{-2}}{(p-p_{пл})} \qquad (6.31)$$

Это уравнение получено из предположения, что при упругом деформировании микротрещины максимальные напряжения не должны превышать пределы прочности кристаллов минералов, слагающих породу. Другими словами, уравнение определяет верхний предел упругих деформаций микротрещин.

Подстановка (6.31) в (6.30) и последующее интегрирование позволяют получить:

$$\frac{k_{пр}(p-p_{пл})}{k_{пр}(p-p_{пл})_1}\le\left[\frac{(p-p_{пл})_1}{(p-p_{пл})}\right]^{0,405} \qquad (6.32)$$

где $(p-p_{пл})_1$ — эффективное напряжение в зажиме, при котором образец изучается в атмосферных условиях; $(p-p_{пл})$ — то же на глубине залегания породы.

Согласно уравнению (6.32), коэффициент проницаемости трещиноватой или трещиновато-кавернозной карбонатной породы $k_{пр}(p-p_{пл})_1$, определенный в лаборатории в зажиме патрона при давлении $(p-p_{пл})=2$ МПа, при $(p-p_{пл})=40$ МПа (Н ≈ 3000 м) будет равен $k_{пр}(p-p_{пл})=0,3\cdot k_{пр}(p-p_{пл})_1$. Другими словами, проницаемость трещиноватых пород весьма существенно зависит от эффективного напряжения. Кроме того, при изменении давления при выносе кернов или в процессе разработки залежей нефти и газа в трещиноватых породах могут наблюдаться необратимые деформации, связанные с разрушением породы. Это необходимо также учитывать при изучении этих пород.

6.2.5. Классификация осадочных пород по проницаемости

В практической нефтегазовой геологии и геофизике обычно различают проницаемые породы (пласты), которые при данной величине гидропроводности пласта ($k_{пр}h/\mu$) обеспечивают промышленные притоки нефти, газа или воды, и непроницаемые — из которых обычными методами освоения скважин нельзя получить промышленного притока. Между этими двумя группами находятся породы, проницаемость которых лишь при определенных условиях насыщения пласта и конкретной вязкости флюида может обеспечить нижний уровень промышленного притока. По этим породам в каждом конкретном случае определяют свою так называемую границу коллектор — неколлектор.

Эти определения позволили В. Н. Кобрановой [1] предложить простую систему классификации пород по проницаемости, подразделив их на проницаемые, полупроницаемые и практически непроницаемые.

К проницаемым ($k_{пр}>10^{-2}$ мкм^2) относятся грубообломочные осадочные породы (галечники, гравий), сцементированные и отсортированные песчано-алеврито-глинистые породы, трещиноватые и кавернозно-трещинные известково-магнезиальные породы, трещиноватые метаморфические и магматические породы.

Коэффициент пористости пород с гранулярным типом пор велик и составляет 20—40 % от объема породы. В системе пор или трещин имеется небольшое число сверхкапиллярных, крупнокапиллярных и капиллярных каналов.

К полупроницаемым ($10^{-4}<k_{пр}<10^{-2}$ мкм^2) относятся менее отсортированные глинистые пески, некоторые разности алевролитов и песчаников пористостью менее 10—15 %, а также карбонатные породы, включая микротрещиноватые известняки и доломиты. Поровое пространство этих пород в значительном объеме представлено субкапиллярными каналами, заполненными связанной водой.

К практически непроницаемым ($k_{пр}<10^{-4}$ мкм^2) относятся глины, аргиллиты, глинистые сланцы, мергели с субкапиллярными порами, сильно сцементированные песчаники и алевролиты, плотный мел, известняки, невыветрелые метаморфические и магматические породы и т.п. Коэффициент общей пористости глин и меловидных известняков может достигать 50%, а аргиллитов, сланцев, мергелей, ме-

таморфических и магматических пород ниже 6—8 %. Почти вся вода в той или иной степени связана силами адсорбции и практически не может перемещаться под влиянием градиентов давления, существующих в природе.

В определении непроницаемых пород не учтен фактор времени. Поэтому в дополнение к перечисленным трем типам пород можно было бы выделить еще один — породы-экраны нефти и газа ($k_{пр}$ <10^{-6} мкм^2). Тогда практически непроницаемые породы займут диапазон $10^{-6} < k_{пр} < 10^{-4}$ мкм^2. В отличие от последних породы-экраны нефти и газа обладают такой низкой проницаемостью для нефти и газа, которая обеспечивает сохранение промышленных залежей в течение геологического времени. К породам-экранам нефти и газа относятся каменная соль, ангидрит, глины слабопесчанистые пластичные нетрещиноватые, породы в многолетнемерзлых зонах. Диаметр максимальных пор в этих породах не превышает 1 мкм.

Более полная классификация песчано-алевритовых проницаемых пород представлена в табл. 9 в дополнение к описанной классификации пород.

6.3. ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ФАЗОВЫЕ ПРОНИЦАЕМОСТИ

6.3.1. Совместное течение несмешивающихся пластовых флюидов в пористой среде

Есть два представления о механизме совместного течения пластовых флюидов в пористой среде. Согласно первому, подробно описанному М. Маскетом, при течении двух несмешивающихся фаз часть наиболее тонких поровых каналов и углы крупных пор заняты смачивающей фазой (пластовой водой), а по остальным каналам, содержащим смачивающую жидкость на поверхности пор, может происходить струйное движение несмачивающего и смачивающего флюидов. Количество двигающихся флюидов в каждый момент определяется величинами насыщенности и проницаемости среды для этих флюидов. С ростом насыщенности породы одной фазой увеличивается доля каналов, обеспечивающих движение этой фазы и уменьшается доля каналов для другой фазы.

При вытеснении воды нефтью в процессе нефтеобразования водонасыщенность породы понижается. При этом быстро возрастает проницаемость для нефти. Однако не вся вода может быть вытеснена из породы.Часть ее, связанная силами адсорбции и межфазного натяжения, остается в виде остаточной воды ($k_{в.о}$). При снижении водонасыщения до величины $k_{в.о}$ проницаемость породы для смачивающей фазы оказывается равной нулю. Величина $k_{в.о}$ в зависимости от многих факторов может меняться от 0,15 до 0,35.

При вытеснении нефти водой в процессе разработки увеличивается насыщенность породы смачивающей фазой. При этом проницаемость для нефти резко уменьшается. Однако не вся нефть

Таблица 9. **Классификация песчано-алевритовых пород коллекторов (по А.А. Ханину и М.И. Колосковой)**

Класс коллектора	Группы коллекторов (по преобладанию гранулометрической фракции)	$k_{по}$, %	Размер основных фильтрующих пор, мкм	Содержание основных фильтрующих пор, % от объема пор	Суммарное содержание пор меньше 2 мкм, % от объема пор	Остаточная водонасыщенность, % от объема пор	Коэффициент проницаемости $k_{пр}$, мкм*	Характеристика коллектора по проницаемости и емкости
I	Песчаники среднезернистые	≥17	50—150	40—80	0—17	—		Очень высокой проницаемости и емкости
	Песчаники мелкозернистые	≥20	20—100	40—80	0—20	5—25		
	Алевролиты крупнозернистые	≥23,5	—	—	—	—	≥1	
	Алевролиты мелкозернистые	≥30	—	—	—	—	—	
II	Песчаники среднезернистые	15—17	40—100	25—50	5—25	—	—	Высокой
	Песчаники мелкозернистые	18—20	18—60	30—60	5—30	10—35		
	Алевролиты крупнозернистые	21,5—23,5	12—30	40—80	10–35	—	0,5—1	
	Алевролиты мелкозернистые	26,5—30						
III	Песчаники среднезернистые	11—15	20—50	25—40	15—40	—		Средней

	Песчаники мелкозернистые	14—18	16—40	15—50	15—40	10—45	0,1—0,5	
	Алевролиты крупнозернистые	16,8—21,5	10—30	25—65	20—45			
	Алевролиты мелкозернистые	20,5—26,5				—		
IV	Песчаники среднезернистые	5.8—11	15—40	15—30	20—45	—		Пониженной
	Песчаники мелкозернистые	8—14	10—35	15—45	20—50	30—60	10^{-2}—10^{-1}	
	Алевролиты крупнозернистые	10—16,8	5—20	20—50	20—56			
	Алевролиты мелкозернистые	12—20,5				—		
V	Песчаники среднезернистые	0,5—5,8	—	—	—	—		Низкой
	Песчаники мелкозернистые	2—8	5—16	20—40	50—85	50—95	10^{-3}—10^{-2}	
	Алевролиты крупнозернистые	3,3–10	3–8	20–50	50–90			
	Алевролиты мелкозернистые	3,6—12				—		
VI	Песчаники среднезернистые	<0,5			—	—		Весьма низкой
	Песчаники мелкозернистые	<2	—	—	—	—	$<10^{-3}$	

Окончание табл. 9

Класс коллектора	Группы коллекторов (по преобладанию гранулометрической фракции)	$k_{по}$, %	Размер основных фильтрующих пор, мкм	Содержание основных фильтрующих пор, % от объема пор	Суммарное содержание пор меньше 2 мкм, % от объема пор	Остаточная водонасыщенность, % от объема пор	Коэффициент проницаемости $k_{пр}$, мкм*	Характеристика коллектора по проницаемости и емкости
VI	Песчаники мелкозернистые	<2	—	—	—	—	$<10^{-3}$	Обычно не имеет промышленного значения
	Алевролиты крупнозернистые	<3.3	—	—	—	—		
	Алевролиты мелкозернистые	<3,6			—	—		

может быть вытеснена водой. Часть ее остается в порах даже при уменьшении проницаемости для нефти до нуля. Это остаточное нефтенасыщение характеризуется коэффициентом остаточного нефтенасыщения $k_{н.о}$. Как правило, величина $k_{н.о}$ несколько превышает $k_{в.о}$.

При наличии в порах коллектора трех фаз (газа, нефти и воды) принцип их распределения сходен с двухфазной системой. Вода полностью занимает поры наименьшего размера, углы пор и в виде тонкой пленки смачивает остальные поры. Нефть занимает более крупные поры, а газ — центральные участки наиболее крупных пор, занятых нефтью, и с водой практически не контактирует. Вместе с тем М. Маскет допустил, что взаимодействие двух несмачивающихся фаз (нефти и газа) изучено слабо и могут существовать условия, когда и в этом случае крупные поры могут быть заполнены только газом и водой.

Описанное выше представление о течении несмешивающихся флюидов позволяет использовать информацию о распределении пор по размерам для оценки динамики фазовых проницаемостей.

Другое представление о механизме совместной фильтрации предполагает течение несмешивающихся жидкостей по поровым каналам в форме четок несмачивающей жидкости (нефти) в смачиваемой (воде). Это представление предполагает образование в порах нефтяной эмульсии, создающей высокие фильтрационные сопротивления в зоне смеси, обусловливающие снижение фазовых проницаемостей.

Прочность эмульсии, время ее существования зависят от свойств межфазных пленок, а дисперсность определяется структурными свойствами пористой среды и скоростью фильтрации. Как видно, такое представление может объяснить многие явления, наблюдающиеся при многофазной фильтрации. Однако процесс образования эмульсий очень трудно поддается формализации и гидродинамическое моделирование этого процесса с помощью капиллярных и сеточных моделей пока не получило практического применения.

Вероятно, можно будет допустить, что в природных условиях могут иметь место оба механизма течения, когда один вид движения флюидов может переходить в другой.

6.3.2. Методы определения относительных фазовых проницаемостей (ОФП)

Существуют прямые и косвенные методы определения ОФП. К прямым относятся лабораторные методы: 1) стационарной (установившейся) фильтрации и 2) вытеснения. К косвенным: расчетные методы по кривым капиллярного давления; по промысловым данным; по данным геофизических исследований скважин [30, 33].

Наиболее достоверны прямые лабораторные методы определения ОФП.

Для соблюдения геометрического подобия лабораторного моделирования Д.А. Эфрос рекомендует соблюдать соотношение:

$$(k_{пр}/L^2)_{модель} = (k_{пр}/L^2)_{натура}, \qquad (6.33)$$

где L — длина.

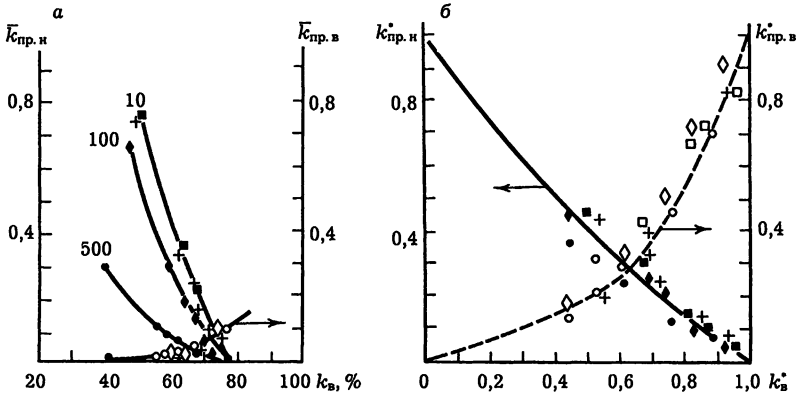


Рис. 38. Кривые ОФП песчаников пласта $АВ_{2-3}$ Самотлорского месторождения:

а — традиционные шкалы; *б*– нормированные координаты. Шифр кривых — абсолютная проницаемость, $\cdot 10^{-3}$ мкм^2

В экспериментах по стационарной фильтрации условие (6.33) может быть соблюдено применительно к элементу пласта (трубке тока), где существуют те же условия фильтрации, что и в лаборатории.

В лабораторных опытах по методу вытеснения приближенное подобие соблюдается экспериментальным подбором скорости вытеснения так, чтобы сделать выполнимым условие (6.33). Выбранная скорость вытеснения будет зависеть от особенностей изучаемого объекта.

На основании изучения образцов керна получают значения ОПФ, отображающие свойства конкретной породы. На рис. 38,*а* изображены усредненные кривые ОФП, полученные методом установившейся двухфазной фильтрации на коллекции образцов полимиктового песчаника $АВ_{2-3}$ Самотлорского нефтяного месторождения.

В силу специфического строения порового пространства кривые ОФП для нефти в этих породах разделились по абсолютной проницаемости. Зависимости ОФП для воды характеризуются одной кривой. Для того чтобы убедиться, что все кривые ОФП для нефти принадлежат одному литотипу, перестраивают кривые в нормированных координатах по способу, предложенному Р. Коллинзом. Нормированные значения водонасыщенности определяют:

$$k_в^* = (k_в - k_{в.о})/(1 - k_{в.о} - k_{н.о}) \qquad (6.34)$$

Соответствующие нормированные значения ОФП:

$$\bar{k}^*_{пр.н} = \bar{k}_{пр.н}/\bar{k}_{пр.нво}, \quad \bar{k}^*_{пр.в} = \bar{k}_{пр.в}/\bar{k}_{пр.вно}, \qquad (6.35)$$

где $k_{пр.вно}$ и $k_{пр.нво}$ относительные проницаемости для нефти и воды соответственно при остаточных водо- и нефтенасыщении.

Кривые ОФП для нефти в нормированных координатах (см. рис. 38, *б*) описываются единой кривой. Сохранилась единой зависимость ОФП

для воды, что является признаком единого литотипа изученной породы, имеющей одинаковую структуру порового пространства. Последнее обстоятельство позволяет использовать лабораторные зависимости в нормированных координатах для расчета ОФП образцов с различной абсолютной проницаемостью, но обладающих подобной структурой порового пространства.

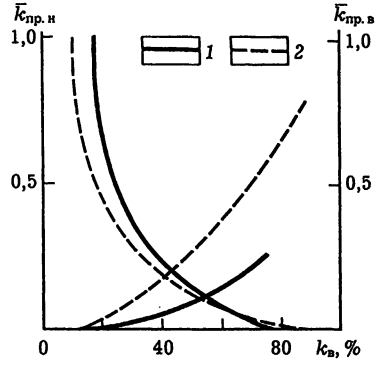


Рис. 39. Влияние гидрофобности коллектора на вид кривых ОФП.

Породы: *1* — гидрофильные, *2* — гидрофобные

На характер экспериментальных кривых ОФП помимо структуры порового пространства оказывают влияние также ряд других факторов: поверхностное и межфазное натяжения; гидрофобность коллектора, температура; скорость фильтрации; изменение направления насыщения и др.

При снижении межфазного натяжения σ фазовые проницаемости незначительно возрастают и кривые ОФП поднимаются. Проницаемость для нефти существенно возрастает лишь при очень низких значениях σ (менее 10^{-3} Н/м). Увеличение σ сужает диапазон совместного течения флюидов (Д.О. Амаефул, Л.Л. Хэнди, 1982 г.).

Гидрофобизация коллекторов в природных условиях обусловлена адсорбцией на поверхности породы полярных компонентов нефти и битумоидов. С увеличением гидрофобности поверхности пересечение кривых ОФП смещается влево, в сторону более низких водонасыщений (рис. 39). В соответствии с этим относительная проницаемость для воды существенно возрастает, а для нефти — снижается. Кроме того, отношение относительной проницаемости для нефти при остаточном водонасыщении ($k_{пр.н.во}$) к относительной проницаемости для воды при остаточном нефтенасыщении ($k_{пр.в.но}$), равно 0,3 в гидрофильных коллекторах и близко к 1 в гидрофобных (С.Г. Раза, Л.Е. Трейбер, Д.Л. Арчер).

С увеличением температуры уменьшается поверхностное натяжение, изменяется межфазное натяжение, увеличивается гидрофильность породы. С увеличением температуры ОФП для нефти растет, а для воды изменяется в ту или другую сторону (кривые ОФП смещаются в сторону повышенных водонасыщений, особенно при низком межфазном натяжении), ОФП для газа практически не изменяются от температуры.

Значения ОФП с увеличением скорости фильтрации возрастают. И хотя физическая сторона этого явления не совсем ясна, опыты по определению ОФП рекомендуется проводить на скоростях фильтрации, близких к пластовым условиям конкретного месторождения.

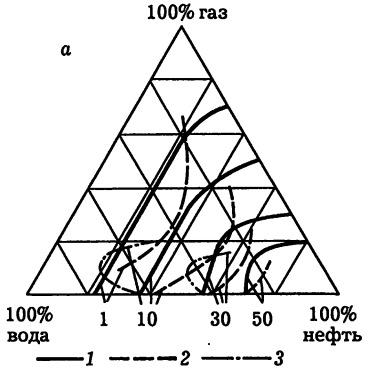
Со скоростью фильтрации связано возникновение так называемых концевых эффектов — повышение насыщенности зернов смачиваю-

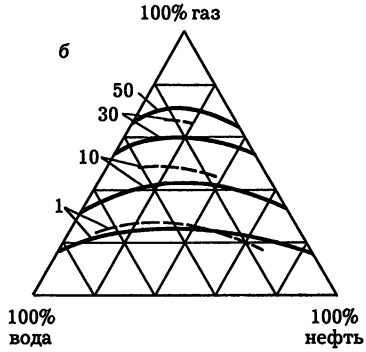
щей фазой (водой) на выходном конце, а также на стыках составного образца. С увеличением скорости фильтрации концевой эффект снижается (Т.Т. Ричардсон и др.). Эти обстоятельства требуют использования длинных образцов (в которых концевые образцы играют роль насадок, а измерение производится в центре) и тщательной пришлифовки образцов.

Процесс вытеснения несмачивающей фазы (нефти) смачивающей (водой) называют впитыванием жидкости, обратный процесс — вытеснение воды нефтью — дренированием. При последовательном проведении этих двух процессов на кривых ОФП наблюдается гистерезис, объясняющийся неадекватным распределением нефти в порах при течении этих процессов. Особенно заметен гистерезис кривых ОФП для несмачивающей фазы (нефти).

Трехфазная фильтрация (нефть, газ и вода) может иметь место при разработке месторождений нефти на поздней стадии, газовых месторождений с нефтяной оторочкой, при закачке газа или водогазовых смесей в нефтяной пласт.

Результаты экспериментальных исследований трехфазной фильтрации весьма немногочисленны (М.К. Леверетт, В.Б. Левис, 1941 г.; Б.Н. Коудел и др., 1951 г; С.А. Кундин, 1960 г.; С.Н. Пирсон и др., 1964 г.; В.А. Иванов, 1965 г.).





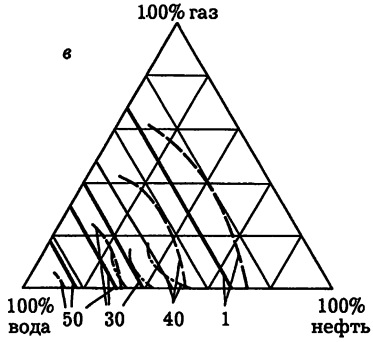


Рис. 40. Линии равной проницаемости для нефти (*а*), газа (*б*) и воды (*в*). Относительная проницаемость, %, по данным: *1* — М. Леверетта, В. Левиса (1941 г.); *2* — Р. Снелла (1962 г.); *3* — С.А. Кундина (1960 г.)

Результаты измерений относительных проницаемостей при трехфазной фильтрации принято изображать в виде треугольных диаграмм (рис. 31) или задавать в виде таблиц.

Результаты большинства из указанных выше авторов качественно согласуются с первыми данными М.К. Леверетта на насыпном грунте, которые сформулированы следующим образом:

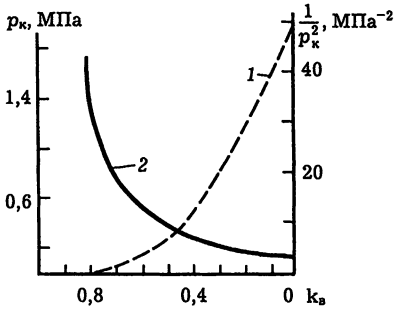


Рис. 41. Пример расчета функции (*1*) ОФП ($1/p_к^2=f(k_в)$ по кривой (*2*) капиллярного давления $p_к=f(k_в)$

проницаемость для воды зависит только от водонасыщенности;

проницаемость для нефти и газа зависит от насыщенности всех трех фаз;

проницаемость для газа в трехфазной системе несколько ниже, чем при той же газонасыщенности в двухфазной системе;

проницаемость для нефти в трехфазной системе может быть больше или меньше ее проницаемости в двухфазной системе при тех же коэффициентах нефтенасыщения;

фазовые проницаемости для нефти, газа и воды не зависят от вязкости нефтяной фазы;

существует сравнительно небольшая область, в которой происходит фильтрация всех трех фаз.

В количественном отношении результаты разных авторов существенно отличаются. Очень много еще неясного в механизме трехфазной фильтрации.

Таким образом, для повышения достоверности лабораторных определений ОФП исследования необходимо проводить с соблюдением всех критериев подобия натурных и лабораторных условий. С этой целью должны использоваться естественные керны пород, натуральная нефть и модель пластовой воды, природные давление и температура.

В расчетных методах используется уравнение У. Пурсела, устанавливающее связь между проницаемостью $k_{пр}$, пористостью $k_п$ и кривой капиллярного давления $p_к=f(k_в)$:

$$k_{пр} = \frac{k_п(\sigma cos\theta)^2}{8}\lambda\int_0^1 \frac{dk_в}{p^2{}_к(k_в)}, \qquad (6.36)$$

где σ — поверхностное натяжение; θ — угол смачиваемости; λ — литологический коэффициент, определенный Н. Бурдайном как относительная извилистость поровых каналов.

На этой основе получены расчетные формулы для расчета относительной проницаемости для смачивающей (вода) и несмачивающей (нефть) фаз:

$$\bar{k}_{\text{пр.в}} = \left(\frac{k_{\text{в}} - k_{\text{в.о}}}{1 - k_{\text{в.о}}}\right)^2 \int_0^{k_{\text{в}}} \frac{dk_{\text{в}}}{p_{\text{к}}^2} \Bigg/ \int_0^1 \frac{dk_{\text{в}}}{p_{\text{к}}^2}$$

$$\bar{k}_{\text{пр.в}} = \left(1 - \frac{k_{\text{в}} - k_{\text{в.о}}}{1 - k_{\text{в.о}} - k_{\text{н.о}}}\right)^2 \int_{k_{\text{п}}}^1 \frac{dk_{\text{в}}}{p_{\text{к}}^2} \Bigg/ \int_0^1 \frac{dk_{\text{в}}}{p_{\text{к}}^2} \qquad (6.37)$$

Методика расчета ОФП по кривым капиллярного давления сводится к следующему. Экспериментально определенные кривые капиллярного давления $p_{\text{к}}=f(k_{\text{в}})$ перестраиваются графически в функцию $1/p_{\text{к}}^2=f(k_{\text{в}})$ (рис. 32).

Для выбранных значений $k_{\text{в}}$ рассчитывают значения интегралов в формулах (6.37). Значения искомых интегралов соответствуют площади под кривой $1/p_{\text{к}}^2=f(k_{\text{в}})$ для заданных пределов интегрирования. Затем, задаваясь величинами $k_{\text{в.о}}$ и $k_{\text{н.о}}$, определяют ОФП.

Капиллярные кривые можно использовать для вычисления ОФП по более сложным трехмерным сеточным моделям (Фэтт, Ентов и Чен-Син, Саффман, Николаевский). Однако в этом случае требуются вычислительные программы.

В методах определения ОФП по промысловым и геофизическим данным много неоднозначности и они не получили широкого распространения.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Напишите уравнение Дарси для фильтрации жидкости и газа в породах с межзерновой пористостью; в чем заключается различие?

2. Как определяются коэффициенты абсолютной, фазовой и относительной проницаемости горных пород?

3. В чем заключается сущность уравнения Козени—Кармана? Как можно использовать зависимости из него вытекающие?

4. Какие величины определяют проницаемость трещиноватых пород? Почему проницаемость кернов пород не всегда может представлять проницаемость пород в естественном залегании?

5. Как изменяется проницаемость горных пород с межзерновой пористостью от глубины залегания? Назовите главные причины.

6. Что такое упругие (обратимые) изменения проницаемости горных пород? Когда требуется определять эти изменения? Какова их величина?

7. Относительные фазовые проницаемости горных пород. От каких главных факторов зависит их величина?

7. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

7.1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

По Максвеллу плотность полного электрического тока в среде определяется выражением

$$\vec{j}_{полн} = \vec{j}_{пр} + \vec{j}_{см}, \tag{7.1}$$

где $\vec{j}_{пр}$, $\vec{j}_{см}$ — плотности тока проводимости и смещения.

В соответствии с законом Ома в дифференциальной форме

$$\vec{j}_{пр} = \sigma\vec{E}, \tag{7.2}$$

где σ — удельная проводимость среды; $\vec{E}$ — напряженность электрического поля.

Величина тока смещения $\vec{j}_{см}$ по Максвеллу определяется выражением

$$\vec{j}_{см} = \partial\vec{D}/\partial t = \varepsilon_a \partial\vec{E}/\partial t \tag{7.3}$$

где $\vec{D} = \varepsilon_a\vec{E}$ — индукция электрического поля; ε_a — абсолютная диэлектрическая проницаемость среды, причем $\varepsilon_a = \varepsilon\varepsilon_0$, где ε — относительная диэлектрическая проницаемость среды; $\varepsilon_0 = 8{,}85 \cdot 10^{-12}$ Ф/м — значение ее в вакууме.

Таким образом:

$$\vec{j}_{полн} = \sigma\vec{E} + \varepsilon_a \partial\vec{E}/\partial t \tag{7.4}$$

В поле, гармонически изменяющемся во времени с частотой ω

$$\vec{j}_{полн} = \sigma\vec{E} + i\omega\varepsilon_a\vec{E} \tag{7.5}$$

В постоянном и низкочастотном переменном полях полный ток определяется целиком током проводимости. В высокочастотном переменном поле полный ток является суммой токов проводимости и смещения.

Ток проводимости возникает непосредственно под действием электрического поля $\vec{E}$. Как следует из (7.2), величина $\vec{j}_{пр}$ определяется значением $\sigma = 1/\rho$.

Проводимость среды — способность пропускать электрический ток, сопротивление — способность препятствовать прохождению тока. Удельная электрическая проводимость среды σ и ее удельное электрическое сопротивление ρ[1] равны соответственно проводимости Σ и сопротивлению R единицы объема (1 м^3) среды. Размерность σ и ρ соответственно См/м и Ом·м.

[1] В дальнейшем — проводимость (σ) и удельное сопротивление (ρ).

Проводимость среды обусловлена переносом электрических зарядов — электронов, ионов, дырок. В веществах с электронной проводимостью (металлы, графит) ток распространяется благодаря движению электронов. В диэлектриках природа проводимости ионная, в полупроводниках — дырочная. Растворы электролитов обладают ионной проводимостью.

В высокочастотном поле в средах с низкой проводимостью, представленных диэлектриками и полупроводниками, наряду со сквозным током $\vec{j}_{скв}$ появляется релаксационная составляющая тока $\vec{j}_{рел}$, обусловленная поляризацией частиц среды. В результате поляризации наряду с основным полем возникает дополнительное поле, направленное противоположно основному, поляризующему. Поляризация $\vec{P}$ пропорциональна поляризующему полю: $\vec{P} = \alpha\vec{E}$, где α — поляризуемость среды. Поляризуемость характерна, как правило, для сред с низкой проводимостью — диэлектриков. Любое вещество способно быть проводником и поляризоваться; в общем случае его относительная диэлектрическая проницаемость определяется как $\varepsilon = 1 + 4\pi\alpha$. Различают поляризации смещения, ориентационную, структурную.

1. Поляризация смещения состоит в упругом смещении зарядов под действием внешнего поля. К этой группе относят электронную, ионную и атомную поляризацию.

Электронная поляризация заключается в смещении электронов атома относительно его ядра, характеризуется временем τ смещения и релаксации порядка 10^{-15} с, не зависит от частоты поля ω вплоть до оптических частот, наблюдается в твердых, жидких и газообразных веществах.

Ионная поляризация происходит в твердых телах с ионной кристаллической решеткой, выражается в упругом смещении ионов относительно узлов решетки, характеризуется $\tau = 10^{-12}$ — 10^{-13} с.

Атомная поляризация наблюдается в веществах с валентными кристаллами, у которых атомы соединены в молекулы благодаря обменному взаимодействию валентных электронов. Времена смещения и релаксации $\tau = 10^{-11} \div 10^{-13}$ с. Вещества с поляризацией смещения характеризуются за редким исключением значениями ε от 4 до 12.

2. Ориентационная (релаксационная, дипольная) поляризация обусловлена наличием в диэлектрике полярных молекул, которые располагаются вдоль силовых линий поляризующего поля, характерна для жидкости с полярными молекулами прежде всего для воды. Время τ составляет $10^{-7} \div 10^{-10}$ с, значения ε для жидкостей с ориентационной поляризацией от нескольких единиц до 80 (вода).

Разновидностью ориентационной поляризации является ионная (не смешивать с ионной поляризацией смещения), характерна для кристаллов со слабосвязанными ионами, например для глинистых минералов, содержащих в решетке гидроксильную группу. Такие минералы имеют значения $\varepsilon > 10$ — 12, т. е. более высокие, чем большинство минералов, для которых характерна поляризация смещения.

3. Структурная поляризация наблюдается в неоднородных средах с межфазными границами, характеризуется значениями

$\tau = 10^{-1}$—10^{-6} с. В зависимости от состава граничащих фаз различают миграционную ($\tau = 10^{-6} \div 10^{-3}$ с), концентрационно-диффузионную ($\tau = 10^{-1} \div 10$ с), электролитическую (τ — единицы, десятки секунд и более) поляризацию. Структурная, по-видимому, не играет роли при изучении ε в полях с частотой более единиц мегагерц, но является основной в формировании полей, изучаемых методом ВП.

Особую группу составляют явления самопроизвольной поляризации в ионопроводящих породах, возникающие без воздействия внешнего электрического поля.

Важнейшие виды поляризации горных пород.

I. Поляризация под воздействием внешнего электрического поля.

1. Поляризация смещения зарядов (электронная, ионная, атомная). Возникает в газах и твердых диэлектриках; $f = 10^{6} \div 10^{7}$ Гц; $\tau = 10^{-15} \div 10^{-11}$ с; $\varepsilon = 4 \div 12$.

2. Ориентационная поляризация. Возникает в воде и некоторых газах: $f = 10^{6} \div 10^{7}$ Гц; $\tau = 10^{-11} \div 10^{-7}$ с; $\varepsilon = 3 \div 80$.

3. Структурная поляризация. Возникает в неоднородных ионопро-водящих породах; $f = 10 \div 10^{3}$ Гц; $\tau = 10^{-6} \div 10^{-3}$ с; $A_{в} = 2 \cdot 10^{-2} \div 5{,}0$ %.

4. Электролитическая поляризация. Возникает в породах, содержащих включения электронопроводящих минералов (руд, углей); $f = 10 \div 10^{3}$ Гц; $\tau = 10^{0} \div 10^{-1}$ с; $A_{в} = 2 \div 40$ %.

II. Самопроизвольная поляризация в ионопроводящих породах с развитой межфазной поверхностью. Возникает без воздействия внешнего электрического поля.

1. Диффузионно-адсорбционная поляризация; $A_{да} = 0$—70 мВ.

2. Фильтрационная поляризация; $A_{ф} = 0$—2 мВ.

3. Окислительно-восстановительная поляризация.

7.2. ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ (УДЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ) И ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ МИНЕРАЛОВ И ПЛАСТОВЫХ ФЛЮИДОВ

7.2.1. Минералы

По величине и природе проводимости и диэлектрической проницаемости выделяют три группы минералов.

1. Самородные металлы и их природные образования, графит — вещества с электронной проводимостью; их удельное сопротивление ρ составляет $10^{-8} \div 10^{-5}$ Ом · м, значение диэлектрической проницаемости ε стремится к бесконечности.

2. Большая часть оксидов, сульфидов, арсенидов, селенидов — минералы с электронной и дырочной проводимостью, в основном полупроводники; ρ этой группы $10^{-6} \div 10^{8}$ Ом · м, ε нередко больше 80, например у арсенопирита, галенита, молибденита, рутила, пирротина. Высокие значения ε обусловлены наличием в этих минералах высокополярных ионов атомов кислорода, серы, меди, железа, свинца и др. Однако в этой группе присутствуют также минералы с небольшими значениями ε и высоким ρ (сфалерит, киноварь, антимонит).

3. Большая часть минералов третьей группы — типичные диэлектрики с удельным сопротивлением от $5 \cdot 10^7$ до $3 \cdot 10^{16}$ Ом · м (чаще всего $\rho > 10^{11}$ Ом · м) и диэлектрической проницаемостью $\varepsilon = 4 \div 12$, причем для большинства минералов характерны $\varepsilon = 4 \div 8$. Проводимость минералов третьей группы —ионная, для них характерны различные виды поляризации смещения. К этой группе относится большинство породообразующих минералов осадочных пород — кварц, полевые шпаты, кальцит, доломит, гипс, ангидрит, галит, сильвин. Отдельные минералы этой группы отличаются повышенными значениями ε: алмаз — 16, серицит (гидрослюда) — 19—25.

Влияние температуры T на параметры ρ и ε различных минералов неодинаково. Удельное сопротивление проводников (минералы первой группы) с ростом T растет благодаря возрастанию интенсивности колебаний ионов кристаллической решетки, препятствующих перемещению электронов; ρ полупроводников и диэлектриков напротив уменьшается с ростом T благодаря: возрастанию концентрации свободных электронов вблизи дырок и росту числа дырок (полупроводники); увеличению числа подвижных ионов в решетке (диэлектрики). Величина ε минералов вначале с ростом T не меняется или растет незначительно, а затем, начиная с некоторого значения T, характерного для данного минерала, возрастает интенсивно до определенного значения ε.

Влияние давления p на параметры ρ и ε минералов незначительно.

7.2.2. Жидкая фаза

Рассмотрим электрические свойства водных растворов электролитов и углеводородных жидкостей.

Вода, насыщающая породу в условиях естественного залегания, является обычно водным раствором солей, среди которых наиболее распространены NaCl, KCl, $MgCl_2$, $CaCl_2$, $NaHCO_3$, Na_2SO_4. Удельное сопротивление водного раствора сильного одновалентного бинарного электролита, полностью диссоциирующего в воде, при постоянной, например комнатной температуре $t = 20$ °C, определяется выражением

$$\rho_{в.20} = \frac{10}{(u+v)C_в} = \frac{10}{\Lambda C_в} \text{ [Ом · м]}, \qquad (7.6)$$

где u, v — подвижности катиона и аниона; Λ — эквивалентная электропроводность электролита при $T = 20$°C, выраженная в Ом$^{-1}$·см^2; $C_в$ —концентрация электролита, г-экв/л.

Величины u, v, Λ являются функциями $C_в$ что необходимо учитывать при расчете $\rho_в$ по формуле (7.6). Для большинства электролитов, в частности для типичных солей пластовых вод, характерно уменьшение u, v и Λ с ростом $C_в$, что обусловливает отклонение зависимости) $\rho_в = f(C_в)$ от линейной в области высоких $C_в$ (рис. 42). Уменьшение u, v, Λ с ростом $C_в$ вызвано усилением взаимодействия между ионами при движении их в растворе с ростом концентрации раствора.

При температуре раствора T, отличной от 20 °C, $\rho_в$ определяется выражением

$$\rho_{вT} = P_T \rho_{в20} = \frac{\rho_{в20}}{1+\alpha_T(T-20\,°C)}, \qquad (7.7)$$

где α_T — температурный коэффициент электропроводности, изменяющийся для рассматриваемых электролитов в пределах 0,021—0,023 [1/°C].

Изменение $\rho_в$ в зависимости от $C_в$ и T раствора NaCl характеризует семейство экспериментальных зависимостей $\rho_в = f(C_в)$ для различных T = const.

Величину $\rho_в$ раствора со сложным составом электролитов рассчитывают по формуле

$$\rho_в = \frac{10}{\sum_{i=1}^{n} \Lambda_i C_i}, \qquad (7.8)$$

где Λ_i и C_i — эквивалентные электропроводность и концентрация i-го электролита в растворе, содержащем n электролитов. Величину Λ_i определяют для каждого электролита по данным справочника или экспериментальным кривым $\Lambda_n = f(C_в)$ (рис.43) для заданной суммарной концентрации $C_в = \sum_{i=1}^{n} C_i$ с учетом температуры раствора. Приближенную оценку $\rho_в$ раствора сложного состава выполняют, определяя $\rho_в$ по графикам $\rho_в = f(C_в)$ для растворов NaCl, используя в качестве $C_в$ суммарную концентрацию раствора сложного состава $C_{в\Sigma} = \sum C_i$ в г-экв/л. Удельное сопротивление нефтей составляет $10^{10} \div 10^{14}$ Ом · м.

Диэлектрическая проницаемость дистиллированной воды $\varepsilon_{C=0}$ при T=20 °C составляет 80. При частоте поля ω в единицы и десятки мегагерц величина ε зависит от минерализации воды в соответствии с уравнением

$$\varepsilon = \varepsilon_{C=0} + 3{,}79\sqrt{C}, \qquad (7.9)$$

где C — концентрация раствора, моль/л.

С ростом частоты поля влияние C на ε падает и практически не наблюдается при $\omega \geq 1$ ГГц. Влияние C на величину ε водных растворов электролитов связано, по-видимому, с поляризацией ионной атмосферы и гидратной оболочки ионов, главным образом катионов.

Величина ε дистиллированной воды и водных растворов солей закономерно снижается при изменении частоты ε от десятков мегагерц до 1—2 ГГц. Природа этого явления рассмотрена далее в связи с анализом причин частотной дисперсии ε.

Значение ε дистиллированной воды при изменении T от 0 до 100 °C снижается от 88 до 55. Соответственно уменьшается ε водных растворов электролитов при увеличении T в указанном диапазоне. При замерзании воды ε существенно не меняется и для льда при T=0÷—2 °C составляет 79.

Диэлектрическая проницаемость физически связанной воды в аномальных пленках на поверхности твердой фазы по данным различ-

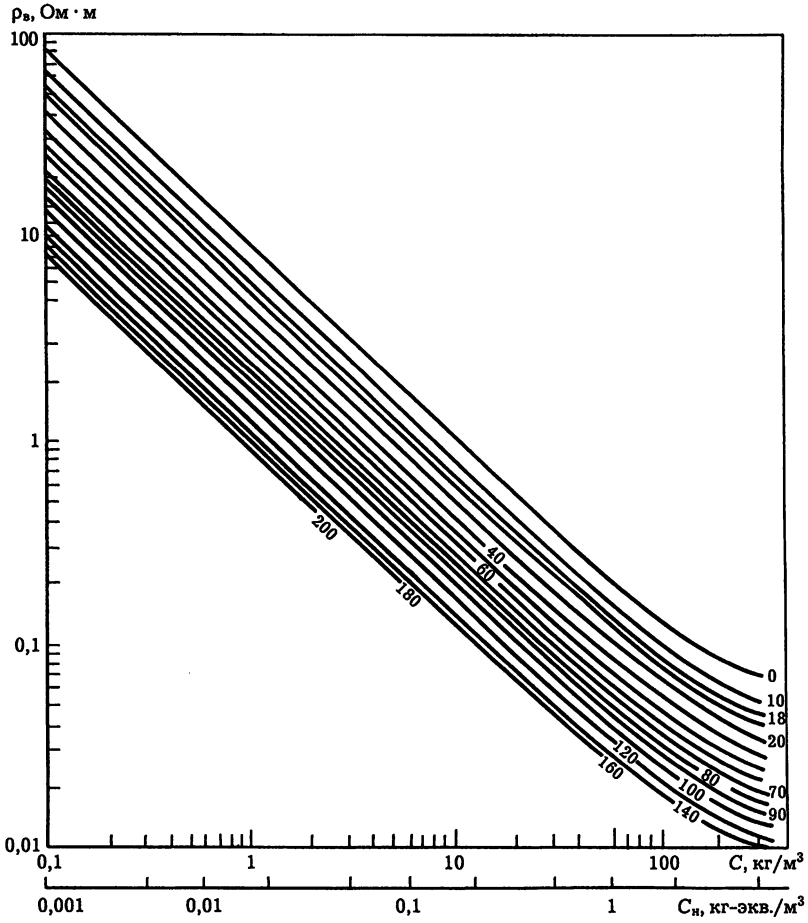


Рис. 42. Зависимость удельного электрического сопротивления водного раствора хлористого натрия от концентрации. Шифр кривых — температура T, °С

ных исследователей составляет от 2 до 40 и зависит от толщины пленки δ. Значение ε прочно связанной воды около 2, по мере удаления от поверхности твердой фазы оно растет пропорционально $\ln\delta$, достигая ε свободной воды. С ростом T величина ε физически связанной воды увеличивается, стремясь к ε свободной воды. Значение ε углеводородных жидкостей, в частности нефтей, составляет 2—3 и слабо зависит от температуры.

Зависимость ε жидкостей от давления p изучена недостаточно. Можно предположить, что этот фактор мало влияет на величину ε жидкостей.

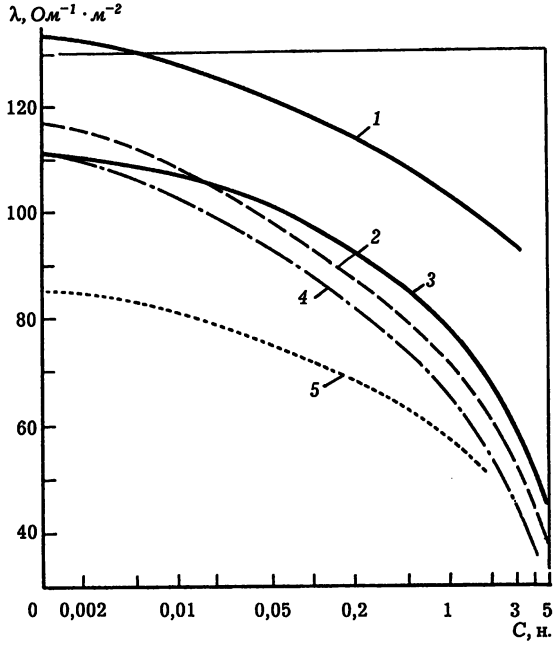


Рис. 43. Зависимость эквивалентной электрической проводимости растворов солей (*1* — NaCl, *2* — $CaCl^2$, *3* — KCl, *4* — $MgCl_2$:, *5* — $NaHCO_3$) от их эквивалентной концентрации

7.2.3. Газы

Проводимость газов имеет ионную природу и определяется уравнением того же типа, что и проводимость растворов электролита. Удельное сопротивление ρ смеси газообразных углеводородов, так же как и воздуха у поверхности Земли, составляет 10^{14} Ом · м. Величина ε воздуха при $T = 0 — 20$ °С и давлении $p = 1 — 2$ МПа равна $1 \div 1{,}01$. Величина ε углеводородных газов с ростом давления увеличивается, изменяясь от 1 до 2 в связи с увеличением плотности газа. Удельное сопротивление газов с ростом температуры незначительно уменьшается, величина ε газов практически не зависит от температуры при $T \leq 500$ °С.

7.2.4. Зависимость проводимости и диэлектрической проницаемости вещества от частоты поля

Проводимость и диэлектрическая проницаемость вещества не являются его константами и зависят от частоты ω поля, в котором происходит измерение σ и ε. Это явление называют частотной дисперсией параметров σ и ε.

Природа частотной дисперсии σ и ε связана с проявлением различных видов поляризации в различном диапазоне ω и влиянием поляризации на величину σ и ε. Предположим, что мы исследуем сложную среду, состоящую из нескольких компонентов, в которых могут возникать все рассмотренные выше виды поляризации. В поле с оптическими частотами возникает электронная поляризация смещения, для которой характерны наиболее низкие значения ε. В поле с меньшей частотой кроме электронной возникает атомная поляризация, при этом средний уровень ε несколько возрастает (рис. 35). Далее к электронной и атомной поляризации добавляется дипольная, что способствует дальнейшему росту ε, особенно если источником дипольной поляризации является вода. Наконец, с переходом в область радиочастот к перечисленным видам поляризации добавляется структурная, которая в объектах, содержащих минералы с электронной проводимостью, может быть огромной (см. подразд. 7.6). Поскольку в области частот менее десятков килогерц основную роль среди других видов поляризации играет структурная, определяющая явления вызванной поляризации, в настоящем разделе учебника рассмотрим влияние частоты поля на величины σ и ε в области $\omega \geq 10 - 100$ кГц [12].

В полях низкой частоты ($\omega \leq 20 - 50$ кГц) проводимость вещества ε имеет чисто омическую природу и не отличается от проводимости ε_0 в постоянном поле, т. е. при $\omega = 0$. Величина ε практически не отличается от ε_0 (при $\omega = 0$) и определяется в основном поляризацией ориентационно-дипольной и частично поляризацией смещения. У горных пород эти вилы поляризации характерны для воды в поровом пространстве (дипольная поляризация) и минералов, составляющих скелет породы (поляризация смещения).

С ростом ω в области 1 — 1000 МГц ощущается уменьшение ε в веществах с дипольной поляризацией (вода) и в сложных системах, содержащих эти вещества (влажные породы). Это объясняется тем, что полярные молекулы, которые при более низкой частоте успевали менять свою ориентацию в соответствии с изменением направления поляризующего поля, начиная с определенных значений не поспевают за изменениями поля. Это приводит к уменьшению тока смещения и снижению величины ε. Одновременно появляется компонента тока, сдвинутая на 90° по отношению тока смещения и совпадающая по направлению с током проводимости; это ведет к росту тока проводимости, что означает возрастание σ. Таким образом, при

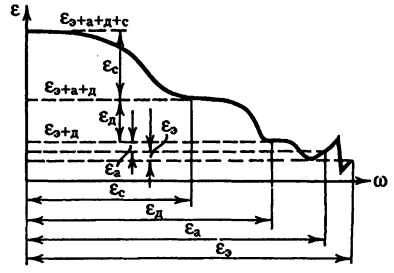


Рис. 44. Схематизированная зависимость диэлектрической проницаемости от чистоты поля при проявлении различных видов поляризации (по Д.С. Даеву): $\varepsilon_э$ — электронной; $\varepsilon_а$ — атомной; $\varepsilon_д$ — дипольной; $\varepsilon_с$ — структурной

повышении ω величина ε закономерно падает, а σ — растет. Уменьшение ε и рост σ происходят обычно плавно, без скачков, пока диапазон частот соответствует определенному виду поляризации. Так, для воды величина ε постепенно снижается от 80 до 30 при росте ω от 10—50 МГц до 1—2 ГГц [12].

Дальнейший рост ω не приводит к заметному изменению ε и σ до тех пор, пока значения ω не достигнут области, соответствующей различным видам поляризации смещения (см. рис. 44). В этом случае изменение ε и σ будет обусловлено отставанием ориентации полярных атомов и ионов от изменения поля.

Теория частотной дисперсии величин ε и σ разработана Дебаем. В соответствии с (7.5)

$$\vec{j} = (\sigma + i\omega\varepsilon)\vec{E}$$

Чтобы объяснить возникновение дополнительного тока, сдвинутого по фазе на 90° по отношению к току смещения, и совпадающего по направлению с током проводимости, величину ε представляют в виде:

$$\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon'', \tag{7.10}$$

и после подстановки в уравнение (7.5) получают:

$$\vec{j} = (\sigma + \omega\varepsilon'' + i\omega\varepsilon')\vec{E}. \tag{7.11}$$

Сравнивая выражения (7.11) и (7.5) и полагая $\varepsilon = \varepsilon''$, находим, что произведение $\omega\varepsilon''$ и является дополнительной проводимостью, обусловленной отставанием поляризации при повышении ω. В теории диэлектриков и электротехнике используют параметр, называемым тангенсом угла потерь:

$$tg\delta = \frac{\sigma + \omega\varepsilon''}{\omega\varepsilon''}, \tag{7.12}$$

количественно характеризующий это явление.

Если предположить, что поляризация подчиняется экспоненциальному закону с постоянной τ (время релаксации), получим выражение для комплексной диэлектрической проницаемости среды ε:

$$\varepsilon = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{1 + i\omega\tau}, \tag{7.13}$$

где ε_∞ — предел ε при $\omega \to \infty$; ε_0 — предел ε при $\omega \to 0$. Выделяя в правой части (7.13) действительную и мнимую компоненты, получаем формулы Дебая:

$$\varepsilon' = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{1 + \omega^2\tau^2}, \quad \varepsilon'' = \frac{(\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty)\omega\tau}{1 + \omega^2\tau^2}. \tag{7.14}$$

Выражения (7.14) объясняют основные закономерности поведения σ и ε с изменением ω, установленные экспериментально. Так, из (7.14) следует, что ε максимально при ω=0 и минимально при $\omega \to \infty$. Фактор диэлектрических потерь ε'' достигает максимума при $\omega\tau$=1.

Полученные уравнения справедливы для среды с фиксированным значением времени релаксации при ее поляризации. Однако теория Дебая справедлива для сред, включающих компоненты с разными значениями τ.

Если величина τ распределена во всем диапазоне ω, в соответствии с выражением для эффективной проводимости[1]

$$\sigma_{эф} = \sigma_0 \left[1 + \frac{\omega\varepsilon}{\sigma_0} \sum_{i=1}^{n} \frac{\omega\tau_i}{1+(\omega\tau)^2_i} \right], \qquad (7.15)$$

где τ_i — время релаксации для i-й компоненты среды; σ_0 —проводимость при ω=0. Анализ выражения (7.15) показывает, что изменение $\sigma_{эф}$ с частотой определяется величиной $\omega\varepsilon/\sigma_0$; т.е. соотношением токов смещения и проводимости. Если преобладают токи проводимости, $\omega\varepsilon/\sigma_0<1$, $\sigma_{эф}=\sigma_0$ и частотная дисперсия σ не наблюдается. При $\omega\varepsilon/\sigma_0>1$ величина $\sigma_{эф}$ становится больше σ_0 и растет с увеличением ω.

С учетом изложенного и материалов обширных экспериментальных исследований частотной дисперсии σ и ε [12] можно сформулировать следующие основные закономерности.

1. Дисперсия значений σ и ε наблюдается в области ω, где ток смещения преобладает над током проводимости. Не существует единого значения ω, разделяющего области наличия и отсутствия дисперсии, так как это значение зависит от ε и σ среды.

2. С ростом величины $\omega\varepsilon/\sigma_0$ значение ε плавно уменьшается, σ — растет. Дисперсия ε и σ при прочих равных условиях тем больше, чем больше влажность среды.

3. Для пород с значениями $\rho = 1 \div 1000$ Ом · м и $\varepsilon \leq 20$ в области ω единицы-десятки мегагерц дисперсия ε и σ незначительна. При $\omega<1$ МГц дисперсия ε и σ отсутствует. Дисперсия ε в неоднородных средах с межфазными границами при $\omega<1$ МГц возрастает с уменьшением ω благодаря явлениям структурной поляризации.

7.3. УДЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Поскольку удельное сопротивление большинства породообразующих минералов осадочных пород на 5—10 порядков выше удельного сопротивления пластовой воды $\rho_в$, то удельное сопротивление породы зависит в основном от $\rho_в$, насыщающей породу, объемной влажности $w_в$ и геометрии пространства, занимаемого в породе водой.

7.3.1. Удельное сопротивление полностью водонасыщенной породы

Чистые (неглинистые) породы. Рассмотрим удельное сопротивление $\rho_{в.п}$ породы, полностью насыщенной водой, с простейшей геометрией пор, представленных пучком параллельных цилиндричес-

[1] $\sigma_{эф}$ — усредненное значение σ в рассматриваемом диапазоне ω.

ких капилляров постоянного сечения. В направлении, совпадающем с направлением осей капилляров, удельное сопротивление составит:

$$\rho_{в.п} = \frac{1}{k_п}\rho_в, \qquad (7.16)$$

где $\rho_в$ — удельное сопротивление воды, насыщающей породу; $k_п$ — коэффициент пористости в долях единицы.

Если направление, в котором измеряют удельное сопротивление, и направление капилляров не совпадают,

$$\rho_{в.п} = \frac{T^2_{эл}}{k_п}\rho_в, \qquad (7.17)$$

где $T_{эл}$ — отношение длины капилляра к кратчайшему расстоянию между соответствующими гранями куба породы.

Аналогично выражение для удельного сопротивления $\rho_{в.п}$ породы с извилистыми капиллярами (рис. 45), длина которых в $T_{эл}$ раз больше длины капилляров с прямой осью. Величину $T_{эл}$ называют электрической извилистостью капилляров в отличие от извилистости гидродинамической, рассматриваемой при течении жидкости и газа. Всегда $T_{эл} \geq 1$. Для породы с простейшей геометрией пор $T_{эл} = 1$; с усложнением геометрии пор $T_{эл}$ растет, при этом $\rho_{в.п}$ при неизменной пористости возрастает пропорционально $T^2_{эл}$.

Соотношения (7.16), (7.17) можно записать в виде

$$\rho_{в.п} = P_п \rho_в, \qquad (7.18)$$

где $P_п$ — электрический параметр пористости, или просто параметр пористости, (впервые предложен В.Н. Дахновым), зависящий от коэффициента пористости и геометрии пор.

Для пород с размером пор больше 0,1 мкм, когда можно пренебречь влиянием ДЭС на поверхности твердой фазы на электропроводность поровых каналов, параметр пористости $P_п$, является константой данной породы:

$$P_п = \rho_{в.п}/\rho_в, \qquad (7.19)$$

которая не зависит от минерализации $C_в$ и удельного сопротивления $\rho_в$ воды, насыщающей породу.

Для параметра $P_п$ пористых сред с различной геометрией емкостного пространства получены теоретические выражения [1].

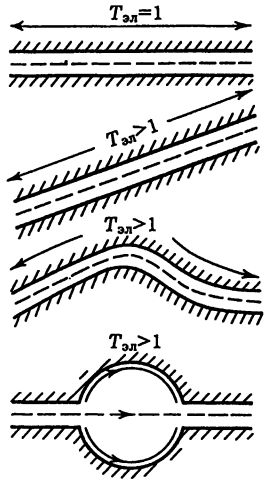


Рис. 45. Схема, поясняющая влияние геометрии порового канала на величину параметра пористости $P_п$

Однако геометрия емкостного пространства коллекторов нефти и газа настолько сложна и разнообразна, что возможность применения теоретических выражений для описания характера связи между $P_п$ и $k_п$ весьма ограничена. Для практических целей удобнее выражать связь между $P_п$ и $k_п$ эмпирическими формулами (Дахнова-Арчи)

$$P_п = a\, k_п^{-m}, \tag{7.20}$$

$$P_п = k_п^{-m}, \tag{7.21}$$

где a и m — константы, которые определяют экспериментально для коллекции образцов, представляющей изучаемый геологический объект.

Величину m называют показателем цементации породы. При a=1 и m=1 выражения (7.20), (7.27) тождественны (7.16). С усложнением геометрии пор m становится больше 1; отличие m от 1 тем больше, чем сложнее геометрия пор.

Зависимости, описываемые выражениями (7.17) и (7.21), изображают прямыми в двойном логарифмическом масштабе. Наклон прямых растет с усложнением геометрии пор, т. е. с ростом m и T. Зависимости $P_п=f(k_п)$, описываемые формулами (7.17) и (7.21), образуют пучок прямых, проходящих через точку с координатами $P_п$=1, $k_п$=1.

На практике чаще используют зависимость $P_п=f(k_п)$ в виде (7.21). При отсутствии влияния глинистости наиболее характерными являются следующие значения m: для хорошо отсортированных песков и слабосцементированных песчаников m =1,3÷1,4; для терригенных и карбонатных пород с межзерновой пористостью хорошо сцементированных m =1,8÷2; для пород с каверново-межзерновой пористостью m>2, причем величина m тем больше, чем выше каверновая составляющая величины $k_п$ и чем больше размеры каверн; для плотных сцементированных, пород, содержащих трещины, величина m существенно ниже значения m=1,8÷2, характерного для таких пород при отсутствии трещин, в пределе $m \to 1$.

Удельное сопротивление воды, насыщающей породу, находят, используя зависимости и приемы, изложенные в подразделе 7.2, для известных минерализации, химического состава растворенных солей и температуры раствора.

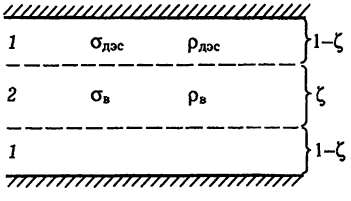


Рис. 46. Схема, поясняющая выражение для электропроводности емкостного канала при наличии на поверхности канала ДЭС:

1 — ДЭС; 2 — свободный раствор

Минерализация пластовых вод в разрезах нефтяных и газовых месторождений изменяется от 5 до 400 г/л. Низкие концентрации характерны для районов, разрезы которых представлены отложениями эоценового возраста при активном питании их атмосферными водами (эоценовые отложения Восточной Грузии).

Средние концентрации 15—50 г/л типичны для обширных территорий Западной Сибири, частично Якутии, Северного Кавказа, Средней Азии, где основную часть разреза представляют мезозойские, частично кайнозойские отложения. Высокие концентрации (более 100 г/л) характерны для палеозойских отложений на территории Русской и Сибирской платформ. Основным компонентом пластовых вод при любой их минерализации является NaCl. Для вод небольшой концентрации характерно также наличие $NaHCO_3$ и Na_2SO_4. В водах средней и высокой концентрации появляются $CaCl_2$, $MgCl_2$, абсолютное и относительное содержание которых тем больше, чем выше общая минерализация.

Температура пластовых вод изменяется в пределах 10—230 °С, удельное сопротивление от 0,01 до 1 Ом · м. Примерно в тех же пределах изменяется $\rho_к$ в разрезах угольных месторождений.

Глинистые породы. Породы, содержащие глинистые и другие минералы, находящиеся в высокодисперсном состоянии в природе, например, лимонит, цеолиты и др., характеризуются наличием в общем объеме пор субкапиллярных емкостных каналов, радиус r которых соизмерим с толщиной ДЭС на поверхности пор. Поэтому удельное сопротивление полностью водонасыщенных глин и глинистых пород зависит не только от рассмотренных выше факторов, но и от величины адсорбционной поверхности породы S и соотношения удельных электропроводностей ДЭС $\sigma_{сл}$ и свободного раствора $\sigma_в$ (рис. 37).

Удельная электропроводность цилиндрического канала $\sigma_{кан}$, заполненного водой с удельной электропроводностью $\sigma_в$, определяется выражением

$$\sigma_{кан}=\xi\sigma_в+(1-\xi)\sigma_{сл}, \qquad (7.22)$$

где ξ — доля объема канала, занимаемая свободным раствором (рис 37).

Величина $\sigma_в=(u+\upsilon)C_в$. Величина $\sigma_{сл}$, подобно $\sigma_в$, определяется как произведение средней эффективности подвижности $u_{дэс}$ катионов ДЭС на концентрацию поглощенных катионов в объеме ДЭС $q/(1-\xi)$:

$$\sigma_{сл}= u_{дэс}\, q/(1-\xi), \qquad (7.23)$$

где q — приведенная емкость обмена (см. раздел 2).

Подставляя значения $\sigma_в$ и $\sigma_{сл}$ в (7.22), получим

$$\sigma_{кан}=(u+\upsilon)C_в+ u_{дэс}\, q \qquad (7.24)$$

Учитывая, что удельное сопротивление канала $\rho_{кан}=10/\sigma_{кан}$, вычислим истинное значение $P_п$ по формуле (7.19), подставляя в нее $\rho_{кан}$ вместо $\rho_в$:

$$P_п=\rho_{в.п}/\rho_{кан} \qquad (7.25)$$

При вычислении параметра пористости породы с тонкими капиллярами по формуле (7.19), получим фиктивное значение

$$P_{п.ф}=\rho_{в.п}/\rho_в, \qquad (7.26)$$

которое не является константой породы и зависит от величины $\rho_в$.

Отношение фиктивного параметра пористости $P_{п.ф}$ к истинному $P_п$

$$П = P_{п.ф}/P_п = \frac{\sigma_в}{\xi\sigma_в + (1-\xi)\sigma_{сл}} \qquad (7.27)$$

называют коэффициентом поверхностной проводимости. Величина П зависит от соотношения значений $\sigma_в$ и $\sigma_{сл}$ и от доли объема пор, занимаемой ДЭС.

Рассмотрим частные случаи.

1. Чистая неглинистая порода, размер пор намного больше $\delta_{дэс}$, поэтому $\xi=1$, $P_{п.ф}=P_п$, П=1, поверхностная проводимость отсутствует.

2. Глина, емкостное пространство которой представлено капиллярами с $r \approx \delta_{дэс}$. ДЭС целиком заполняет капилляры, $\xi=0$, $P_{п.ф}=P_п\,\sigma_в/\sigma_{сл}$, $П=\sigma_в/\sigma_{сл}$. В этом случае П=1 только при $\sigma_в=\sigma_{сл}$; при $\sigma_в>\sigma_{сл}$ П>1; при $\sigma_в<\sigma_{сл}$ П<1.

В электрохимии ДЭС дисперсных систем рассматривается только условие $\sigma_в<\sigma_{сл}$, когда наличие ДЭС создает дополнительную проводимость емкостных каналов; в этой области влияние ДЭС приводит только к снижению удельного сопротивления пористой среды. Существуют две области значений концентрации растворов, в которых соотношение $\sigma_{сл}$ и $\sigma_в$ различно [8].

Назовем условно точку пересечения графиков $\sigma_{дэс}=f(C_в)$ и $\sigma_в=f(C_в)$ инверсионной с координатами $\sigma_{ин}$ и $C_{ин}$ (рис. 47). Область $C_в<C_{ин}$ соответствует $\sigma_{сл}>\sigma_в$, при котором справедливы закономерности, установленные в электрохимии дисперсных систем. В области $C_в>C_{ин}$ справедливо соотношение $\sigma_{сл}<\sigma_в$, при котором наличие ДЭС на поверхности каналов, заполненных свободной водой, приводит к снижению их проводимости $\sigma_{кан}$ и росту удельного сопротивления по сравнению со значениями $\sigma_в$ и $\rho_в$ соответственно. Эта закономерность соотношения $\sigma_в$ и $\sigma_{сл}$ была в дальнейшем подтверждена рядом исследователей [25, 36]. Удельное сопротивление в точке инверсии по данным различных авторов составляет 0,2—0,8 Ом · м, поэтому можно говорить о наличии зоны инверсии отношений $\rho_в/\rho_{дэс}$ и $\sigma_в/\sigma_{дэс}$.

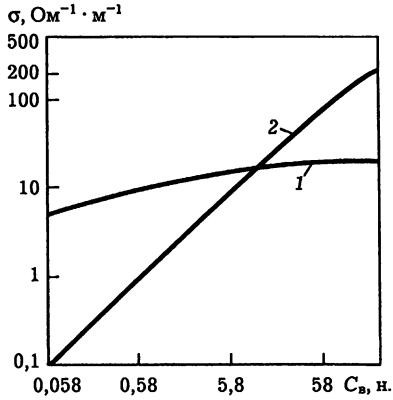


Рис. 47. Соотношение электропроводностей ДЭС $\sigma_{дэс}$ и свободного раствора $\sigma_в$ при T=20 °С:

1 — $\sigma_{дэс}=f(C_в)$; *2* — $\sigma_в=f(C_в)$

При температуре 20—100 °С, характерной для разрезов большей части известных месторождений нефти и газа, указанная область значений $\rho_{сл}$ соответствует удельному сопротивлению растворов NaCl с концентрацией $C_в$=0,2—0,5 н (примерно 10—25 г/л). Таким образом, области $C_в>C_{ин}$, $\sigma_{сл}<\sigma_в$, $\rho_{сл}>\rho_в$ соответ-

ствуют условия, характерные для пород нефтяных и газовых месторождений, насыщенных пластовыми водами, минерализация которых обычно выше 20 г/л. Следует отметить, что для значительной части продуктивных отложений Западной Сибири характерны условия, соответствующие инверсионной зоне, когда можно принять $\sigma_{сл} \approx \sigma_в$, $\rho_{сл} \approx \rho_в$. Для зоны проникновения фильтрата промывочной жидкости в породах-коллекторах при бурении скважин на пресном глинистом растворе напротив будут типичны условия, характерные для «классической» области поверхностной проводимости: $C_ф < C_{ин}$, $\sigma_{сл} > \sigma_в$, $\rho_{сл} < \rho_в$.

Особенности поведения удельного сопротивления $\rho_{п.гл}$ и фиктивного параметра пористости $P_{п.ф}$ глинистых пород и суспензий при изменении в широких пределах коэффициента пористости $k_п$ (для суспензий — объемной влажности), концентрации свободного раствора $C_в$, размера частиц a и, следовательно, адсорбционной способности глинистого материала Q рассмотрим на примере расчетных гра-

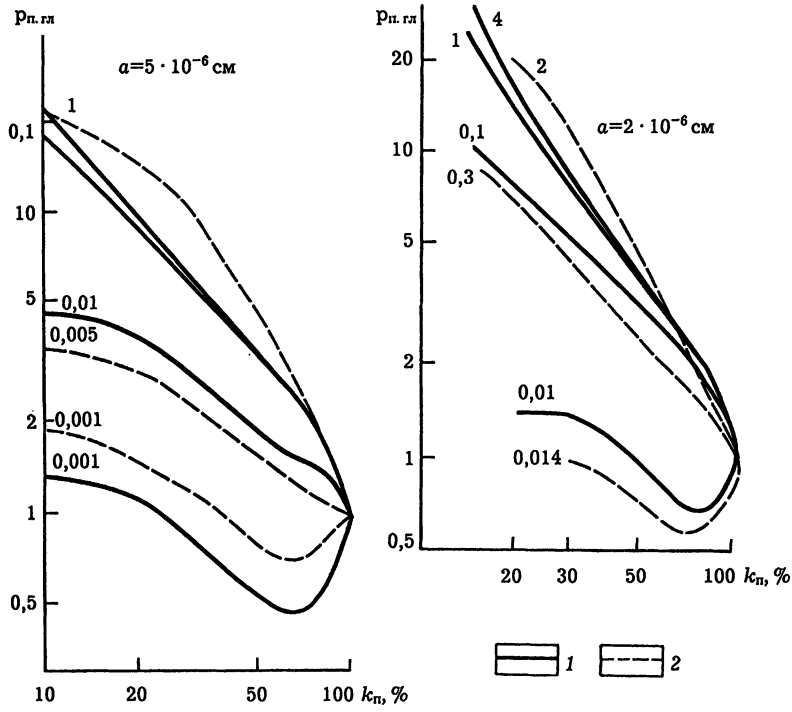


Рис. 48. Расчетные (*1*) -и экспериментальные (*2*) кривые $P_{п.гл}$ (или $P_{п.ф}=f(k_п)$) для мономинеральных глин и глинистых суспензий. Шифр расчетных и экспериментальных кривых — концентрация раствора $C_в$, г-экв/л (экспериментальные зависимости составлены по данным П.Т. Котова, Е.А. Полякова)

фиков $P_{п.ф}=f(k_п)$ для различных $C_в$ = const при a = const для каждого семейства и $P_{п.ф}=f(k_п)$ для различных a=const при $C_в$ = const для каждого семейства (рис. 39).

Расчетные графики $P_{п.ф}=f(k_п)$ получены для модели «мономинеральной глины», образованной кубическими частицами постоянного размера a, расположенными по кубической сетке с постоянной шириной щелевидных пор, разделяющих слои кубиков. Величина $k_п$ изменяется в пределах $1 > k_п > k_{п\,min}$, где $k_{п\,min}$ — предельно уплотненная «глина», для которой ширина h между рядами кубиков уменьшаясь достигает двойной толщины монослоя $h_{min} = 2\delta_{сл}$. Изменение $k_п$ в таких пределах охватывает весь спектр глинистых дисперсных систем, включающий глинистые суспензии, глинистый неуплотненный осадок, уплотненные в разной степени глины. Величина $k_{п\,min}$, определяемая отношением h_{min}/a, тем больше, чем меньше размер частиц a. Изменение a в пределах $5 < a < 5000$ нм позволяло имитировать глинистые минералы с различной дисперсностью и обменной адсорбционной способностью твердой фазы $2{,}3 < Q < 23$ мг-экв/г. Модели «насыщались» раствором NaCl, концентрация которого изменялась в пределах 0,001—4 н., а значения $\rho_в$ и $\sigma_в$ — при T = 20 °С соответственно в пределах 0,05—94 Ом · м и 0,106—200 $Ом^{-1} \cdot см^{-1}$.

Значение $\rho_{п.гл}$ рассчитывалось по формуле

$$\rho_{п.гл}=P_п\rho_{кан}. \qquad (7.28)$$

Величина $P_п$ вычислялась в соответствии с заданным $k_п$ по формуле В. Н. Дахнова для модели пористой среды с кубическими зернами [1, 13]. Величина $\rho_{кан}$ рассчитывалась по формуле (7.25), в которую подставлялось значение ξ, вычисленное в соответствии с отношением $\delta_{сл}/h$. Величина $\sigma_{сл}$ определялась по графику $\sigma_{сл}=f(C_в)$ (см. рис. 47). Значение $P_{п.ф}$ вычислялось по формуле

$$P_{п.ф}=\rho_{п.гл}/\rho_в \qquad (7.29)$$

Несмотря на упрощающие предположения о форме глинистых частиц, геометрии емкостного пространства и т. д., расчетные графики $P_{п.ф}=f(k_п)$ находятся в удовлетворительном соответствии с экспериментальными, полученными различными исследователями на искусственных образцах мономинеральных глин (см. рис. 48 и 49).

Анализ расчетных кривых позволяет отметить следующее.

1. Во всем диапазоне изменения $k_п$ с уменьшением концентрации $C_в$ свободного раствора, насыщающего глину или являющегося водной фазой суспензии, величина $P_{п.ф}$ уменьшается. Степень снижения $P_{п.ф}$ тем больше, чем выше дисперсность глины.

2. Большая часть кривых $P_{п.ф}=f(k_п)$ характеризуется монотонным ростом $P_{п.ф}$ с уменьшением $k_п$ при $C_в$ = const. Кривые $P_{п.ф}=f(k_п)$ для значений $C_в \leq 0{,}002$ н и глин низкой дисперсности, для значений $C_в \leq 0{,}02$ н и глин высокой дисперсности имеют аномальную форму: в области высоких $k_п$ (суспензии и глинистые неуплотненные осадки) с уменьшением $k_п$ значение $P_{п.ф}$ уменьшается, достигая минимума, после чего растет. При этом значительная часть кривой рас-

положена в области $P_{п.ф}<1$. Такое явление «сверхпроводимости» глинистых частиц в пресных растворах объясняется тем, что при определенных соотношениях дисперсности глины и концентрации свободного раствора снижение удельного сопротивления дисперсной системы за счет высокой электропроводности $\sigma_{сл}>>\sigma_в$ ДЭС на поверхности частиц преодолевает противоположное влияние, обусловливающее рост удельного сопротивления системы по сравнению с $\rho_в$ благодаря замещению части объема практически непроводящими частицами глины.

3. Закономерность изменения $P_{п.ф}$ с изменением дисперсности глины при $C_в$=const различна в зависимости от области концентрации $C_в$. Так, при $C_в$=4 н и 1 н графики зависимости $P_{п.ф}=f(k_п)$ для глины с меньшей дисперсностью располагаются ниже зависимости $P_{п.ф}=f(k_п)$ для глины с большей дисперсностью. При $C_в \leq 0,1$ н., напротив, графики $P_{п.ф}=f(k_п)$ для высокодисперсных глин расположены ниже графиков для глин меньшей дисперсности. При $C_в \approx 0,2$ н. значения $P_{п.ф} \approx P_п$. Поэтому для глин любой дисперсности график $P_п=f(k_п)$ практически один и тот же. Вид его определяется влиянием только геометрии пор, влияние электрохимического фактора отсутствует.

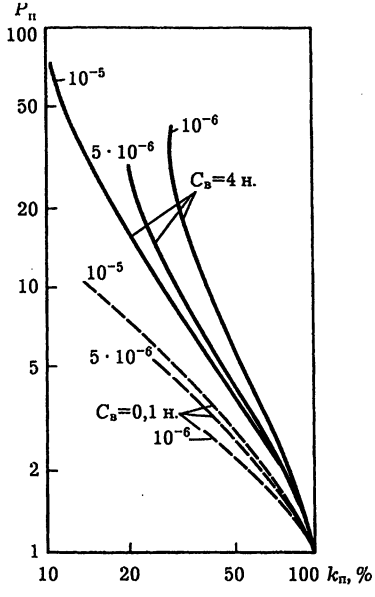


Рис. 49. Расчетные зависимости $P_п=f(k_п)$ для моделей мономинеральных Na-глин и их суспензий при различной минерализации $C_в$ раствора NaCl.

1 — $C_в$=4 н; *2* — $C_в$=0,1 н. Шифр кривых — размер частиц *a*, см

Получены также расчетные графики для модели глинистой породы, в частности глинистого коллектора с рассеянной глинистостью. Параметр $P_{п.ф}$ рассчитывали по формуле

$$P_{п.ф}=\frac{\rho_з}{\rho_в}P_{п.ск},$$

где $P_{п.ск}$ — параметр пористости чистого минерального скелета, не содержащего глинистых частиц; $\rho_з$ — удельное сопротивление среды, заполняющей неактивный скелет, образованной смесью агрегатов глинистых частиц (глинистый цемент) и свободной воды. Величина $\rho_з$ зависит от удельного сопротивления глинистых агрегатов и свободного раствора $\rho_в$, степени заполнения глинистым материалом пространства между скелетными зернами, а также от

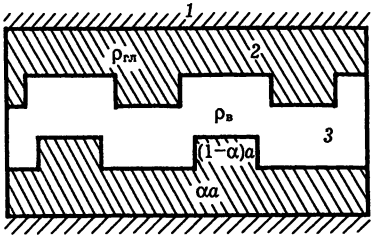


Рис. 50. Модель глинистого коллектора:

1 — неактивный скелет: *2* — глинистый цемент; *3* — свободный раствор.

геометрии участков, занимаемых глиной и водой, и их взаимного расположения.

В качестве модели чистого скелета принят трехмерный идеальный грунт с расположением капилляров в трех взаимно-перпендикулярных направлениях; величину $P_{п.ск}$ рассчитывали по соответствующей формуле для заданных $k_{п.ск}$. Модель заполнения скелета представлена обособленными участками, занимаемыми глинистыми агрегатами и свободной водой; часть глинистого материала расположена параллельно участкам, занимаемым водой, часть — последовательно с ними (рис. 50).

Величину $\rho_з$ рассчитывали по формуле

$$\rho_з = \frac{\rho_{гл}\left[\rho_{гл}a(1-\alpha)+\rho_в(1-a)\right]}{\rho_{гл}(1-a\alpha)^2+\rho_{гл}a^2\alpha(1-\alpha)+\rho_в(1-a)\alpha a}, \qquad (7.30)$$

где α — доля глинистого материала, размещенного последовательно с раствором; a — степень заполнения глинистым материалом пустот чистого скелета. В формулу (7.30) подставляли расчетные или экспериментальные значения $\rho_{гл}$, для заданных $\rho_в$, $k_{п.гл}$, $Q_{гл}$.

Коэффициент пористости модели глинистого коллектора с рассеянной глинистостью

$$k_п = k_{п.ск}[1-a(1-k_{п.гл})]. \qquad (7.31)$$

Расчетные зависимости $P_{п.ф} = f(k_п)$ для $k_{п.ск} = 0{,}3$ и глинистого материала различной дисперсности, полученные при различных $\rho_в$ = const, охватывают интервал $k_п = 0{,}18 \div 0{,}3$ для пород-коллекторов с различным содержанием глинистого материала, которое имитируется изменением a в пределах 0 — 1, соответствующих чистому коллектору и глинистой породе-неколлектору.

Зависимости $P_{п.ф} = f(k_п)$ характеризуются следующими особенностями (рис. 51). Наблюдается закономерное снижение $P_{п.ф}$ с уменьшением $C_в$ при постоянной дисперсности глинистого материала, как к для моделей чистых мономинеральных глин. Степень снижения тем больше, чем больше активность Q глины. В области $C_в >> 0{,}2$ н. дисперсия зависимостей $P_п = f(k_п)$ для различных $C_в$ и Q невелика. Эта дисперсия существенно возрастает при $C_в << 0{,}2$ н., а при $C_в < 0{,}01$ н. величина $P_п$ уменьшается при снижении $k_п$, что объясняется рассмотренным выше эффектом сверхпроводимости глинистых частиц в пресных растворах. В области $C_в > 0{,}2$ н. значения $P_{п.ф} > P_{п.ск}$, в области $C_в < 0{,}2$ н. аначение $P_{п.ф} < P_{п.ск}$. Следовательно, при $C_в > 0{,}2$ н. присутствие в породе глины вызывает увеличение $P_{п.ф}$ по сравнению с $P_{п.ск}$

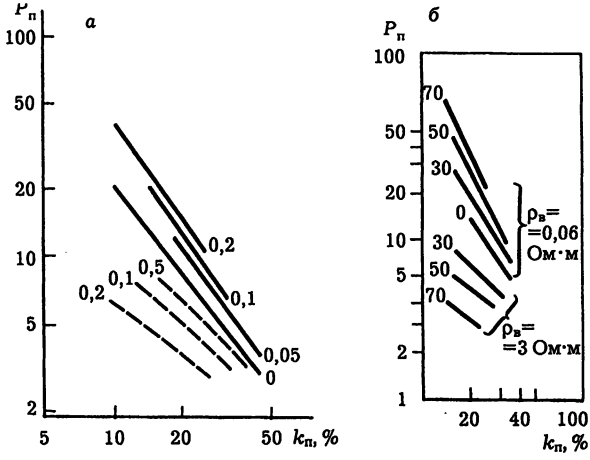


Рис. 51. Расчетные и экспериментальные зависимости $P_{п.ф}=f/(k_п)$ для глинистых коллекторов: *а*-расчетные зависимости $P_п=f(k_п)$ для модели коллектора с глиной различной дисперсности, шифр кривых -$q_п$; *б* — экспериментальные зависимости $P_п=f(k_п)$ для образцов с различной глинистостью $C_{гл}$ (шифр кривых), насыщенных раствором высокой ($\rho_в$=0,06 Ом·м, по Б.Ю. Вендельштейну) и низкой ($\rho_в$=3 Ом·м, по Б.Л. Александрову) минерализаций.

для чистой породы, а при $C_в$<0,2н. — уменьшение $P_{п.ф}$ по отношению к $P_{п.ск}$. Влияние глинистости тем больше, чем выше ее дисперсность.

Рассмотренные закономерности поведения зависимостей $P_п=f(k_п)$ подтверждены обширным фактическим материалом, полученным для реальных глинистых пород- коллекторов. Инверсионное значение $C_в$ и соответствующее ему $\rho_в$ для коллекторов с различным составом глинистого цемента, обменного катионного комплекса глин и при различной температуре меняются в пределах: $C_в$=0,2÷0,5 н. и $\rho_в$=0,2—0,8 Ом · м [8, 25, 36].

Учитывая это обстоятельство, рекомендуется в качестве коэффициента поверхностной проводимости породы как характеристики влияния глинистости на связь $P_п=f(k_п)$ использовать параметр П:

$$П=P_{п.ф}/P_{п.пред}, \qquad (7.32)$$

где $P_{п.пред}$ — предельное (максимальное) значение параметра пористости, соответствующее удельному сопротивлению породы при насыщении ее высокоминерализованной водой. Рассчитанная по формуле (7.32) величина П≤1. Значение П тесно связано с приведенной емкостью обмена $q_п$ и диффузионно-адсорбционной активностью $A_{да}$ породы (рис.52).

Все три параметра характеризуют адсорбционную способность породы. Для пород с различным содержанием глинистого материала постоянного минерального состава наблюдается также тесная связь П и $\eta_{гл}$. Для определения величины П составлены палетки в виде

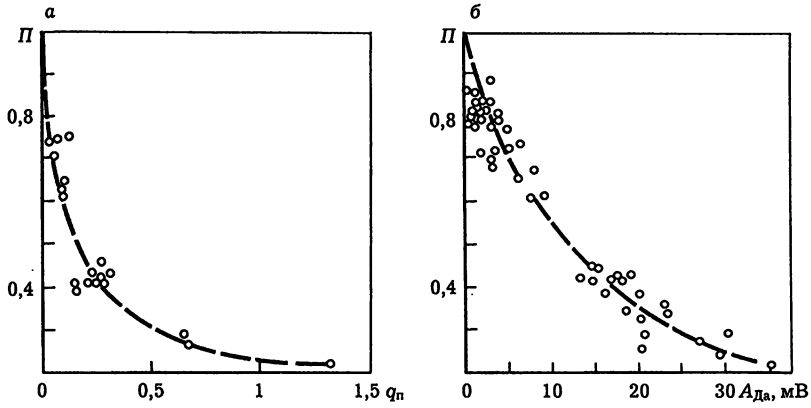


Рис. 52 Экспериментальные зависимости между параметрами П и $q_п$ (*а*) и П и $A_{да}$ (*б*) для терригенных отложений девона Башкирии.

Значение П вычислено для величин $P_п$, измеренных при $C_в$=3,9 н. и $C_в$=0,43 н.; растворы NaCl

семейства кривых П=$f(\rho_в)$ для различных $q_п$=const или $\eta_{гл}$=const, позволяющие найти П при известных $\rho_в$ и характеристиках глинистости породы $q_п$ или $\eta_{гл}$ (рис. 53). Для использования при интерпретации материалов ГИС удобны палетки, представленные семейством графиков П=$f(\rho_в)$ для различных $\alpha_{СП}$=const, где относительная амплитуда $\alpha_{СП}$ играет роль параметра глинистости.

Трещиноватые, кавернозные и трещиновато-кавернозные породы. Рассмотрим породу, где все трещины имеют границы в виде гладких параллельных плоскостей. Если блоки породы, между которыми расположены трещины, представлены непроводящим минеральным скелетом, коэффициент пористости такой породы равен отношению суммарного объема трещин к объему породы, т.е. коэффициенту трещиноватости $k_т$. Удельное сопротивление полностью водонасыщенной трещиноватой породы с одной системой параллельных трещин, расположенных по направлению тока,

$$\rho_{в.п.т}=\rho_в/k_т \qquad (7.33)$$

откуда следует, что параметр пористости $P_{п.т}=k_т^{-1}$. Если все трещины ориентированы перпендикулярно к направлению тока, $\rho_{в.п.т}=\infty$.

Для породы с двумя системами трещин при расположении одной системы по направлению тока, другой — перпендикулярно к нему при одинаковых суммарных объемах систем

$$\rho_{в.п.т}=2\rho_в/k_т \qquad (7.34)$$

Для породы с тремя системами взаимно перпендикулярных трещин при равном распределении объема трещин между системами

$$\rho_{в.п.т}=3\rho_в/(2k_т) \qquad (7.35)$$

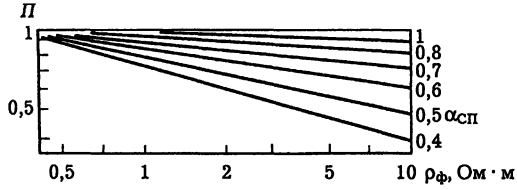


Рис. 53. Пример графика для определения параметра П при заданных значениях $\rho_ф$ и параметра $\alpha_{сп}=1-A_{да}/A_{да\ max}$; $\rho_в=0{,}05$ Ом·м Шифр кривых — $\alpha_{сп}$

Формула (7.35) справедлива и для более общего случая -хаотического расположения трещин с равновероятным распределением объемов в разных направлениях.

С учетом выражений (7.33) — (7.35) получена обобщенная формула для параметра пористости $P_{п.т}$ трещиноватой породы:

$$P_{п.т}=(Ak_т)^{-1}, \tag{7.36}$$

где $0<A<1$.

В реальных условиях блоки трещиноватой породы имеют межзерновую пористость $k_п$ и соответствующее удельное сопротивление $\rho_{п.бл}$. Удельное сопротивление полностью водонасыщенной трещиноватой породы

$$\rho_{в.п.т}=\frac{\rho_{п.бл}}{Ak_тP_{п.бл}+1} \tag{7.37}$$

где A также изменяется в пределах $0<A<1$

Параметр пористости трещиноватой породы в рассматриваемом случае

$$P_{п.т}=\frac{P_{п.бл}}{Ak_тP_{п.бл}+1} \tag{7.38}$$

Нетрудно показать, что при $\rho_{п.бл}\to\infty$ (7.37), (7.38) переходят в (7.36) и (7.33)— (7.36).

Характерные значения $A=0$; 0,5; 0,67 и 1 в формуле (7.38) соответствуют рассмотренным выше системам трещин для трещиноватой породы с непроводящими блоками.

Расчет $P_{п.т}$ по формуле (7.38) для $0{,}5<A<1$ показывает, что графики зависимостей $P_{п.т}=f(k_п)$ для различных $k_т=\text{const}$ располагаются ниже графиков зависимостей $P_{п.бл}=f(k_{п.мз})$. Причем отличие $P_{п.т}$ от $P_{п.бл}$ тем больше, чем выше $k_т$. Величина $k_т$ реальных трещиноватых пород не превышает 0,01. Поэтому расчеты выполнены для $0<k_т<0{,}01$. Влияние трещин существенно для низкопористых пород при $k_п<0{,}1$ и при $k_т=\text{const}$ возрастает с уменьшением $k_п$. В породах средней и высокой пористости влияние трещин при реальных значениях $k_т$ пренебрежимо мало (рис. 54).

При заполнении трещин водным раствором более пресным, чем вода, насыщающая блоки, так, что удельное сопротивление раствора в трещинах $\rho_ф \geq 10\rho_в$, величина $\rho_{п.т}$ определяется выражением

$$\rho_{п.т} = \frac{P_{п.бл}\rho_в}{Ak_т\rho_в/\rho_ф + 1} \qquad (7.39)$$

Влияние трещин на величину $\rho_{п.т}$ уменьшается и при $\rho_ф \to \rho_{п.бл.}$ исчезает. Те же закономерности справедливы и при заполнении трещин смесью воды и углеводородов с удельным сопротивлением $\rho_{см}$.

Породу с каверновой пористостью можно представить как минеральный скелет, в котором регулярно по определенной системе или хаотически распределены каверны, заполненные раствором с удельным сопротивлением $\rho_в$. Такая порода имеет $\rho_{п.к}=\infty$, поскольку проводящие участки среды — каверны — разобщены непроводящим материалом. В геологических разрезах присутствие такой породы маловероятно. Реальные каверновые породы представлены обычно блоками с межзерновой пористостью $k_{п.мз}$, содержат каверны различного размера, большего размеров межзерновых пор. Каверны и межзерновые поры насыщены водным раствором с удельным сопротивлением $\rho_в$. Удельное сопротивление такой породы определяется выражением

$$\rho_{в.п.к} = \frac{P_{п.бл}(1-k_{кав}) + k_{кав} + 2}{P_{п.бл}(1+2k_{кав}) + 2(1-k_{кав})}\rho_{п.бл,} \qquad (7.40)$$

где $k_{кав}$ — коэффициент каверновой пористости или кавернозности, равный суммарному объему каверн в единице объема породы.

Коэффициент общей пористости такой породы

$$k_п = k_{кав} + k_{п.мз}(1-k_{кав}), \qquad (7.41)$$

поскольку коэффициент межзерновой пористости блоков указывается по отношению к объему блоков, а не ко всему объему породы.

При малых значениях $k_п$ величина $P_{п.к} >> 1$ и величине $\rho_{в.п.к}$ применимо приближенное выражение:

$$\rho_{в.п.к} = \frac{1-k_{кав}}{1+2k_{кав}}\rho_{п.бл}. \qquad (7.42)$$

Параметр пористости кавернозной породы $P_{п.к}=\rho_{п.к}/\rho_в$ выше значения $P_п$ для породы с межзерновой пористостью, значение $k_п$ которой определяется выражением (7.41). Расчетные кривые $P_{п.к}=f(k_п)$ для различных $k_{кав}$=const располагаются выше зависимости $P_{п.бл}=f(k_{п.мз})$. При постоянном значении $k_{кав}$ отличие $P_{п.к}$ от $P_п$ возрастает с уменьшением $k_п$. Такое влияние каверн на величины $\rho_{в.п.к}$ и $P_{п.к}$ объясняется усложнением геометрии токовых линий в каверне и, следовательно, возрастанием их извилистости $T_{эл}$ по сравнению с извилистостью линий тока в межзерновых порах.

Кавернoво-трещинную породу можно представить как рассмотренную выше кавернозную породу с пористостью блоков $k_{п.мз}$[1], от-

[1] Величина $k_{п.мз}$ берется по отношению к объему блоков.

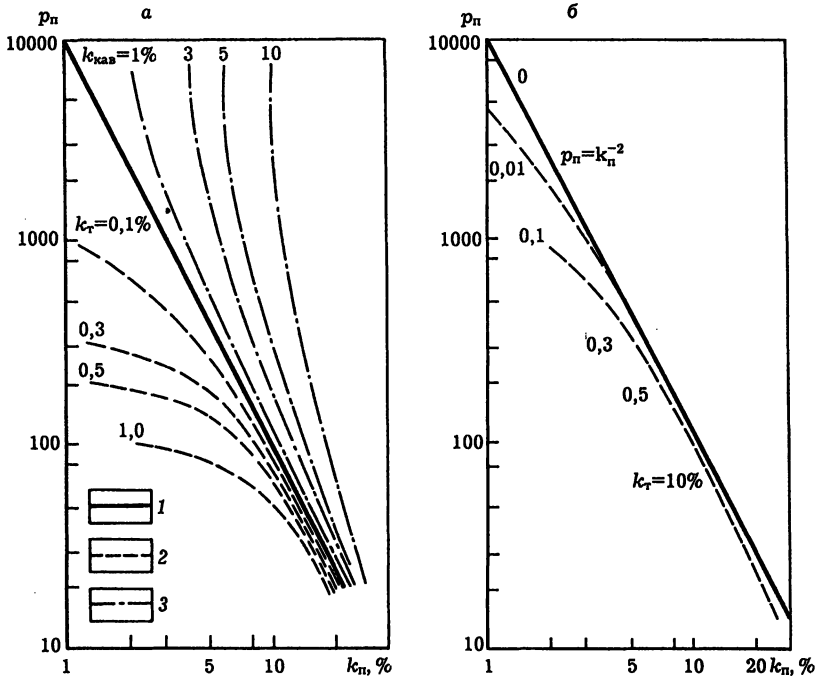


Рис. 54. Зависимости параметра пористости $P_п$ от коэффициента пористости $k_п$ для моделей пород:

а — с межзерновой (*1*), межзерновой и трещинной (*2*), межзерновой и каверновой (*3*) пористостью; *б* — с межзерновой, каверновой и трещинной пористостью. Все виды пор насыщены водой одинаковой минерализации, $k_{кав}/k_т=5$

личной от нуля, рассеченную одной, двумя или большим числом систем трещин. Коэффициент общей пористости такой породы

$$k_п=k_п(1-k_т-k_{кав})+k_т+k_{кав}. \qquad (7.43)$$

Удельное сопротивление каверново-трещинной породы $\rho_{в.п.кт}$ можно вычислить, подставив в формулы (7.40) или (7.42) значение $\rho_{п.бл}=\rho_{в.п.т}$ и $P_{п.бл}=P_{п.т}$, где $\rho_{в.п.т}$ и $P_{п.т}$ определяется выражениями (7.37), (7.38):

$$\rho_{в.п.кт}=\frac{P_{п.т}(1-k_{кав})+(2+k_{кав})}{P_{п.т}(1+2k_{кав})+2(1-k_{кав})}P_{п.т}\rho_в \qquad (7.44)$$

или приближенно при малых $k_п$:

$$\rho_{в.п.кт}=\frac{(1-k_{кав})}{(1+2k_{кав})}P_{п.т}\rho_в. \qquad (7.45)$$

Расчеты зависимостей $P_{п.кт}=f(k_п)$ с использованием выражений (7.44) или (7.45) для $\rho_{в.п.кт}$ показывают, что одновременное присутствие в породе трещин и каверн уменьшает влияние каждого из этих видов пустот на величину $P_{п.т}$. Поэтому отличие зависимости $P_{п.кт}=f(k_п)$ от $P_п=f(k_п)$ для породы с межзерновой пористостью становится менее значительным. Заметное влияние трещин на величину $P_{п.кт}$ наблюдается лишь при $k_{кав}/k_т<2$ (снижение $P_{п.кт}$ по сравнению с $P_п$), а влияние каверн преобладает над влиянием трещин при $k_{кав}/k_т>10$. При изменении отношения $k_{кав}/k_т$ в диапазоне 2—10, типичном для кавернoво-трещинной породы, расчетные графики $P_{п.кт}=f(k_п)$ мало отличаются от $P_п=f(k_п)$. В тех случаях, когда на величине $P_{п.кт}$ сказывается в большей степени влияние каверн или трещин, это влияние, как и прежде, тем больше, чем меньше $k_п$ (см. рис. 54).

7.3.2. Удельное сопротивление частично водонасыщенной породы

Удельное сопротивление $\rho_{н.п}$ породы с частичным водонасыщением объема пор определяется выражением

$$\rho_{н.п}=P_н\rho_{в.п} \tag{7.46}$$

где $P_н$ — параметр насыщения, предложенный В.Н. Дахновым, показывающий, во сколько раз возрастает величина $\rho_{н.п}$ частично водонасыщенной породы по сравнению с ее удельным сопротивлением $\rho_{в.п}$ при полном насыщении водой объема пор.

Величина $P_н$ зависит от объемной влажности ω или коэффициента водонасыщения $k_в$, а также от геометрии объема, занимаемого в порах остаточной водой. Для идеального грунта, в котором остаточная вода образует цилиндрическое кольцо постоянной по длине капилляра толщины, тогда как центральную часть капилляра занимает нефть или газ.

$$P_н=k_в^{-1} \tag{7.47}$$

При усложнении геометрии токопроводящего пространства за счет появления извилистости капилляров, шероховатости поверхности твердой фазы, прерывистости слоя пленочной воды и т. д. величина $P_н$ описывается по аналогии с (7.17) для параметра $P_н$ выражением

$$P_н=T_{эл}^2/k_в \tag{7.48}$$

где $T_{эл}$ — электрическая извилистость токопроводящих путей в рассматриваемом объекте.

Как и для параметра $P_п$ были получены теоретические выражения параметра $P_н$, справедливые для конкретных простых моделей пористой среды с частичным водонасыщением [1, 13]. Однако практической ценности эти выражения не представляют, поскольку реальные модели нефтегазонасыщенных коллекторов значительно сложнее использованных при теоретических расчетах. Поэтому связь между параметрами $P_н$ и $k_в$ выражают эмпирическими формулами

$$P_н = ak_в^{-n},\ P_н = k_в^{-n} \qquad (7.49)$$

где a и n — константы, характеризующие определенный класс продуктивного коллектора. Чаще используют связь $P_н = k_в^{-n}$.

Различают два вида связи между $P_н$ и $k_в$, по способу их получения.

1. Для каждого образца, представляющего изучаемый коллектор, рассчитывают несколько значений $P_н = \rho_{н.п}/\rho_{в.п}$ при различных значениях $k_в$, который изменяют в пределах $k_{во} < k_в < 1$. При этом $P_н$ изменяется в пределах $P_{н.пред} > P_н > 1$, где $k_{во}$ и $P_{н.пред}$ соответственно коэффициент остаточного водонасыщения (см. разд. 4) и предельное (максимальное) значение параметра $P_н$, отвечающее $k_{во}$. В результате таких исследований для каждого образца получают индивидуальную зависимость $P_н = f(k_в)$. В дальнейшем связи $P_н = f(k_в)$, полученные для отдельных образцов, объединяют в одну группу, характеризующую определенный класс коллектора. В результате для различных классов коллекторов изучаемого объекта получают семейство графиков $P_н = f(k_в)$ с различными $n = \text{const}$. Таким семейством чаще всего характеризуют связь $P_н$ и $k_в$ для терригенных отложений с изменением рассеянной глинистости коллекторов в широких пределах (рис. 55). В качестве шифра графиков $P_н = f(k_в)$ используют один из параметров, характеризующий глинистость — петрофизический ($\eta_{гл}$, $q_п$) или геофизический ($\alpha_{сп}$). С переходом от неглинистых и слабоглинистых коллекторов к глинистым n обычно уменьшается.

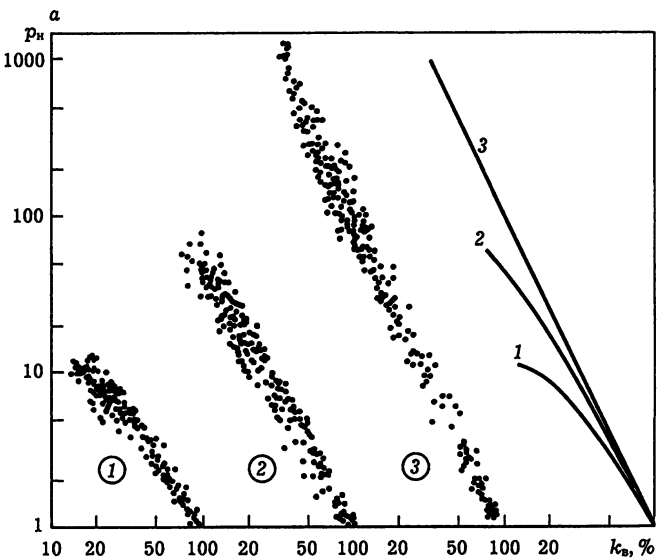
2. Для каждого образца изучаемой коллекции определяют только величину $k_{во}$ и соответствующее ему значение $P_{н.пред}$. Затем наносят точки с координатами $P_{н.пред}$, $k_{во}$ для различных образцов на бланк и методом наименьших квадратов получают статистическую связь $P_{н.пред}$ — $k_{во}$ для всего геологического объекта. На рис. 55 эта связь является геометрическим местом точек $P_{н.пред}$, $k_{во}$ или огибающей семейства $P_н = f(k_в)$ для пород с различной глинистостью.

Зависимости $P_н = f(k_в)$ первого рода характеризуют связь параметров $P_н$ и $k_в$. в переходной зоне нефтяной или газовой залежи в недонасыщенных углеводородами коллекторах, а зависимость $P_{н.пр} = f(k_{во})$ — в зоне предельного насыщения залежи углеводородами.

Однако нередко зависимости $P_н = f(k_в)$ для разных (по глинистости или фильтрационно-емкостным свойствам) классов коллекторов и сопряженную с ними зависимость $P_{н.пр} = f(k_{во})$ трудно отличимы, тогда пользуются единой для изучаемого объекта связью $P_н = f(k_в)$. Такая ситуация характерна для карбонатных коллекторов.межзернового типа.

Рассмотрим наиболее характерные виды связей и их особенности, установленные различными исследователями для реальных коллекторов нефти и газа на обширном экспериментальном материале.

1. Для межзерновых гидрофильных коллекторов, терригенных и карбонатных, в значительном диапазоне изменения $k_в$ зависимости $P_н = f(k_в)$ характеризуются уравнением (7.49). Значения $1{,}3 < n < 1{,}6$ типичны для глинистых терригенных коллекторов, значения $1{,}8 < n < 2$ — для хорошо сцементированных слабоглинистых карбонатных и тер-



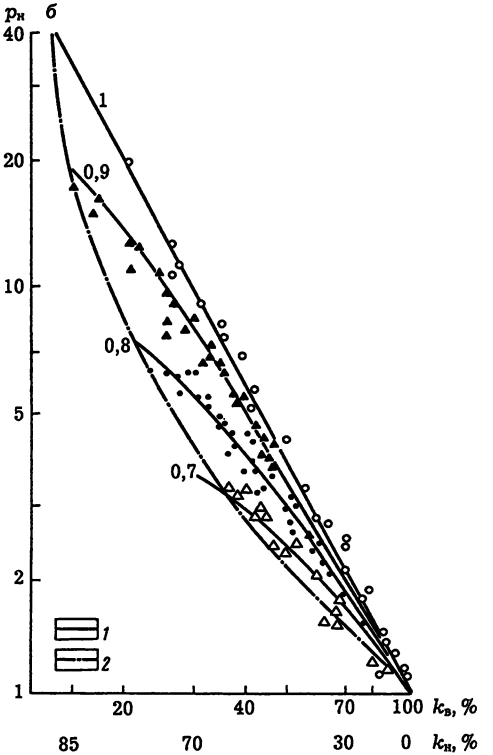


Рис. 55. Экспериментальные зависимости параметра насыщения $P_н$ от коэффициента водонасыщения $k_в$ для терригенных коллекторов разных классов:

а — Башкирия, девой (по данным Л. И. Орлова). Значения $k_{пр} \cdot 10^{-12}$ м^2: *1* — 0,1—0,6, *2* — 0,6—2,3, *3* — >2Д; *б* — Тюменская область. Вартовский свод, горизонт АВ: *1* — кривые $P_н=f(k_в)$, шифр — $\alpha_{сп}$; *2* — зависимость $P_н=f(k_{во})$

ригенных пород. Для значительной части объектов получены нелинейные (в двойном логарифмическом масштабе) связи $P_н$—$f(k_в)$, которые можно представить совокупностью отрезков связей $P_н=f(k_в)$ с различным n. Для слабоглинистых и неглинистых коллекторов с низким $k_{во}$ по мере уменьшения $k_в$ наблюдается рост n, тогда как в глинистых коллекторах с уменьшением $k_в$ n обычно уменьшается.

2. В коллекторах со сложной геометрией пор зависимости $P_н=f(k_в)$ существенно отличны от зависимостей для межзерновых коллекторов. Так, для кавернозной породы $1<n<1,3$, а для трещиноватой $n>>2$. Для трещиновато-кавернозной породы возможны различные n в зависимости от того, какое влияние преобладает на величину $\rho_{н.п}$ — трещин или каверн. При взаимной компенсации этих влияний наиболее вероятно $n=2$.

3. В гидрофобных коллекторах с межзерновой пористостью, а также смешанного типа (межзерновые поры, каверны, трещины) $n>2$, причем отличие n от 2 тем больше, чем выше степень гидрофобизации коллектора. Это объясняется резким увеличением извилистости токовых линий благодаря прерывистости пленки воды на поверхности пор, вызванной гидрофобизацией.

Получают также экспериментальные зависимости параметров насыщения $P_н$, и влажности $P_ω=P_п P_н$ от объемной влажности $ω_в$ частично водонасыщенной породы, которые обычно близки к прямой в двойном логарифмическом масштабе и описываются эмпирическими уравнениями

$$P_н=ω^{-n}_в;\ P_ω=ω^{-n}_в \qquad (7.50)$$

Последнее время в практике подсчета запасов используют также зависимость

$$\rho_{н.п}=ω^{-n}_в \qquad (7.51)$$

которую получают по материалам ГИС и керна в скважине, пробуренной с раствором на нефтяной основе (РНО), сопоставляя по интервалам разреза удельное сопротивление $\rho_{н.п}$ по данным ГИС или керна с величиной $ω_в$, установленной в лаборатории прямым методом в аппарате Закса.

Получение зависимости (7.51) для изучаемого объекта или группы объектов позволяет избежать информации об удельном сопротивлении $\rho_в$ остаточной воды внутри контура нефтяной или газовой залежи. Это существенно, поскольку некоторые исследователи утверждают, что минерализация, состав и удельное сопротивление пластовой воды за контуром и внутри залежи, как правило, отличаются. Поэтому при расчете параметра $P_н=\rho_{н.п}/P_п\rho_в$ не следует брать значение $\rho_в$, соответствующее сопротивлению законтурной воды. В то же время удовлетворительных способов определения $\rho_в$ остаточной воды продуктивных коллекторов, особенно в зоне предельного насыщения, не существует. Поэтому спор о том, какое значение $\rho_в$ использовать при расчете $P_н$, является беспредметным. Построение связи $\rho_{н.п}=f(ω_в)$ при условии ее достаточной тесноты дает надежное средство определения величины $ω_в$, а при известном $k_п$ значения $k_в$ (рис. 56).

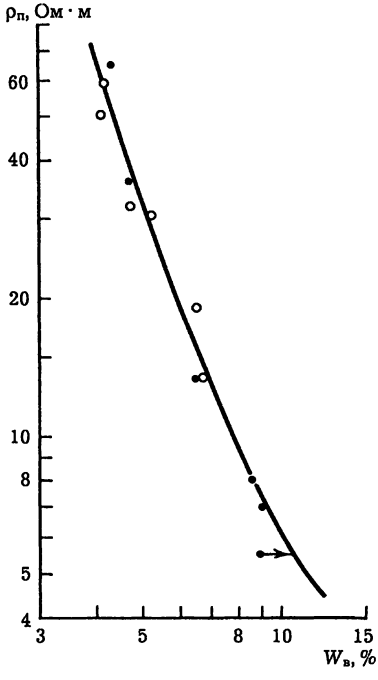


Рис. 56. Зависимость удельного сопротивления $\rho_п$ продуктивного коллектора от его объемной влажности $W_в$ для продуктивных отложений Вартовского свода (по В.Х. Ахиярову и Г. Таужнянскому)

Рассмотрим связь удельного сопротивления пород-коллекторов с различной степенью насыщения углеводородами и пород-коллекторов с коэффициентом пористости при фиксированном значении $\rho_в = const$ для всей совокупности пород изучаемого объекта (рис. 57). График $\rho_{в.п} = f(k_п)$ для неколлекторов и водоносных коллекторов ограничивает снизу область возможных значений $\rho_п$. Значение $k_п = k_{п.гр}$ делит график $\rho_{в.п} = f(k_п)$ и всю координатную плоскость на две области, соответствующие коллекторам и неколлекторам. Сверху поле возможных значений $\rho_п$ частично водонасыщенных (нефтегазонасыщенных) коллекторов ограничено графиком $\rho_{н.п.пред} = f(k_п)$ зависимости удельного сопротивления предельно нефте(газо)насыщенных коллекторов. График $\rho_{н.п.пред} = f(k_п)$ пересекает зависимость $\rho_{в.п} = f(k_п)$ вблизи границы $k_п = k_{п.гр}$. На площади, ограниченной графиками *1*, *2*, расположены зависимости $\rho_{н.п.} = f(k_п)$ для различных фиксированных значений коэффициента относительного водонасыщения $\bar{k}_в = const$:

$$\bar{k}_в = \frac{k_в - k_{в.о}}{1 - k_{в.о}}, \qquad (7.52)$$

где $k_в$ — коэффициент водонасыщения, в общем случае отличный от $k_{в.о}$ (см. разд. 4).

Значения $\bar{k}_в$, равные 1 и 0, соответствуют графикам *1* и *2*, промежуточные значения $k_в$ различной степени нефте(газо)-насыщения коллектора. Используя корреляционные связи $k_{в.о} = f(k_п)$ и зависимости $\bar{k}_{пр.в} = f(k_в)$, $\bar{k}_{пр.н} = f(k_в)$ относительной фазовой проницаемости для различных классов коллекторов, характеризуемых определенным интервалом значений $k_п$, можно найти граничные значения $k_в$, разделяющие области коллекторов, дающих при испытании чистую нефть (газ), нефть (газ) с водой и чистую воду и обозначить эти области (см. рис. 57). Полученное построение можно использовать для прогноза характера насыщения коллектора по положению точки, соответствующей этому коллектору, в системе координат $\rho_п$—$k_п$. Приве-

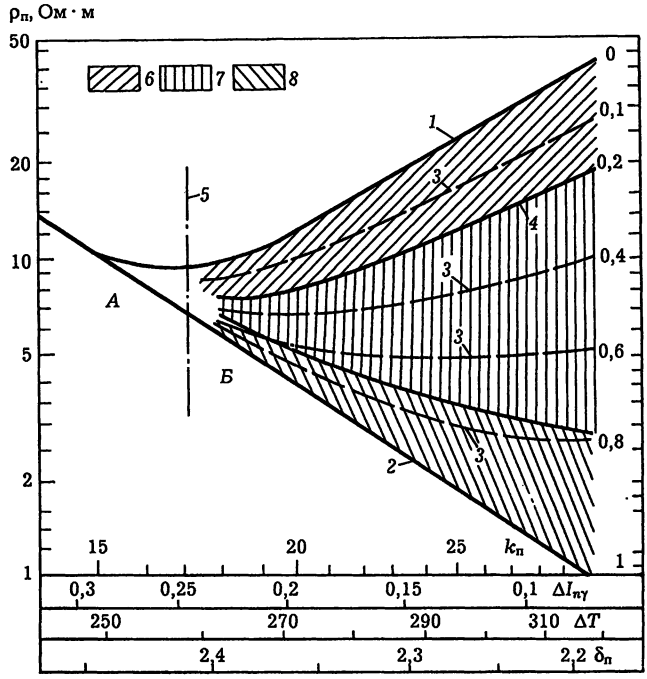


Рис. 57. Палетка для разделения коллекторов по характеру насыщения по данным методов сопротивления и пористости.

Кривые: *1* — $\rho_{п.пред}=f(k_п)$; *2* — $\rho_{в.п}=f(k_п)$; *3* — $\rho_п=f(k_п)$ для различных $k_в$ (шифр кривых); *4* — $\rho_{п.кр}=f(k_п)$; *5* — граница коллектор-неколлектор; *6* — нефть (газ); *7* — нефть (газ) + вода; *8* — вода.

денная на рис. 57 палетка справедлива для гидрофильных пород при отсутствии в них микрослоистости и постоянной минерализации пластовой воды в пределах изучаемого геологического объекта.

7.3.3. Влияние температуры и давления на удельное сопротивление породы

Удельное сопротивление полностью водонасыщенной породы при пластовых условиях $\rho_п(p, p_{пл}, T)$ — горном давлении p, пластовом давлении $p_{пл}$, пластовой температуре T — отличается от удельного сопротивления той же породы при атмосферных условиях $\rho_п(0)$. При насыщении породы водой с минерализацией, отвечающей диапазону минерализации пластовых вод большинства нефтяных и газовых месторождений $C_в$=20—200 г/л, величина $\rho_п$ при пластовых условиях выше, чем при атмосферных. Для оценки величины $\rho_п(p, p_{пл}, T)$ при известных значениях $\rho_п(0)$, p, $p_{пл}$, T пользуются уравнением

$$\frac{\rho_п(p,p_{пл},T)}{\rho_п(0)} \approx \left[\frac{\rho_п(p_{эф})}{\rho_п(0)}\right]_{p_{пл},T} \left[\frac{\rho_п(p_{пл})}{\rho_п(0)}\right]_{p,T} \left[\frac{\rho_п(T)}{\rho_п(0)}\right]_{p,p_{пл}} = K_1K_2K_3 \quad (7.53)$$

В правой части уравнения (7.53) — три множителя, которые характеризуют следующее: изменение $\rho_п$ с ростом $p_{эф}$ при $p_{пл}$=const, T=const; изменение $\rho_п$ с ростом $p_{пл}$ при p = const, T = const; изменение $\rho_п$ с ростом T при p = const, $p_{пл}$=const. Основным фактором, изменяющим $\rho_п$ в пластовых условиях по сравнению с $\rho_п(0)$, является эффективное давление $p_{эф} = p - p_{пл}$; с ростом $p_{эф}$ величина $\rho_п(p_{эф})$ возрастает благодаря уменьшению параметра $k_п$ и росту электрической извилистости $T_{эл}$ емкостных каналов породы. Изменение $\rho_п$ под влиянием $p_{эф}$ оценивают коэффициентом K_1, значение которого для заданных условий определяют по палетке на рис. 58.

Влияние $p_{пл}$ значительно меньше; его оценивают коэффициентом K_2, значение которого рассчитывают по приближенной формуле $K_2 = 1 - K_{тв}\, p_{пл}$, где $K_{тв}$ — коэффициент, учитывающий влияние деформации твердой фазы на удельное сопротивление породы. Для слабоглинистых терригенных коллекторов среднее значение $K_{тв}$=1,5·10^{-3} МПа$^{-1}$. Влияние температуры сложнее, поскольку оно создается действием трех факторов: а) снижением $\rho_в$ с ростом T; б) изменением $k_п$ и $T_{эл}$ в результате теплового расширения скелетных зерен; в) изменением соотношения проводимости ДЭС $\sigma_{дэс}$ и свободного раствора $\sigma_в$ с изменением T.

Изменение $\rho_в$ с ростом T рассчитывают по формуле $\rho_{вT} = P_T \rho_{в20}$, где P_T — температурный коэффициент электропроводности растворов:

$$P_T = [1 + \alpha(T - 20\ ^\circ\text{C}) + \beta(T - 20\ ^\circ\text{C})^2]^{-1} \quad (7.54)$$

где α для различных электролитов меняется от 10 · 10^{-3} до 26 · 10^{-3}, β — от 10^{-6} до 10^{-5}. Обычно полагают $\beta = 0$; для растворов NaCl α = 21,6 · 10^{-3}. Влиянием теплового расширения зерен скелета обычно пренебрегают.

В породах со значительным содержанием глины, например в глинистых коллекторах, при нагревании появляется дополнительная поверхностная проводимость за счет изменения электропроводности ДЭС на поверхности твердой фазы:

$$K_3 = \left[\frac{\rho_п(p,T)}{\rho_п(0)}\right]_{p,p_{пл}} = exp[-(\alpha_T + \delta_T \eta_{гл} \cdot (T - T_0)] \quad (7.55)$$

где δ_T — коэффициент, учитывающий дополнительную проводимость глинистого компонента, зависит от значений $q_п$ и $C_в$. Значение δ_T, вычисленное для глин различного минерального состава по экспериментальным данным, меняется от 0 (каолинит) до 0,01 °C^{-1} (монтмориллонит); промежуточные значения соответствуют гидрослюдам и их смеси с каолинитом и монтмориллонитом.

При насыщении образцов водой с удельным сопротивлением $\rho_в$ ниже «инверсионного значения» $\rho_{в.инв} \approx 0{,}4 \div 0{,}6$ Ом·м при нагружении

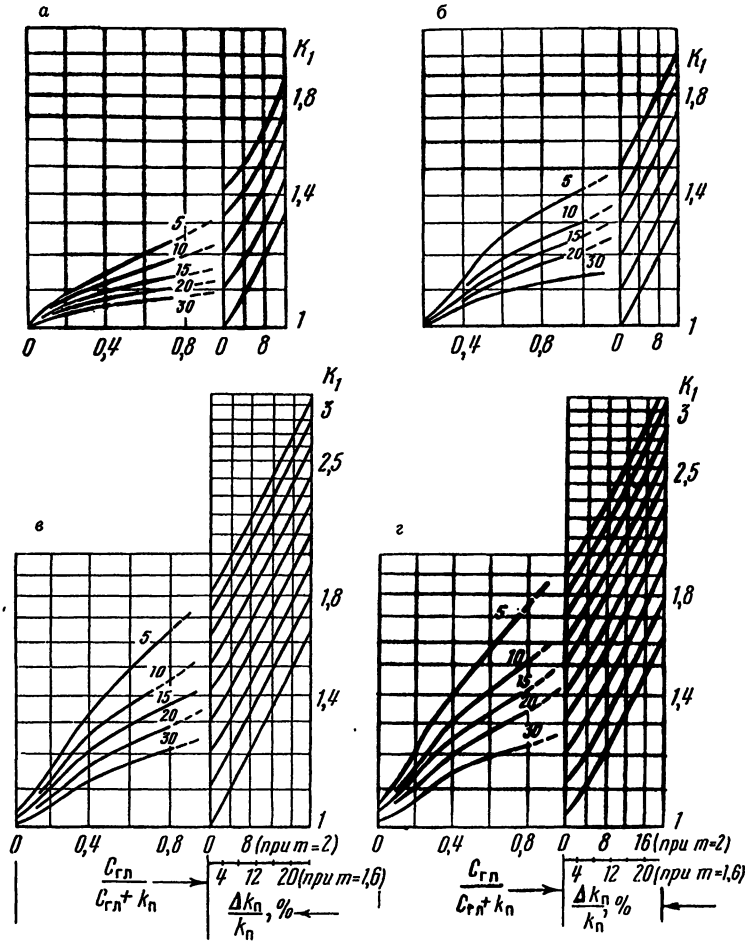


Рис. 58. Палетка для оценки изменений удельного сопротивления терригенных пород $k_1=\rho_п(p_{эф})/\rho_п(0)$ при воздействии эффективного давления (по В.М. Добрынину). Значения $p_{эф}$, МПа: *а* — 15; *б* — 30; *в* — 60; *г* — 100. Шифр кривых — $k_п$, %

образца рост $\rho_п$ и $P_п$ происходит вследствие как усложнения токопроводящих путей (растет электрическая извилистость). так и увеличения доли менее проводящего ДЭС в объеме пор ($\rho_{СЛ}>\rho_в$). При насыщении образцов водой с $\rho_в>\rho_{в.инв}$ и при высокой адсорбционной активности минерального скелета (глинистые коллекторы, эффузивные породы) возрастание доли ДЭС в объеме пор при нагружении образца, наоборот, снижает значения $\rho_п$ и $P_п$ и, следовательно, существен-

но уменьшает привычный для экспериментаторов рост $\rho_п$ и $P_п$ с увеличением $p_{эф}$ за счет изменения извилистости. При определенном сочетании параметров образца, насыщенного раствором низкой минерализации ($C_в$=1—10 г/л и менее), при нагружении возможен обратный эффект — значения $\rho_п$ и $P_п$ будут уменьшаться с ростом $p_{эф}$, т. е. влияние возрастающей доли ДЭС в объеме пор будет сильнее влияния роста извилистости.

Удельное сопротивление частично водонасыщенных пород изменяется в пластовых условиях вследствие изменения содержания и распределения в порах воды. Удельное сопротивление гидрофильных слабоглинистых частично водонасыщенных коллекторов изменяется так же, как и полностью водонасыщенных, следовательно, параметр $P_н$ таких пород с ростом $p_{эф}$ и T практически не меняется.

7.3.4. Удельное сопротивление микрослоистой породы

Осадочные породы, в первую очередь терригенные, нередко обладают микрослоистостью, что обусловливает отличие значений удельного сопротивления, измеренных вдоль слоистости ρ_τ, и по нормали к ней ρ_n. Микрослоистость образована чередованием тончайших прослоев песчаников или алевролитов с различной глинистостью, песчаников (алевролитов) и глины и т. д. Причем толщина прослоев h=1—5 мм значительно меньше стандартных размеров образцов, используемых в практике петрофизических исследований. Если микрослоистая порода представлена чередованием двух видов прослоев с удельными сопротивлениями ρ_1, ρ_2 и относительным содержанием по толщине соответственно χ_1 и $\chi_2 = 1-\chi_1$, то

$$\rho_\tau = \frac{\rho_1\rho_2}{\chi_1\rho_2 + (1-\chi_1)\rho_1}; \qquad (7.56)$$

$$\rho_n = \rho_1\chi_1 + \rho_2(1-\chi_1) \qquad (7.57)$$

Нетрудно показать, что $\rho_n > \rho_\tau$ для всех случаев кроме $\rho_1 = \rho_2$ или $\chi_1 = 1$, т. е. когда слоистость отсутствует и порода однородна.

Коэффициент анизотропии λ по удельному сопротивлению определяется выражением

$$\lambda = \sqrt{\rho_n/\rho_\tau} \qquad (7.58)$$

В практике интерпретации данных ГИС в слоистых глинистых коллекторах выражения (7.56), (7.57), особенно (7.56) используют для характеристики продольного ρ_τ и поперечного ρ_n сопротивлений, подставляя $\rho_1 = \rho_{гл}$, $\chi_1 = \chi_{гл}$, $\rho_2 = \rho_{нп}$, где $\rho_{гл}$, $\rho_{нп}$, $\chi_{гл}$ соответственно удельные сопротивления глинистых и песчаных прослоев, $\chi_{гл}$ — относительное по мощности содержание прослоев глины в пачке.

Другой пример анизотропной породы — трещинный коллектор с одной системой трещин. В этом случае чередующимися средами являются слои блоков с межзерновой пористостью и удельным сопротивлением $\rho_{п.бл}$ и трещины с удельным сопротивлением $\rho_в$. Подставляя в выражения (7.56), (7.57) значения $\rho_1 = \rho_в$, $\rho_2 = \rho_{п.бл}$, $\chi_1 = k_т$ и пола-

гая $1-k_т \approx 1$, получим соответствующие формулы для удельного сопротивления трещинного коллектора (предельные случаи), приведенные выше. Подставляя полученные выражения для ρ_n и $\rho_т$ в формулу (7.58). получим формулу для расчета λ.

7.3.5. Пределы изменения удельного сопротивления различных литотипов осадочных пород

Удельное сопротивление $\rho_{в.п}$ водоносных коллекторов — песчаников и алевролитов, в зависимости от пористости породы и минерализации пластовой воды изменяется от 0,2—0,3 до 15—20 Ом · м. Наиболее характерные значения $\rho_{в.п}$ водоносных коллекторов большинства нефтегазовых регионов заключены в пределах 0,5—5 Ом · м. Удельное сопротивление продуктивных гидрофильных коллекторов зависит в основном от их влажности, в первую очередь от коэффициента нефтегазонасыщения, и изменяется от нескольких Ом-метров в глинистых коллекторах до 100—200 Ом · м в высокопористых слабоглинистых коллекторах. В гидрофобных коллекторах возможны более высокие значения $\rho_{нп}$. Величина $\rho_п$ пород-неколлекторов в терригенном разрезе изменяется в зависимости от пористости и в меньшей степени в связи с минерализацией пластовой воды от единиц до сотен Ом-метров. Удельное сопротивление глин зависит в первую очередь от их пористости, закономерно возрастая от 1—2 Ом · м в слабоуплотненных глинах до десятков Ом-метров в аргиллитах и глинистых сланцах с $k_п$=1—5 %. Для глин в разрезах нефтяных и газовых месторождений при глубине 1—3 км наиболее характерны значения $\rho_{гл}$ равные 2—5 Ом · м. Появление в глинах песчаных и карбонатных примесей повышает их $\rho_п$. Удельное сопротивление гидрофобных битуминозных глин из-за их низкой влажности может достигать сотен и даже тысяч Ом-метров.

Удельное сопротивление углей, приуроченных обычно к терригенным отложениям, изменяется в очень широких пределах. Угли наиболее высокой степени метаморфизма — антрациты — содержат графит, поэтому их $\rho_п=10^{-4}\div1$ Ом · м и оно тем меньше, чем выше содержание графита. С уменьшением степени метаморфизма антрацита и содержания в нем графита удельное сопротивление его растет, достигая единиц Ом-метров, в углях переходных марок от антрацитов к каменным. Удельное сопротивление каменных углей зависит только от их влажности и достигает сотен и тысяч Ом-метров в каменных углях наиболее высокой степени метаморфизма. В дальнейшем с переходом от каменных углей к бурым удельное сопротивление угля закономерно снижается в соответствии с ростом его влажности и зольности (содержания глинистого материала), достигая единиц ом-метров. Таким образом, для углей четко установлены две характерные области изменения $\rho_п$: в первой $\rho_п$ определяется содержанием минерала с электронной проводимостью графита, во второй — влажностью угля.

Битуминозные породы имеют удельное сопротивление от десятков до тысяч ом-метров, максимальные значения $\rho_п$ соответствуют

породам с высоким битумосодержанием 50—80 % и очень низкой влажностью. Удельное сопротивление карбонатных пород меняется в тех же общих пределах, что и терригенных. Для неколлекторов $\rho_п$ достигает более высоких значений (тысячи Ом-метров), чем в терригенном разрезе, поскольку встречаются известняки и доломиты с $k_п$=1—2 %. Удельное сопротивление $\rho_{в.п}$ водоносных коллекторов несколько выше, чем у песчаников и алевролитов. Удельное сопротивление продуктивных коллекторов изменяется в тех же пределах, что и в терригенном разрезе, от единиц Ом-метров в тонкопористых мелоподобных известняках до сотен Ом-метров в крупнопористых известняках и доломитах с высоким нефтегазонасыщением. При прочих равных условиях удельное сопротивление карбонатной породы снижается с повышением в ней содержания глинистого материала (мергели) и возрастает, достигая, как и в терригенном разрезе, тысяч Ом-метров с ростом битумосодержания.

Удельное сопротивление гидрохимических отложений обычно высокое и очень высокое — от сотен до десятков тысяч Ом-метров— в соответствии с очень низкой их влажностью W<1%.

7.4. ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД[1]

7.4.1. Диэлектрическая проницаемость полностью водонасыщенных пород

Диэлектрическую проницаемость мономинеральной полностью водонасыщенной (максимально влажной) породы $\varepsilon_{в.п}$ можно выразить приближенной формулой

$$\varepsilon_{в.п}=\varepsilon_в k_п+\varepsilon_{ск}(1-k_п), \qquad (7.59)$$

где $\varepsilon_{ск}$, $\varepsilon_в$ — диэлектрические проницаемости минерального скелета и воды в порах породы при расположении твердой и жидкой фаз в виде параллельных слоев в направлении силовых линий поля.

Лучшее приближение к экспериментальным данным можно получить, используя эмпирическую формулу

$$\varepsilon_{в.п}=\varepsilon_в k^m{}_п+\varepsilon_{ск}(1-k^m{}_п), \qquad (7.60)$$

где значение m=1—2 подбирают, добиваясь наилучшего совпадения расчетной зависимости $\varepsilon_{в.п}=f(k_п)$с результатами определения $\varepsilon_{в.п}$ и $k_п$ на исследуемой коллекции образцов. Хорошее согласие с данными эксперимента установлено для расчетных зависимостей $\varepsilon_{в.п}=f(k_п)$, полученных по формуле

$$\varepsilon_{в.п}=a+\sqrt{a^2+\varepsilon_{ск}\varepsilon_в/2}, \qquad (7.61)$$

где

$$a=[(2-3k_п)\varepsilon_{ск}+(3k_п-1)\varepsilon_в]/4 \qquad (7.62)$$

[1] Диэлектрическая проницаемость осадочных пород рассматривается в диапазоне частот (1—50 МГц), характерном для серийной отечественной аппаратуры диэлектрического метода исследования разрезов скважин [12].

Формула (7.61) получена в результате решения уравнения Оделевского [25], которое связывает диэлектрическую проницаемость $\varepsilon_{см}$ многокомпонентной системы с значениями ε_i и объемным содержанием K_i этих компонентов при хаотическом их расположении в пространстве и отсутствии взаимодействия между ними:

$$\sum_{i=1}^{n} \frac{\varepsilon_i - \varepsilon_{см}}{\varepsilon_i + 2\varepsilon_{см}} K_i = 0 \qquad (7.63)$$

Расчетные и экспериментальные зависимости $\varepsilon_{в.п}=f(k_п)$ для пород с мономинеральным скелетом показывают, что с ростом $k_п$ значение $\varepsilon_{в.п}$ увеличивается. При $k_п=0$ величина $\varepsilon_п=\varepsilon_{ск}$. Поскольку $\varepsilon_в$ незначительно меняется с изменением $C_в$, наблюдается известная дисперсия значений ε.

Геометрия емкостного пространства не влияет существенно на характер связи между $\varepsilon_{в.п}$ и $k_п$, о чем свидетельствует сравнение расчетов для различных моделей породы [1].

При расчете зависимостей $\varepsilon_{в.п}=f(k_п)$ используют значение $\varepsilon_{ск}$ для соответствующего минерала:

Кварц	4,3—4,6	Ангидрит	5,7—6,0
Халцедон	5,6—7,5	Гипс	6,3—7,9
Полевой шпат:		Галит	5,6—6,4
калиевый	4,5—6,0	Сильвин	4,8
кальциевый	5,4— 7,0	Лимонит	10—11
Кальцит	7,5—8,0	Гидрослюда	17—25
Доломит	6,8—10,0	Каолинит	9,0

Для большинства минералов указаны не фиксированные значения $\varepsilon_{ск}$, а их диапазон в связи с тем, что полного единогласия между данными различных источников нет.

Диэлектрическая проницаемость $\varepsilon_{ск}$ основных породообразующих минералов для терригенного и карбонатного разрезов меняется в узких пределах, поэтому влияние минерального состава скелета на величину $\varepsilon_{в.п}$ и связь между $\varepsilon_{в.п}$ и $k_п$ несущественно для большинства пород. Так, в терригенном разрезе на величину $\varepsilon_{в.п}$ почти не влияет замещение части зерен кварца полевыми шпатами, а в карбонатном разрезе —доломитизация известняков. Исключение представляет глинистый компонент, характерный прежде всего для терригенных пород. Влияние глинистости породы на величину $\varepsilon_{в.п}$ обусловлено следующими факторами.

1. Глинистые минералы содержат химически связанную воду в виде групп OH в кристаллической решетке, а некоторые — межслоевую воду в межпакетном пространстве раздвижной кристаллической решетки. Это приводит к дополнительной поляризации, обеспечивающей значение $\varepsilon_{ск}$ до 25, т. е. в 4—5 раз выше, чем у кварца и полевых шпатов.

2. Прочносвязанная вода и часть рыхлосвязанной воды на поверхности глинистых частиц имеют значения $\varepsilon_{в.с}$ по данным различных авторов от 2 до 40, существенно отличные от $\varepsilon_в$ свободной воды.

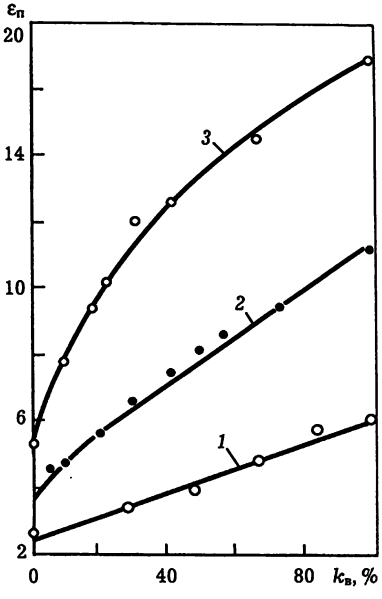


Рис. 59. Зависимости величины $\varepsilon_п$ газоносных песчаников и алевролитов от параметра $k_в$ (по Е. И. Леонтьеву).

1 и *2* — песчаник чистый и слабоглинистый соответственно; *3* — глинистый алевролит

3. Структурная поляризация двойного слоя на поверхности глинистых частиц — явление, формирующее вызванные потенциалы (см. подразд. 7.6), может вызвать дополнительный рост ε глинистых пород.

Первый и третий факторы вызывают рост ε глин и глинистых пород по сравнению с неглинистыми терригенными породами с той же пористостью, второй приводит к снижению ε системы, содержащей высокодисперсный глинистый материал.

Результаты лабораторных исследований, расчетов и данные ГИС позволяют заключить, что при изучении параметра ε в диапазоне частот 10—50 МГц влияние глинистости на $\varepsilon_{в.п}$ обусловлено двумя первыми факторами, причем доминирует, бесспорно, первый, что обусловливает значения $\varepsilon_{гл}$ в пластах чистых глин примерно в 2—2,5 раза более высокие, чем $\varepsilon_{в.п}$ чистых и слабоглинистых водоносных коллекторов. Третьему фактору, вероятно, принадлежит решающая роль при изучении ε при ω<1 МГц. Однако экспериментально он изучен пока недостаточно, а значение его при интерпретации результатов диэлектрического метода ГИС несущественно, поскольку эти исследования выполняют при ω>10 МГц.

Влияние глинистости на величину $\varepsilon_{в.п}$ демонстрируют экспериментальные данные рис. 59. Расчетным путем влияние глинистости на $\varepsilon_{гл.п}$ глинистой породы устанавливают, используя уравнение

$$\varepsilon_{гл.п}=\varepsilon_{ск}(1-k_п-k_{гл})+\varepsilon_{гл}k_{гл}+\varepsilon_в k_п(1-k_{в.св})+\varepsilon_{в.св}k_{в.св}k_п \qquad (7.64)$$

или решая уравнение

$$\frac{\varepsilon_{ск}-\varepsilon_{гл.п}}{\varepsilon_{ск}+2\varepsilon_{гл.п}}(1-k_п-k_{гл})+\frac{\varepsilon_{гл}-\varepsilon_{гл.п}}{\varepsilon_{гл}+2\varepsilon_{гл.п}}k_{гл}+$$
$$+\frac{\varepsilon_в-\varepsilon_{гл.п}}{\varepsilon_в+2\varepsilon_{гл.п}}k_п(1-k_{в.св})+\frac{\varepsilon_{в.св}-\varepsilon_{гл.п}}{\varepsilon_{в.св}+2\varepsilon_{гл.п}}k_{в.св}k_п=0 \qquad (7.65)$$

относительно $\varepsilon_{гл.п}$.

7.4.2. Диэлектрическая проницаемость частично водонасыщенных пород

В природных условиях частично водонасыщенными являются обычно нефтегазовые коллекторы. Величину $\varepsilon_{н.п}$ нефте(газо)-насыщенного чистого мономинерального коллектора можно представить уравнениями вида (7.59) или (7.60) с дополнением их правой части одним слагаемым, соответствующим нефте (газо) насыщению доли емкостного пространства:

$$\varepsilon_{н.п}=\varepsilon_{ск}(1-k_п)+\varepsilon_в k_п k_в+\varepsilon_{н,г} k_п(1-k_в); \qquad (7.66)$$

$$\varepsilon_{н.п}=\varepsilon_{ск}(1-k^m{}_п)+\varepsilon_в k^m{}_п k^m{}_в+\varepsilon_{н,г} k^m{}_п(1-k^m{}_в), \qquad (7.67)$$

где $k_в$ — коэффициент водонасыщения; $\varepsilon_{н,г}$ — диэлектрическая проницаемость нефти (газа) в пластовых условиях. Производя в (7.66) и (7.67) подстановку $k_в k_п=W_в$, получим

$$\varepsilon_{н.п}=\varepsilon_{ск}(1-k_п)+\varepsilon_в W_в+\varepsilon_{н,г}(k_п-W_в); \qquad (7.68)$$

$$\varepsilon_{н.п}=\varepsilon_{ск}(1-k^m{}_п)+\varepsilon_в W^m{}_в+\varepsilon_{н,г}(k^m{}_п-W^m{}_в) \qquad (7.69)$$

Используя (7.63), получим для рассматриваемого случая уравнение

$$\frac{\varepsilon_{ск}-\varepsilon_{н.п}}{\varepsilon_{ск}+2\varepsilon_{н.п}}(1-k_п)+\frac{\varepsilon_в-\varepsilon_{н.п}}{\varepsilon_в+2\varepsilon_{н.п}}k_п k_в+\frac{\varepsilon_{н.г}-\varepsilon_{н.п}}{\varepsilon_{н.г}+2\varepsilon_{н.п}}k_п(1-k_в)=0 \qquad (7.70)$$

или

$$\frac{\varepsilon_{ск}-\varepsilon_{н.п}}{\varepsilon_{ск}+2\varepsilon_{н.п}}(1-k_п)+\frac{\varepsilon_в-\varepsilon_{н.п}}{\varepsilon_в+2\varepsilon_{н.п}}W_в+\frac{\varepsilon_{н.г}-\varepsilon_{н.п}}{\varepsilon_{н.г}+2\varepsilon_{н.п}}(k_п-W_в)=0, \qquad (7.71)$$

решая которые относительно $\varepsilon_{н.п}$, получим формулы для расчета зависимостей $\varepsilon_{н.п}$ от $k_п$ при различных $k_в$ или от $W_в$.

Если установлена корреляционная связь между коэффициентами остаточной водонасыщенности $k_{в.о}$ и пористости $k_п$, вводя параметр относительного водонасыщения $k_в$, можно, используя одно из выражений (7.66), (7.67), (7.70), получить семейство расчетных графиков $\varepsilon_{н.п}=f(k_п)$ для различных $\bar{k}_в=\text{const}$, задаваясь значениями констант $\varepsilon_{н,г}$, $\varepsilon_в$ с учетом особенностей изучаемого геологического объекта. Отметим главные особенности этого семейства (рис. 60).

Основные зависимости семейства следующие: 1) $\varepsilon_{в.п}=f(k_п)$ с шифром $\bar{k}_в=1$ для неколлекторов и полностью водонасыщенных коллекторов рассматривалась ранее; 2) $\varepsilon_{н.п}=f(k_п)$ с шифром $\bar{k}_в=0$ для предельно нефтегазонасыщенных коллекторов расположена правее границы коллектор — неколлектор, проведенной по известному значению $k_{п.гр}$. Эта зависимость отражает слабое уменьшение $\varepsilon_{н.п}$ с ростом $k_п$, поскольку $\varepsilon_{н.п}$ обычно не превышает 2,5 и следовательно меньше $\varepsilon_{ск}$; 3) графики $\bar{k}_в=0$ и $\bar{k}_в=1$ образуют «ножницы», ограничивающие область возможных значений $\varepsilon_{н.п}$ для коллекторов данного объекта с различным водонасыщением. Между ними расположе-

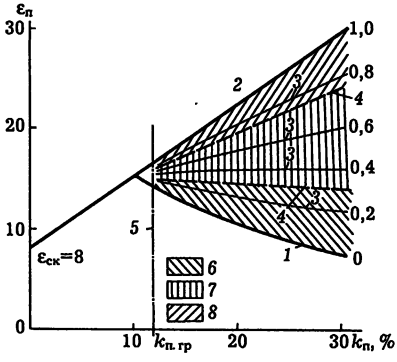


Рис. 60. Палетки для разделения терригенных коллекторов по характеру насыщения по величине диэлектрической проницаемости $\varepsilon_п$ и коэффициента пористости $k_п$ породы.

1 — $\varepsilon_{п.пред}=f(k_п)$; 2 — $\varepsilon_{в.п}=f(k_п)$; 3 — $\varepsilon_п=f(k_п)$ для различных $k_в$ (шифр кривых); 4 — $\varepsilon_{п.кр}=f(k_п)$; 5 — граница коллектор-неколлектор; 6 — нефть (газ); 7 — нефть (газ)+вода; 8 — вода

ны графики для различных $\bar{k}_в = \text{const}$, выходящие, как и зависимость $\varepsilon_{н.п}=f(k_п)$ для $\bar{k}_в = 0$, из точки, расположенной на линии $\varepsilon_{в.п}=f(k_п)$. С ростом $k_в$ при фиксированной пористости $k_п$=const величина $\varepsilon_{н.п}$ растет пропорционально объемной влажности породы $W_в$ (см. рис. 60).

Семейство графиков $\varepsilon_{н.п}=f(k_п)$ для различных $\bar{k}_в = \text{const}$ можно использовать в качестве основы для оценки характера насыщения коллекторов нефти и газа при интерпретации диаграмм диэлектрического метода, если для изучаемого геологического объекта установлено граничное значение $k_{в.кр}$ или вероятный диапазон его изменения на основе зависимостей коэффициентов относительной фазовой проницаемости от коэффициента водонасыщения (см. разд. 7.3).

Расчетные графики $\varepsilon_{н.п}=f(k_п)$ для различных $k_в$=const, $\varepsilon_{н.п}=f(k_п)$ и $\varepsilon_{н.п}=f(W_в)$ для различных $k_п$=const при правильном выборе констант петрофизических уравнений хорошо согласуются с данными лабораторных исследований.

Влияние степени гидрофобизации поверхности твердой фазы на величину $\varepsilon_п$ частично водонасыщенных пород изучено пока недостаточно. Известно только, что гидрофобизация поверхности ведет при прочих равных условиях к снижению величины $\varepsilon_п$ по сравнению со значением $\varepsilon_п$ для полностью гидрофильной породы. Степень влияния гидрофобности на величину $\varepsilon_п$ существенно меньше, чем на величину $\rho_п$.

7.4.3. Анизотропия диэлектрической проницаемости

Анизотропия породы по диэлектрической проницаемости возможна, как и по отношению к удельному сопротивлению, в породах микрослоистых и трещиноватых при неравномерной пространственной ориентации трещин. Для модели породы, рассмотренной при получении выражений (7.56), (7.57) для удельного сопротивления (см. разд. 7.3), представленной чередованием слоев с различными величинами диэлектрической проницаемости ε_1 и ε_2 с учетом относительного содержания χ_1 и χ_2 слоев 1 и 2 по толщине, будут справедливы следующие выражения:

для величины $\varepsilon_{п||}$, измеренной при параллельной слоистости ориентации силовых линий поля

$$\varepsilon_{п||}=\varepsilon_1\chi_1+\varepsilon_2(1-\chi_1) \qquad (7.72)$$

для величины $\varepsilon_{п\perp}$,измеренной в поле, силовые линии которого перпендикулярны к слоистости

$$1/\varepsilon_{п\perp}=\chi_1/\varepsilon_1+(1-\chi_1)/\varepsilon_2 \qquad (7.73)$$

Отношение значений $\varepsilon_{п||}$ и $\varepsilon_{п\perp}$, характеризующее анизотропию среды по параметру ε, зависит от различия в величинах ε_1,ε_2 и значения χ_1. Для микрослоистой породы, представленной чередованием прослоев, например, глины (1) и песчаника (2) в уравнения (7.72), (7.73) подставляем $\varepsilon_1=\varepsilon_{гл}$, $\varepsilon_2=\varepsilon_{н.п}$, $\chi_1=\chi_{гл}$. Для трещиноватой породы с одной системой трещин $\varepsilon_1=\varepsilon_{фл}$ (где $\varepsilon_{фл}$ — диэлектрическая проницаемость флюида, заполняющего трещины), $\varepsilon_2=\varepsilon_{бл}$ — диэлектрическая проницаемость блоков породы, $\chi_1=k_т$.

Возможна анизотропия диэлектрической проницаемости, обусловленна и текстурными особенностями внешне однородной породы, однако она изучена недостаточно [1, 12].

7.4.4. Влияние термобарических условий на диэлектрическую проницаемость

Влияние термобарических условий (эффективного давления и температуры) на диэлектрическую проницаемость породы $\varepsilon_п$ определяется в основном влиянием этих факторов на параметры $\varepsilon_{ск}$ твердой фазы и $\varepsilon_{фл}$ флюида, насыщающего емкостное пространство породы (см. подразд. 7.2). Изменения $\varepsilon_п$, обусловленные влиянием эффективного давления и температуры на структуру емкостного пространства породы, существенно меньше, чем для удельного сопротивления породы. Экспериментально и теоретически они не исследованы.

7.4.5. Пределы изменения диэлектрической проницаемости

Пределы изменения $\varepsilon_п$ различных литотипов в разрезах, представленных терригенными, карбонатными и гидрохимическими отложениями, даются в табл. 10.

Отметим наиболее существенные особенности $\varepsilon_п$ осадочных пород, которые следуют из данных табл. 10.

Таблица 10. **Диэлектрическая проницаемость, поляризуемость осадочных пород**

Порода	ε, отн. ед.	$A_в$, %
Песок	4—30	$2{,}5\cdot10^{-2}$—2
Песчаник	3—30	$3\cdot10^{-2}$—5
Алевролит	3—30	0,7—10
Глина	20	0,1—1
Аргиллит	8—12	0,5—3

1. Пределы изменения $\varepsilon_п$ терригенных и карбонатных пород определяются их влажностью, а для полностью водонасыщенных пород — их пористостью. При низкой влажности $\omega<1\%$, т. е. в очень плотных водонасыщенных породах, в предельно нефтегазонасыщенных коллекторах и битуминозных породах с низким $k_{в.р}$, величина $\varepsilon_п$ становится минимальной, приближаясь к значению $\varepsilon_{ск}$ данной породы.

Максимальные значения $\varepsilon_п$ соответствуют глинам и высокопористым водоносным коллекторам, причем $\varepsilon_{гл}$ глин обычно выше $\varepsilon_п$ коллекторов в тех же отложениях. Величина $\varepsilon_{гл}$ закономерно уменьшается с увеличением глубины и возраста отложений, однако сохраняется достаточно высокой даже для аргиллитов и глинистых сланцев, значение $k_п$ которых достигает 1—2 % благодаря высокому значению ε твердой фазы большинства глинистых минералов.

2. В гидрохимических отложениях, влажность которых обычно очень мала, значения ε определяются в основном величиной $\varepsilon_{ск}$, т. е. минеральным составом породы.

3. Величина $\varepsilon_п$ углей меняется в довольно широких пределах в зависимости от степени их метаморфизма. Максимальные значения $\varepsilon_п$ (около 15) соответствуют наиболее метаморфизованным углям — антрацитам, содержащим минерал с электронной проводимостью — графит. С уменьшением степени метаморфизма антрацита и переходом к каменным углям величина $\varepsilon_п$ постепенно снижается до 2,5—3, поскольку содержание графита уменьшается до нуля, а влажность углей остается очень низкой и на величину $\varepsilon_п$ практически не влияет. С переходом от каменных углем к бурым в углях возрастают содержание глинистого материала (зольность A_C.) и соответственно влажность, что ведет к росту $\varepsilon_п$, которая достигает наибольшего значения в бурых углях самого низкого качества.

7.5. УДЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ И ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Теоретически удельное сопротивление и диэлектрическая проницаемость магматических и метаморфических горных пород описываются выражениями для $\sigma_п=1/\rho_п$ и ε, которые получают при решении уравнения (7.63). В качестве упрощенной модели этих пород, обычно имеющих сложный минеральный состав, можно принять статистическую смесь трех компонент: 1) минералы с электронной проводимостью; 2) минералы диэлектрики и полупроводники, близкие по свойствам к диэлектрикам; 3) емкостное пространство, обычно полностью насыщенное водой. Соотношение этих компонент и определяет в основном значение $\varepsilon_п$ породы.

Пределы изменения параметров $\rho_{в.п}$ и $\varepsilon_п$ магматических и метаморфических пород приведены в табл. 9, 10.

Удельное сопротивление магматических пород определяется в первую очередь их пористостью. При очень низкой пористости всех видов магматических пород величина $k_п$ возрастает при переходе от основных к средним и кислым породам, соответственно уменьшается

Таблица 11. **Удельное сопротивление (максимально влажных), диэлектрическая проницаемость, поляризуемость метаморфических пород руд, углей, образовавшихся из осадочных пород (по В.Н. Кобрановой)**

Порода	ρ, Ом · м	ε, отн. ед.	$A_в$, %
Филлит	10^3—10^4	13	—
Гнейс	10^3—10^4	9—10	1,3—4,6
Кварцит железистый	—	5—10	0,5—10
Мрамор	10^5—10^6	8—14	0,2—2
Руда магнетитовая	10—10^5	8—14	2—20
« гематитовая	—	—	2—20
« мартитовая	10^4—10^5	15—18	2—10
Боксит	10^{-1}—10^3	—	2—35
Графит	10^{-6}—10	—	—
Уголь бурый	10—10^2	—	—
« каменный	10^2—10^6	2,5—15	—
« антрацит	10^{-3}—10	—	95

Таблица 12. **Удельное сопротивление, диэлектрическая проницаемость, поляризуемость магматических пород и образовавшихся из них метаморфических пород и руд (по В.Н. Кобрановой)**

Порода	ρ, Ом · м	ε, отн. ед	$A_в$, %
Перидотит	10^5— 10^6	5—16	—
Габбро	10^3— 10^5	9—15	0,5—2
Гранит	10^3— 10^4	4,5— 11	0,1—4
Базальт	$5 \cdot 10^2$—10^5	6—19	0,2—4
Андезит	$5 \cdot 10^2$—10	—	0,4—4
Липарит	10—10^3	—	0,5—4
Руда магнетитовая	10—10	30—35	2—20
« полиметаллическая	10^{-5}—10^4	—	3—70
« пирит-халькопирит-сфалеритовая	10^{-7}—10^{-3}	—	10—20
« медно-колчеданная	—	—	8—70
« свинцовая	—	—	0,1—10

их удельное сопротивление. Удельное сопротивление магматической породы может резко снизиться только при достаточно высоком содержании минералов (обычно руд) с электронной проводимостью, образующих единую токопроводящую систему. Диэлектрическая проницаемость при переходе от кислых к основным породам изменяется под влиянием двух факторов: уменьшения влажности, которое ведет к снижению $\varepsilon_п$; роста содержания железа и других элементов,

присутствие которых вызывает рост $\varepsilon_п$. Роль второго фактора оказывается сильнее, поэтому при переходе от кислых к основным породам $\varepsilon_п$ растет.

Удельное сопротивление большей части метаморфических пород больше 10^3 Ом · м, достигает 10^6 Ом · м, что также обусловлено их очень малой пористостью. Исключением являются глинистые сланцы с $\rho_п=1\div5 \cdot 10^2$, пористость которых выше пористости большинства метаморфических пород. Значительное содержание минералов с электронной проводимостью резко снижает $\rho_п$ метаморфических пород. При отсутствии или низком содержании минералов-проводников величина $\varepsilon_п$ определяется в основном пористостью, а при одинаковой пористости — $\varepsilon_{ск}$, так $\varepsilon_п$ кварцитов меньше $\varepsilon_п$ мрамора.

7.6. ВЫЗВАННАЯ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ

Явление вызванной поляризации заключается в том, что при пропускании импульса постоянного тока через образец породы последний приобретает разность потенциалов $\Delta U_{вп}$, которую удается обнаружить и измерить после выключения поляризующего тока. Величина вызванных потенциалов (ВП) $\Delta U_{вп}$, спадает во времени по экспоненциальному закону

$$\Delta U_{вп} = \Delta U_{впо}\, exp(-\lambda_в t), \tag{7.74}$$

где $\Delta U_{впо}$ — максимальное значение, наблюдаемое сразу после выключения поляризующего тока; $\lambda_в$ — постоянная распада поля ВП.

Для большинства пород закон спада $\Delta U_{вп}$ во времени выражается суммой экспонент с различными значениями $\lambda_в$. Вызванные потенциалы возникают благодаря поляризации породы и возбуждению в ней различных электрохимических процессов пропускаемым через нее постоянным током. Аналогичные процессы возбуждаются в породах при обработке ее и переменным током частотой от единиц герц до сотен килогерц (структурная поляризация — см.подразд.7.1.). Способность породы создавать ВП при обработке током называют вызванной электрохимической активностью и характеризуют ее параметром $A_в$:

$$A_в = \Delta U_{вп}/\Delta U_{пр}, \tag{7.75}$$

где $\Delta U_{пр}$ — разность потенциалов, приложенная к образцу для создания вызванной поляризации.

Всегда $A_в<1$ и для большинства пород $A_в<0{,}01$, следовательно, обычно $\Delta U_{вп}<<\Delta U_{пр}$. Однако для пород с значительной $A_в$ величиной $\Delta U_{вп}$ нельзя пренебречь по сравнению с $\Delta U_{пр}$ и следует рассчитывать $A_в$ по формуле

$$A_в = \Delta U_{вп}/(\Delta U_{вп} + \Delta U_{пр}), \tag{7.76}$$

поскольку при обработке образца поляризующим током ВП в образце присутствуют.

Основной объем экспериментальных исследований ВП в лаборатории представлен зависимостями ВП от плотности поляризующего

тока $\Delta U_{вп} = f(j)$, которые во многих случаях линейны в определенном диапазоне j; тогда тангенс угла наклона зависимости используют для расчета $A_в$. Важными условиями опыта являются время зарядки — обработки током образца и время, прошедшее после выключения поляризующего тока до момента измерения ВП. Сравнивая значения $A_в$, полученные разными исследователями, необходимо учитывать эти условия.

Природа ВП различна в минералах с электронной проводимостью и породах, содержащих такие минералы, и в породах с ионной проводимостью.

7.6.1. Породы с электронной проводимостью

В минералах с электронной проводимостью основную роль в возникновении ВП играют процессы, происходящие при поляризации электродов в ходе электролиза. При пропускании тока через водный раствор электролита к катоду направляются водородный H^+, Na^+, K^+ и другие катионы, к аноду — гидроксильный анион OH^-, Cl^- в растворах хлоридов и другие анионы. На катоде катионы отбирают у вещества электрода электроны и превращаются в нейтральные атомы, при этом водород, играющий важную роль в электродной поляризации, находясь в атомарном состоянии, насыщает поверхность электрода, а затем благодаря образованию молекул H_2 выделяется в виде пузырьков на поверхности электрода. На аноде анионы отдают электроду избыточные электроны. Гидроксильный анион переходит затем в воду и кислород, который вначале проходя через атомарную стадию, насыщает поверхность электрода, а затем переходит в молекулярное состояние, выделяясь в виде пузырьков. Анионы хлора переходят в атомы, а затем в молекулы Cl_2, также образуя пузырьки на поверхности электрода. Рассмотренные процессы изменяют электродный потенциал катода и анода, что приводит к образованию ЭДС электродной поляризации, равной сумме потенциалов катода и анода, а также к существенному изменению омического сопротивления цепи, в которую входит электролитическая ванна. Это отражается на зависимости измеряемой в цепи разности потенциалов E от плотности тока j. Вначале E растет пропорционально j в соответствии с законом Ома (отрезок ab на рис. 61), затем происходит резкий рост E при незначительном увеличении j (отрезок bc, рис. 61), соответствующий периоду образова-

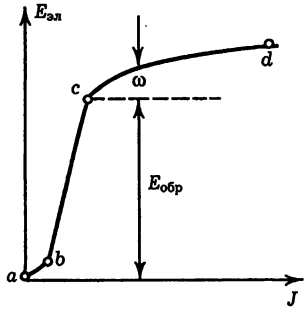


Рис. 61. Схематическая зависимость электродного потенциала $E_{эл}$, от плотности поляризующего тока. Точка d соответствует моменту достижения напряжения разложения

ния двойного слоя электродной поляризации и насыщению поверхности электрода атомами газа (H, O, Cl).

Величина E [1], соответствующая точке c, является обратимым значением ЭДС электродной поляризации. При $E > E_{обр}$ начинается выделение пузырьков газа на электродах, величина E с ростом j растет более интенсивно, чем на участке bc, но не в соответствии с законом Ома. В этой области (c—d) величину j можно представить суммой $E_{эл}=E_{обр}+E_{п}$ (здесь $E_{п}$ — э.д.с. перенапряжения), описываемая уравнением Тафеля:

$$E=a+b\lg j, \qquad (7.77)$$

где a и b — эмпирические постоянные. Величина a для металлических и угольных электродов меняется в пределах 0,5—1,5, значение b от 0,1 до 0,2, причем для большинства металлов $b=0{,}116$.

Становление величины $E_{эл}$ во времени происходит по закону $E_{эл}=\alpha+\beta\lg t$, время становления стабильного потенциала составляет для различных металлов от 90 до 120 мин, что связано с протеканием на электродах окислительно-восстановительных химических реакций между веществами, выделившимися на поверхности электрода, и материалом электрода. Спад во времени $E_{эл}$ после выключения поляризующего тока выражается уравнением $E_{эл}=K\exp(-\lambda t)$. При прочих равных условиях скорость спада $E_{эл}$ во времени тем больше, чем меньше плотность j поляризующего тока и больше содержание в растворе окислителей.

ВП изучают на образцах минералов и пород с электронной проводимостью в специальной ячейке (рис. 62). Исследуемый образец разделяет отделения ячейки с одинаковыми растворами электролита.

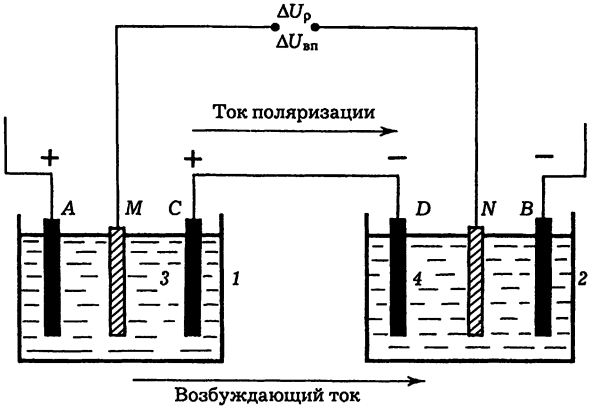


Рис. 62. Схема возникновения вызванных потенциалов (ВП) в породах, обладающих электронной проводимостью (по М. Г. Латышовой)

[1] Эту величину обозначают также $E_{р}$ и называют напряжением разложения.

При пропускании постоянного тока через систему электрод А — раствор электролита — образец — раствор электролита — электрод В образуются как бы две пары электродов А—С и Д—В, где С и Д — поверхности образца, обращенные соответственно к аноду (электрод А) и катоду (электрод В), причем на электроде С происходят процессы катодной, а на электроде Д — анодной поляризации по схемам, рассмотренным выше. В результате на образце возникает ЭДС электродной поляризации, равная алгебраической сумме электродных потенциалов С и Д. Величина скачков потенциала на поверхностях С и Д определяется плотностью тока, составом образца и контактирующего с ним раствора электролита и концентрацией последнего. Значение $\Delta U_{вп}$, фиксируемое как разность потенциалов между электродами M и N, подчиняются уравнению (7.77). Становление ВП и их спад во времени происходят по законам, установленным для потенциалов электродной поляризации.

Значения $U_{вп}$, наблюдаемые на образцах минералов с электронной проводимостью, даже при малой и средней плотностях тока j достигают нескольких вольт, что соответствует величине $A_в = 0{,}1 \div 0{,}7$. Эти значения $\Delta U_{вп}$ и $A_в$ на один-два порядка превосходят значения $\Delta U_{вп}$ и $A_в$, наблюдаемые в осадочных породах, не содержащих частиц с электронной проводимостью, являющихся ионными проводниками. Поэтому при наличии в осадочной породе рассеянных частиц пирита, гематита или угля, а в магматической или метаморфической породе вкраплений полиметаллов ВП такой породы обусловлено в основном присутствием частиц минерала с электронной проводимостью. В этом случае при пропускании тока поляризуется каждая частица по схеме, рассмотренной выше для образца минерала-проводника. В результате возникает система последовательно и параллельно соединенных элементов, которые при выключении поляризующего поля разряжаются, создавая поле ВП. При прочих равных условиях ВП породы, содержащей рассеянный минерал-проводник, тем больше, чем выше содержание в породе проводящих частиц (до известного предела, когда возникает единая токопроводящая система таких частиц) и чем больше суммарная поверхность частиц. Последнее доказано исследованием вызванных потенциалов пород, содержащих вкрапления полиметаллов.

7.6.2. Породы с ионной проводимостью

В ионных проводниках, к которым относятся осадочные и магматические породы, не содержащие минералов с электронной проводимостью, природа вызванных потенциалов связана с электрокинетическими явлениями в поровых каналах, заполненных водным раствором электролита.

Рассмотрим природу вызванных потенциалов в осадочных породах на примере двух моделей пористой дисперсной системы, какой является осадочная порода.

В качестве первой модели используем фиктивный грунт, образованный совокупностью сферических зерен одинакового размера, при

укладке зерен по кубической, тетраэдрической или промежуточной решетке (геометрия решетки в данном случае значения не имеет). При включении поляризующего поля происходит деформация двойного электрического слоя на поверхности каждой частицы, которая выражается в перемещении подвижных катионов внешней обкладки ДЭС в направлении катода, в результате чего на поверхности частицы, обращенной к аноду, возникает избыток отрицательного, на поверхности, обращенной к катоду — избыток положительного заряда. Таким образом, на стадии зарядки возникает система диполей, распределенных в объеме породы (объемная поляризация в отличие от поляризации поверхности электрода и минералов-проводников), с моментом p каждого диполя, равным произведению заряда e на диаметр частицы d_3. Величина e определяется значением ξ-потенциала на поверхности твердой фазы и содержанием в единице объема пор катионов ДЭС — приведенной емкостью обмена $q_п$. При снятии поляризующего поля равновесное состояние ДЭС на поверхности частицы восстанавливается путем возврата смещенных катионов, при этом создается спадающее во времени поле ВП, которое исчезает при достижении ДЭС равновесия. Эта гипотеза, предложенная в 1951 году М.Г. Латышовой, объясняет основные закономерности, характерные для ВП осадочных пород, установленные экспериментально [23].

1. Величина $A_в$ породы с ионной проводимостью при неизменных свойствах самой породы (структура пор, гранулометрический состав) растет пропорционально удельному сопротивлению $\rho_в$ раствора, насыщающего породу, уменьшается при изменении состава катионов во внешней обкладке ДЭС с переходом от одновалентных к двухвалентным катионам, а при замещении двухвалентных катионов трех- и четырехвалентными резко уменьшается и меняет свой знак в связи с изменением знака внешней обкладки ДЭС (перезарядки). Эти особенности ВП полностью отражают поведение ξ-потенциала в связи с изменением указанных факторов: чем больше ξ, тем больше ВП и $A_в$.

2. Величина $A_в$ терригенных пород-коллекторов при устойчивом минеральном составе скелетных зерен и глинистой фракции, насыщенных раствором одинакового состава и концентрации, закономерно растет с уменьшением проницаемости и среднего радиуса пор, ростом удельной поверхности и глинистости до определенных значений $k_{пр}$, $d_п$, $S_п$ и $C_{гл}$, при которых связь $A_в$ с указанными параметрами сначала выполаживается, а затем меняется на обратную (рис. 54). Наличие такой зоны инверсии рассматриваемых связей подтверждено экспериментами на искусственных мономинеральных образцах с различными гранулометрическим составом зерен, размером пор и т. д. Диапазон зоны инверсии зависит от концентрации и состава раствора, насыщающего образец. Для растворов с концентрацией, характерной для фильтрата глинистого раствора и слабоминерализованных пластовых вод, зона инверсии характеризуется значениями $k_{пр}$=20—50 · 10^{-12} м^2, $d_п$=5—10 мкм, $s_Ф$=10^3—2 · 10^3 см$^{-1}$, типичными для перехода от хороших к плохим коллекторам. ВП пород-неколлекторов с $k_{пр}$<10^{-12} м^2 изучено меньше, однако известно, что в

глинах и неколлекторах с высокой глинистостью значения ВП низкие. Таким образом, в области пород-неколлекторов связь ВП с проницаемостью и средним размером пор обратная.

Такой характер связи $A_в$ с параметрами $k_{пр}$, $s_Ф$ (рис. 63, 64) и др. хорошо объясняет изложенная гипотеза, если учесть совместное влияние двух факторов — $q_п$ и ξ. Для большей части коллекторов с уменьшением среднего размера скелетных зерен, ростом глинистости растут значения $S_п$ и $q_п$, при этом уменьшается $k_{пр}$ и $\bar{d}_п$. Рост $q_п$ и $S_п$ обусловливает увеличение количества подвижных катионов ДЭС, формирующих эффект ВП, что приводит к росту $A_в$. В этой области величина ξ-потенциала зависит только от концентрации свободного раствора, состава катионов ДЭС и природы поверхности твердой фазы и не зависит от размеров пор (рис. 64). При входе в область пор малого размера, соизмеримых с толщиной ДЭС (см. подразд. 4.2), $\delta_{дэс}$, а соответственно и ξ начинают снижаться с уменьшением $d_п$. Снижение ξ происходит интенсивнее, чем рост $q_п$, что и вызывает изменение характера связи $A_в$ с проницаемостью (см. рис. 63) и параметрами, характеризующими дисперсность породы. В породах с ультратонкими

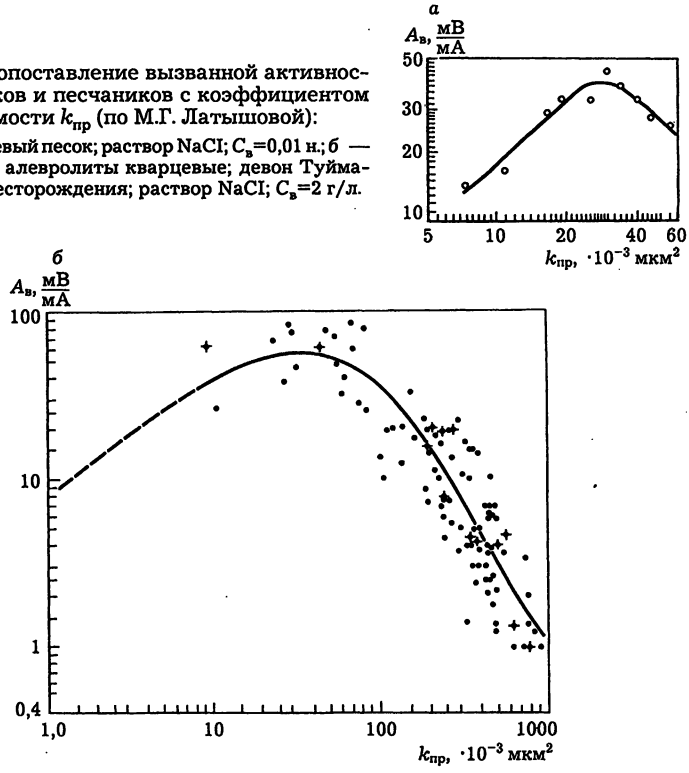


Рис. 63. Сопоставление вызванной активности $A_в$ песков и песчаников с коэффициентом проницаемости $k_{пр}$ (по М.Г. Латышовой):

а — кварцевый песок; раствор NaCl; $C_в$=0,01 н.; *б* — песчаники, алевролиты кварцевые; девон Туймазинского месторождения; раствор NaCl; $C_в$=2 г/л.

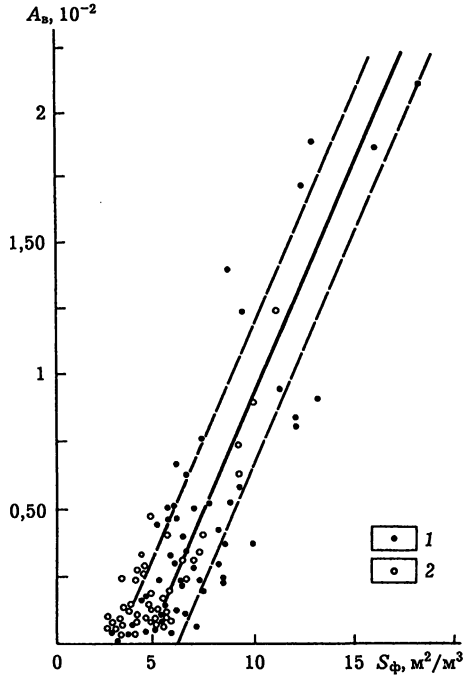


Рис. 64. Зависимость между параметром $A_в$ и удельной поверхностью фильтрации $s_ф$; кварцевые песчаники (*1*) и алевролиты (*2*) (по В.М. Добрынину)

порами (плотные глины) при близких к нулю значениях ξ значения $A_в$ минимальны.

3. В частично влажных породах, например, нефтегазонасыщенных терригенных коллекторах при прочих постоянных условиях $A_в$ вначале растет с уменьшением W и $k_в$, а затем при низких W и $k_в$ снижается. Это явление с позиций рассмотренной гипотезы также имеет объяснение: вначале с уменьшением W и $k_в$ растет концентрация катионов ДЭС $q'_п$ в проводящем объеме пор, поскольку $q'_п = q_п/k_в$, что приводит к росту $A_в$, но начиная с некоторых $k_в$ толщина слоя остаточной воды становится соизмеримой с $\delta_{дэс}$, что также приводит к снижению ξ более интенсивному, чем рост $q'_п$, а это в свою очередь изменяет характер связи $A_в$ с W и $k_в$ (инверсия, как и в предыдущем случае).

4. Время зарядки породы до стабильных значений ВП и продолжительность спада ВП во времени зависят от размеров частиц, слагающих породу, а следовательно, от параметров $k_{пр}$ и $q_п$. С увеличением среднего размера частиц, величины $k_{пр}$ и уменьшением $q_п$ время зарядки и разрядки растет, что объясняется увеличением пути, а следовательно, и времени возвращения смещенных при поляризации катионов к их равновесному положению. Для монодисперсных сис-

тем спад ВП во времени характеризуется простой экспонентой с одной постоянной распада поля ВП. Для полидисперсных систем, в том числе образцов терригенных пород, распад поля ВП описывается суммой экспонент с различными постоянными распада.

В качестве второй модели пористой среды рассмотрим систему параллельных капилляров переменного сечения по оси капилляра. Каждый капилляр представим чередованием элементов 1 и 2 — сужения длиной l_1 и площадью сечения S_1 и расширения длиной l_2 и сечением S_2. Элементы 1, 2, в которых ДЭС занимает соответственно большую и меньшую долю объема пор, различаются числами переноса катионов и анионов. При наложении внешнего поля, как и в случае первой модели, подвижные катионы ДЭС смещаются в одном направлении, что приводит к накоплению избытка положительных зарядов в одной стороне каждого элемента и дефицита их в другой, вдоль каждого канала образуется цепочка последовательно расположенных диполей, создающих поле ВП. После снятия поляризующего поля смещенные заряды возвращаются на прежнее место, создавая при этом спадающие во времени разность потенциалов и ток ВП.

Авторы этой модели и соответствующей гипотезы ВП А. Ф. Постельников (1959 г.), Д. А. Фридрихсберг, М. П. Сидорова (1961 г.) основным фактором возникновения ВП в породах с ионной проводимостью считают чередование в капиллярах участков с различными числами переноса ионов и возрастание этого различия в локальных зонах поровых каналов при наложении поляризующего поля, а в качестве механизма тока ВП предлагают диффузию ионов из участков с повышенной их концентрацией в зоны пониженной концентрации. Эта гипотеза получила название концентрационно-диффузионной. Величина $A_в$ выражается следующей формулой (Д. А. Фридрихсберг):

$$A_в = \frac{4\gamma\varphi(\Delta n)^2}{(1+\varphi)(\gamma+\varphi)}, \qquad (7.78)$$

где γ — отношение электропроводностей в объеме узкого (1) и широкого (2) капилляров; $\varphi = S_2 l_1 / S_1 l_2$; Δn — разность чисел переноса в узком и широком капиллярах.

Вторая модель, как и первая, объясняет результаты экспериментального изучения ВП пористых сред с ионной проводимостью. Важная особенность этой модели — акцентирование роли неоднородности сечения капилляра как одного из условий появления ВП в пористой системе. Роль этого фактора показывают исследования ВП на искусственных образцах с постоянным сечением поровых каналов, ориентированных по направлению поляризующего тока (волокнистая вата). На таких объектах величина $A_в$ существенно ниже, чем для природных и искусственных зернистых образцов, поскольку здесь не возникает множество локальных диполей, приуроченных к зернам (первая модель) или расширениям поровых каналов (вторая модель). Происхождение ВП в объектах с простейшей геометрией пор (пучок параллельных капилляров постоянного сечения или система параллельных щелевидных пор — третья модель) можно объяснить соче-

танием процессов электроосмоса, возникающего на стадии зарядки, и образования фильтрационных потенциалов (см. подразд. 7.7), созданных электроосмотическим перемещением жидкости (В. Н. Дахнов, 1947 г.). Компонента ВП, обусловленная этими процессами, по-видимому, возникает в пористой среде с любой геометрией пор, но доля ее в суммарном эффекте ВП незначительна [21].

Сравнивая первую и вторую модели, заметим, что принципиальной разницы между ними нет, так как в обоих случаях механизмом, создающим поле ВП, являются перемещение подвижных катионов внешней обкладки ДЭС вдоль границы раздела твердая фаза — жидкость со сложной геометрией и возникновение системы локальных диполей, а процессом спада ВП во времени — возвращение переместившихся при поляризации катионов в первоначальное положение. Механизм разрядки — спада поля ВП, предложенный авторами второй модели (диффузия перемещенных при зарядке катионов), сомнителен, поскольку скорость наблюдаемого в экспериментах спада $\Delta U_{вп}$ во времени значительно выше той, которая наблюдалась бы в случае возврата поляризованной системы к равновесному состоянию за счет процесса диффузии.

7.6.3. Вызванная электрохимическая активность осадочных, магматических и метаморфических пород

Отметим важнейшие особенности ВП в разрезах, представленных осадочными, магматическими и метаморфическими породами, следующие из анализа данных таблиц 7, 8, 9.

Осадочные породы. Терригенные отложения. При отсутствии или незначительном (доли процента) содержании минералов-проводников в породах-коллекторах величина $A_в$ растет с уменьшением проницаемости и ростом глинистости коллектора, достигая максимальных значении в плохих коллекторах, близких по свойствам к границе коллектор — неколлектор (см. рис. 63). В породах-неколлекторах величина $A_в$ падает с ростом глинистости, степени уплотнения глинистого материала и в конечном счете с ростом параметра $q_п$. $A_в$ терригенных пород, не содержащих углистых и рудных включений, составляет 0,001—0,1.

Пласты угля, терригенные породы со значительным содержанием пирита, магнетита и углистых частиц характеризуются повышенными значениями $A_в$. Величина $A_в$ углей растет с ростом содержания в угле графита, отражающим степень метаморфизма угля, и с уменьшением зольности угля. $A_в$ пиритизированных пород увеличивается пропорционально росту содержания в породе пирита, пока частицы пирита не образуют единой токопроводящей системы. Время распада поля ВП в пиритизированных породах существенно больше, чем в других литотипах терригенного разреза. $A_в$ терригенных пород с углистыми и рудными включениями (пирит и др.) составляет 0,05—0,6.

По параметрам $A_в$ и $\lambda_в$, определяемым методом ВП в скважине, можно проводить литологическое расчленение разреза, выделять коллекторы и оценивать их проницаемость с учетом данных других

методов ГИС. По данным метода ВП четко выделяются пласты угля всех марок, что было широко использовано до появления гамма-гамма-метода для выделения пластов бурого угля и переходных марок угля от бурых к каменным, незначительно отличающихся от внешних пород по удельному сопротивлению.

Карбонатные отложения. Возможности использования параметров ВП для изучения карбонатного разреза исследованы в меньшей степени. Имеются предпосылки для выделения в карбонатном разрезе трещинных зон путем использования аномальной геометрии пор трещинного коллектора.

Высокие значения $A_в$ в водоносных коллекторах, насыщенных пресной водой, явились основанием для широкого применения метода ВП в разведочной геофизике при поисках и разведке скоплений пресной воды.

Магматические и метаморфические породы. При отсутствии в этих породах включений минералов-проводников $A_в$ магматических и метаморфических пород невысокое и составляет 0,001—0,04. В зонах оруденения эти породы содержат вкрапления рудных минералов, что приводит к резкому увеличению $A_в$ до 0,1—0,6. При прочих равных условиях $A_в$ тем больше, чем выше содержание минерала-проводника и больше общая поверхность рудных включений. Это явилось предпосылкой для использования метода ВП в разведочной геофизике для поисков месторождении вкрапленных руд, в первую очередь, полиметаллических [20].

7.7. ЕСТЕСТВЕННАЯ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ

Естественная электрохимическая активность горных пород — их способность создавать естественные электрические поля (поля собственной или самопроизвольной поляризации) в результате возникновения в породе различных электрохимических процессов, приуроченных, как правило, к границам пластов и более сложных геологических тел, а также к границе скважина — порода при вскрытии геологического разреза скважиной и изучении его методами ГИС. К этим процессам относятся: диффузия солей на границе растворов электролита различной концентрации, течение жидкости в пористой среде под влиянием перепада давлений, окислительно-восстановительные реакции на границе рудное тело — вмещающие породы. Соответственно различают диффузионно-адсорбционную, фильтрационную, окислительно-восстановительную электрохимическую активность.

7.7.1. Диффузионно-адсорбционная активность

На границе водных растворов электролита различной концентрации образуется диффузионная э.д.с. определяемая формулой Нернста:

$$E_д = \frac{RT}{F}\frac{n_к u - n_а \upsilon}{n_к z_к u + n_а z_а \upsilon}\ln\frac{C_1}{C_2} = K_д \ln\frac{C_1}{C_2}, \qquad (7.79)$$

где R — универсальная газовая постоянная; T — температура, К; F — число Фарадея; $n_к$, $n_а$ — число катионов и анионов в молекуле

электролита; Z_K, Z_a — валентности; u, υ — подвижности катиона и аниона; C_1, C_2 — концентрации растворов 1 и 2; $K_д$ — коэффициент диффузионной э.д.с., мВ. Последовательность индексов при С определяет знак потенциала в растворе 1 по отношению к потенциалу в растворе 2.

В общем случае

$$E_д = 2{,}3\frac{RT}{F}(N_к - N_а)\lg C_1/C_2, \qquad (7.80)$$

где

$$N_к = \frac{n_к u}{n_к z_к u + n_а z_а \upsilon}; \; N_а = \frac{n_а \upsilon}{n_к z_к u + n_а z_а \upsilon} —$$

соответственно числа переноса катионов и анионов, определяющие доли электричества, переносимые при диффузии катионами и анионами.

Для одновалентного электролита

$$K_д = 2{,}3\frac{RT}{F}\frac{u-\upsilon}{u+\upsilon}. \qquad (7.81)$$

При T=293 К коэффициент в формулах (7.80) — (7.81) принимает значение 58 мВ, а величина $K_д$ для некоторых наиболее типичных электролитов пластовых вод составляет, мВ: NaCI — 11,6; NaHCOз — 2,2; $CaCl_2$ — 19,7; $MgCl_2$ — 22,5; Na_2SO_4+2; KCl+0,4.

Анализ выражений (7.79) — (7.80) показывает, что для возникновения диффузионной э.д.с. необходимы два условия: различие чисел переноса катионов и анионов электролита, в простейшем случае одновалентного электролита — различие подвижностей катиона и аниона; различие концентраций контактирующих растворов.

На границе растворов I и II со сложным составом электролитов, из которых каждый раствор содержит соответственно m и n различных электролитов, величину $E_д$ рассчитывают по формуле Гендерсона:

$$E_д = \frac{RT}{F}\frac{(U_I - V_I)-(U_{II} - V_{II})}{(U'_I + V'_I)-(U'_{II} + V'_{II})}\ln\frac{U'_I + V'_I}{U'_{II} + V'_{II}}, \qquad (7.82)$$

где

$$U_I = \sum_{i=1}^{m} n_{к^i} C_{к^i} u_i; \; V_I = \sum_{i=1}^{m} n_{а^i} C_{а^i} \upsilon_i;$$

$$U'_{II} = \sum_{i=1}^{m} n_{к^i} C_{к^i} z_{к^i} u_i; \; V'_{II} = \sum_{i=1}^{m} n_{а^i} C_{а^i} z_{а^i} \upsilon_i,$$

U_{II}, V_{II}, U'_{II}, V'_{II} — выражения, аналогичные соответственно U_I, V_I, U'_I, V'_I, но для раствора II с суммированием по n компонент.

Диффузионно-адсорбционная э.д.с. возникает также между растворами электролита различной концентрации C_1 и C_2, когда последние не контактируют непосредственно, а разделены пористой перегородкой из диэлектрика, например, образцом породы. Если образец

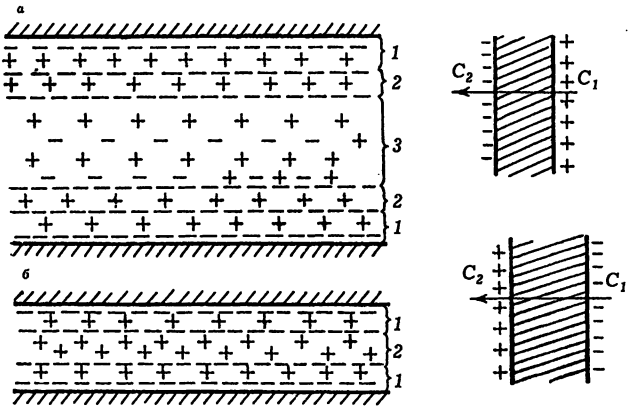


Рис. 65. Схема диффузии ионов через широкий (*а*) и узкий (*б*) капилляры (C_1, C_2 — концентрации растворов)

разделяет растворы одного и того же электролита по аналогии с выражениями (7.80) и (7.81), можно записать следующие выражения для диффузионно-адсорбционной э.д.с. $E_{да}$ и коэффициент $K_{да}$ диффузионно-адсорбционной э.д.с.:

$$E_{да} = K_{да} \lg C_1/C_2; \tag{7.83}$$

$$K_{да} = 2{,}3\frac{RT}{F}(N_к - N_а), \tag{7.84}$$

где $N_к$, $N_а$ — числа переноса ионов при диффузии их через породу, разделяющую растворы.

Для породы с крупными порами, размеры которых гораздо больше толщины ДЭС на поверхности твердой фазы (чистый песчаник или известняк), значения $N_к$ и $N_а$ не отличаются от чисел переноса для непосредственного контакта тех же растворов, поэтому $K_{да} = K_д$ и $E_{да} = E_д$ (рис. 65).

При разделении растворов породой с ультратонкими порами («идеальная мембрана» в науке о коллоидах), радиус которых соизмерим с толщиной ДЭС (плотная высокодисперсная глина), подвижные катионы ДЭС, принимая участие в диффузии ионов из раствора с большей в раствор меньшей концентрации, резко изменяют соотношение $N_к$ и $N_а$ так, что $N_к = 1$, $N_а = 0$. При этом $K_{да}$ приближается к предельному значению $K_{да.пр} = 2{,}3\ RT/F$ или 58 мВ для одновалентных электролитов при $T = 293$ К, характерному для идеальной мембраны. Значения $K_{да} = K_д$ и $K_{да} = K_{да.пр}$ определяют вид зависимостей $E_{да} = f(\lg C_1/C_2)$, соответствующих крупнопористой неглинистой породе:

$$E_{да} = K_{да} \lg C_1/C_2, \tag{7.85}$$

и плотной высокодисперсной глине:

$$E_{да.пр} = K_{да.пр} \lg C_1/C_2. \quad (7.86)$$

Эти зависимости ограничивают область значений $E_{да}$ для данной пары растворов при фиксированной T=const. Зависимости $E_{да}=f(\lg C_1/C_2)$ для пород с промежуточной характеристикой (глинистые песчаники и алевролиты, песчаные глины и т. д.) располагаются между рассмотренными зависимостями для предельных случаев. Для растворов хлористого натрия при $T = 293$ К $K_д = -11{,}6$ мВ, $K_{да.пр} = 58$ мВ, и выражения $E_{да}$, для предельных случаев принимают вид: $E_д = -11{,}6 C_1/C_2$; $E_{да.пр} = 58 \lg C_1/C_2$. По мере перехода от породы *1* к породе *2* уменьшается средний радиус пор $\bar{r}$, растет отношение $\delta/\bar{r}$, приближаясь к единице, значения $N_к$ и $N_а$ стремятся соответственно к единице и нулю. Уменьшение r обусловлено ростом содержания в породе высокодисперсной компоненты, прежде всего — глинистых минералов. Содержание глинистого материала в породе характеризуется параметрами $C_{гл}$, $k_{гл}$, $\eta_{гл}$, $q_п$ (см. разд.2). В качестве шифра зависимости $E_{да}=f(C_1/C_2)$ целесообразно использовать параметры $q_п$ (рис. 66) или $\eta_{гл}$.

В выражениях (7.85), (7.86) отношения концентрации под знаком логарифма можно заменить обратным отношением удельных сопротивлений ρ_1 и ρ_2 растворов 1, 2:

$$E_д = K_д \lg \rho_2/\rho_1; \quad (7.87)$$

$$E_{да} = K_{да} \lg \rho_2/\rho_1. \quad (7.88)$$

Экспериментальные зависимости $E_{да}=f(\rho_2/\rho_1)$ для пород с различным $q_п$ = const являются как бы зеркальным отражением зависимостей $E_{да}=f(C_1/C_2)$ для соответствующих условий.

Зависимости $E_{да}=f(C_1/C_2)$, $E_{да}=f(\rho_2/\rho_1)$ получают путем измерений $E_{да}$ для каждого изучаемого образца в специальной электрохимической ячейке, где образец разделяет два водных раствора электролита различной концентрации. Обычно используют растворы NaCl, концентрации которых выбирают так, чтобы раствор I имитировал фильтрат промывочной жидкости, а раствор 2 — пластовую воду. Образец, как правило, насыщают раствором 2. При специальных исследованиях в качестве раствора 2 используют модель пластовой воды, раствора 1— модель фильтрата применяемых в данном районе промывочных жидкостей. Кривую $E_{да}=f(C_1/C_2)$ или $E_{да}=f(\rho_2/\rho_1)$ для единичного образца строят по нескольким точкам, из которых каждая соответствует измерению стабильного значения $E_{да}$ для конкретных величин C_1, C_2 или ρ_2, ρ_1. В серии опытов для каждого образца обычно сохраняют постоянным значение C_2, изменяя C_1 в достаточно широких пределах (2—3 порядка величины С).

Способность породы вызывать отличие диффузионно-адсорбционной э.д.с., измеряемой на образце этой породы, от соответствующего условиям опыта диффузионной э.д.с. называется диффузионно-адсорбционной активностью. Она характеризуется параметром $A_{да}$, который предложен В. Н. Дахновым (1943 г.):

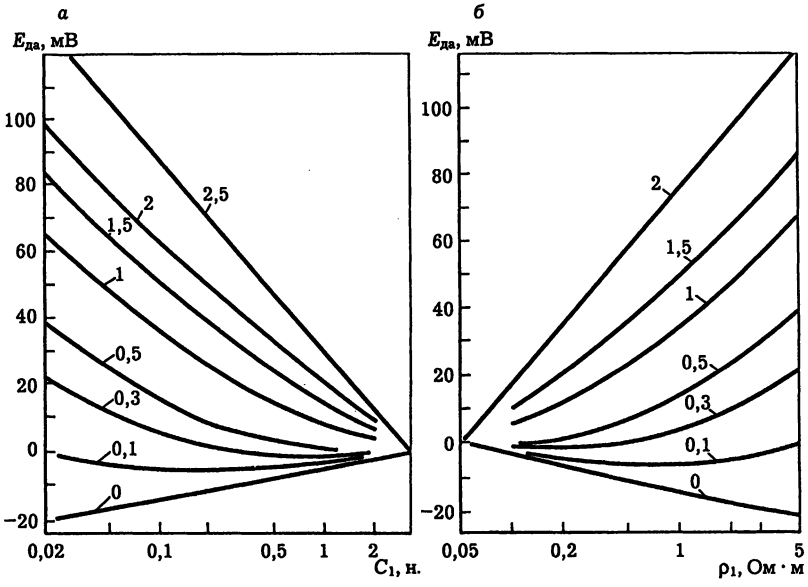


Рис. 66. Зависимости $E_{да}=f(\lg C_1)$ при C_2=const (*а*) и $E_{да}=f(\lg\rho_1)$ при ρ_2=const (*б*) для песчано-глинистых пород в растворах NaCl.
Шифр кривых — $q_п$, мг-экв/см^3

$$A_{да}=\frac{(E''_{да}-E'_{да})-(E''_{д}-E'_{д})}{\lg C_1/C_2}, \qquad (7.89)$$

где $E'_{да}$, $E'_{д}$ и $E''_{да}$, $E''_{д}$ — значения э.д.с. для концентраций C'_1 и C''_1, при C_2= const. Приближенно $A_{да}=K_{да}-K_{д}$. Значения $A_{да}$ и $K_{да}$ не являются константами, изменяются в некоторых пределах с изменением диапазона концентраций, для которого они рассчитываются. В качестве параметра породы рекомендуется определять $A_{да}$ в интервале концентраций, для которого связь $E_{да}=f(\lg C_1)$ линейна.

Теории диффузионно-адсорбционных потенциалов посвящены многочисленные работы, в которых рассмотрена связь величины $E_{да}$ с составом и концентрацией солей в растворах, разделенных образцом и насыщающем образец, с параметрами образца.

Формула Т. Теорелла (1953 г.) позволяет рассчитать $E_{да}$ между растворами одновалентного электролита с концентрациями C_1, C_2, подвижностью ионов u, υ, разделенных образцом с приведенной емкостью обмена $q_п$:

$$E_{да}=\frac{RT}{F}\left[\ln\frac{K_2}{K_1}+\frac{u-\upsilon}{u+\upsilon}\ln\frac{C_1(K_1u+\upsilon/K_2)}{(K_2u+\upsilon/K_2)C_2}\right], \qquad (7.90)$$

где

$$K_1 = \sqrt{\frac{1+q_п}{\left[(2C_1)\right]^2}} - \frac{q_п}{(2C_1)}; \; K_2 = \sqrt{\frac{1+q_п}{\left[(2C_2)\right]^2}} - \frac{q_п}{(2C_2)}.$$

Формула (7.90) получена в предположении, что $E_{да}$ является алгебраической суммой скачков потенциала $E_{ф1}$, $E_{ф2}$ на границах образца с внешними растворами (фазовые потенциалы) и диффузионной э. д. с. $E_д$, искаженной влиянием образца.

Формула Б. Ю. Вендельштейна (1970 г.):

$$E_{да} = E^{гр}_{да1} + E^{гр}_{да2}, \tag{7.91}$$

где $E^{гр}_{да1}$, $E^{гр}_{да2}$ — э.д.с. на границах образца с растворами 1, 2, которые рассчитывают по формуле

$$E^{гр}_{да} = \alpha E_д + (1-\alpha)E_{да.пр}, \tag{7.92}$$

где α и $1-\alpha$ — доли общей площади контакта внутрипоровой жидкости образца с внешним раствором, приходящиеся на свободный раствор и ДЭС в порах образца. В частном случае для растворов одновалентного электролита

$$E_{да} = \frac{RT}{F}\left(\alpha\frac{u-\upsilon}{u+\upsilon} + 1 - \alpha\right)\ln\frac{C_1}{C_2}. \tag{7.93}$$

Значение α рассчитывают как долю объема пор, занимаемую свободным раствором, с учетом порометрической характеристики образца и толщины ДЭС.

Расчетные графики $E_{да}=f(\lg C_1/C_2)$, полученные с использованием формул (7.90), (7.91), хорошо согласуются с экспериментальными данными и позволяют прогнозировать вероятные значения $E_{да}$ и $A_{да}$ для различных условий.

Рассмотрим основные особенности диффузионно-адсорбционной активности $A_{да}$ горных пород, главным образом осадочных, для которых этот параметр изучен наиболее полно.

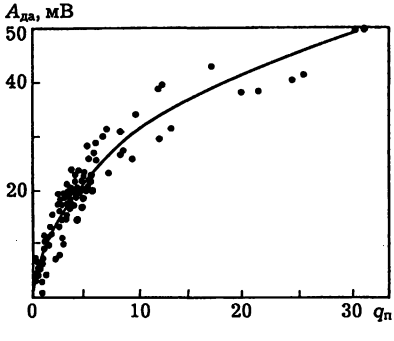


Рис.67. Зависимости величины $A_д$, от приведенной емкости обмена $q_п$ для терригенных отложений (по Б.Ю. Вендельштейну).

Подавляющая часть осадочных пород имеет отрицательный ξ-потенциал, положительную внешнюю обкладку ДЭС на поверхности твердой фазы, поэтому их значение $A_{да} \geq 0$. Положительный ξ-потенциал отмечается у некоторых разновидностей эффузивных, магматических и метаморфических пород, для них $A_{да} \leq 0$. В дальнейшем рассматриваем породы только с положительной диффузионно-адсорбционной активностью.

Пределы изменения $A_{да}$ (в мВ) для растворов: одновалентных

электролитов — от нуля до 58–$K_д$; двухвалентных — от нуля до 29–$K_д$; трехвалентных — от нуля до 19–$K_д$. В выражениях для верхнего предела $A_{да}$ постоянное слагаемое — величина $K_{да.пр}$ соответственно для растворов одно-, двух- и трехвалентных электролитов. При наличии в растворах электролитов разной валентности верхний предел $K_{да}$ и $A_{да}$ зависит от соотношения электролитов разной валентности.

Величина $A_{да}$ при прочих равных условиях зависит от соотношения в объеме пор породы концентраций катионов ДЭС $q_п$ и ионов свободного раствора $C_в$ и растет с увеличением отношения $q_п/C_в$. При $C_в$=const величина $A_{да}$ определяется значением $q_п$, с которым она тесно связана (рис. 67).

Для терригенных пород с различной глинистостью приведенная емкость обмена

$$q_п = \frac{Q}{100}\frac{1-k_п}{k_п}C_{гл}\delta_{тв} \qquad (7.94)$$

зависит прежде всего от содержания $C_{гл}$ и адсорбционной активности $Q_{гл}$ глинистого материала. От этих факторов зависит и $A_{да}$, которая растет с увеличением глинистости и активности глинистого материала породы.

При изучении параметра $A_{да}$ породы следует иметь в виду, что кроме глинистых существуют другие минералы, например, гидроксиды железа и алюминия, обладающие значительной адсорбционной активностью, сравнимой с активностью глинистых минералов. Присутствие в породе этих минералов оказывает на $A_{да}$ такое же влияние, как глинистость, поэтому содержание и активность этих минералов также следует учитывать, понимая под глинистостью содержание в породе любых высокодисперсных активных минеральных компонент.

Из всех параметров, непосредственно характеризующих глинистость породы, с $A_{да}$ наиболее тесно связана относительная глинистость $\eta_{гл}$ (рис. 69), а, следовательно, в силу (4.20), и эффективная пористость.

На рис. 68 приведена сводка корреляционных связей между относительной амплитудой $\alpha_{СП}$ ПС и пористостью коллекторов. Значение $\alpha_{СП}$ для каждого пласта рассчитывают по формуле

$$\alpha_{СП}=\Delta U_{СП}/\Delta U_{max},$$

где $\Delta U_{СП}$ и ΔU_{max}— статические (приведенные) амплитуды ПС в данном пласте и в опорном пласте с максимальной амплитудой ПС.

Пользуясь схемой на рис.68, легко показать, что относительная амплитуда ПС определяется величиной параметра Ψ независимо от характера зависимости (нелинейная или линейная):

$$\alpha_{СП}(k_п)=\sin(\pi\Psi/2), \qquad (7.95)$$

или

$$\alpha_{СП}(k_п)\cong\Psi, \qquad (7.96)$$

где, на основании (4.19) и (4.20),

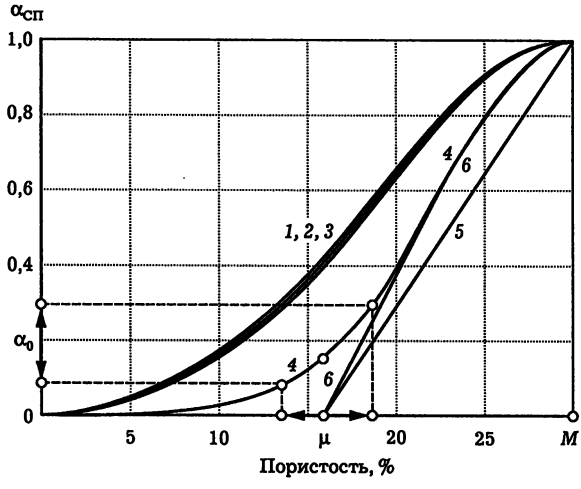


Рис. 68. Сводка экспериментальных зависимостей относительной амплитуды ПС $\alpha_{СП}$ от пористости для различных районов.

1 — девон Туймазов (по С.А. Султанову); *2* — нижний мел Прикумской впадины (по С.С. Итенбергу); *3* — терригенные отложения Тарского Прииртышья (по Е.И. Леонтьеву); *4* — юрские коллекторы Зап. Сибири; *5* — зависимость (7.96); *6* — зависимость (7.95).

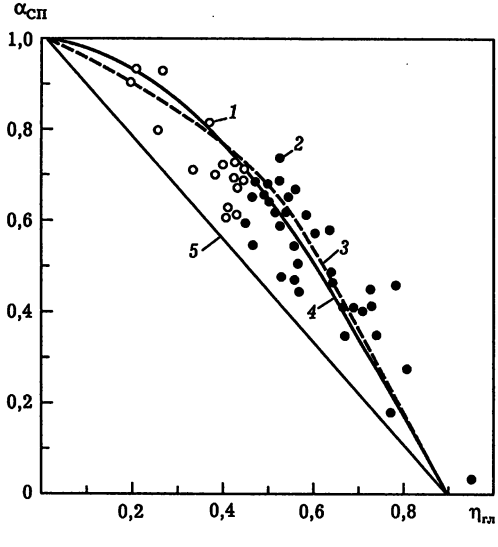


Рис.69. Корреляция относительной амплитуды $\alpha_{СП}$ с относительной глинистостью η:

1 — коллектор; *2* — неколлектор; *3* — кривая нелинейной регрессии (по Б.Ю. Вендельштейну). *4* — расчет по формуле (7.95); *5* — расчет по формуле (7.96).

$$\Psi=(K_п-\mu)/(M-\mu)=1-\eta^* \qquad (7.97)$$

Ψ есть нормированная на максимальное значение эффективная пористость (или относительная глинистость η^*). Справедливость зависимостей (7.95) и (7.96) легко проверяется сопоставлением $\alpha_{сп}$ с относительной глинистостью (рис.69).

Для оперативного выделения коллекторов в процессе бурения Э.Е. Лукьяновым был предложен относительный *параметр буримости* $\Delta\tau$. Этот параметр представляет собой отношение продолжительности T бурения исследуемого пласта-коллектора к продолжительности бурения глинистого пласта-неколлектора $T_{оп}$, пройденного тем же долотом:

$$\Delta\tau=T/T_{оп}.$$

Различия в буримости глинистых и песчаных пород обусловлены тесной связью параметра буримости коллекторов с их глинистостью, а через глинистость — с величиной $\alpha_{СП}$ и эффективной пористостью (рис. 70). Отсюда следует, что дифференциация коллекторов по параметру буримости есть их дифференциация по параметру Ψ (который может быть определен не только по данным СП).

Таким образом, терригенные коллекторы с различными значениями пористости и емкости матрицы, различными минеральными составами и водоудерживающими способностями матрицы и цемента, но с одинаковыми значениями параметров Ψ (или η^*), отмечаются одинаковыми значениями относительной амплитуды СП и параметра буримости.

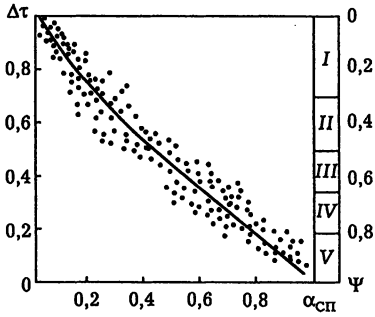


Рис.70. Разделение коллекторов на 5 градаций по эффективной пористости через параметр буримости. Точками обозначены экспериментальные данные Э.Е. Лукьянова.

Наиболее тесная связь наблюдается между проницаемостью и эффективной пористостью для гранулярных коллекторов. Высокая интенсивность связи $k_{пр}$ с $k_{пэф}$ (по сравнению с $k_п$) объясняется тем, что оба параметра — динамические, и определяются одной и той же совокупностью свойств коллектора.

Присутствие в терригенной породе неактивного (карбонатного или силикатного) цемента не оказывает влияния на величину $A_{да}$, поэтому при различном содержании в песчаниках и алевролитах этих видов цемента и при отсутствии в них глинистого материала $A_{да}=0$.

В карбонатных отложениях величина $q_п$ выражается формулой, аналогичной (7.94), если вместо $Q_{гл}$ и $C_{гл}$ в нее подставить $Q_{н.о}$ и $C_{н.о}$ — активность и содержание в породе нерастворимого остатка, значительную часть которого представляют глинистые минералы. Кроме

$q_п$ значение $A_{да}$ наиболее тесно связано с относительным содержанием в породе нерастворимого остатка $\eta_{н.о}$:

$$\eta_{н.о}=k_{н.о}/(k_{н.о}+k_п), \qquad (7.98)$$

где $k_{н.о}$ — объемное содержание нерастворимого остатка.

Характерно, что породы с существенным различием в значениях параметра $C_{н.о}$, например, мергель с $C_{н.о}=0{,}3$ и плотный известняк с $C_{н.о}=0{,}02$, но одновременно и с резко отличающейся пористостью (соответственно $k_п=0{,}2$ и $0{,}02$) могут иметь близкие значения $\eta_{н.о}$, а следовательно, и $A_{да}$.

Величина $A_{да}$ тесно связана с параметром П в породах любой литологии. Особый интерес представляют граничные значения $A_{да}$, соответствующие границе коллектор-неколлектор в терригенном разрезе. Величина $A_{да.гр}$ изменяется в довольно широких пределах — $10 \div 25$ мВ для коллекторов с рассеянной глинистостью; $A_{да.гр}$ тем больше, чем выше активность глинистого материала.

Для геологических объектов, представленных терригенными отложениями с преобладанием глинистого цемента, достаточно выдержанного минерального состава, отмечается наличие корреляционной связи между параметрами; $A_{да}$ и $k_п$, $A_{да}$ и $k_{пр}$ в области значений $k_п$ и $k_{пр}$, где величина этих параметров зависит от глинистости. На этих же связях обычно выделяется область наиболее высоких значений $k_п$ и $k_{пр}$, в пределах которой $A_{да}=0$ или некоторому минимальному значению, которое не меняется при изменении $k_п$ и $k_{пр}$ в довольно широких пределах.

Диффузионно-адсорбционная активность в пластовых условиях $A_{да}(p, p_{пл}, T)$ характеризуется уравнением

$$\frac{A_{да}(p,p_{пл},T)}{A_{да}(0)} \approx \left[\frac{A_{да}(p_{эф})}{A_{да}(0)}\right]_{p_{пл},T} \times$$

$$\left[\frac{A_{да}(p_{пл})}{A_{да}(0)}\right]_{p_{эф},T} \times \left[\frac{A_{да}(T)}{A_{да}(0)}\right] = K_1K_2K_3$$

где $A_{да}(0)$ — диффузионно-адсорбционная активность образца при атмосферных условиях.

Коэффициент K_1 учитывает изменение $A_{да}$, обусловленное всесторонним сжатием породы. Это изменение можно рассчитать, используя связь между $A_{да}$ и приведенной емкостью обмена $q_п$ на основе того изменения, которое произойдет в результате уменьшения коэффициента пористости $k_п$ при всестороннем сжатии. Расчеты и данные эксперимента показывают, что для слабоглинистых коллекторов с $k_п>10\%$ величина K_1 составляет 1,03—1,08, следовательно, изменение $A_{да}$ под влиянием эффективного напряжения не превысит 10%. В плотных глинах рост $A_{да}$ под влиянием $p_{эф}$ достигает 25%, что объясняется резким увеличением доли, занимаемой ДЭС, в субкапиллярах глин при сокращении их объема в результате всестороннего сжатия.

Величину коэффициента K_2, учитывающего влияние на изучаемый параметр деформации твердой фазы породы под действием пластового давления при $p_{эф}$=const, можно принять равной единице, поскольку сжимаемость основных породообразующих минералов в диапазоне пластовых давлений, типичных для большинства нефтегазовых месторождений, невелики.

Влияние температуры на величину $A_{да}$ в первом приближении оценивают, рассчитывая K_3 по формуле

$$K_3 = \frac{A_{да}(T)}{A_{да}(T_0)} \approx \frac{t+273}{293}.$$

В действительности влияние температуры на величину $A_{да}$ сложнее, поскольку с ростом температуры изменяются параметры ДЭС на поверхности поровых каналов. Экспериментальные данные показывают, что характер роста $A_{да}$ с увеличением T определяется относительной глинистостью образца.

7.7.2. Фильтрационная активность

При фильтрации жидкости, в частности, водного раствора электролита через капилляр конечной длины между концами капилляра возникает фильтрационная э.д.с. (потенциал течения) $E_ф$, определяемая уравнением Гельмгольца:

$$E_ф = \frac{\varepsilon\xi\rho_в}{4\pi\mu}\Delta p, \qquad (7.99)$$

где ε, $\rho_в$, μ — соответственно диэлектрическая проницаемость, удельное сопротивление, абсолютная вязкость фильтрующейся жидкости; Δp —перепад давления между концами капилляра.

Формула справедлива также для системы параллельных капилляров (идеальный грунт), моделирующих пористую среду, при условии, что радиус капилляров $r_к$ намного превышает толщину ДЭС $\delta_{дэс}$.

Обозначая множитель перед Δp в выражении (7.96) через $A_ф$, получим $E_ф = A_ф\Delta p$, где $A_ф$ — коэффициент фильтрационной электрохимической активности. Последняя представляет собой способность пористой среды, в частности, образца горной породы создавать разность потенциалов течения при фильтрации жидкости через образец.

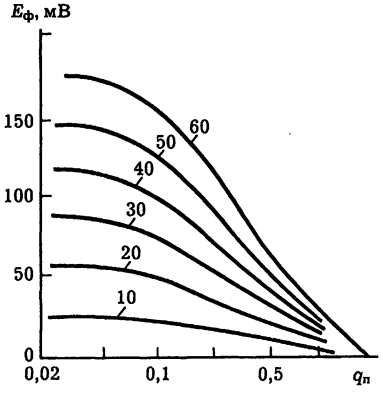


Рис. 71. Экспериментальные зависимости $E_ф=f(q_п)$ для разных Δp (шифр кривых) при $\rho_в$=1,5 Ом · м (по Хиллу и Андерсону)

Фильтрационные э.д.с., наблюдаемые в образцах терригенных

пород-коллекторов и неколлекторов с различной глинистостью, характеризуются экспериментальными зависимостями $E_ф=f(q_п)$ для различных фиксированных $\Delta p = const$ при постоянном значении для рассматриваемого семейства кривых (рис. 71). Анализ этих зависимостей показывает существенное влияние параметра $q_п$, следовательно, среднего эффективного радиуса пор на величину $E_ф$. Для пород с $\bar{r}>10$ мкм и $q_п<0{,}1$мг-экв/см^3, т. е. для средних и хороших коллекторов, величина $E_ф$ практически не зависит от $\bar{r}$ и равна э.д.с. Гельмгольца. Для пород с $\bar{r}<10$ мкм и $q_п>0{,}1$ мг-экв/см^3, т. е. для плохих коллекторов, неколлекторов, глинистых корок и глин, значения $\bar{r}$ соизмеримы с $\delta_{дэс}$. В поровых каналах с таким $\bar{r}$ величина ξ зависит не только от состава и свойств твердой фазы и жидкости, но также от $\bar{r}$ благодаря электростатическому отталкиванию катионов подвижной части ДЭС друг от друга с перемещением их в направлении границы твердая фаза — жидкость. Уменьшение ξ в капиллярах конечного радиуса по сравнению с значением ξ_0 в капиллярах с $\bar{r}>>б_{дэс}$ происходит по закону

$$\xi=\xi_0\frac{\bar{r}-\delta_{дэс}}{\delta_{дэс}}\ln\left(1-\frac{\delta_{дэс}}{\bar{r}-\delta_{дэс}}\right) \qquad (100)$$

При $\bar{r}\to б_{дэс}$ $\xi\to 0$, поэтому $E_ф\to 0$.

Изложенное позволяет сделать вывод, что величина $E_ф$ практически не зависит от величины $\bar{r}$, а следовательно, и от коэффициента проницаемости $k_{пр}$ в широком диапазоне изменения последнего для пород-коллекторов, исключая плохие коллекторы. Интересно отметить, что граница областей значений $q_п$, $\bar{r}$, $k_{пр}$, где величины $E_ф$ и ξ практически не зависят от перечисленных параметров и где эта зависимость наблюдается, примерно совпадает с границей, разделяющей области значений $k_{пр}$, $q_п$, $\bar{r}$, для которых установлен различный характер связи коэффициента $A_в$ с рассматриваемыми параметрами.

При фильтрации жидкости через два последовательно расположенных образца с различными $q_п$, $k_{пр}$ и т. д., суммарная э.д.с. фильтрации обоих образцов

$$E_{ф\Sigma}=A_{ф1}\Delta p_1+A_{ф2}\Delta p_2, \qquad (101)$$

где $A_{ф1}$, $A_{ф2}$ — фильтрационные электрохимические активности; Δp_1, Δp_2 — перепады давления соответственно для первого и второго образцов. Существенной особенностью выражения (101) является то, что вклад каждого образца в суммарный эффект пропорционален Δp между концами этого образца, а следовательно, обратно пропорционален величине $k_{пр}$. Это значит, что если один из образцов представлен коллектором, а другой — неколлектором, глиной или моделью глинистой корки, то суммарная э.д.с. $E_ф$ будет практически зависеть только от фильтрационной активности слабопроницаемого образца, например, глинистой корки, поскольку вклад образца-коллектора будет пренебрежимо мал.

Наибольший интерес для оценки фильтрационной составляющей амплитуды аномалии СП при интерпретации результатов ГИС пред-

ставляют результаты, полученные М.А. Беляковым, при фильтрации глинистых растворов с различной водоотдачей через образцы коллекторов с различной проницаемостью. В этих опытах в ходе фильтрации через образец глинистого раствора часть образца кольматировалась, а на торце образца возникала глинистая корка. В дальнейшем происходило течение фильтрата глинистого раствора через последовательно расположенные глинистую корку — зону кольматации — коллектор, при котором фиксировались стабильные значения $E_ф$.

Сопоставление $E_ф$ с параметром $k_{пр}$ позволяет установить следующее (рис.72). При фильтрации раствора электролита, не содержащего глинистых частиц, в широком диапазоне $k_{пр}$ наблюдается рост $E_ф$ с увеличением $k_{пр}$. При фильтрации глинистого раствора характер связи между $E_ф$ и $k_{пр}$ меняется с переходом от неколлекторов к коллекторам. Причем наклон графика при аппроксимации зависимости $E_ф=f(\lg k_{пр})$ прямой меняется на обратный с уменьшением водоотдачи (ВО) глинистого раствора, т. е. с повышением качества глинистого раствора. Для некоторых промежуточных значений ВО величина $E_ф$ остается практически постоянной при изменении $k_{пр}$ в широких пределах. Фильтрационная составляющая аномалии СП в коллекторе $E_{s.ф}$ является алгебраической разностью $E_{ф.гк}-E_{ф.вм}$ э.д.с. фильтрации в глинистой корке[1], возникшей на границе скважина—пласт—коллектор и во вмещающих породах, например, глинах. Величину $E_{s.ф}$ можно оценить для конкретных условии разреза: а) по графикам, типа приведенных на рис. 71; в этом случае для заданных значений $q_п$, характеризующих глинистую корку и вмещающие глины, и известного Δp по соответствующему графику $E_ф=f(q_п)$ находят значения $E_{ф.гк}$ и $E_{ф.гл}$; далее вычисляют их разность $E_{ф.гк}-E_{ф.гл}=E_{sф}$; если значение $\rho_ф$ отличается от $\rho_в$=1,5 Ом · м, полученное $E_{sф}$ пересчитывают с учетом различия $\rho_ф$ от 1,5 Ом · м; б) по графикам на рис. 71 находят величину $E_{ф.гк}$ для известных значений ВО глинистого

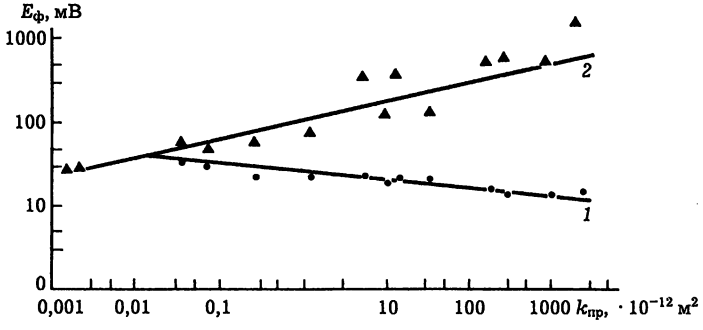


Рис. 72. Экспериментальные зависимости фильтрационной э.д.с. $E_ф$ от коэффициента проницаемости $k_{пр}$ (по М.А. Белякову): *1* — фильтрация воды через образец; *2* — фильтрация глинистого раствора через образец

раствора и $k_{пр}$ коллектора; из значения $E_{ф.гк}$ вычитают $E_{ф.гл}$, используя минимальные значения неколлекторов.

Для коллекторов нефти и газа, залегающих на глубинах 1—3 км, фильтрационная компонента СП составляет 10—30 мВ для глинистых растворов с ВО 5—10 см^3 за 30 мин. При бурении на технической воде или на глинистых растворах с высокой ВО в зонах интенсивного поглощения промывочной жидкости при больших репрессиях на пласт значения $E_{sф}$ достигают 100 мВ и более.

7.7.3. Окислительно-восстановительная электрохимическая активность

Окислительно-восстановительная электрохимическая активность характерна для минералов с электронной проводимостью и пород с высоким содержанием этих минералов. Она обусловлена процессами электродной поляризации и окислительно-восстановительными реакциями, происходящими на границе электронно-проводящего минерала с окружающей средой.

Электродные потенциалы. На границе металла с водным раствором электролита атомы металла переходят в раствор в виде катионов, при этом свободные электроны, сохраняясь в металле, сообщают его поверхности отрицательный заряд, а катионы металла — положительный раствору близ поверхности металла. Между металлом и раствором возникает разность потенциалов — электродный потенциал, который можно рассчитать по формуле Нернста

$$E_э = \frac{RT}{zF}\ln\frac{p}{P} = \frac{RT}{zF}\ln\frac{c}{C}, \qquad (7.102)$$

где p и c — осмотическое давление и концентрация ионов металла в растворе; P — электролитическая упругость растворения металла; C — концентрация ионов металла, соответствующая нормальному электродному потенциалу E_0 данного металла.

Интенсивность растворения металла тем больше, чем меньше начальная концентрация его в растворе. Минимальная интенсивность растворения соответствует контакту концентрированного раствора иона данного металла с этим металлом.

Если металл электрода образует при растворении ионы различной валентности, возможны реакции следующего типа, порождающие э.д.с.:

$$Fe \rightarrow Fe^{2+},\ Fe \rightarrow Fe^{3+},\ Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$$
$$E = -0{,}43\ В;\ E = -0{,}04\ В.\ E = 0{,}77\ В,$$

Если электроды из двух различных металлов соединены накоротко и погружены в раствор электролита вследствие различия в значениях E_0 металлов (табл. 13), эти электроды образуют гальванический элемент.

Гальваническая пара создает э.д.с., равную разности электродных потенциалов, вычисленных по формуле (7.102), при этом происходит коррозия металла с более низким значением $E_э$.

Таблица 13. **Значения E_0 различных металлов**

Металл	Ион	E_0, В
Натрий	Na^+	−2,71
Магний	Mg^{2+}	−2,38
Алюминий	Al^{3+}	−1,66
Железо	Fe^{2+}	−0,43
Свинец	Pb	−0,43
Водород	H^+	0
Медь	Cu^+	+0,34

Окислительно-восстановительные реакции. Различные минералы и горные породы (сульфиды металлов, железные руды, графит, антрацит и т.п.) в условиях естественного залегания подвергаются окислительно-восстановительным реакциям. Вид этих реакций определяется химическим составом минерала или минеральным составом породы, водородным pH и окислительно-восстановительным Eh фактором среды, температурой, химическим составом и концентрацией электролитов в контактирующих с минералом водах.

Окислительно-восстановительные реакции также приводят к появлению заряда на поверхности минерала или породы и образованию двойного электрического слоя, как и на поверхности электрода, погруженного в раствор. При протекании окислительной реакции поверхность окисляемого минерала заряжается отрицательно, а раствор — положительно. При восстановительной реакции знак твердой фазы и раствора близ границы с ней — противоположный указанному для окислительной реакции.

Величины э.д.с. окислительно-восстановительного происхождения в разрезах осадочных, магматических и метаморфических пород достигают сотен милливольт, значительно превышая значения э.д.с. диффузионного и фильтрационного происхождения. Максимальные аномалии СП такого происхождения наблюдаются в скважинах, пересекающих рудные тела или пласты высокометаморфизованного угля (антрацит), в которых содержание минерала с электронной проводимостью достаточно высоко для образования единой токопроводящей системы.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Перечислите известные Вам электрические свойства горных пород.
2. Назовите факторы, определяющие величину проводимости породы.
3. Как зависит удельное сопротивление породы от влажности?
4. Каким уравнением определяется проводимость растворов электролитов?
5. Проанализируйте влияние глинистости на удельное сопротивление осадочных пород.

6. Дайте краткий обзор природы диэлектрической проницаемости различных минералов и жидкостей, насыщающих породу.

7. Что такое частотная дисперсия диэлектрической проницаемости? Дайте примеры.

8. Каково влияние температуры и давления на проводимость и диэлектрическую проницаемость горных пород?

9. Объясните характер зависимостей потенциалов собственной поляризации от фильтрационно-емкостных свойств гранулярных коллекторов.

10. Расскажите о природе вызванной поляризации в электронных и ионных проводниках.

11. Дайте анализ основных факторов диффузионно-адсорбционной активности горных пород.

8. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

Под магнетизмом понимают особую форму материальных взаимодействий, возникающих между движущимися электрически заряженными частицами. В петрофизике магнетизм проявляет себя как способность горных пород и минералов намагничиваться в магнитном поле, изменять его и сохранять намагниченное состояние после прекращения действия поля. В результате намагничивания любой объем породы приобретает магнитный момент. Магнетизм проявляется при взаимодействии двух намагниченных образцов пород или образца породы и проводника, по которому течет ток; его определяют концентрация и распределение в породе магнетиков различных типов, их химический состав, структура кристаллической решетки минералов, в частности, тип связи в ней атомов или ионов. Магнитные свойства зависят от происхождения и условий жизни пород. Они изменяются с изменением состава и структуры пород, термобарических условий их залегания. По типу магнетизма выделяются диа- и парамагнитные химические элементы, образующие все главные породообразующие минералы, и ферри-магнитные, ферро- и антиферромагнитные элементы и минералы (табл. 14).

8.1. ПРОЦЕССЫ НАМАГНИЧИВАНИЯ И МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ, ЖИДКОСТЕЙ И ГАЗОВ

В веществе, помещенном в магнитное поле, появляется внутреннее магнитное поле, которое накладывается на внешнее (намагничивающее). Напряженность суммарного магнитного поля (внешнего и внутреннего) характеризуется магнитной индукцией. Магнитная индукция

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + \vec{J}), \qquad (8.1)$$

Намагниченность вещества $\vec{J}$ является функцией напряженности внешнего поля H. Для парамагнетиков связь между $\vec{J}$ и $\vec{H}$ в широкой области полей имеет линейный характер:

$\vec{J} = æ\vec{H}$, где безразмерная величина æ носит название магнитной восприимчивости. Для ферромагнетиков условно применяют ту же форму записи, но их æ сложным образом зависит от напряженности поля.

С той же оговоркой связь между величиной магнитной индукции $\vec{B}$ и внешним полем $\vec{H}$ выражается через магнитную проницаемость

$$\mu = 1 + æ \tag{8.2}$$

Для характеристики магнитной проницаемости вакуума используется величина μ_0, равная $10^7/(4\pi)$.

Диа- и парамагнитные минералы. Большинство минералов диа- и парамагнитные; антиферромагнитных минералов значительно меньше (очень редко встречающееся метеоритное железо, α-гематит и некоторые гемоильмениты). Ферримагнитных минералов примерно полтора десятка, но их содержанием в основном обусловлена намагниченность пород, так как магнетизм других минералов (исключая природное железо) значительно меньше.

Свойство диа- и парамагнитных минералов намагничиваться в поле H характеризуют намагниченности удельные объемная $\vec{J}_V$ и массовая $\vec{J}_m$:

$$\vec{J}_V = æ\vec{H}; \quad \vec{J}_m = \chi\vec{H}. \tag{8.3}$$

Коэффициенты пропорциональности в соотношениях (8.3) названы удельными объемной æ и массовой χ восприимчивостями.

Удельная массовая намагниченность (магнитный момент единицы массы породы) $\vec{J}_m = \vec{J}_V/\delta = \chi\vec{H}$; отсюда $J_V = \delta æ \vec{H}$ и $\delta\chi = æ$, а $\chi = æ/$ м^3/кг (или см^3/г), где δ — плотность породы.

Каждая из элементарных движущихся частиц обладает собственным (спиновым) и орбитальным магнитным моментами. Моменты нейтронов и протонов и результирующий магнитный момент атомных ядер очень малы. В связи с этим можно рассматривать только суммарные магнитные моменты атомных электронных оболочек диа -и парамагнитных минералов.

Диамагнитные минералы в целом до действия поля не намагничены, так как их электронные оболочки симметричны и спин-орбитальные моменты электронов скомпенсированы. Напротив, атомы парамагнетиков обладают результирующим магнитным моментом в связи с тем, что у их электронных оболочек внутренние ($3d$ и $4f$) энергетические подуровни недостроены и спин-орбитальные моменты электронов неуравновешены. Однако и парамагнитные минералы в отсутствие поля не намагничены потому, что их результирующие атомные магнитные моменты, имея любое пространственное направление, взаимно скомпенсированы.

Таблица 14. **Классификация горных пород и минералов по магнитным свойствам (по В.М. Добрынину)**

Показатель	Диамагнетики	Парамагнетики	Ферримагнетики, ферро- и антиферромагнетики
Природа магнитных свойств	Спин-орбитальные моменты электронных оболочек атомов скомпенсированы, намагниченность появляется при ларморовской прецессии электронов в магнитном поле	Спин-орбитальные моменты электронных оболочек атомов не скомпенсированы, ориентация магнитных моментов при действии поля образуют намагниченность	Нескомпенсированные спин-орбитальные моменты параллельны в ассоциациях групп атомов — доменах
Знак магнитной восприимчивости æ и величина остаточной намагниченности $J_{v\ ост}$	æ<0; $J_{v\ ост}=0$	æ>0; $J_{v\ ост}=0$	æ>0; $J_{v\ ост}\neq 0$ Коэртицивная сила $H_c \neq 0$
Температурная зависимость æ	æ не зависит от температуры	æ уменьшается с ростом температуры	Сложно зависит от температуры
Диапазон изменения æ, ед. СИ	$10^{-4} \div 10^{-7}$	$10^{-6} \div 10^{-3}$	$10^{-5} \div 1$
Типичные представители	Золото, сера, ртуть, свинец, кальцит, гипс, ангидрит, галит, плагиоклаз, нефть, вода, углеводородные газы	Большинство горных пород и минералов, не обладающих электронной проводимостью	Магнетит (ферримагнетик с высокой $J_{v\ ост}$), α-гематит (ферромагнетик), сидерит (антиферромагнетик, очень малая $J_{v\ ост}$)

В магнитном поле электроны приобретают дополнительные скорости вследствие ларморовской прецессии. Последняя состоит в том, что в результате индукционного действия магнитного поля электроны оболочки атома приобретают ту добавочную угловую скорость, с которой их орбиты прецессируют вокруг внешнего поля (рис. 73), и как следствие этого получают дополнительный магнитный момент, пропорциональный полю и направленный в соответствии с правилом Ленца против него.

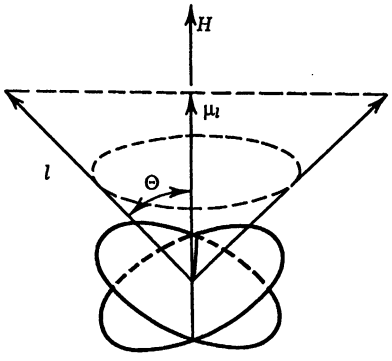


Рис. 73. Прецессия электронной орбиты l вокруг вектора магнитного поля H (по С.В. Вонсовскому)

Статистически определенная намагниченность парамагнитных минералов возникает при равновесии между ориентирующим магнитные моменты действием намагничивающего поля и дезориентирующим их влиянием теплового движения.

С ростом температуры магнитная восприимчивость парамагнитных минералов уменьшается, у диамагнитных она обычно не зависит от температуры.

Породообразующие минералы могут состоять из нескольких чисто диа- или парамагнитных элементов, но чаще они являются смесями тех и других, и тогда их магнитная восприимчивость зависит не только от магнитной восприимчивости отдельных атомов, но и от их соотношений в полиэлементном минерале, и его кристаллической структуры [1].

Намагниченность и магнитная восприимчивость, связанные с ларморовской прецессией атомных электронных орбит, характерны для всех минералов, но их учитывают только в случае чистых диа- и парамагнитных минералов, так как J и æ этого процесса много меньше тех же величин, вызванных ферри- и ферромагнетизмом.

Удельная объемная магнитная восприимчивость диамагнитных минералов невелика и отрицательна: от $-5 \cdot 10^{-4}$ (гроссуляр), $-1{,}6 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ (висмут) до нуля.

Силикатные породообразующие минералы диамагнитны, если в их составе нет ионов Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+} и некоторых других, и парамагнитны в противном случае.

К диамагнитным относятся многие важнейшие породообразующие минералы осадочных пород (кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, кальцит, ангидрит, гипс, галит, сильвин, графит). Диамагнитны также сера, висмут, медь, золото, свинец, ртуть и др.

Парамагнитны, например, мусковит, шпинели, рутил, доломит, магнезит; их магнитная восприимчивость æ также невелика: от $12{,}6 \cdot 10^{-6}$ (доломит), $37{,}7 \cdot 10^{-6}$ (магнезит) до $21 \cdot 10^{-5}$ СИ (мусковит) до

(по-видимому $25 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Оливины же, пироксены, гранаты, биотиты, амфиболы, кордиериты, вольфрамиты, касситериты, хромиты, магнитная восприимчивость которых достигает нескольких тысяч миллионных долей единицы СИ, нельзя согласно исследованиям последних лет считать чистыми парамагнетиками. Во многих разностях этих минералов содержатся микропримеси (10^{-5}—10^{-1} %) ферримагнетиков в составе относительно крупных кристаллов железосодержащих минералов. Это согласуется с их остаточной намагниченностью J_{rs} насыщения и с теми большими расхождениями в значениях æ, которые получают при измерении этих величин на чистых веществах и природных минералах [1].

В минералах магматических и реже метаморфических пород в качестве постоянных примесей чаще находится магнетит.

Ферро- и ферримагнитные минералы [1]. Изолированные атомы ферромагнитных минералов имеют значительные результирующие спин-орбитальные магнитные моменты вследствие незаполненности подуровней $3d$ и $4f$ их оболочек. Однако в одноэлементных минералах (самородное метеоритное железо) они в основном скомпенсированы и не способны к ориентации в магнитном поле из-за большой плотности упаковки атомов этих веществ. Зато спиновые моменты электронов в определенных незначительных (около 10^{-9} см^3) областях (доменах) ориентированы параллельно друг другу, и, следовательно, здесь ферромагнетики намагничены до насыщения.

Эта ориентация спиновых магнитных моментов объясняется весьма значительным положительным обменным взаимодействием между электронами незаполненных оболочек соседних атомов. Такое взаимодействие изменяет у атомов ферромагнетиков (Fe, Ni, Co, Cd) распределение электронов по возможным состояниям и ориентирует параллельно спиновые магнитные моменты, хотя тепловое движение и стремится нарушить эту структуру. Пространственная ориентация параллельных спиновых магнитных моментов одинакова лишь в пределах определенных, разных по величине доменов моноэлементного

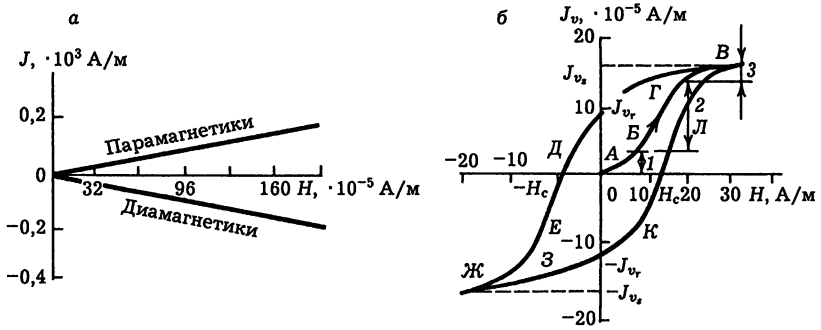


Рис. 74. Кривые намагничивания слабомагнитных веществ (*а*) и кривая намагничивания *АБВ* и петля гистерезиса *ВГДЕЖКЛВ* ферромагнетика и ее участки *1—3*

ферромагнитного минерала в связи с особенностями его кристаллической структуры и наличием энергии анизотропии кристаллов. Различны по значению и направлению также результирующие спиновые моменты, поэтому в целом до действия поля ферромагнитный минерал не намагничен. При наложении магнитного поля магнитные моменты доменов изменяются по величине и ориентируются по его направлению, что приводит к намагниченности ферромагнитного минерала. Намагниченность сохраняется и после снятия приложенного поля (остаточная намагниченность).

При температуре выше точки Кюри T_c ферромагнетики становятся парамагнетиками. Намагничивание в магнитном поле характеризуется кривой $J_V=f(H)$, которая для ферромагнетиков (рис. 74, *б*) значительно отличается от аналогичных кривых для диа- и парамагнетиков (рис. 74, *а*).

Возрастание намагниченности с увеличением напряженности поля у ферромагнетиков нелинейно. Кривая намагничивания имеет характерные участки *1*—*3* (см. рис. 74, *б*). Участок *1* соответствует обратимому процессу, при котором связь между J_V и H линейна и намагниченность исчезает вместе со снятием намагничивающего поля. Это процесс обратимого смещения границ, при котором намагниченность растет за счет увеличения магнитного момента отдельных доменов в связи с ростом их размеров без изменения ориентации границ.

На участке *2* намагниченность резко возрастает с увеличением H вследствие смещения границ: вырастают размеры доменов с ориентацией векторов намагниченности, одинаковой и близкой к направлению поля. Процесс необратим, так как значительная доля энергии растрачивается в виде тепла. На участке 3 J_V медленно возрастает с увеличением H, стремясь к предельному значению из-за 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_{Vr}, называемого остаточной изотермической намагниченностью. Нулевая намагниченность достигается при напряженности поля, равной коэрцитивной силе H_c (см. рис. 74, *б*).

Ферромагнетики с относительно незначительной площадью гистерезисной кривой и коэрцитивной силой, не превышающей тысяч ампер на 1 м, называются «мягкими» в противоположность «жестким» ферромагнетикам, характеризующимся широкой петлей гистерезиса и коэрцитивной силой в несколько десятков или даже сотен тысяч ампер на 1 м.

Остаточная изотермическая намагниченность J_{Vrt} и коэрцитивная сила H_c наравне с J_V, J_{Vs}, æ, χ, μ и т. д. характеризуют магнитные свойства ферромагнетиков при их нормальной намагниченности. Нормальная намагниченность возникает при наложении постоянного магнитного поля на породу при нормальных температуре (20 °С) и давлении (0,1 МПа). При этом изменяют направление на параллельное намагничивающемуся полю те векторы намагниченнос-

ти доменов, у которых это изменение не сопровождается преодолением значительных энергетических барьеров. Нормальная намагниченность получается, например, у осадочной породы в современном геомагнитном поле ($H_e \approx 40$ А/м).

Кроме нормальной, различают идеальную и термонамагниченность. Идеальная намагниченность наблюдается при совместном действии постоянного и переменных магнитных полей с амплитудой, изменяющейся от полей насыщения до нуля.

Термонамагниченность обычна для пород, нагретых до температуры выше точки Кюри и остывающих до нормальных температур в постоянном магнитном поле. При этом возникает наиболее значительная остаточная намагниченность J_{Vrt} пород, так как при высоких температурах в условиях незначительных механических напряжений ориентируется наибольшее число векторов намагниченности доменов по полю, направление которых после остывания пород закрепляется.

Для этого процесса максимальны также объемная магнитная восприимчивость $æ_t$, относительная остаточная намагниченность J_{Vrt}/J_V и относительная коэрцитивная сила H_{ct}/H_e или ее абсолютное значение H_{ct} при одинаковой остаточной намагниченности.

Магнитная восприимчивость ферромагнетиков при напряженности поля, близкой к нулю, постоянна, затем она возрастает, достигнув максимума, в дальнейшем уменьшается.

Большинство сильно магнитных минералов, имея близкие к ферримагнетикам магнитные свойства, значительно отличаются от последних по магнитной структуре и относятся по этому признаку к особой группе — ферримагнетикам.

В кристаллах ферримагнетиков векторы намагниченности образуют две группы; в группах векторы намагниченности параллельны, а у различных групп — антипараллельны. Так как результирующие магнитные моменты групп не равны (рис. 75), возникает значительная собственная намагниченность ферримагнетиков.

Свойствами ферромагнетиков обладают ферромагнитные титаномагнетиты, слабоферромагнитные гематит, гидроксиды железа (гетит, гидрогетит и лепидокрокит), сидерит, такие ферриты, как маггемит, треволит, якобсит, франклинит, магнезиоферрит, гемоильмениты (редкие разности антиферромагнитные со слабым ферромагнетизмом), а

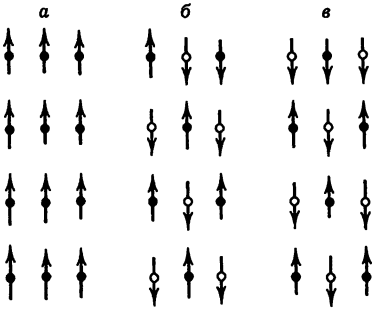


Рис. 75. Схема распределения векторов намагниченности в кристаллах: *а* — ферромагнетик; *б* — антиферромагнетик; *в* — ферримагнетик.

также сульфоферриты — пирротин (некоторые разности его), валлерит, кубанит.

Магнетит имеет большую восприимчивость (от 1,25 до 25 ед. СИ), намагниченность насыщения около $490 \cdot 10^3$ А/м, точку Кюри около 576 °С.

Для кубических монокристаллов магнетита обычна магнитная анизотропия — намагничивание происходит легче всего по оси диагонали куба и наиболее трудно в направлении его ребер. В направлении диагоналей границ куба намагниченность имеет промежуточное значение.

Магнитные свойства ферромагнитных минералов зависят и от величины их зерен. Например, магнитная восприимчивость гематита уменьшается с повышением их дисперсности. Последнее объясняется снижением числа доменов в зернах при уменьшении их размеров. По той же причине с уменьшением размеров зерен коэрцитивная сила возрастает.

Совместное действие магнитного поля и механических напряжений, так же как и температуры, оказывает большое влияние на значения магнитных характеристик пород. В магнитном поле образцы ферри- и ферромагнитных минералов могут иметь как положительную, так и отрицательную магнитострикцию — относительное удлинение образца при его намагничивании. С ростом растягивающей нагрузки намагниченность магнитных минералов с положительной магнитострикцией (например, магнетита) увеличивается, а ферромагнитных минералов с отрицательной магнитострикцией уменьшается.

Магнитная восприимчивость минералов изменяется под действием одноосного сжатия. Титаномагнетиты при одноосном давлении 10^3 МПа и намагничивающем поле 800 А/м имеют æ почти в 6 раз меньшую, чем при атмосферном давлении, а при $H \approx 1700$ А/м — в 7 раз. Значения æ магнетита при тех же давлении и намагничивающих полях уменьшаются соответственно в 4, 5 и 6 раз. При значительных нагрузках æ магнетита стабилизируется и не зависит от поля. Изменение æ под действием одноосного давления p объясняют вращением векторов J_{Vrs} доменов.

Изотермическая остаточная намагниченность минералов, возникающая в постоянном поле, также падает при их погружении. Почти все виды остаточного намагничивания минералов гематита, магнетита, титаномагнетитов и т.д. уменьшаются под действием всестороннего давления.

Стабильность изотермической, термоостаточной удельной намагниченностей при изменении давления различна, наиболее стабильна термоостаточная.

Из-за их различной стабильности под давлением может изменяться направление суммарной намагниченности, возможно также изменение знака остаточной намагниченности. Увеличение давления обычно понижает способность минералов к намагничиванию.

Влияние давления уменьшается, когда минералы приобретают температуру, соответствующую точке Кюри. При этой температуре уменьшаются также намагниченность насыщения и коэрцитивная сила.

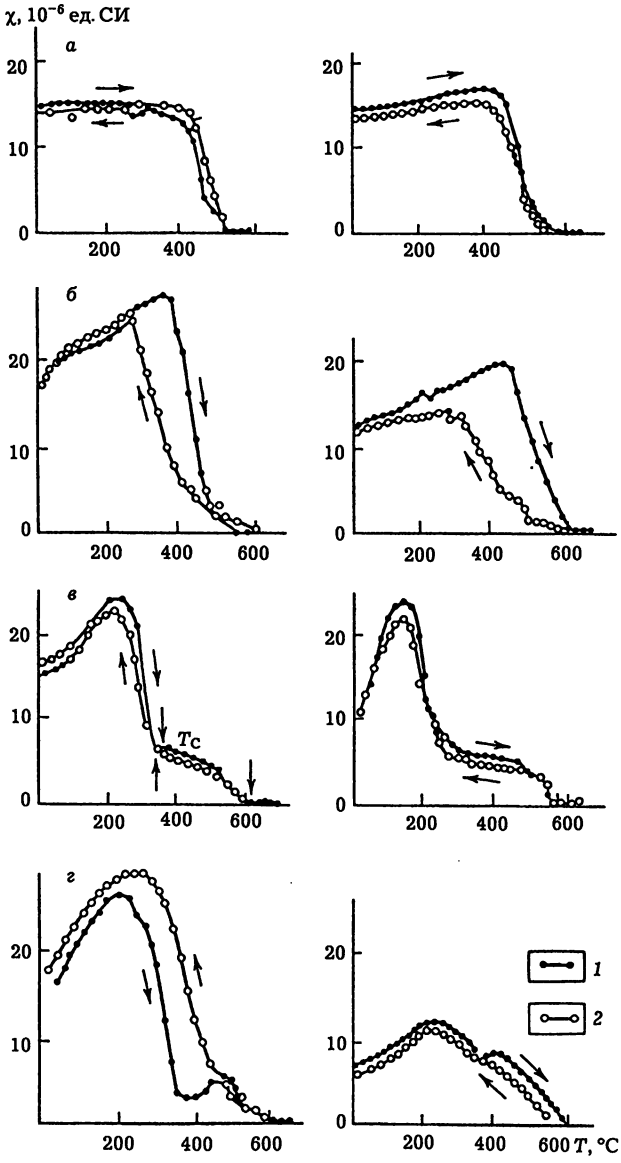


Рис. 76. Зависимости магнитной восприимчивости с от температуры *T*.

Кривые типа: *а* — обычного обратимого; *б* — обычного необратимого; *в* — необычного обратимого; *г* — необычного необратимого. *1* — нагрев; *2* — охлаждение.

Если минерал устойчив к намагничиванию (магнетит), то $\chi=f(T)$ первого нагревания магматических пород, где он находится, не отличаются от тех же кривых при повторных нагревах (рис. 76, *а*), что нельзя сказать о кривых $\chi=f(T)$ для тех же пород с неустойчивыми к нагреванию ферро- и ферримагнетиками (титаномагнетит, маггемит, пирротин) (рис. 76, *б*).

Антиферромагнетики при $H=0$ не имеют результирующего магнитного момента, но магнитные моменты соседних атомов в их кристаллах антипараллельны. Такое расположение моментов обусловлено отрицательным обменным взаимодействием, наблюдающимся, когда атомы сближаются между собой значительнее, чем у ферромагнетиков (рис. 64, *б*). Из-за большой общности магнитных свойств антиферромагнетики и парамагнетики относятся к парамагнитным веществам.

Твердая, жидкая и газовая фазы [1]. Твердая фаза. Обычно состоит из смеси диа-, пара-, ферри- и реже ферромагнитных минералов; иногда представлена одним или двумя из этих минералов. Магнитные свойства этого компонента пород в основном зависят от содержания и распределения в его объеме ферри- и редко ферромагнитных минералов. Значения æ изменяются от $-0{,}4\cdot10^{-5}$ до 1 ед. СИ.

Жидкая фаза. Вода и нефть диамагнитны (для воды $\chi=æ=0{,}9\cdot10^{-5}$ ед. СИ, а для нефти $\chi=-1{,}04\cdot10^{-5}$ ед. СИ), т.е. эти компоненты природных жидкостей практически не магнитны. Минерализация вод мало влияет на их магнитные свойства, так как обычные для них соли ($NaCl$, $CaCl_2$, $MgCl_2$ и др.) также диамагнитны.

Газовая фаза. Эта фаза пород, представленная воздухом, еще слабее намагничивается и имеет меньшую восприимчивость по сравнению с жидкой фазой, и все ее компоненты, за исключением кислорода, диамагнитны.

Поскольку магнитная восприимчивость парамагнитного кислорода значительно превосходит æ других газов, его содержание в воздухе по объему относительно велико, а æ очень мала ($0{,}17\cdot10^{-5}$ ед. СИ), то воздух также является парамагнетиком, и его $æ=0{,}04\cdot10^{-5}$ ед. СИ. Очень незначительна и диамагнитная восприимчивость сухих углеводородных газов.

8.2. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД

8.2.1. Магматические породы

Магнитные свойства магматических пород определяет магнетизм их твердой фазы. Высокую и повышенную магнитную восприимчивость этого компонента объясняют наличием в его составе магнетита, гематита, минералов титаномагнетитовой и гемоильменитовой серий. Важнейшими из них являются магнетит, титаномагнетиты и гемоильмениты [1, 6].

Интрузивные породы. Сравнение свойств ферромагнетиков в кислых, средних и основных породах показывает, что: 1) удельная магнитная восприимчивость их возрастает с увеличением размеров зе-

рен; 2) приведенная к одинаковому размеру зерен начальная удельная магнитная восприимчивость тем больше, чем меньше в этих минералах окиси титана.

Для интрузивных комплексов магнитные свойства обусловлены как ферри-, так и парамагнитными минералами.

Магнитная восприимчивость магматических пород варьирует от десятков до сотен тысяч ($n \cdot 10^5$) долей единицы СИ. Широкие пределы изменения æ определяются в основном составом первоначальных расплавов, термобарическими и окислительно-восстановительными условиями происхождения и жизни пород и обусловливают их значительную дифференциацию по индуцированной и остаточной намагниченности.

Средние значения æ возрастают от кислых к основным и ультраосновным породам (табл. 15) [6].

Основные и средние породы фаз внедрения отличаются во всех интрузивных комплексах различных формации более высокой æ, чем последующих фаз. Это связано с ростом кислотности пород от фазы к фазе (слабомагнитные комплексы), либо также с уменьшением содержания ферримагнетиков. Однако породы с одинаковой основностью (в частности, кислые) могут быть от сильно- до слабомагнитных.

Эффузивные породы. Быстрая скорость остывания эффузивных пород обусловливает наличие в них не только магнетита, но и титаномагнетитов, особенно в основных породах. Титаномагнетиты $Fe_{3-x}Ti_x0_4$ при $0<x<1$ и окисленные катион-дефицитные титаномагнетиты (титаномаггемиты) $(FeTi_x)0_4$ являются главными легко намагничивающимися минералами эффузивных пород основного состава (базальты, диабазы и др.) как континентального, так и глубинного океанического происхождения.

Различный размер зерен, их неоднородное распределение определяют большой разброс магнитных характеристик.

Коэрцитивная сила, естественная остаточная намагниченность и точки Кюри. Коэрцитивная сила магматических пород изменяется от −400 до −37 000 А/м, причем у большинства не превышает −8000 А/м. Магнитожесткие разности обнаружены в основном среди базальтов, гранитов и сиенитовых порфиров.

Остаточная намагниченность определяется природой, концентрацией и размерами зерен ферромагнетиков. Термоостаточная намагниченность увеличивается с уменьшением размеров зерен ферромагнетиков.

Естественная удельная объемная остаточная намагниченность J_{Vn} пород изменяется от 10^{-3} до 10^2 А/м и более и может быть больше и меньше индуцированной намагниченности $J_{Vi}=æ H_e$, измеренной на порошковых пробах в магнитном поле около 40 А/м.

Естественная остаточная намагниченность у кристаллических пород с малым содержанием крупнозернистых ферримагнетиков, например у лейкократовых гранитов, оценивается десятыми долями J_{Vi}. Значения J_{Vn}, в несколько раз или даже на несколько порядков превосходящие J_{Vi}, наблюдаются чаще при высоком содержании ферримагнетиков.

Таблица 15. **Магнитная восприимчивость æ первичных осадков и пород**

Первичный осадок или порода	Удельная объемная магнитная восприимчивость æ, $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ		Ферримагнитные и другие минералы с относительно высокой æ, находящиеся в рудах
	предельная	наиболее вероятная	
Первичные осадки, образовавшиеся из них осадочные и метаморфические породы и руды			
Песок	0—3800	—	—
Песчаник	−3—>50 000	12,5—125	—
Кварцит	0—380	0—50	—
Алевролит	−3—6300	12,5—125	
Глинистый ил	15— >50	—	
Глина	2,5—3800	12.5—125	—
Аргиллит	2,5—1250	12,5—125	—
Филлит	~0—125	—	—
Ил			
известковый	6— ~9	—	—
фораминиферовый	1,3—~6	—	—
Известняк	0,15—3800	1,25—30	—
Известняк мраморизованный	−6— ~ 0	—	—
Мрамор	−5— ~ 6	−2,5—6	—
Доломит	0,15—>125	0—12,5	—
Мергель	0,15— ~250	1,25—30	—
Гипс	0,15—125	—	—
Ангидрит	0,4—12,5	—	—
Каменная соль	до >10	—	—
Руды формаций			
железистых кварцитов	125 000 — — 380 000	—	Магнетит, титаномагнетит, маггемит, магнезиоферрит
бокситоносной терригенной	~0—4400	—	Маггемит, Магнетит, гематит (последних меньше)
бокситоносной карбонатной	~0—1250	—	Магнетит
лептохлоритовой (железная руда)	<90— >300	—	Мартит, сидерит, гидрогетит
мартитовых и бурых железняков	>125— >250	—	То же

Первичный осадок или порода	Удельная объемная магнитная восприимчивость æ, $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ		Ферримагнитные и другие минералы с относительно высокой æ, находящиеся в рудах
	предельная	наиболее вероятная	
сидеритов	125 — 625	—	—
медистых песчаников	>6 — >125	—	—
Угли	−7,5÷ −9	—	—
Магматические, образовавшиеся из них метаморфические породы и руды			
Интрузивные			
Денит	>1—>50 000	—	—
Перидотит	>1— >50 000	—	—
Пироксенит	>1— >50 000	—	—
Серионтинит	190—>60 000	3800—50 000	—
Габбро	<1—>25000	—	—
Диорит	<1—>15000	–	–
Диорит кварцевый	<1—>7500	—	—
Сиенит	<1—>8000	—	—
Гранит	<1— >7500	—	—
Гранодиорит	<1—>7500	—	—
Эффузивные Базальт	~0—>25000	—	—
Андезит	~0— >3800	—	—
Липарит	>1—5000	—	—
Диабаз	~0—>15 000	—	—
Кварцевый порфир	~0— <900	—	—
Ортометаморфические породы			
Сланец			
кварц-серицитовый	~0—1900	12,5—125	—
кварц-хлоритовый	~0—>8800	12,5—125	—
слюдяной	~0—1900	12,5—125	—
актинолито-хлоритовый	~0—3800	—	—
Амфиболит	~0—>15 000	(12,5—125) — —(1900—3800)	—
Эклогит	—	38—90	—
Гнейс			
биотитовый	~0— >7500	12,5—200	—

Первичный осадок или порода	Удельная объемная магнитная восприимчивость æ, $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ		Ферримагнитные и другие минералы с относительно высокой æ, находящиеся в рудах
	предельная	наиболее вероятная	
пироксеновый	~0—3800	1900—3800	—
Гранулит			—
кислый	~0—880	—	—
основной	380— >7500	—	—
Гранит плагиомикроклиновый	~0—3800	—	—
Мигматит	—	0—7500	—
Чарнокит контактовый	~0—1900	380—1250	—
Сланец пятнистый	~0—380	—	—
Роговик биотитовый эпидот- пироксеновый	~0— >7500	0—880	—
Скарн	До 3800	125—1250 12,5—15 000	
Лиственит	0—380	—	—
Карбонатит	0— >380	—	—
Грейзен			
кварцевый	0—>125	—	—
слюдисто-топаз-кварцевый	0—>125	—	—
Руды формаций			
магнезиоферрито-скарновой	125 000—<57 000	—	Магнетит, титано-магнетит, маггемит, магнезиоферрит
магнетито-скарновой	>75 000 — —1 000 000	—	То же
титаномагнетитовой	38 000—440 000	—	»
оловоносных скарнов	125—>750 000	—	Магнетит
касситерит-сульфидной	8800—10 000	—	Пирротин
касситерит—силикатной	<125	—	Магнетит, гематит
касситерит—кварцевой	<12,5	—	—

Первичный осадок или порода	Удельная объемная магнитная восприимчивость æ, $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ		Ферримагнитные и другие минералы с относительно высокой æ, находящиеся в рудах
	предельная	наиболее вероятная	
оловоносных пегматитов	>5	—	—
габбро—перидотитовой (сульфидные медно-никелевые)	~125—41 000	—	Пирротин, магнетит
перидотит-пироксенитовой (сульфидные медно-никелевые)	3800—125 000	—	То же
медно-колчеданной	>5—25 000	—	»
медно-порфировой	>6—12 500	—	Магнетит, гематит
медно-молибденитовой	12,5	—	—
хромитовой (дунит серпентинизированный)	1000—7000	—	Магнетит
хромитовой (хромит)	<90—<2300	—	»
редкометалльной кварцевой (золотоносные)	До 1900—2500	—	Магнетит, пирротин
золото-кварцевой (золото-сульфидные)	630	—	Пирротин
кварц—антимонитовой	<12,5	—	—
кварц-серицитовых метасоматитов	6—12,5	—	—
золото-серебряной	<6	—	—
скарно-сульфидно-шеелитовой (вольфрамовые)	3,8—630	—	Пирротин
вольфрамо-сульфидно-скарноидной	<12,5—1000	—	«
кварц-жильно-грейзеновой (вольфрамовые)	12,5	—	—

Первичный осадок или порода	Удельная объемная магнитная восприимчивость æ, $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ		Ферримагнитные и другие минералы с относительно высокой æ, находящиеся в рудах
	предельная	наиболее вероятная	
колчеданно-полиметаллической	>6—1000	—	Пирротин (при повышенных æ)
скарновой (полиметаллические руды)	n*—n* · 1000	—	То же
кварц-сульфидной (полиметаллические)	6—20	—	«
свинцово-цинковые (полиметаллические)	<6	—	«

* несколько единиц

Отличительными особенностями естественного остаточного намагничивания являются неоднородность в пределах одного массива и устойчивость к размагничиванию. С ростом температуры термоостаточное намагничивание уменьшается и достигает нулевых значений при точках Кюри.

Точки Кюри магматических горных пород не зависят от размера зерен и содержания ферромагнетиков и хорошо определяют их вещественный состав. Магматические породы характеризуются одной — обычной точкой T_{c0}, или двумя — обычной T_{c0} и необычной T_{ce} — точками Кюри, устанавливаемыми, например, из зависимостей $\chi=f(T)$ первого нагревания образцов в полях напряженностью около 160 А/м (см. рис. 64).

Точка Кюри T_{c0} получается из обычных зависимостей $\chi=f(T)$ (см. рис. 76, *а*, *б*), тогда как две точки T_{c0} и T_{ce} получаются из необычных (ступенчатых) зависимостей $\chi=f(T)$ (см. рис. 76, *г*, *в*). При этом кривые $\chi=f(T)$ (см. рис. 76, *а*) называются обратимыми, если их можно получить не только в результате нагревания образца породы, но также к при его охлаждении и повторных нагреваниях. Кривые этого типа соответствуют породам, у которых ферромагнетиками являются магнетит или магнетит с незначительной примесью окиси титана. Необратимыми (см. рис. 76, *б*) называются кривые $\chi=f(T)$, которые неповторимы при охлаждении или последующих нагреваниях образцов с нестойкими к нагреванию ферромагнетиками, например титаномагнетитами. Ступенчатые кривые получаются при наличии в породах 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.).

Согласно исследованиям А.С. Семенова и Ф.С. Файнберга, обратимость и необратимость кривых $\chi=f(T)$ зависят от среды, в которой происходят нагревание и охлаждение ферромагнетиков. При продолжительном нагревании образцов гематитовых и лимонитовых руд, сидерита и пирита до 800 °С при доступе воздуха обнаружена неизменность их магнитных свойств. При нагревании в восстановительной среде практически немагнитные образцы приобретали повышенные или высокие J_n и χ вследствие появления в их составе магнетита и иногда железа.

8.2.2. Метаморфические породы [1]

Магнитная восприимчивость метаморфических пород изменяется примерно в тех же широких пределах, что и магматических — от практически немагнитных до сильномагнитных.

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 (обычно свыше $7500\cdot10^{-5}$ ед. СИ) наблюдаются у железистых кварцитов (джеспилитов).

Магнитная восприимчивость других метаморфических пород (например, хлоритовых и тальковых сланцев, гнейсов, диоритового состава и других) обычно заключается в пределах $(12{,}5\div7500)\cdot10^{-5}$ ед. СИ (см. табл. 15). Эти породы происходят из малообогащенных ферромагнетиками магматических горных пород.

Значения характеристик намагниченности пород пропорциональны содержанию ферримагнетиков, которые в регионально метаморфизионных породах представлены магнетитом, а в породах, измененных гидротермально-метасоматическими и гипергенными процессами — магнетитом, гематитом, маггемитом и другими ферримагнетиками. В сульфидных месторождениях часто встречается пирротин.

8.2.3. Осадочные породы [1]

Магнетизм осадочных пород связан в основном с их акцессорными минералами. Ферро- и ферримагнитные минералы встречаются здесь в виде: зерен магнетита, мартита и гематита с эффективным диаметром от 0,01 до 2 мм; позднедиагенетических и эпигенетических образований из лимонита, продуктов окисления и замещения сидеритов, пирита и магнетита. Ферри-магнетики (как маггемит, гематит, реже магнетит) оказываются в глинистой фракции этих пород в тонкорассеянном состоянии или в виде скоплений и пленок гидроокиси железа.

Магнитная восприимчивость пород осадочного чехла (включая руды) в Росии и странах СНГ находится в пределах — $3\cdot10^{-5}$—

$50 \cdot 10^{-2}$ ед. СИ. При этом у глин, аргиллитов, песчаников и алевролитов преобладают разности со сравнительно низкой магнитной восприимчивостью в пределах $(12{,}5 \div 125) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а у известняков, доломитов и мергелей $(1{,}25 \div 30) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Максимальные значения æ установлены у песчаников и алевролитов вблизи источников сноса, и они обусловлены относительно высокой концентрацией магнетита. Наименьшей магнитной восприимчивостью (обычно $30 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) обладают известняки, доломиты, ангидриты, гипсы, каменная соль и угли. Ангидриты, гипсы, каменная соль, чистые разности известняков, угли, содержащие в основном диамагнитные минералы, могут быть также диамагнитны.

У осадочных пород обнаружена очень слабая (от 10^{-4} до 10^{-1} А/м),но весьма стабильная естественная остаточная намагниченность. Она растет с увеличением содержания ферромагнитных минералов, в частности магнетита.

Направление естественного остаточного намагничивания осадочных пород обычно мало отличается от направления современного геомагнитного поля. Однако встречаются породы, у которых ориентация векторов J_{V_n} не совпадает с ориентацией современного поля Земли. Прямой связи между J_n и минеральным составом осадочных пород не обнаружено. Большие значения J_n обычны для осадочных бокситовых и железных руд, а малые — для известняков, доломитов, кварцевых песчаников и гипсов. Термоостаточная намагниченность также установлена при повторных нагреваниях этих пород до температур, наблюдающихся в атмосфере, и при наличии геомагнитного поля, причем значение $J_{Vn} << æH_e$ (H_e — напряженность геомагнитного поля) не превышает, по-видимому, 10^{-2} А/м.

Для осадочных пород характерна анизотропия магнитной восприимчивости $\lambda_æ = (æ_{max} - æ_{min})/æ_{ср}$. Она достигает максимальных значений ($\lambda_æ \approx 1{,}5$) у сильно метаморфизованных осадочных пород. В складчатых районах $\lambda_æ$ больше, чем в платформенных областях.

Измерение магнитной восприимчивости осадочных отложений («каппаметрия») в принципе позволяет получить, важную информацию о литологических, фациальных, структурных и других особенностях разреза. Техническая реализация магнито-фракционно-минералогического изучения осадочных пород оказалась возможной благодаря разработке высокоточной аппаратуры магнитных исследований в скважинах с использованием соленоидного зонда (М.И. Плюснин, 1982 г.). Соленоидный зонд состоит из двух длинных индукционных катушек — соленоидов, оси которых совпадают с осью скважинного прибора, а расстояние между их сближенными концами (длина соленоидного зонда) меньше длины каждого из соленоидов.

При помещении зонда в среду с магнитной проницаемостью $\mu \neq \mu_0$ э.д.с. на зажимах измерительной катушки изменяется (по сравнению с э.д.с. E_0 в немагнитной среде) на величину $\Delta E = E_0 - E_0/\mu$. При малых магнитных восприимчивостях среды ($æ << 1$): $\mu = 1 + æ$, $\Delta E = æE_0$. Осадочный разрез весьма детально расчленяется по магнитной восприимчивости ($10^{-5} < æ < 1{,}5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ). Минимальными значения-

ми отмечаются гипсы, ангидриты, максимальными — глинистые прослои [27].

Современная остаточная намагниченность является результирующей создававшихся и исчезавших со временем остаточных намагниченностей пород. Ее изменения связаны с изменениями магнитного поля Земли и с рядом других причин. Однако нередко вектор J_n можно представить геометрической суммой первоначальной естественной остаточной намагниченности J_{n0} и вторичной современной намагниченности с направлением существующего в настоящее время поля. Это позволяет изучать историю магнитного поля Земли. Есть и другие аспекты применения палеомагнитных исследований (региональные геологические исследования, геологическое картирование) [6].

8.3. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ [1]

Магнитная восприимчивость, определенная в направлении, параллельном одностороннему сжатию, обычно уменьшается с его ростом. Восприимчивость, измеренная перпендикулярно к сжатию, у ряда образцов вначале увеличивается резче, чем впоследствии, и в дальнейшем сжатие не влияет на значения æ. Есть образцы, у которых наблюдается незначительное уменьшение æ при сжатии. Отрицательные изменения æ при сжатии объясняются присутствием в породах магнетита.

Различие в характере изменения магнитной восприимчивости пород с их сжатием, вероятно, определяется неодинаковой упругостью минералов, вмещающих ферромагнетики, а также величиной, формой и взаимным расположением зерен последних.

Исследование влияния всестороннего давления (800 МПа) на устойчивость изотермической (J_{Vr}), идеальной (J_{Vri}) и термоостаточной (J_{Vrt}) намагниченности габбро-диабазов, щелочных гранитов, кварцевых диоритов и плагиогнейсов показало, что вне зависимости от типа пород и состава их ферримагнитных минералов значения J_{Vr} уменьшаются под действием давления почти на 85% в условиях опыта, причем 60% этого изменения приходится на интервал давлений 0—200 МПа. С ростом поля роль давления уменьшается. Относительное изменение термоостаточной намагниченности J_{Vrt} не более 15%. Устойчивость к размагничиванию J_{Vrt} имеет промежуточное значение. Таким образом, наиболее устойчива к давлению J_{Vrt} и наименее — J_{Vr}.

При нагревании магматических пород, содержащих устойчивый к последнему ферримагнитный минерал (например, магнетит), их магнитная восприимчивость сперва возрастает, затем падает до значений, близких к нулю, при температурах, достигающих точки Кюри, и при повторных нагреваниях кривые æ=$f(t)$ могут совпадать с первоначальными (см. рис. 76, *а*). Если ферримагнетик неустойчив к нагреванию, то породе при тех же условиях соответствует аналогичный вид кривой æ=$f(t)$, который, однако, не сохраняется при повторных нагреваниях в связи с изменением состава ферримагнетиков (например, титаномагнетиков) (см. рис. 76, *б*). Породы, в составе которых на-

ходятся два и более ферри- или ферромагнетика (например, магнетит и титаномагнетит или магнетит и пирротин), характеризуются более сложными по форме кривыми $æ=f(t)$ (см. рис. 76, *в*), объясняющимися двумя или более точками Кюри ферримагнетиков. Эти кривые могут быть также обратимы (если ферримагнетики устойчивы к нагреванию) и необратимы (один или оба ферримагнетика неустойчивы к нагреванию) (см. рис. 76, *г*).

При повышении температуры до 200—300 °С снижается не только магнитная восприимчивость, но и намагниченности изотермическая, идеальная, вязкая и др. При нагреве пород до точки Кюри термоостаточная намагниченность, возникшая при остывании пород в поле *H*, теряется. Уменьшается с ростом температуры и коэрцитивная сила.

8.4. СВЯЗЬ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ С ДРУГИМИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ

Между магнитными и другими петрофизическими или петро-химическими величинами выявлены следующие связи.

Средняя магнитная восприимчивость пород, состоящих из минералов с различной магнитной восприимчивостью и находящихся в неодинаковом соотношении, может быть также рассчитана по уравнению

$$æ_{ср}=f(æ_{пм}, V_{пм})+f(æ_{фм1}, V_{фм1})+f(æ_{фм2}, V_{фм2}) \qquad (8.4)$$

где $æ_{пм}$ и $V_{пм}$ — соответственно восприимчивость и объемное содержание диа- и парамагнитных минералов; $æ_{фм1}$, $V_{фм1}$ — то же, рассеянных ферримагнитных микрозерен при концентрации, меньшей 0,01—0,1 %; $æ_{фм2}$, $V_{фм2}$ — то же, ферримагнитных минералов при концентрациях более 0,01—0,1 %.

Принимая во внимание слабое магнитное взаимодействие между диа-, пара- и рассеянными микрозернами ферримагнитных минералов, можно допустить, что их магнетизм можно определить по произведению восприимчивости на концентрацию, т. е.

$$f(æ_{пм}, V_{пм})=\sum_{1}^{n} æ_{пм}, V_{пм} f(æ_{фм1}, V_{фм1})=\sum_{1}^{n} æ_{фм1}, V_{фм1} \qquad (8.5)$$

Уравнение, оценивающее среднюю магнитную восприимчивость с учетом магнитного взаимодействия ферримагнетиков при обычной для магматических пород концентрации, имеет вид (по А.К. Вейнбергу)

$$æ_{ср}=\sum_{1}^{n} æ_{пм} V_{пм}+\sum_{1}^{n} æ_{фм1}, V_{фм1}+(æ_{фм2} V_{фм2})/(1+\frac{4}{3}\pi\, æ_{фм2}) \qquad (8.6)$$

Уравнение применимо при идиоморфном включении ферримагнетиков, которое обычно для магматических пород. Если включение

ферримагнетиков имеет ксеноформный характер, то знаменатель последнего члена уравнения преобразуется к виду

$$(1+4\pi æ_{фм2})^{1/3}.$$

Для пород, в составе которых находятся ферри- и парамагнитные минералы, формула (8.6) приобретает следующий вид:

$$æ_{ср}=æ_{пм1}V_{пм1}+æ_{пм2}V_{пм2}+\ldots+æ_{фм1}, V_{фм1},$$

где $æ_{пм1}$ и $æ_{пм2}$ — магнитные восприимчивости различных диа- и парамагнитных минералов; $V_{пм1}$ и $V_{пм2}$ — их объемное содержание.

Так как последний член формулы (8.6) намного больше других, то при идиоморфных включениях ферримагнетиков

$$æ_{ср}=æ_{фм2}/(1+\frac{4}{3}\pi\, æ_{фм2}).$$

Магнитные свойства пород определяются не только содержанием магнетитовых и титаномагнетитовых зерен, но и их размерами, формой, расположением. Существенно влияет присутствие легко намагничивающихся минералов, например маггемита, пирротина, а иногда и слабомагнитных разностей авгита, биотита, роговой обманки, хромита.

При этом прямо пропорциональная зависимость магнитной восприимчивости от содержания ферромагнитных минералов получается лишь для образцов из незначительных по объему областей интрузивных тел и других геологических образований, возникших в конкретных условиях и содержащих только один ферримагнетик. При одном и том же содержании магнетита, но различном расположении его включений в породе можно получить значения магнитной восприимчивости пород, отличающиеся почти на порядок.

Выявлены достаточно тесные и устойчивые прямые связи между: магнитной восприимчивостью и содержанием оксида железа в концентрате; магнитной восприимчивостью и отношением Fe^{3+}/Fe^{2+} для пород с ферримагнитными минералами и пород с ферри- и парамагнитными минералами; магнитной восприимчивостью и содержанием сульфидов; магнитной восприимчивостью и плотностью; отношением J_{Vs}/J_{Vrs} и коэрцитивной силой H_c; естественной остаточной намагниченностью J_{Vn} и содержанием магнетита; обратные связи между: магнитной восприимчивостью и содержанием оксида хрома; магнитной восприимчивостью и коэффициентом пористости.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Опишите элементарные носители магнетизма в горных породах.
2. В чем состоит различие между диа-, пара-, ферро- и ферримагнетиками?
3. Охарактеризуйте температурную зависимость намагниченности в магнетиках различного типа.
4. Что такое коэрцитивная сила и точка Кюри?

5. Опишите зависимости магнитной восприимчивости и намагниченности от давления и температуры.

6. Чем определяются магнитные свойства твердой, жидкой и газовой фаз в горных породах?

7. Каковы основные различия между магнитными характеристиками магматических, метаморфических и осадочных пород?

8. Дайте петрофизическое обоснование наличия (или отсутствия) корреляционных связей между магнитными и другими свойствами:

естественной радиоактивностью;
удельным электрическим сопротивлением;
теплофизическими свойствами;
скоростью распространения и затуханием упругих волн;
плотностью;
пористостью;
нейтронными свойствами.

9. ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ, ТЕПЛОЕМКОСТЬ, ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТЬ

Изучение теплофизических характеристик горных пород лежит в основе применения методов термометрии при поисках, разведке, эксплуатации и контроле разработки нефтяных и газовых месторождений.

Знание теплофизических характеристик необходимо для решения следующих задач: 1) изучение естественных тепловых полей в недрах с целью выявления глубинных структур; корреляция разрезов и литологическое расчленение; выделение газоносных горизонтов в разрезах разведочных скважин; 2) изучение искусственных тепловых полей, например, распространения фронта тепловой волны при термическом воздействии на пласт; изучение тепловой конвекции жидкости, смеси жидкости и газа в скважине и пласте; теоретическое и экспериментальное исследование процесса теплообмена при движении теплоносителя в пористой среде, при использовании глубинного тепла Земли.

Важнейшие теплофизические характеристики горных пород– теплопроводность λ, температуропроводность a и теплоемкость c.

9.1. ПРОЦЕССЫ И ЗАКОНЫ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ И РАСПРЕДЕЛНИЯ ТЕПЛА В ПОРОДАХ

9.1.1. Механизмы теплопередачи

Механизм передачи тепловой энергии определяется характером взаимодействия частиц вещества — молекул, атомов, ионов, электронов — в процессе их теплового движения. Теплообмен может происходить в любых телах с неоднородным распределением температуры. Механизм переноса теплоты зависит от агрегатного состояния

тела. В жидкостях и твердых телах –диэлектриках — перенос теплоты осуществляется путем непосредственной передачи теплового движения молекул и атомов соседним частицам вещества (кондуктивный перенос); в газообразных телах — вследствие обмена энергией при соударении молекул, имеющих различные скорости теплового движения; в металлах — главным образом вследствие движения свободных электронов.

Явление конвективного переноса теплоты наблюдается лишь в жидкостях и газах.

Конвективный перенос — это распространение теплоты, обусловленное перемещением макроскопических элементов среды. Объемы жидкости или газа, перемещаясь из области с большей температурой в области с меньшей температурой, переносят теплоту.

Конвективный перенос может осуществляться в результате свободного или вынужденного движения теплоносителя. Свободное движение возникает тогда, когда частицы жидкости в различных участках системы находятся под воздействием массовых сил различной величины, т. е. когда поле массовых сил неоднородно. Если массовые силы обусловлены гравитационным полем, то в неизотермической системе неоднородность поля обусловлена изменением плотности, которое и вызывает свободное движение.

Теплообмен излучением (или радиационный теплообмен) состоит из испускания энергии излучения телом, распространения ее в пространстве и поглощения ее другими телами. В процессе испускания внутренняя энергия излучающего тела превращается в энергию электромагнитных волн, которые распространяются во всех направлениях. Тела, расположенные на пути распространения энергии излучения, поглощают часть падающих на них электромагнитных волн, и таким образом энергия излучения превращается во внутреннюю энергию поглощающего тела.

Всякая молекула в энергетическом отношении представляет собой электромагнитную систему. Внутреннюю энергию молекулы (поля кристаллической решетки) в первом приближении можно представить в виде трех аддитивных составляющих:

энергия движения электронов в молекуле;

энергия колебаний, образующих молекулу атомов;

энергия вращения молекулы как целого.

Каждому виду внутренней энергии молекулы соответствует определенная спектральная область, причем колебательной и вращательной формам движения соответствует инфракрасная область спектра, простирающаяся от границы видимого света до радиодиапазона. Практически всегда одновременно с изменением колебательного состояния молекулы изменяется и вращательная энергия молекулы как целого, что приводит к образованию вращательно-колебательных молекулярных спектров.

При прохождении через вещество инфракрасных лучей (ИК) происходит возбуждение колебательно-вращательных уровней молекул. Если частота ИК-излучения совпадает с частотой колебания моле-

кулы, то происходит резонансное поглощение энергии с образованием полосы. Поглощение происходит при частотах, совпадающих с собственными частотами колебаний атомов в молекулах вещества. Полоса поглощения характеризуется частотой или длиной волны, формой и интенсивностью. Положение полосы в спектре используется для качественной оценки состава вещества, в то время как интенсивность полосы характеризует количественное содержание исследуемого компонента. Для количественного анализа используется закон Бугера — Ламберта — Бера, связывающий интенсивность прошедшего через образец излучения с концентрацией компонент:

$$J(\lambda)=J_0(\lambda)\exp[-\varepsilon(\lambda)Cd],$$

где $J(\lambda)$, $J_0(\lambda)$ — интенсивность прошедшего и падающего излучения с длиной волны λ; $\varepsilon(\lambda)$ — коэффициент экстинкции; C — концентрация исследуемого компонента; d — толщина пробы.

На изучении полос поглощения в ИК спектрах основан метод анализа минерального состава и нефтесодержания пород на образцах шлама, керна и бурового раствора. ИК-спектр вещества, состоящего из смеси невзаимодействующих и неассоциирующих компонентов, аддитивно складывается из спектров ее компонент. После идентификации наблюдаемых полос поглощения с отдельными формами колебаний выбирают полосу поглощения, наиболее пригодную для анализа.

На рис. 77, *а* приведены примеры ИК-спектров некоторых основных породообразующих минералов пород осадочного комплекса в

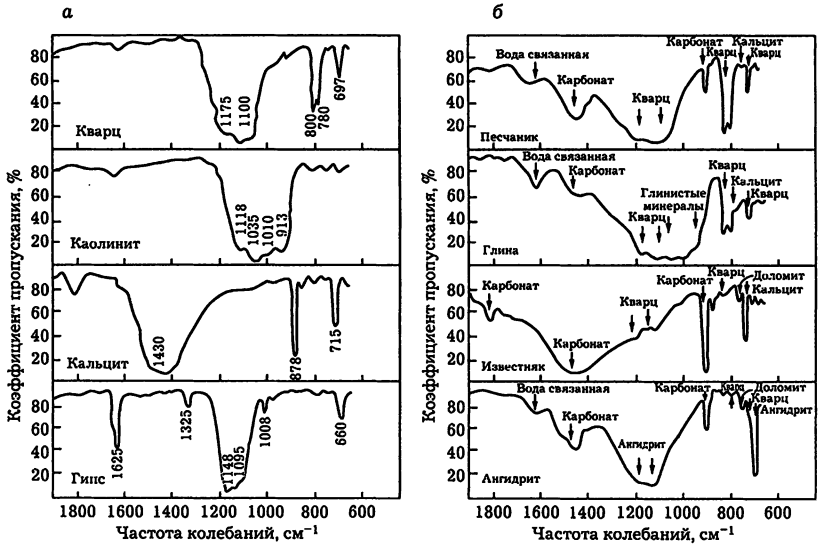


Рис. 77. ИК-спектры основных породообразующих минералов (*а*) и некоторых осадочных пород (*б*) (по А.С. Моисеенко [10].

диапазоне 660 — 1900 см. Во всех спектрах имеются одна очень сильная полоса поглощения и несколько полос поглощения средней интенсивности, положение которых на шкале волновых чисел однозначно определяет тип минерала.

ИК-спектр горной породы (рис. 77, *б*) является суммой спектров слагающих его минералов. В спектрах осадочных пород наибольший вклад дает спектр основного породообразующего минерала, количество которого, как правило, превышает 50%. По положению наиболее сильной полосы поглощения в ИК-спектре анализируемую породу можно отнести к определенному классу — песчаникам, глинам, карбонатам, сульфатам и т.п.

Разработаны способы определения содержания одного из компонентов в сложной среде, реализуемые в методе ИК излучения, использующем искусственный источник излучения (А.С. Моисеенко и др., 1986 г.). ИК-спектрометрия может быть использована для определения связанной воды в минералах сложного состава, для оперативного анализа остаточного нефтебитумосодержания керна и шлама [10].

В недрах Земли, в естественных условиях залегания пород, теплообмен излучением имеет подчиненное значение. Он может быть заметен в газовых пластах как результат соударения молекул сильно нагретого газа.

9.1.2. Уравнение теплопроводности

Процесс распространения тепла в пространстве может быть охарактеризован температурой $T(r, t)$, являющейся функцией координат $\vec{r}$ и времени t. Уравнение неразрывности теплового потока можно записать в виде

$$\partial Q/\partial t = -\mathrm{div}\vec{q}, \tag{9.1}$$

где Q — количество тепла в единице объема вещества, равное произведению объемной теплоемкости $c\delta$ на температуру T (c — молярная теплоемкость, δ — плотность); $\vec{q}$ — вектор плотности теплового потока. Тепловой поток определяется законом Фурье

$$\vec{q} = -\lambda \mathrm{grad} T, \tag{9.2}$$

где λ — коэффициент теплопроводности, для изотропной среды являющийся скаляром.

Подставляя (9.2) в (9.1), получаем дифференциальное уравнение в частных производных второго порядка параболического типа (уравнение теплопроводности), выражающее закон сохранения тепла в единице объема:

$$c\delta\, \partial T/\partial t = \mathrm{div}(\lambda\, \mathrm{grad}\, T). \tag{9.3}$$

Физический смысл этого уравнения: изменение количества тепла в единице объема в единицу времени обусловлено пространственным переносом тепла (а также тепловыделением в единице объема в результате действия источников тепла S).

В однородной изотропной среде в областях пространства, свободных от источников тепла, нестационарное поле температур определяется уравнением

$$\partial T/\partial t = a\Delta T, \tag{9.4}$$

где Δ — дифференциальный оператор Лапласа; a — коэффициент температуропроводности,

$$a = \lambda/(c\delta). \tag{9.5}$$

Стационарное поле температур в общем случае неоднородной среды описывается уравнением

$$\mathrm{div}(\lambda\, \mathrm{grad} T) = 0. \tag{9.6}$$

Таким образом, свойства нестационарных тепловых полей ($dQ/dt \neq 0$) определяются температуропроводностью вещества (можно сказать, что a является мерой тепловой инерции), а свойства стационарных полей ($dQ/dT = 0$) определяются теплоемкостью λ.

Закон Фурье является частным («тепловым») аналогом закона переноса вещества в различных его формах:

для переноса электрических зарядов это закон Ома в дифференциальной форме:

$$\vec{j} = -\sigma\nabla U,$$

где $\vec{j}$ — плотность тока; σ — проводимость: U — потенциал;

для диффундирующих частиц (молекул, нейтронов, гамма-квантов) это закон Фика:

$$\vec{\Phi} = -D\nabla N,$$

где $\vec{\Phi}$ — поток частиц; D — коэффициент диффузии; N — плотность (концентрация) частиц;

для жидкости, фильтрующейся в пористой среде, это закон Дарси:

$$\vec{Q} = -k_{\text{пр}}/\mu \cdot \nabla p,$$

где $\vec{Q}$ — количество жидкости с динамической вязкостью μ, прошедшей через единицу поверхности среды в единицу времени; $k_{\text{пр}}$ — коэффициент проницаемости среды; p — давление.

9.1.3. Коэффициенты теплоемкости, теплопроводности и температуропроводности

Теплоемкость c вещества — это количество теплоты, необходимое для повышения его температуры на 1 градус при заданном термодинамическом процессе ($p = \text{const}$, $V = \text{const}$ и т.д.):

$$c = dQ/dT,$$

где dQ — бесконечно малое количество переданного образцу тепла; dT — бесконечно малое изменение его температуры.

Средняя теплоемкость образца при изменении его температуры от T_1 до T_2

$$\bar{c} = \Delta Q/(T_2 - T_1),$$

где ΔQ — количество затраченной теплоты.

Так как образцы разных веществ обычно отличаются по массе или объему, для сравнительной оценки их свойств неоднократно поглощать тепловую энергию при теплообмене введены удельные теплоемкости: массовая, объемная и молярная.

Удельная массовая теплоемкость c_m в Дж/(кг·К) — количество теплоты, необходимое для изменения на 1 градус температуры единицы массы m образца в определенном термодинамическом процессе (p=const, V=const и т.д.):

$$c_m = dQ/dT = c/m,$$

где dQ — бесконечно малое количество теплоты, сообщаемой единице массы вещества — удельное количество теплоты; dT — бесконечно малое изменение его температуры; m — его масса.

Средняя удельная массовая теплоемкость $\bar{c}_m$ в Дж/ (кг·К) — это то количество теплоты ΔQ (в Дж/кг), которое необходимо сообщить единице массы вещества для изменения ее температуры на 1 градус в определенном термодинамическом процессе в интервале температур от T_1 до T_2:

$$\bar{c} = \Delta Q/[(T_1 - T_2)m].$$

Удельная объемная теплоемкость c_V в Дж/(м^3·К) — количество теплоты, которое надо сообщить единице объема вещества для повышения его температуры на 1 градус в определенном термодинамическом процессе (p=const, V=const):

$$c_V = dQ/(dTV) = \delta c_m,$$

где dQ — элементарное количество теплоты, Дж; dT — элементарное приращение температуры, °С; V и δ — соответственно объем, м^3, и плотность, кг/м^3, образца вещества при нормальных физических условиях (T=0 и p=0,10 МПа).

Средняя удельная объемная теплоемкость $\bar{c}_V$ в Дж/(м^3·К)

$$\bar{c}_V = \Delta Q/[V(T_2 - T_1)] = \delta \bar{c}_m,$$

где ΔQ — количество теплоты, сообщаемое образцу для изменения его температуры от T_1 до T_2.

Удельная молярная теплоемкость в Дж/(кмоль·К) — количество теплоты, которое необходимо сообщить единице молярного количества вещества для изменения его температуры на 1 градус в определенном термодинамическом процессе (p=const, V=const):

$$c_\nu = dQ/(\nu dT) = M\, c_m,$$

где dQ и dT — соответственно бесконечно малое количество теплоты, Дж, и изменение температуры, °С; ν — молярное количество вещества, кмоль; M — относительная молекулярная масса вещества, кмоль/кг. Молярная теплоемкость для всех веществ постоянна и равна $25 \cdot 10^{-3}$ Дж/(кмоль·К).

Средняя удельная молярная теплоемкость

$$\bar{c}_\nu = \Delta Q/[\nu(T_2 - T_1)] = M\bar{c}_m,$$

где ν — молярное количество вещества.

Так как при заданных условиях теплопередачи теплоемкость выражается через удельную массовую энтальпию $W = E + pV$ (где E — внутренняя энергия образца; V — его объем; p — давление), то выделяют также теплоемкость c_{Vm} при постоянном объеме и c_{pm} при постоянном давлении на образце в период нагревания. Удельная массовая теплоемкость при $V = \text{const}$ $c_{Vm} = (\partial T/\partial T)_{V=\text{const}}$ характеризует теплоемкость вещества в том случае, когда в период нагревания (охлаждения) сохраняется постоянным его объем и вся теплота $dQ = dE$ расходуется на приращение внутренней энергии.

При $p = \text{const}$ сообщенная веществу теплота $dQ = dE + dA = dE + pdV$ расходуется на изменение его внутренней тепловой энергии и на работу $dA = pdV$ для расширения образца, так как при нагревании часть тепловой энергии используется на расширение образца $c_{pm} > c_{Vm}$.

При температурах, далеких от температуры плавления, структура кристаллов устойчива, т.е. колебания частиц малы и являются гармоническими. Вещество, содержащее N частиц, имеет систему трех классических гармонических осцилляторов (частицы колеблются в трех независимых направлениях). В соответствии с законом распределения энергии по степеням свободы на каждый классический осциллятор приходится в среднем энергия $E = kT$ (где T — абсолютная температура кристалла). Следовательно, внутренняя энергия, определяющаяся колебаниями решетки минерала,

$$E = 3NkT,$$

поэтому $c_{Vm} = (\partial T/\partial T)_V = 3N\,k$.

Для одного моля вещества ($N = N_A$) $c_{Vm} = 3N_A k = 3\text{R} = 25 \cdot 10^3$ Дж/(кмоль·К).

Теплоемкость — аддитивное свойство молекул, поэтому для многокомпонентных сред рассчитывается как среднее

$$c = \sum_i c_i k_i; \quad \sum_i k_i = 1,$$

где c_i, k_i — соответственно объемная теплоемкость и объемные доли компонент твердой фазы породы и пластового флюида.

Коэффициент теплопроводности λ характеризует свойство среды передавать кинетическую (тепловую) энергию ее молекул, $[\lambda] = [q]/[T] = \text{Вт/(м·К)}$ — это количество тепла, проходящего за единицу времени через кубический объем вещества с гранью единич-

ной длины, на противоположных гранях которого поддерживается разность температур 1 °С.

В горных породах, поровое пространство которых насыщено флюидом, теплопроводность определяется: теплопроводностью зерен минерального скелета породы; теплопроводностью флюида; контактной теплопроводностью в местах соприкосновения (контакта) зерен породообразующих минералов.

Величина, обратная теплопроводности, называется тепловым сопротивлением ξ. Тепловое сопротивление горных пород — один из основных факторов, определяющих характер естественного теплового поля. Величина ξ различных горных пород и полезных ископаемых варьирует в широких пределах (несколько порядков). Она понижается с увеличением плотности, влажности, проницаемости и степени льдистости горных пород, повышается при замещении воды, насыщающей поровое пространство нефтью, газом или воздухом, и зависит от слоистости пород (тепловая анизотропия).

Магматические и метаморфические породы характеризуются минимальным тепловым сопротивлением, а комплекс осадочных пород по тепловым свойствам значительно дифференцирован. Наибольшим тепловым сопротивлением обладают каменные угли, сухие и газонасыщенные породы; при переходе от терригенных к карбонатным отложениям оно уменьшается; минимальные величины имеют гидрохимические осадки. Глинистые пласты среди других осадочных водонасыщенных пород выделяются наибольшим тепловым сопротивлением.

Коэффициент температуропроводности a характеризует скорость изменения температуры в неустановившемся (нестационарном) тепловом процессе; размерность a: м^2/с.

На тепловые свойства пород сильно влияют их структура (коэффициент пористости, плотность, размеры и расположение пор), характер насыщения (газ, вода, нефть), термодинамические условия залегания пласта (давление, температура), химико-минералогический состав скелета.

Закономерности формирования тепловых полей в действующих скважинах определяются термодинамическими параметрами жидкостей и газов — коэффициентом адиабатического расширения η_s и коэффициентом Джоуля-Томсона ε. При поступлении жидкости или газа из пласта в скважину происходит дросселирование — расширение с изменением температуры при прохождении через прискважинную зону пласта и перфорационные отверстия. Этот температурный эффект, сопровождающий дросселирование, называется эффектом Джоуля-Томсона.

Дифференциальный адиабатический коэффициент η_s определяет изменение температуры вещества в изолированной системе в зависимости от изменения давления:

$$\eta_s = dT/dp.$$

Для небольших перепадов давлений пользуются усредненной величиной $\bar{\eta}_s = \Delta T/\Delta p$. Обычно $\eta_s > 0$; при адиабатическом сжатии вещество нагревается. Исключение составляет вода: при температуре

от 0 до 4 °С $\eta_s < 0$. Величину дифференциального адиабатического коэффициента можно рассчитать по формуле

$$\eta_s = \frac{V}{c_p g}\alpha T,$$

где V — объем; T — температура (К); c_p — теплоемкость при постоянном давлении; g — ускорение свободного падения; α — коэффициент линейного расширения.

9.1.4. Коэффициент Джоуля-Томсона

Коэффициент Джоуля-Томсона ε определяет изменение температуры dT с изменением давления dp при дросселировании:

$$\varepsilon = dT/dp = \frac{V}{c_p g}(1-\alpha T) = \frac{V}{c_p g} - \eta_s.$$

Величина ε определяется двумя слагаемыми: $V/c_p g$ определяет нагревание вещества за счет работы сил трения; η_s — охлаждение вещества за счет адиабатического расширения. Для жидкостей $V/c_p g >> \eta_s$ (в процессе дросселирования нагреваются). Для газа в реальных пластовых условиях обычно $\varepsilon < 0$. На практике пользуются средними значениями коэффициента Джоуля-Томсона $\bar{\varepsilon}$:

$$\Delta T = \bar{\varepsilon}\Delta p.$$

9.2. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГАЗОВОЙ, ЖИДКОЙ И ТВЕРДОЙ ФАЗ [1]

9.2.1. Газовая фаза

Теплопроводность. Перенос энергии молекулами газа тесно связан со средней длиной $\bar{l}$ их свободного пробега (среднее расстояние, которое проходит молекула в газе до ее столкновения с другой молекулой). Коэффициент теплопроводности газовых смесей $\lambda_г = 0{,}5(\lambda_s + \lambda_г)$, где λ_s и $\lambda_г$ — средние коэффициенты теплопроводности, рассчитываемые по формулам

$$\lambda_s = \sum_i \chi_i \lambda_i; \quad \lambda_г^{-1} = \sum_i \chi_i \lambda_i^{-1}$$

Здесь $\{\lambda_i\}$ — коэффициенты теплопроводности компонент смеси; $\{\chi_i\}$ — их молярные доли. По этим данным λ воздуха равен 0,2441 Вт/(м·К) при $p = 0{,}1$ МПа и $T = 0$. С ростом температуры значения этой величины в Вт/(м·К) возрастают от $2{,}57 \cdot 10^{-2}$ при 20°С до $3{,}06 \cdot 10^{-2}$ при 100 °С и до $3{,}68 \cdot 10^{-2}$ при 200 °С. При этом азот, являющийся основной составляющей воздуха, имеет удельную теплопроводность в Вт/(м·К), равную $2{,}6 \cdot 10^{-2}$ при 27 °С и $2{,}72 \cdot 10^{-2}$ при 50 °С. Теплопроводность воздуха зависит от давления. При 20 °С и изменении p от 0,1 до 40 МПа его коэффициент λ возрастает почти в 2 раза. При более высоких температурах λ растет с давлением все менее интенсивно.

Метан и этан характеризуются значениями удельной теплопроводности, возрастающими с температурой, и у метана большими [0,034 Вт/(см·К)], а у этана меньшими [0,021 Вт/(см·К)] при одинаковых T=26,7 °С и p=0,1 МПа, чем у воздуха с названным давлением и близкими температурами.

Теплоемкость. При обычных достигаемых при бурении не очень высоких температурах (немного более 200 °С) имеет место поступательное и вращательное тепловое движения молекул газа. Этим объясняется независимость теплоемкости от температуры при сравнительно небольших значениях последней и обусловленность теплоемкости строением молекул газа. Теплоемкость воздуха при p=0,1 МПа и T=0 составляет 1,007 кДж/ /(кг·К), а при 50 °С она достигает 1 кДж/(кг·К).

Теплоемкость воздуха гораздо меньше, чем метана и этана, поэтому для пластового газа она гораздо выше, чем для воздуха, и изменяется от 2,6 до 3,6 кДж/(кг·К) при изменении T от 40 до 80 °С и p от 0,1 до 30 МПа. Удельная изобарная массовая теплоемкость воздуха закономерно возрастает с температурой. При T=0 и p=0,1 МПа она, например, равна 1,007, а при 100 °С — 1,015 и 250°С — 1,027 кДж/(кг·К). С ростом давления при постоянной температуре c_{pm} воздуха также возрастает. При T=0 и p=0,1; 10 и 22 МПа она соответственно равна 1,007; 1,188 и 1,333 кДж/(кг·К). То же можно сказать и о теплоемкости пластовых газов.

Итак, $\lambda_т > \lambda_ж > \lambda_г$. Самая же высокая теплоемкость наблюдается у жидкой фазы пород, ниже она у газовой и еще ниже у твердой фазы, если значительная доля последней не состоит из льда или минералов с большим содержанием кристаллизационной или конституционной воды[1].

9.2.2. Жидкая фаза

Теплопроводность. Коэффициент теплопроводности жидкости пропорционален ее теплоемкости c_{pm}, плотности δ, среднему межмолекулярному расстоянию L и скорости v перемещения молекул от горячего слоя к менее нагретому. Последняя тождественна скорости звука в этой среде и превышает скорость теплового молекулярного движения частиц. Эти допущения позволяют записать

$$\lambda = \delta c_{pm} v L$$

где $L=\Delta-d$ (Δ — расстояние между центрами молекул диаметра d).

Расхождение значений λ, полученных по формуле (9.7), с экспериментальными обычно заключается в пределах 5—15%,. но иногда доходит до 50%. Для вычисления коэффициента теплопроводности жидкости Б. Варгафтиком предложена следующая эмпирическая формула:

$$\lambda = A c_{pv} (\delta)^{4/3} M^{-1/3},$$

где c_{pv} — удельная изобарная молярная теплоемкость жидкости при постоянном давлении p; A — коэффициент пропорциональности, за-

висит только от температуры ($Ac_{pv} \approx const$); δ — плотность жидкости; M — молярная масса жидкости.

Коэффициент $\lambda_в$ теплопроводности дистиллированной воды при нулевой температуре и атмосферном давлении равен 0,582 Вт/(м·К). С ростом температуры его значения сначала возрастают ($\lambda_в$=0,589 при 20 °С и 0,67 Вт/(м·К) при 7 иваются с ростом давления: при p=1200 МПа он имеет на 50% большее значение, чем при атмосферном (0,1 МПа) давлении. При $p < 3 \cdot 4$ МПа влияние давления на $\lambda_в$ очень мало.

При T и p=const $\lambda_в$ слабо увеличивается с ростом солености воды. При T=const и росте давления p значения $\lambda_в$ при солености воды s=35% также увеличивается от 0,571 (при 1 МПа) до 0,619 Вт/(м·К) (при 140 МПа).

Сырая нефть характеризуется при 20 °С $\lambda_н$=0,13·0,14 Вт/(м·К), которое ниже $\lambda_н$ более чем в 4 раза. Присутствие нефти в породах снижает их теплопроводность тем больше, чем выше их нефтенасыщенность.

Важнейшие жидкие компоненты нефти (пентан, *н*-гексан, *н*-оксан, *н*-декан) мало отличаются по теплопроводности и имеют при температуре 20 °С и давлении 0,1 МПа гораздо меньшую теплопроводность, чем дистиллированная и минерализованная вода, их $\lambda_н$ изменяется от 0,135 для пентана до 0,147 Вт/(м·К) для *н*-декана. Значение $\lambda_н$ также растет с увеличением давления, для пентана, например, при давлении p=1200 МПа оно на 70% превышает значение, полученное при атмосферном давлении.

Теплоемкость. Для воды c_{pm} находится в пределах 4,18—3,98 кДж/(кг·К) при температуре 20 °С и изменении ее солености от 0 до 40%.

При заданной минерализации с увеличением температуры c_{pm} снижается относительно слабо, например, от 4,19 кДж/(кг·К) при T=0 до 4,12 при 40 °С и солености воды 40%.

Изобарную удельную теплоемкость можно рассчитать по формуле (Л.П. Аткинсон и Ф.А. Ричард): $c_{pm}=1{,}005-4{,}226 \cdot 10^{-4}T+6{,}321 \cdot 10^{-6}T^2$.

Для воды определенной минерализации и температуры c_{pm} уменьшается с ростом давления: например, от 3,886 до 3,820 кДж/(кг·К) при изменении давления от 10 до 30 МПа и минерализации воды около 35%.

Теплоемкость нефти при изменении температуры от 40 до 80 °С и давления от 0,1 до 30 МПа находится в пределах 1,885—2,764 кДж/(кг·К).

9.2.3. Твердая фаза

Теплопроводность. Величина $\lambda_т$ твердой фазы пород зависит от ее минерального состава, формы, размеров и пространственной ориентации кристаллов или зерен, температуры и давления. Характер зависимости $\lambda_т$ от всех указанных выше особенностей и условий ее существования практически не изучен [1].

По Ф. Берчу и Х. Кларку, теплопроводность непористого агрегата минералов приближенно оценивается согласно представлению о пос-

ледовательном включении относительных количеств составляющих минералов. Для практически непористой породы (магматической, метаморфической или плотно сцементированной осадочной) $\lambda_т$ можно приближенно определить по формуле

$$100/(\lambda_т \delta_т) = \sum_{i=1}^{n} m_{тi}/(\delta_{тi}\lambda_{тi}).$$

где $\lambda_т$, $\delta_{тi}$ — плотности твердой фазы породы и i-го из составляющих ее минералов; $m_{тi}$ — масса твердой фазы i-го минерала (массовые проценты); $\lambda_т$ и $\lambda_{тi}$ — коэффициенты теплопроводности твердой фазы породы и i-го минерала, входящего в состав этой фазы.

Так как среди породообразующих минералов кварц и плагиоклазы обладают одной из самых высоких теплопроводностей [$\lambda_{т.кв}$=9 Вт/(м·К)], значения $\lambda_т$ должны у магматических пород уменьшаться от основных к средним (за счет плагиоклазов) и возрастать от средних к кислым. В этом направлении растет в твердой фазе пород содержание кварца [6]. В твердой фазе различных типов песчаных пород кварца содержится от 24 до >70% (по массе). При этом установлено, что примеси в кристаллах, приводящие к росту неравномерности распределения в них атомной массы, способствуют разбросу фононов и вследствие этого снижают теплопроводность кристаллов и, в частности, кристаллов SiO_2. Любой дефект кристалла, снижающий путь

свободного пробега волн тепловых колебаний, уменьшает теплопроводность.

Теплоемкость. Удельная изобарная массовая теплоемкость твердой фазы пород определяется ее минеральным составом:

$$c_{pm} = \sum_i c_{pmi} m_i,$$

где m_i — относительное массовое содержание i-го минерала с удельной массовой теплоемкостью c_{pmi}.

Твердая фаза пород, имеющая в составе сульфиды и оксиды, в среднем обладает меньшей теплоемкостью, чем та же порода, не содержащая минералов этих классов. Увеличение $\lambda_т$ магматических, метаморфических, осадочных пород связано с тем, что главными компонентами ее являются различные силикаты с относительно высокой теплоемкостью. Близкие значения $\lambda_т$ имеет и твердая фаза карбонатных пород за исключением тех разностей, в составе твердой фазы которых присутствуют такие минералы, как витерит и церуссит, содержащие относительно малотеплоемкие барит и свинец. Высокой теплоемкостью обладает твердая фаза, в состав которой входят минералы с большим количеством кристаллизационной воды (гипс, эпсомит, бура и др.).

9.2.4. Породообразующие минералы

Теплопроводность. Коэффициент теплопроводности минералов изменяется от ~0,3 (для серы) до 420 Вт/(м·К) и более (для серебра). Высокая теплопроводность [до 300 Вт/(м·К)] наблюдается у золота,

меди, некоторых других самородных элементов неметаллов, таких как графит и алмаз.

Закономерные изменения λ металлов связаны с различием электронного строения их атомов, неодинаковой концентрацией у них электронов проводимости, которые переносят основное количество тепловой энергии. Это хорошо подтверждает тесная связь между коэффициентами электропроводности σ и теплопроводности λ металлов (рис. 78), близкая к линейной. Поэтому отношение λ/σ почти постоянно. Например, для меди оно равно $6{,}4 \cdot 10^{-8}$, для свинца $7 \cdot 10^{-6}$ Дж·Ом·м/(с·К). Отношение λ/σ изменяется пропорционально абсолютной температуре по закону Видемана-Франца; $\lambda/\sigma = 3(k/e)^2 T = 2{,}23 \cdot 10^{-8} T$.

Присутствие в составе минералов элементов с высокой теплопроводностью [$\lambda_м$ = 50—300 Вт/(м·К)], например, железа в пирите, цинка в сфалерите, алюминия в корунде, магния в периклазе и т.д., нередко повышает их $\lambda_м$.

К минералам с относительно низкой теплопроводностью из-за высокой концентрации плохопроводящих элементов относятся: лед H_2O — 2,3, гипс $CaCO_4 \cdot 2H_2O$ — 1,2, каолинит $(AlMg)_2(OH)_2[Si_4O_{10}]H_2O$ — 0,88, флогопит — 0,5, биотит — 2.

Состав минералов влияет на $\lambda_м$ не только из-за различия теплопроводностей входящих в минералы элементов, но и из-за неодина-

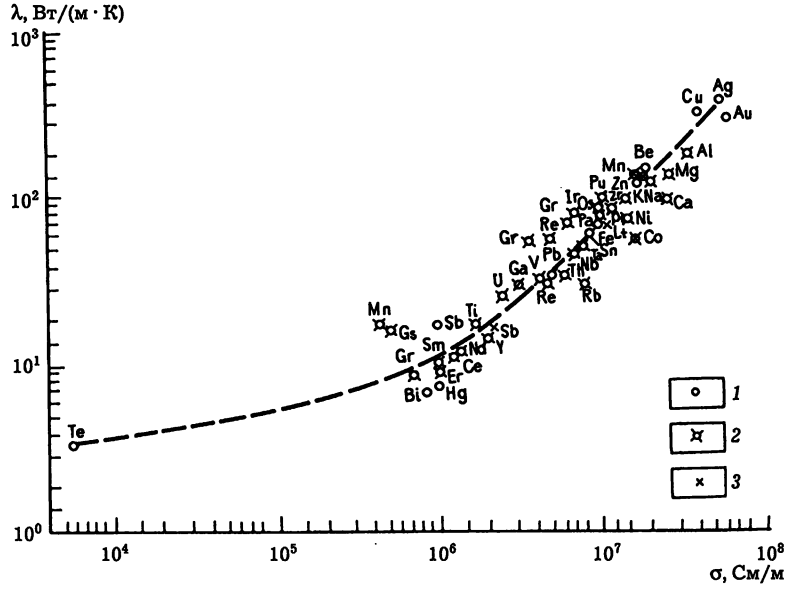


Рис. 78. Связь между коэффициентом λ теплопроводности и удельной электропроводностью σ для металлов [1]:

1 — самородных; *2* — чистых; *3* — не встречающихся в свободном состоянии

ковой плотности упаковки (разное число ближайших атомов и неодинаковое расстояние r_0 между ними) определенных атомов или ионов в минералах различного состава. Все это обеспечивает определенные решеточную (или смешанную электронную и решеточную) теплопроводность минералов и концентрацию в них фононов (или также электронов), обусловливающих ту или иную их $\lambda_м$. Теплопроводность минералов тем меньше, чем больше у них межатомные расстояния.

Обычно $\lambda_м$ снижается с уменьшением плотности атомов, а следовательно, и плотности минералов. Однако тесная связь между $\lambda_м$ и $\delta_м$ отсутствует. Дефекты кристаллической структуры минералов также способствуют снижению их коэффициента $\lambda_м$. Снижение $\lambda_м$ у центральных членов ряда плагиоклазов приписывают местным нарушениям их структуры при замещении кальция натрием и алюминия кремнием.

Несмотря на большие колебания значений $\lambda_м$ для отдельных разностей определенного класса минералов или близость их для минералов разного класса, связанные с особенностями их состава и структуры, главнейшие классы минералов по убыванию средних значений $\lambda_м$ располагаются в следующий ряд: самородные металлы и такие элементы, как графит и алмаз [$\bar{\lambda} \approx 120$ Вт/(м·К)], — сульфиды (~19) — оксиды (~11,8) — фториты и хлориды (~6) — карбонаты (~4,0) — силикаты (~3,8) — сульфаты (3,3) — нитраты (~2,1) —самородные элементы-неметаллы (селен, сера ~0,85). Одно из последних мест в этом ряду занимают силикаты. Различные группы минералов этого класса далеко не одинаковы по $\bar{\lambda}_м$. Сравнительно большие $\bar{\lambda}_м$ наблюдаются у островных силикатов, меньше у цепочных, еще меньше у каркасных и слоистых силикатов. Такой порядок изменения $\bar{\lambda}_м$ отдельных групп силикатов, для которых характерна фононная теплопроводность, зависит от особенностей их химического состава и структуры. Кроме того, можно отметить и более низкую теплопроводность водных сульфатов по сравнению с неводными разностями и сложных оксидов по сравнению с простыми, за исключением льда и куприта. Последние имеют самую низкую теплопроводность среди оксидов.

Теплоемкость. Удельная изобарная массовая теплоемкость минералов c_{pm} изменяется от 0,125 до 2—4 кДж/(кг·К) и зависит в основном от их химического состава и структуры. Так как плотность $\delta_м$ также определяется их составом и структурой, то наблюдается достаточно тесная связь c_{pm} — $\delta_м$ (рис. 79).

По среднему значению удельной массовой теплоемкости основные классы минералов можно расположить в следующий ряд: самородные металлы<сульфиды и их аналоги<оксиды<сульфаты<карбонаты<силикаты.

Минимальные значения c_{pm} для каждого из названных классов минералов, за исключением самородных металлов, объясняются большой концентрацией в них элементов с высокой плотностью и низкой удельной теплоемкостью до 0,1 кДж/(кг·К) (Bi, Hg, Pb, Th, U и др.), а предельно высокие значения — высокой концентрацией в них мало-

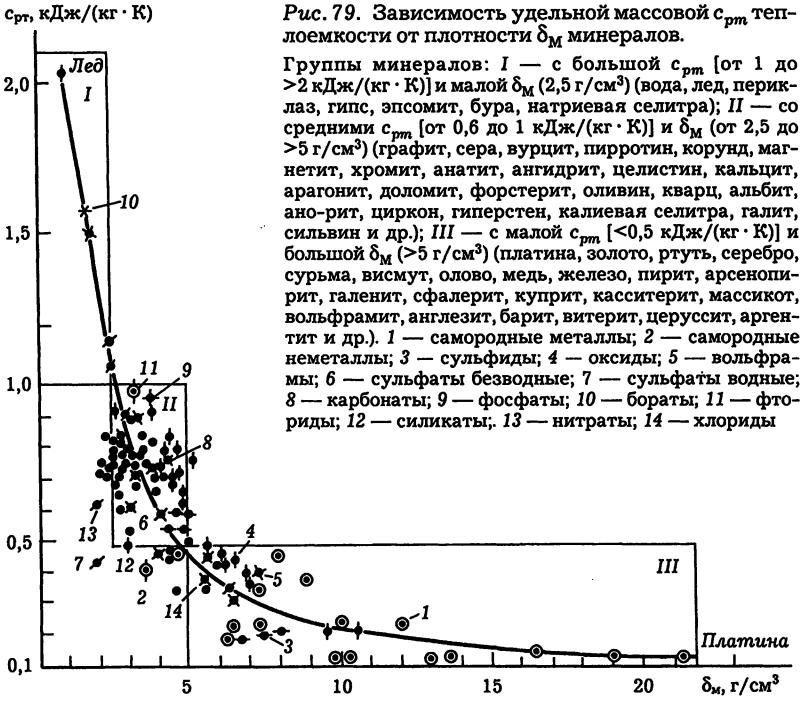


Рис. 79. Зависимость удельной массовой $c_{рт}$ теплоемкости от плотности $\delta_М$ минералов.

Группы минералов: *I* — с большой $c_{рт}$ [от 1 до >2 кДж/(кг · К)] и малой $\delta_М$ (2,5 г/см³) (вода, лед, периклаз, гипс, эпсомит, бура, натриевая селитра); *II* — со средними $c_{рт}$ [от 0,6 до 1 кДж/(кг · К)] и $\delta_М$ (от 2,5 до >5 г/см³) (графит, сера, вурцит, пирротин, корунд, магнетит, хромит, анатит, ангидрит, целистин, кальцит, арагонит, доломит, форстерит, оливин, кварц, альбит, ано-рит, циркон, гиперстен, калиевая селитра, галит, сильвин и др.); *III* — с малой $c_{рт}$ [<0,5 кДж/(кг · К)] и большой $\delta_М$ (>5 г/см³) (платина, золото, ртуть, серебро, сурьма, висмут, олово, медь, железо, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, куприт, касситерит, массикот, вольфрамит, англезит, барит, витерит, церуссит, аргентит и др.). *1* — самородные металлы; *2* — самородные неметаллы; *3* — сульфиды; *4* — оксиды; *5* — вольфрамы; *6* — сульфаты безводные; *7* — сульфаты водные; *8* — карбонаты; *9* — фосфаты; *10* — бораты; *11* — фториды; *12* — силикаты;. *13* — нитраты; *14* — хлориды

плотных элементов [B, C (графит), Mg, Na, Si, O и др.] со сравнительно большой удельной массовой теплоемкостью (0,2—0,3 кДж/(кг·К)] и особенно — присутствием водорода. Средняя теплоемкость последнего в газовом состоянии, в пределах температур 0—200 °С, достигает 14 кДж/(кг·К) и значительно превышает удельную теплоемкость других газов и элементов.

9.3. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГОРНЫХ ПОРОД [1]

9.3.1. Теплопроводность

Осадочные породы. Пониженная теплопроводность заполняющей среды — главная причина значительных колебаний теплофизических характеристик осадочных отложений, резко различающихся пористостью, влагонасыщенностью в зависимости от условий образования, степени литификации, диагенеза и других особенностей. Значения теплофизических характеристик осадочных пород приведены в табл. 16.

Среди осадочных отложений по значению теплофизических характеристик можно выделить три группы пород:

1) терригенно-глинистые отложения с резко меняющейся теплопро-водностью, варьирующей в зависимости от степени литификации осадков;

Таблица 16. **Теплопроводность, теплоемкость и температуропроводность первичных осадков и пород [6]**

Первичный осадок или порода	Коэффициент теплопроводности	Удельная теплоемкость	Коэффициент температуро-проводности
Осадки и образовавшиеся из них осадочные, метаморфические породы и руды			
Брекчия	0,9—3,3	—	—
Конгломерат	1,0—5,0	0,7—0,85	6,3—11,5
Гравий сухой	0,4	—	—
Песчаный ил	1,0—1,8	1,0—2,1	—
Песок			
сухой	0,7—6,5	—	—
влажный	1,1—7,4	—	—
нефтенасыщенный	0,8—4,2	—	—
Кварцит	2,6—7,6	0,7—1,3	13,6—20,9
Алеврито-глинистый ил	0,98—1,1	2,4—2,5	—
Алевролит	0,4—3,8	0,8—1,7	5,4—15,4
Глинистый ил	0,7—0,9	—	—
Глина			
сухая	0,1—0,2	—	—
влажная	0,4—3,0	0,8—3,6	2,5—11,5
Аргиллит	0,2—3	0,7—1,0	5,9—15,3
Глинистый сланец	0,2—3,0	0,7—1,0	5,9—15,3
Филлит	2,9	—	—
Аспидный сланец	2,5	—	—
Триполит (диатомит, диатомитовый трепел) сухой влажный	0,5 2,0	— —	— —
Глобигериновый ил	0,9—1,1	—	—
Мел	0,8—2,2	0,8—3,9	3,1—6,2
Известняк			
сухой	0,7—2,5	—	—
влажный	0,9—4,4	0,4—1,7	3,9—17,0
Мрамор	1,6—4,0	0,8—0,9	7,8—12,2
Доломит	1,6—6,5	0,6—1,5	8,26—16,8
Мергель	0,5—3,6	0,6—3,1	3,14—13,9
Гипс	0,6—1,7	0,9—1,1	—
Ангидрит	2,5—5,8	0,5—0,6	—
Каменная соль (чистая)	6,1—7,1	—	—
Каменная соль	1,7—5,5	1,4—4,7	11,2—17,7
Сильвинит	2,6—6,0	—	—

Первичный осадок или порода	Коэффициент теплопроводности	Удельная теплоемкость	Коэффициент температуро-проводности
Руда			
мартитовая и магнетитовая	5,0	—	—
мартитовая джеспелитовидная	5	0,5	25,3
роговик магнетито-мартитовый	4,2	0,6	22,5
роговик мартитовый	4,3—4,8	0,6—1,0	—
Торф			
сухой	0,1	—	—
влажный	0,5	—	—
Уголь	0,1—2,2	0,9—1,5	0,7—7
Графит	1,1—17,4	0,7	—
Магматические и образовавшиеся из них метаморфические породы и руды			
Дунит	1,1—1,9	0,6—0,8	7,1—8,5
Перидотит	3,8—4,9	0,9—1,1	11,9—14,1
Пироксинит	3,5—5,0	0,9—1,2	9,4—14,9
Серпинтинит	2,3—2,9	0,9—1,1	—
Габбро	1,6—3,0	0,9—1,1	9,3—12,2
Диорит	1,4—2,9	1,1—1,2	3,3—8,6
Сиенит	1,8—3,0	—	5,4—7,9
Гранит	1,1—3,9	0,2—1,5	3,3—16,5
Базальт	0,4—3,5	0,5—2,1	3,4—13,4
Андезит	1,4—2,8	0,8—0,82	6,2—6,4
Трахит	1,7—2,6	—	—
Обсидиан	1,3—1,6	0,9—1,2	5,5—5,9
Пемза			
сухая	0,25	—	—
влажная	0,50	—	—
Диабаз	1,7—3,3	0,8—0,9	5,0—12,0
Порфирит	0,7—3,5	1,7—1,6	2,6—12,8
Кварцевый порфир	1,8—2,6	—	5,0-6,9
Пегматит	2,9—3,3	—	—
Туф	1,3—4,0	0,8—1,4	10,0—12,4
Лава	0,3—0,7	0,7—1,4	2,4—4,1
Сланец	0,7—4,8	0,7—1,6	2,9—22,5
Кристаллический сланец	2,7—2,9	—	—

Первичный осадок или порода	Коэффициент теплопроводности	Удельная теплоемкость	Коэффициент температуро-проводности
Гнейс	0,94—4,9	0,8—1,2	6,3—8,3
Амфиболит	1,6—2,9	1,0—1,2	5,3—8,1
Эклогит	2,3—3,5	—	—
Роговик	2,1—6,1	1,4—1,5	13,4—15,6
Скарн	1,5—3,0	—	—
Чарнокит	1,0—1,5	—	—
Руда			
серный колчедан	2,4—4,2	0,8—1,3	9,9—10
медный колчедан	4,2	0,86—0,98	10,3—10,5
густой вкрапленник пирита в кварцы	3,3	0,6	13,6
штаффелит-магнетитовая	1,6—1,7	—	5,0—5,4
апатит-форстерит-магнетитовая	3,0—4,7	—	8,6—14,1
магнетитовая	2,0	—	—
магнетитовая	2,7	—	—

2) плотные (кристаллические) карбонатные, соленосные и кварцитовые породы с постоянно повышенной теплопроводностью;

3) каустобиолиты (торф, бурые и каменные угли, углеродистые горючие сланцы) с чрезвычайно низкой теплопроводностью и высокой теплоемкостью.

В силу большой распространенности терригенно-глинистых отложений их теплофизические свойства имеют решающее значение в формировании теплового режима земной коры.

Анализ данных, относящихся к пределам изменения главнейших типов осадочных пород, показал, что теплопроводность возрастает в ряду глины → аргиллиты → пески → алевролиты → известняки → доломиты → каменная соль. В этот ряд не входят песчаники. Самая низкая теплопроводность [0,38 Вт/(м·К)] наблюдается у сухих и высокопористых песчаников, а самая высокая — у низкопористых окварцованных или оруденелых их разностей с очень высокой концентрацией относительно высокотеплопроводных кварца или рудных минералов (пирит, магнетит и др.). Для глин и аргиллитов обычны сравнительно узкие пределы изменения λ и низкие ее значения для сухих и высокопористых разностей. Для алевролитов и песков пределы изменения λ несколько шире в связи с большим диапазоном изменения их $k_п$ и меньшим содержанием глинистых минералов. Пределы изменения λ известняков, каменной соли еще шире (за исключением песчаников) и сдвинуты в

сторону более высоких значений λ за счет снижения их $k_п$ и возрастания λ породообразующих минералов (кальцита, доломита, галита).

Магматические и метаморфические породы. Для интрузивных магматических пород наблюдается снижение самых высоких и самых низких значений λ в ряду ультраосновные → средние породы, рост предельно высоких и расширение предельных значений у сиенита и гранита. Для сиенита это объясняется повышением концентрации более теплопроводных минералов (калиевые полевые шпаты и роговая обманка), а для гранита — кварца.

Для слабоизмененных эффузивных пород характерны сужение пределов изменения коэффициента теплопроводности, снижение предельно высоких значений из-за наличия в составе этих пород пироксенов (см. табл. 16). Гораздо более низкие значения λ у обсидиана и пемзы, содержащих много кремнекислоты, объясняют их аморфной структурой. Предельно малые значения λ у высокопористых базальтов значительно ниже, чем у андезита и обсидиана. Несмотря на высокое содержание кремнезема обсидианы, а также пемзы не имеют высоких значений λ и не только из-за высокой пористости, как у пемзы, но и из-за низкой теплопроводности стекловатого кварца, у которого λ не превышает 1,34 Вт/(м·К).

Предельно высокие значения λ у сильно измененных эффузивных пород снижаются от диабаза к кварцевому порфиру, а предельно низкие значения возрастают в том же направлении. Низкие значения λ у диабаза и порфирита связывают с кристаллоаморфной структурой этих пород. Относительно невысоки значения λ у кварцевого порфира, поскольку данная порода содержит до 66% минералов (ортоклаза, олигоклаза, биотита), λ которых значительно ниже, чем у кварца.

Многие типы метаморфических пород отличаются широкими пределами изменения λ (особенно у роговиков и кварцитов). Исключение составляют некоторые кристаллические сланцы, серпентиниты и эклогиты. Очень низкие значения λ для глинистых сланцев и очень высокие для кварцитов объясняются особенностями их минерального состава. Глинистые сланцы характеризуются высокой концентрацией глинистых минералов с низкими значениями λ, а кварциты — большим содержанием кремнезема, причем здесь находятся в различном соотношении кварц, опал и халцедон, по-видимому, с резко отличными значениями λ. Коэффициент пористости этих пород нередко имеет очень низкие значения. Для руд λ изменяется от 1,6 до 4,9 Вт/(м·К), и эти значения близки к λ низкопористых пород [1].

9.3.2. Теплоемкость

Для пород c_{pm} варьирует от 0,42 (известняк) до 4,65 (каменная соль) кДж/(кг·К). Для отдельных же групп пород она изменяется следующим образом: от 0,42 до 4,65 (осадочные), от 0,45 до 2,13 (магматические), от 0,3 до 1,72 (метаморфические). Наибольший диапазон c_{pm} среди осадочных пород имеют каменная соль, песчаники, мел, известняки и глины, а наиболее узкий — ангидриты, гипсы и аргиллиты

(см. табл. 13). Широкие пределы изменения c_{pm} каменной соли пока удовлетворительно не объяснены, а для большинства других осадочных пород их связывают с большой вариацией их коэффициентов пористости и влажности. Чем выше значения последних, тем больше c_{pm}.

В широких пределах варьирует c_{pm} базальтов, так как влажность их значительно изменяется; c_{pm} всех остальных магматических пород, за исключением гранита, укладывается в 0,5—1,2 кДж/(кг·К). Относительно небольшая вариация значений c_{pm} метаморфических пород обусловлена малым изменением их влажности. Теплоемкость руд гораздо меньше [от 0,6 до 1,3 кДж/(кг·К)], чем пород. Теплоемкость пород не зависит от их зернистости, слоистости, состояния (аморфности или кристалличности) минералов.

9.3.3. Температуропроводность

Для отдельных групп и типов пород она изменяется в пределах $(2\cdot20)\cdot10^{-7}$ м²/с. Значения a могут быть оценены по λ, c_p и δ. Температуропроводность руд гораздо меньше.

9.4. ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ [1]

Влияние температуры. Теплопроводность пород снижается с ростом температуры и особенно сильно до температуры 200—427 °С. У некоторых пород (оливинит, гранит, диорит) при достижении минимальных значений с увеличением температуры λ несколько возрастает. Минимум теплопроводности обычно совпадает с началом плавления пород. Неодинаковое поведение при нагревании, например, таких близких по составу разностей, как гранит и обсидиан, объясняют различием их структуры. Породы делят на три группы: кристаллические (гранит, диорит, эклогит и др.), аморфные (обсидиан) и с кристалломорфной структурой (диабаз, порфирит и другие) [1]. У пород с кристаллической структурой теплопроводность обусловлена рассеянием фононов на кристаллических зернах и друг на друге. Последний процесс объясняет зависимость $\lambda=f(\lambda_0/T)$, где λ_0 — значение λ при 20 °С.

Для аморфных неупорядоченных по структуре пород $\lambda=f(T)$. На теплопроводность пород с кристаллоаморфной структурой температура практически не влияет или влияет слабо.

Температуропроводность падает с ростом T. Этот процесс обычен для пород с кристаллической и в меньшей степени — для пород с кристаллоаморфной структурой; он почти не наблюдается у чисто аморфных разностей. Объемная теплоемкость пород увеличивается при их нагревании до температуры 850 °С.

Влияние давления. Теплопроводность увеличивается с ростом давления, причем максимальные ее изменения относятся к давлениям от 0,1 до 10 МПа. В дальнейшем коэффициент λ мало изменяется или сохраняется практически постоянным. Предполагают, что рост связан с уплотнением контактов между зернами, так как после снятия давления λ становится выше первоначального [6]. Температуропроводность растет с давлением.

9.5. СВЯЗИ ТЕПЛОВЫХ И ДРУГИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Для песчано-глинистых пород установлены обратные корреляционные связи между произведением коэффициента λ теплопроводности на параметр $P_п$ пористости и коэффициентом $k_п$ пористости (рис. 79).

График зависимости λ от массовой глинистости для песчаной породы — это кривая гиперболического вида; спад значений λ с ростом содержания глинистого цемента объясняется резким увеличением неплотных контактов между высокодисперсными глинистыми частицами пород, что приводит к росту их теплового сопротивления.

Для песчано-глинистых и других пород из определенных отложений найдены прямые корреляционные связи: между λ и δ, λ и c_v, λ и E. По установленным уравнениям, позволяющим получить, например, зависимости коэффициента теплопроводности максимально влажной и плотности сухой породы от коэффициента пористости, можно путем их совместного решения найти корреляционную зависимость λ от δ. Аналогично получают корреляционные уравнения и для зависимостей $\lambda(c_v)$ и $\lambda(E)$. Через пористость устанавливаются также корреляционные связи с нейтронными свойствами горных пород.

Температуропроводность горных пород увеличивается с ростом плотности; как функция влажности она имеет максимум: сначала растет с увеличением φ (в связи с ростом λ), затем понижается (вслед-

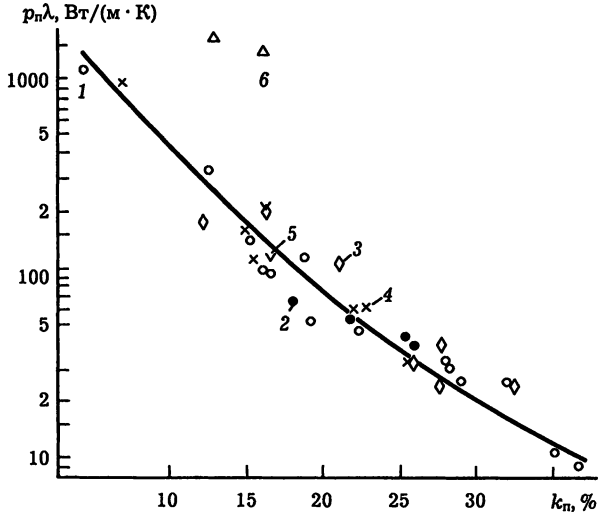


Рис. 80. Связь произведения параметра $P_п$ пористости на коэффициент λ теплопроводности с коэффициентом $k_п$ пористости для песчаников и граувакк (по экспериментальным данным Х. Цирффуса и Г. Ван-дер-Влита).

Песчаники: *1* — кварцевые, *2* — полевошпатовые, *3* — с неизвестным минеральным составом, *4* — субграувакка; *5* — мигрирующие пески; *6* — кварцит

ствие роста теплоемкости пород при значительной влажности); несколько уменьшается при нефтенасыщении водоносной породы и существенно увеличивается при ее газонасыщении.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Каковы механизмы переноса тепла в горных породах в системе скважина — пласт?

2. Назовите основные теплофизические характеристики горных пород. Каков их физический смысл, какие процессы они характеризуют?

3. На чем основан метод инфракрасной спектрофотометрии образцов керна и шлама, и какова его информативность?

4. Дайте петрофизическое обоснование коррелятивных связей между теплофизическими характеристиками горных пород и:

а) удельным электрическим сопротивлением;

б) естественной радиоактивностью;

в) нейтронными характеристиками горных пород.

10. ЕСТЕСТВЕННАЯ РАДИОАКТИВНОСТЬ

Применение ядерной физики в науках о Земле хронологически последовало непосредственно за открытием радиоактивности урановых минералов. По словам В.И. Вернадского, «открытие явления радиоактивности, по существу, было не только открытием физическим, но и открытием геологическим... Оно было основано, в конце концов, на изучении урановых минералов. Немедленно мир минералов был охвачен в этом направлении работой физиков, минералогов и химиков».

Значительная дифференциация горных пород по естественной радиоактивности явилась основой бескернового изучения геологического разреза скважин по данным гамма-метода в интегральной (ГМ) и спектрометрической (ГМ-С) модификациях.

Радиоактивность гордых пород изучают для решения следующих задач:

1) установления пределов изменения гамма-активности литологически различных пород с целью корреляции немых толщ и классификации пород по минеральному составу;

2) использования закономерностей изменения гамма-активности коллекторов нефти и газа для определения их фильтрационно-емкостных свойств;

3) реконструкции условий осадконакопления пород и выяснения цикличности процессов их образования (литолого-генетический и геоциклометрический анализ);

4) выяснения связей концентраций радиоактивных элементов с фациальной характеристикой отложений и тектоническим развитием структур, благоприятных для скопления нефти и газа;

5) выяснения взаимоотношений радиоактивности пород с их геохимическими особенностями: доломитизацией известняков, битуминизацией пород и радиогеохимическими аномалиями в зоне ВНК;

6) изучения связи гамма-активности руд радиоактивных элементов с содержанием в них урана, радия и тория для определения типов руд.

Среди осадочных горных пород наименьшую гамма-активность имеют ангидриты, гипсы, кварцевые песчаники, чистые (неглинистые) разности известняков; наибольшую — глинистые полимиктовые песчаники, глины, калийные осадки.

Основное назначение ГМ в нефтегазопромысловой геологии — количественное определение содержаний калия, урана и тория (спектрометрическая модификация, ГМ-С) и суммарного содержания радиоактивных элементов (интегральная модификация, ГМ). На этом основана возможность определения глинистости, идентификации минерального состава глинистого материала, оценки содержания органического вещества, изучения условий осадконакопления с помощью литолого-генетического анализа. Высокая петрофизическая информативность ГМ обусловлена особой ролью глин и конкретных глинистых минералов и формировании залежей углеводородов, определяющим влиянием глин на фильтрационно-емкостные свойства коллекторов. В скважинах, заполненных соленой промывочной жидкостью, когда кривая СП слабо дифференцирована, глинистость нельзя определить без учета данных ГМ.

Петрофизические основы метода естественной радиоактивности включают в себя геохимические закономерности распределения естественно-радиоактивных элементов (ЕРЭ) и физические закономерности распространения гамма-излучения в горных породах.

10.1. ЗАКОН РАДИОАКТИВНОГО РАСПАДА И РАДИОАКТИВНОЕ РАВНОВЕСИЕ

Естественная радиоактивность представляет собой самопроизвольный, подчиненный определенному статистическому закону распад неустойчивых ядер атомов. Радиоактивный распад приводит к изменению строения, состава и энергии ядер и сопровождается испусканием α- и β-частиц или захватом электрона из K- или L-оболочки, коротковолновым излучением электромагнитной природы (γ-излучение). При этом происходят выделение радиогенного тепла, ионизация газов, жидкостей и твердых тел.

В природных условиях отмечается также спонтанное деление тяжелых ядер. Осколки деления могут образовывать треки и дефекты в кристаллической структуре минералов.

Поскольку α- и β-частицы в веществе испытывают сильное кулоновское взаимодействие и обладают очень малой проникающей способностью, в радиометрии нефтегазовых скважин используются толь-

ко γ-излучение и нейтроны. Гамма-кванты распространяются в веществе со скоростью света c, обладают энергией $E=h\nu$ и импульсом $p=E/c$, где ν — частота электромагнитных колебаний; h — постоянная Планка.

Закон радиоактивного распада естественных и искусственных радиоактивных ядер (Э. Резерфорд и Ф. Содди, 1902 г.) описывает зависимость между количеством распадающихся и имеющихся радиоактивных атомов. В дифференциальной форме он имеет вид:

$$dN/dt=-\lambda N, \qquad (10.1)$$

где dN — число распадающихся ядер из общего количества N за время dt; λ — постоянная, характеризующая скорость распада данного элемента. Величина $A=\lambda N$ определяет число распадов в единицу времени и называется **активностью**.

После интегрирования получаем экспоненциальный закон изменения количества радиоактивных атомов во времени:

$$N(t)=N_0\exp(-\lambda t), \qquad (10.2)$$

где N_0 — число атомов в начальный момент времени (начало распада при $t=0$).

Кроме постоянной распада λ при описании явлений радиоактивности широко используется период полураспада $T_{1/2}$ — время, за которое N_0 убывает наполовину. С постоянной распада $T_{1/2}$ связан соотношением $T_{1/2}=0{,}693/\lambda$. Фундаментальное свойство постоянной распада K — независимость ее от каких-либо природных факторов (термобарические условия, изменения напряженностей физических полей). Поэтому период полураспада служит абсолютной мерой длительности геологических процессов (это свойство используется в ядерной геохронологии).

Среди многочисленной группы естественных радиоактивных элементов наибольший интерес представляют изотопы тяжелых элементов ($^{238}_{92}U$, $^{235}_{92}U$, $^{232}_{90}Th$), которые испытывают в результате α- и β-распада многократные последовательные превращения, образуя радиоактивные ряды, семейства, включающие до 15—18 изотопов. Остальные радиоактивные элементы ($^{40}_{19}K$, $^{87}_{37}Rb$ и др.) обладают одноактным распадом и рядов не образуют.

Родоначальники трех естественных радиоактивных рядов (уранового, актиноуранового, ториевого), или материнские элементы, имеют вероятность распада, во много раз меньшую вероятности распада каждого последующего дочернего элемента: $\lambda_1\leq\lambda_2\leq\lambda_3\leq\ldots\leq\lambda_n$. При распаде элементов в радиоактивных рядах возникает состояние радиоактивного равновесия, когда числа распадающихся атомов в единицу времени для каждого изотопа равны.

Радиоактивное равновесие определяется выражением $\lambda_1N_1=\lambda_2N_2=\lambda_3N_3=\ldots=\lambda_nN_n$, причем время перехода в это состояние оценивается как десятикратный период полураспада самого долгоживущего дочернего элемента соответствующего семейства.

В результате процессов выщелачивания и эманирования в природных условиях состояние радиоактивного равновесия может нарушаться. Это наиболее характерно для уранового семейства, где вынос U и Ra происходит с различной интенсивностью и отмечается интенсивное удаление эманации Rn.

10.2. ТИПЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ ГАММА-КВАНТОВ С ВЕЩЕСТВОМ И ИХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ

Мерой взаимодействия гамма-квантов (как и других частиц) с веществом являются эффективные сечения взаимодействия — микроскопическое и макроскопическое. Микроскопическое сечение определяет вероятность взаимодействия одной частицы с другой частицей — мишенью (ядром, электроном, атомом). Макроскопическое сечение — это вероятность взаимодействия частицы с единицей объема вещества; оно равно произведению микроскопического сечения на число мишеней в единице объема. Макросечение для гамма-квантов обычно называют линейным коэффициентом ослабления и обозначают μ.

Гамма-излучение ослабляется в породах вследствие: фотоэффекта; комптоновского эффекта; образования пар; фотоядерных взаимодействий.

При фотоэффекте (рис. 68) гамма-кванты взаимодействуют с электронной оболочкой атома. Возникающий фотоэлектрон уносит часть энергии гамма-излучения $E = h\upsilon - E_0$, где E_0 — энергия связи элект-

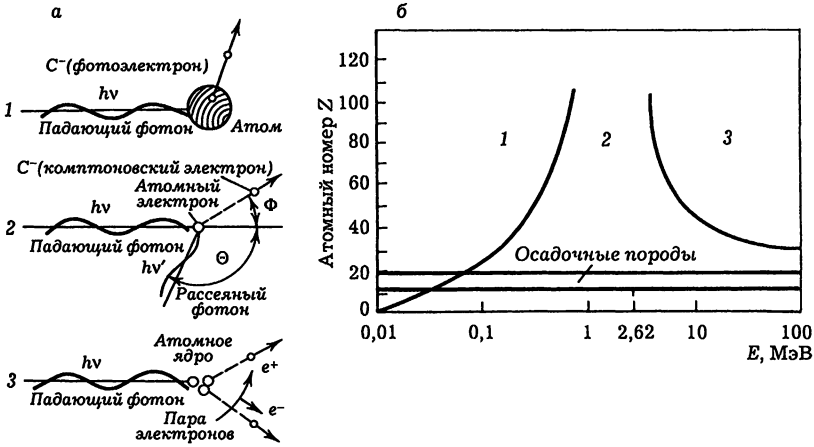


Рис. 81. Основные типы взаимодействия гамма-излучения с веществом (*а*) и диапазоны энергий и атомных номеров, в которых они проявляются (*б*) (МАГАТЭ, 1976 г.):

1 — фотоэффект; *2* — комптоновское рассеяние; *3* — эффект образования электрон-позитронных пар

рона в атоме. Процесс идет при E не более 0,5 МэВ. В результате фотоэффекта также возникает рентгеновское излучение.

Микроскопическое сечение фотоэффекта зависит от энергии гамма-кванта и порядкового номера Z элемента

$$\sigma_ф = 12{,}1\, E^{-3{,}15}\, Z^{4{,}6}\ [\text{барн/атом}].$$

Сильная зависимость от Z позволяет использовать фотоэффект для количественного определения содержаний тяжелых элементов в горных породах (рентген-радиометрический и селективный гамма-гамма-методы).

При комптоновском эффекте гамма-излучение взаимодействует с электронами, передавая им часть энергии, и затем распространяется в горной породе, испытывая многократное рассеяние с изменением первоначального направления движения. Этот процесс возможен при любых энергиях гамма-квантов и является основным при $0{,}2 < E < 3$ МэВ, т. е. именно в области спектра первичного излучения естественно-радиоактивных элементов.

Процесс образования электрон-позитронных пар, возникающих из фотонов в поле ядер атомов, наиболее вероятен для пород, содержащих тяжелые элементы (см. рис. 81, *б*) при энергиях не менее 1,02 МэВ.

Таким образом, при различных энергиях гамма-кванты взаимодействуют преимущественно с различными мишенями: атомами, электронами, атомными ядрами.

В области энергий, где наиболее существенны комптон- и фотоэффекты (см. рис. 81, *б*), полное макроскопическое сечение взаимодействия (линейный коэффициент ослабления)

$$\mu = \mu_ф + \mu_к = \mu_к\,(1 + \mu_ф/\mu_к) \qquad (10.3)$$

где $\mu_к = n_e \sigma_к$ — макросечение комптон-эффекта; n_e — число электронов в единице объема.

Для моноэлементной среды $n_e = \delta N_A Z/A$, где N_A — число Авогадро; A и Z — массовое число и порядковый номер; δ — плотность. Поскольку условие устойчивости атомных ядер (условие насыщения ядерных сил) требует, чтобы $A = N + P \approx N + Z \approx 2Z$, $(N \approx Z)$ (где N и P — числа нейтронов и протонов в ядре), то $Z/A = 0{,}5$ независимо от типа элемента (единственное исключение составляет водород).

Таким образом, при комптоновском рассеянии макросечение $\mu_к$ определяется плотностью (величина $2\delta Z/A$ называется электронной плотностью). Этот факт служит строгим физическим обоснованием плотностной модификации гамма-гамма-метода. В энергетической области комптон-эффекта $\mu \approx \delta$, и величина $\tilde{\mu} = \mu/\delta$ не зависит от плотности (рис. 82); эта величина называется массовым коэффициентом ослабления.

Для удобства сравнения влияния фотоэффекта и комптоновского рассеяния используется сечение фотопоглощения на один электрон

$$\sigma_ф/Z = P_e \cdot 10^{-2}\,(E/132)^{-3{,}15}, \qquad (10.4)$$

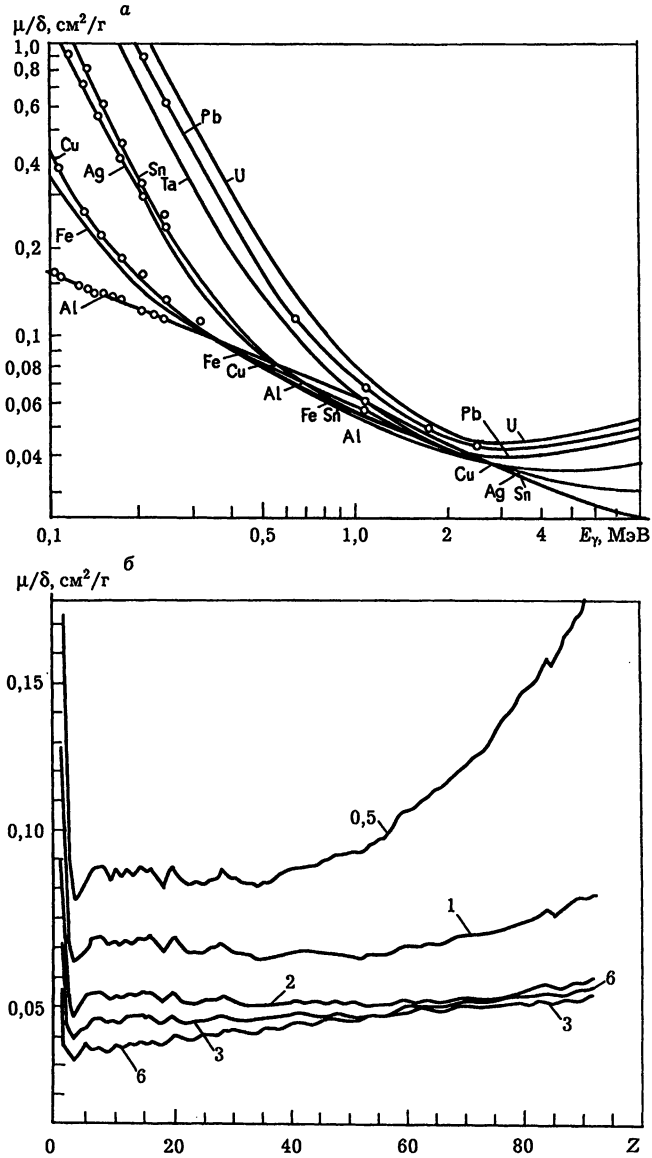


Рис. 82. Зависимости массового коэффициента ослабления μ/δ от энергии гамма-квантов (*а*) и атомного номера Z элемента (*б*). Шифр кривых — энергия гамма-квантов, МэВ

где величина P_e («индекс фотоэлектрического поглощения») равна $(Z/10)^{3,6}$ (табл. 17). Отношение сечений $\mu_ф/\mu_к = \sigma_ф/Z\sigma_к \approx P_e/\sigma_к$. Эффективный атомный номер $Z_{эф}$ выражается следующим образом (для многоэлементной среды):

$$Z_{эф} = \left[\sum_i (Z_i/A_i)P_i Z_i^{3,6} / \sum_i (Z_i/A_i)P_i\right]^{1/3,6} \qquad (10.5)$$

где P_i — весовая (массовая) доля i-го элемента.

Ослабление интенсивности dJ широкого пучка гамма-излучения в плоском слое вещества толщиной dx описывается дифференциальным уравнением, аналогичным закону радиоактивного распада:

$$\frac{dJ}{dx} = -\mu J; \qquad (10.6)$$

в интегральной форме

$$J(x) = J_0 \exp(-\mu x). \qquad (10.6)$$

Для точечного изотропного источника на экспоненциальный закон (10.6) накладывается закон геометрической расходимости $1/(4\pi r^2)$ в сферической геометрии («закон обратных квадратов»):

$$J(r) = J_0 \exp(-\mu r)/(4\pi r^2). \qquad (10.7)$$

Это выражение описывает пространственное распределение нерассеянного излучения. Спектр многократно рассеянного излучения (рис. 83) от моноэнергетического источника включает рассеянное излучение, но с уменьшением энергии все больший вклад дает многократно рассеянное излучение. Пока сечение фотоэффекта мало, определяющим фактором является электронная плотность вещества, которая, в свою очередь, определяется плотностью среды. С увеличением сечения фотоэлектрического поглощения (в соответствии с уменьшением энергии гамма-квантов) амплитуда спектра убывает, и определяется уже не только плотностью, но и эффективным атомным номером вещества (индексом фотоэлектрического поглощения). Поэтому спектрометрическая регистрация позволяет определять не

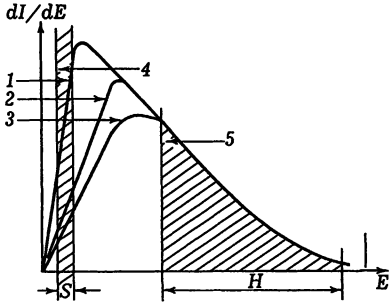


Рис. 83. Спектр многократно рассеянного гамма-излучения в породах одинаковой плотности, но различного состава (по И. Г. Дядькину, 1978 г.; В. Бертоззи, Д. Эллису, Дж. Волу, 1981 г.):

1—3 — атомные номера Z соответственно малые, средние и большие; *4* — область фотоэффекта и комптоновского рассеяния; *5* — область комптоновского рассеяния, S — мягкая часть спектра; H — жесткая (комптоновская) часть спектра

Таблица 17. **Характеристики фотоэлектрического поглощения гамма-квантов для некоторых элементов и породообразующих минералов (В. Бертоззн, Д. Эллис, Дж. Вол, 1981 г.)**

Элемент, минерал	Формула	Молекулярная (атомная) масса	Z	Pe	Плотность δ, г/см^3	Электронная плотность 2δ>Z/A
		Элементы				
Водород		1,008	1	0,00025		
Углерод		12,011	6	0,1588		
Кислород		16,000	8	0,44784		
Натрий		22,991	11	1,4093		
Магний		24,32	12	1,9277		
Алюминий		26,98	13	2,5715	2,700	2,602
Кремний		28,09	14	3,3579		
Сера		32,066	16	5,4304	2,070	2,066
Хлор		35,457	17	6,7549		
Калий		39,100	19	10,081		
Кальций		40,08	20	12,26		
Титан		47,90	22	17,089		
Железо		55,86	26	31,181		
Стронций		87,63	38	122,24		
Цирконий		91,22	40	147,03		
Барий		137,36	56	493,72		
		Минералы				
Ангидрит	$CaSO_3$	136,146		5,055	2,960	2,957
Барит	$BaSO_4$	233,366		266,8	4,500	4,011
Кальцит	$CaCO_3$	100,09		5,085	2,710	2,708
Карналлит	$KCl{\cdot}MgCl_2{\cdot}6H_2O$	277,88		4,089	1,61	1,645
Целестин	$SrSO_4$	183,696		55,13 ~	3,960	3,708
Корунд	$A1_2O_3$	101,96		1,552	3,970	3,894
Доломит	$CaCO_3{\cdot}MgCO_3$	184,42		3,142	2,870	2.864
Гипс	$CaSO_4{\cdot}2H_2O$	172,18		3,420	2,320	2,372
Галит	$NaCl$	58,45		4,65	2,165	2,074
Гематит	Fe_2O_3	159.70		21,48	5,240	4,987
Ильменит	$FeO{\cdot}TiO_2$	151,75		16,63	4,70	4,46
Магнезит	$MgCO_3$	84,33		0,829	3,037	3,025
Магнетит	Fe_3O_4	231,55		22,08	5,180	4,922
Марказит	FeS_2	119,98		16,97	4,870	4,708
Пирит	FeS_2	119,98		16,97	5,000	4,834
Кварц	SiO_2	60,09		1,806	2,654	2,650
Рутил	TiO_2	79,90		10,08	4,260	4,052

Элемент, минерал	Формула	Молекулярная (атомная) масса	Z	Pe	Плотность δ, г/см^3	Электронная плотность 2δ>Z/A
Сильвин	KCl	74,557		8,510	1,984	1,916
Циркон	$ZrSiO_4$	183,31		69,10	4,560	4,279
Вода	H_2O	18,016		358	1,000	1,110
Соленая вода	(120 г/л NaCl)			807	1,086	1,185
Нефть				119	0,850	0,948

только плотность породы, но и ее эффективный атомный номер (литологический тип породы).

10.3. ЕДИНИЦЫ ИЗМЕРЕНИЯ РАДИОАКТИВНОСТИ И КОНЦЕНТРАЦИИ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Единицей измерения активности является беккерель 1 Бк = 1 расп./с), он соответствует активности вещества, у которого за время в 1 с происходит один распад; 1 Бк = $0{,}27 \cdot 10^{10}$ Ки (Ки — внесистемная единица радиоактивности — количество любого радиоактивного изотопа, в котором происходит $3{,}7 \cdot 10^{10}$ распадов в 1 с, столько же, сколько в 1 г Ra), 1 Ки = $3{,}7 \cdot 10^{10}$ Бк (табл. 18).

Радиоактивность пород характеризуют и такие величины, как удельная массовая активность (Бк/кг), удельная объемная активность (Бк/м^3).

Гамма-активность пород характеризуется внесистемной величиной — радиевым гамма-эквивалентом с единицей измерения — миллиграмм-эквивалент Ra (мг-экв Ra); 1 мг-экв Ra — это активность вещества, гамма-излучение которого имеет такую же ионизирующую способность, как и излучение 1 мг ^{226}Ra (вместе с продуктами его распада) после прохождения его через платиновый фильтр толщиной 0,5 мм. Широко используют в геофизике и такие величины, как удельная массовая гамма- активность с единицами измерения мг-экв Ra/г или пкг-экв Ra/кг = (кг-экв Ra/кг) $\cdot 10^{-12}$ — активность 1 г породы в мг-экв Ra (или 1 кг породы в кг-экв Ra); удельная объемная активность с единицами измерения мг-экв Ra/см^3 (или нкг-экв Ra/м^3 = (кг-экв Ra/м^3) $\cdot 10^{-9}$.

В радиометрии скважин для оценки интенсивности естественного гамма-излучения пород часто используют единицы мощности экспозиционной дозы (МЭД) — микрорентген в час (см. табл. 16). Один рентген (Р) характеризует ионизирующее действие гамма-излучения, при котором в 1 см^3 воздуха при нормальных условиях создается одна электростатическая единица заряда ($2{,}083 \cdot 10^9$ пар ионов).

Какая же петрофизическая характеристика определяет показания метода естественной радиоактивности? Ответ на этот вопрос не очевиден и заслуживает специального рассмотрения.

Таблица 18. **Единицы измерений радиоактивности и ионизирующих излучений**

Величина	СИ		Внесистемные единицы		
	Единица измерения	Сокращенное обозначение	Единица измерения	Сокращенное обозначение	Коэффициент перевода в единицы СИ
Активность нуклида в радиоактивном источнике	Беккерель	Бк	Кюри-эман	Ки-эман	$3{,}700 \cdot 10^{10}$ Бк $3{,}7 \cdot 10^{3}$ м$^{-3} \cdot$ с$^{-1}$
Плотность потока ионизирующих частиц или квантов	Частица (квант) в секунду на квадратный метр	Частица (квант)/(с · м^2)	—	—	—
Интенсивность излучения	Ватт на квадратный метр	Вт/м^2	—	–	—
Поглощенная доза излучения (доза излучения)	Грэй	Гр	Рад	Рад	10^{-2}
Мощность поглощенной дозы излучения (мощность дозы излучения)	Грей в секунду	Гр/с	Рад в секунду	Рад/с	10^{-2}
Экспозиционная доза рентгеновского и гамма-излучения	Кулон на килограмм	Кл/кг	Рентген	Р	$2{,}58 \cdot 10^{-4}$
Мощность экспозиционной дозы рентгеновского и гамма-излучения	Ампер на килограмм	А/кг			

Обозначим содержание j-го излучателя в единице объема породы через Q_j, и соответствующее число испускаемых с энергией E гамма-квантов через $S_j(E)$. Если излучатели равномерно заполняют все пространство, то интенсивность излучения $J(E)$ на основании формулы (10.7) равна

$$J(E)=\sum_{j=1}^{3}Q_jS_j(E)\times$$
$$\times\int_{\infty}\frac{exp[-\mu(E)r]}{4\pi r^2}4\pi r^2dr=\mu^{-1}(E)\sum_{j=1}^{3}Q_jS_j(E)\equiv$$
$$\equiv\tilde{\mu}^{-1}(E)\sum_{j=1}^{3}q_jS_j(E)\ , \qquad (10.8)$$

где $\tilde{\mu}$ — массовый коэффициент ослабления; $q_j=Q_j/\delta$ — массовое содержание излучателя. В выражении (10.8) индекс j пробегает значения $j=1$ (^{40}K), $j=2$ (U + Ra с продуктами распада), $j=3$ (Th с продуктами распада).

Пусть детектор скважинного прибора регистрирует гамма-кванты с эффективностью $\eta(E)$, тогда показание прибора J будет

$$J=\int_0^{\infty}\eta(E)J(E)dE=\sum_j C_jq_j\ , \qquad (10.9)$$

где

$$C_j=\int_0^{\infty}\eta(E)\tilde{\mu}^{-1}(E)S_j(E)dE\ . \qquad (10.10)$$

Величина C_j называется **концентрационной чувствительностью** (для j-го радионуклида) и определяет показание прибора, соответствующее единице массовой концентрации j-го радионуклида (вместе с продуктами распада в состоянии радиоактивного равновесия), в однородной безграничной среде (или необсаженной сухой скважине).

Обратим внимание на то, что вследствие комптоновского механизма взаимодействия показания интегрального канала (ГМ) определяются не объемными, а массовыми содержаниями естественно-радиоактивных элементов (ЕРЭ). Ни число распадов, ни мощность экспозиционной дозы не характеризуют однозначно содержания ЕРЭ в породе и не обеспечивают сопоставимости результатов лабораторных и скважинных измерений.

При неспектрометрических измерениях по показаниям канала ГМ невозможно выделить гамма-излучение различных излучателей и количественно оценить содержание каждого из них в отдельности. Единственная возможность количественной интерпретации данных интегрального ГМ состоит в оценке суммарного содержания ЕРЭ в определенных единицах. Такими единицами могут быть эквивалентные массовые содержания отдельных радионуклидов, т.е. такие содержания, которым соответствуют одинаковые показания скважинного прибора.

Допустим, что в однородной безграничной среде, окружающей прибор, равномерно распределен j-й излучатель с единичной массовой концентрацией $q_j = 1$. Определим эквивалентное по показаниям прибора содержание урана eU_j («урановый эквивалент j-го излучателя»):

$$J = C_j\,[1] \equiv C_U\, eU_j$$

Откуда

$$eU_j = C_j / C_U; \quad [eU_j] = [q_j] \tag{10.11}$$

Аналогично можно ввести калиевый (eK_j) и ториевый (eTh_j) эквиваленты:

$$eK_j = C_j / C_K; \quad eTh_j = C_j / C_{Th}$$

За единицу уранового эквивалента примем массовое содержание урана 10^{-4} % (в разведке на уран эта величина получила обозначение ur):

$$10^{-4}\,\%\,U = 1eU_U \equiv 1ur. \quad \bullet$$

В разведке на уран эта величина является искомой величиной. Однако для изучения коллекторов нефти и газа, содержания ЕРЭ в которых сравнительно невелики, ее применение требует обоснования. Из определений (10.9) — (10.11) следует, что величина eU_j(eK_j, eTh_j) определяет массовое содержание урана (калия, тория), которому соответствует такое же показание прибора, как и для единичного массового содержания j-го излучателя:

$$1\%\,K \to 1eU_K = C_K/C_U,\, ur \quad 10^{-4}\,\%\,Th \to 1eU_{Th} = C_{Th}/C_U,\, ur$$

На основании (10.9) и (10.11) урановый эквивалент eU суммарного содержания ЕРЭ определяет такое массовое содержание урана, при котором показание прибора в однородной безграничной среде такое же, как при данном содержании ЕРЭ в их природной смеси:

$$eU = \sum_j eU_j q_j \tag{10.12}$$

Для определения концентрационных чувствительностей C_j необходимо выполнить измерения в четырех моделях пластов — «фоновой», «калиевой», «урановой», «ториевой» (для контроля дополнительно проводятся измерения в модели со смесью излучателей). Тогда на основании (10.9) получаем систему уравнений, разрешимую относительно C_j. Измерения выполняются в специальных моделях пластов, прошедших государственную аттестацию в качестве стандартных образцов содержаний ЕРЭ.

Используя определения (10.10) и (10.11), можно показать, что в отличие от C_j, значения eU_j должны быть устойчивыми относительно изменения конструкционных параметров аппаратуры.

Экспериментальные данные подтверждают, что для различных типов аппаратуры значения C_j изменяются в широком диапазоне, од-

нако соответствующие эквиваленты остаются практически постоянными. Это означает, что для довольно широкого класса аппаратуры (интегральный канал приборов с диаметром более 6 см, предназначенных для исследования разрезов нефтегазовых скважин) параметр $eU_j(eK_j, eTh_j)$ переходит из разряда метрологических в разряд физических. Независимо от типа аппаратуры урановый эквивалент eU вычисляется по известным содержаниям $\{q_j\}$ по правилу (10.12):

$$eU = 1{,}79q_K\,[\%] + q_U\,[10^{-4}\,\%] + 0{,}39q_{Th}\,[10^{-4}\,\%].$$

Оценим вклад ε_j различных излучателей (K, U, Th) в результирующие показания канала интегрального ГМ:

$$\varepsilon_j = J_j/J = C_j q_j / \sum_j C_j q_j \equiv eU_j q_j / eU\,,$$

где eU определяется выражением (10.12). Полагая q_j=const, находим:

$$\varepsilon_j = eU_j / \sum_j eU_j.$$

Используя численные значения eU_j, легко оценить, что вклад калия составляет около 60%, а равновесных урана и тория — соответственно 30 и 10%.

Петрофизическая модель гамма-метода. Переходк определению суммарного содержания ЕРЭ в единицах уранового эквивалента позволяет строго сформулировать петрофизическую модель ГМ в виде

$$eU = \frac{1}{\delta}\sum_i eU_i \delta_i K_i; \quad \delta = \sum_i \delta_i K_i; \quad \sum_i K_i = 1 \qquad (10.14)$$

где δ — плотность породы; δ_i, eU_i, K_i — соответственно минералогические плотности, урановые эквиваленты и объемные содержания компонент. Эта модель включается в систему уравнений комплексной петрофизической интерпретации данных ГМ (в комплексе с другими методами ГИС).

Из петрофизической модели (10.14) следует, что, значения eU существенно зависят от множества факторов, причем эти зависимости (в частности, от содержания и типа глинистого цемента) в коллекторах различного типа могут существенно различаться. Однако в шкале относительной глинистости $\eta = K_{гл}/(K_п + K_{гл})$, нормированной на ее максимальное значение $\eta_{max} = 1 - \mu/M$ (μ — полная флюидоудерживающая способность коллектора, M — пористость матрицы) для двойного разностного параметра ΔeU соответствующая зависимость $\Delta eU(\eta^*)$ от величины $\eta^* = \eta/\eta_{max}$

$$\Delta eU(\eta^*) = [eU(\eta^*) - eU(0)]/[eU(1) - eU(0)], \qquad (10.17)$$

слабо зависит от параметра M (скелетной пористости) и практически не зависит от соотношения радиоактивностей матрицы и цемента. Для различных значений M мы имеем семейство нелинейных кривых (рис. 84) $\Delta eU(\eta^*)$. При неизменных диаметре скважины и свойствах

промежуточных зон выполняется равенство $\Delta eU = \Delta J_\gamma$, где ΔJ_γ — обычный двойной разностный параметр ГМ

$$\Delta J_\gamma = (J - J_{min})/(J_{max} - J_{min}).$$

Таким образом, из петрофизической модели ГМ вытекает, что параметр ΔeU определяется величиной нормированной эффективной пористости Ψ (нормированной относительной глинистости η^*). Следовательно, ГМ (ГМ-С) является одновременно и «методом относительной глинистости», и «методом эффективной пористости».

Можно указать, по крайней мере, *три признака применимости* ГМ для определения эффективной пористости. Каждый из этих признаков состоит в наличии значимой корреляции между:

1) диаграммами ГМ и ПС (при отсутствии данных ГМ-С):

2) содержаниями калия, урана и тория;

3) содержаниями калия и тория при относительно низком содержании урана (признаки 2 и 3 — при наличии данных ГМ-С).

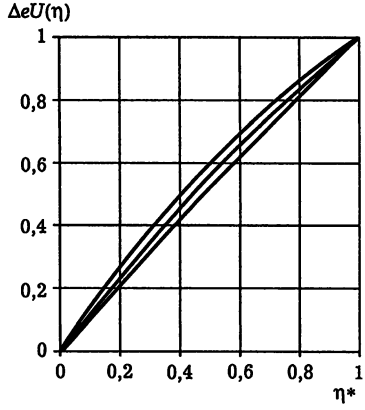


Рис. 84. Зависимости двойного разностного параметра по урановому эквиваленту от нормированной относительной глинистости при различных значениях скелетной пористости (шифр кривых, %).

В сложных терригенных полиминеральных глинистых коллекторах условия применимости интегрального гамма-метода (ГМ) для определения эффективной пористости не выполняются. Применение гамма-спектрометрии (ГМ-С) существенно расширяет область применимости метода естественной радиоактивности, в частности, на случай полиминеральных глинистых коллекторов.

10.4. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ СПЕКТР ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЯ И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЙ ЕРЭ

По данным спектрометрии естественного гамма-излучения в обсаженных и необсаженных скважинах количественно определяются массовые содержания калия, урана, тория. Это позволяет производить детальное литологическое расчленение и стратиграфические корреляции разрезов; определять минеральный состав глин; количественно оценивать глинистость и фильтрационно-емкостные свойства коллекторов; выделять зоны, обогащенные тяжелыми минералами; прослеживать динамику обводнения пластов при контроле разработки месторождений, решать другие важные задачи (табл. 19).

Спектрометрический анализ содержаний ЕРЭ основан на измерениях гамма-излучения в нескольких (не менее трех) энергетических интервалах (окнах), в каждом из которых преобладает изучение одного из определяемых нуклидов (K, U, Th). В табл. 20 приведено распределение энергий различных излучателей в трех спектральных окнах — калиевом, урановом и ториевом (обычно одновременно осуществляется интегральная регистрация при $E\gamma > 1$ МэВ). В каждом окне помимо характеристического фотопика излучателя на фоне излучения равновесных продуктов распада регистрируется непрерывный спектр комптоновского рассеяния.

Интерпретационная модель спектрометрической модификации гамма-метода (ГМ-С) аналогична (10.9) для каждого из спектральных окон (для однородной среды или сухой необсаженной скважины):

$$Ji = \sum_i C_{ij} q_j, \quad i = 1, 2, 3, \ldots, N \quad j = 1, 2, 3, \qquad (10.15)$$

где C_{ij} — концентрационная чувствительность i-го окна для j-го излучателя. Массовые содержания q_j находятся решением системы уравнений (10.15).

Измерения полупроводниковыми детекторами, энергетическое разрешение которых гораздо выше, чем у сцинтилляционных, позволяют регистрировать отдельные линии и определять содержания ЕРЭ даже при отсутствии радиоактивного равновесия.

Модель (10.15) справедлива для статической аномалии (показаний) в однородном пласте, насыщенном по мощности, при отсутствии промежуточных зон между прибором и породой (сухая необсаженная скважина). Предварительная обработка, учет фона и скважинных условий измерений выполняются специальным алгоритмом.

Петрофизическая модель для определения *объемных* содержаний основных минеральных компонент коллекторов нефти и газа по данным плотностного гамма-гамма-метода и спектрометрии гамма-излучения естественной радиоактивности имеет вид:

$$\sigma P_m = \sum_n \sigma_n R_{mn} K_n \; ; \quad \sigma = \sum_n \sigma_n K_n \; ; \quad \sum_n K_n = 1 \, , \qquad (10.16)$$

где m — индекс входного петрофизического параметра (плотность, объемные содержания калия, урана, тория; суммарное содержание ЕРЭ в единицах уранового эквивалента); σ — объемная плотность породы; n — индекс компоненты (флюид, глинистый материал, органическое вещество, минеральная матрица); K_n, σ_n — объемное содержание n-й компоненты и ее минералогическая плотность; $\|R_{mn}\|$ — матрица петрофизических характеристик компонент породы.

Для петрофизической настройки алгоритма нахождения $\{K_n\}$ можно использовать данные лабораторных определений по керну содержаний K, U, Th, пористости, плотности, глинистости. Устойчивость алгоритма обеспечивается контрастом содержаний ЕРЭ в компонентах, контрастом плотностей матрицы и органического вещества, высоким содержанием урана в ОВ и тесной связью между ними, возможностью диагностики типа преобладающего глинистого минерала (по отношению K/Th) и автоматической петрофизической подстройкой алгоритма.

Таблица 19. **Применения спектрометрии естественного гамма-излучения в скважинах (по В. Фертлу, с изменениями и дополнениями)**

Литологическая характеристика	Решаемые задачи	Области применения
Глинистые отложения (глины и глинистые сланцы)	Определение типа и диагенеза глинистых минералов, емкости катионного обмена; оценка содержания органогенного углерода	Региональные и площадные корреляции разрезов; стратиграфические исследования; детальное литологическое расчленение
Трещиноватые аргиллиты	Определение литологического состава (аргиллиты, кремнистые сланцы, алевролиты, карбонаты)	Поиск реперов; уточнение минерального состава твердой фазы пород
Песчаники	Выделение глинистых и чистых разностей; определение радиоактивных минералов; выделение собственно глинистых минералов на фоне полевых шпатов, слюд и акцессорных радиоактивных минералов; оценка емкости катионного обмена. Определение характера распределения глинистого вещества в породе, минерального состава глин; оценка интенсивности процессов вторичного преобразования породы. Оценка трещиноватости (открытых и закрытых трещин). Определение содержания пирита и других сульфидов, а также кислого газа. Выделение истощенных пропластков в слоистом разрезе	Качественное определение коллекторских свойств терригенных пород; уточнение оценок ФЕС отложений на материке и континентальном шельфе. Определение минерального состава глин, слагающих покрышки нефтяных и газовых залежей
Карбонаты (известняк, мел, доломит)	Выделение глинистых и чистых разностей. Выявление открытых и закрытых трещин (известняка, мел, доломиты), наличие стилолитов; выделение проницаемых интервалов в радиоактивных доломитах; выделение истощенных пропластков в солистом разрезе	Корреляции литологических изменений; выбор интервалов опробования в многопластовых карбонатных залежах; выделение проницаемых зон в карбонатных толщах. Оценка степени окремнения и доломитизации известняков

Литологическая характеристика	Решаемые задачи	Области применения
Изверженные и метаморфические породы	Определение литологии; выделение пород, вторично измененных геотермальными водами; выявление открытых трещин	Оценка запасов минералов и углеводородов; корреляции; выбор перспективных для заканчивания интервалов разреза
Эвапориты (соли)	Определение литологии, сортности руды, разделение глин и эвапоритов	Корреляция калийсодержащих минералов; выявление пластов для сброса сточных вод; расчет объема пустот; решение вопросов разработки месторождении
Угли	Определение литологии; оценка зольности углей, состава золы, теплоты сгорания углей	Детальные стратиграфические корреляции; оценка технологических характеристик углей
Уран	Определение литологии; оценка сортности руды	Поиск и выделение рудных зон; контроль разработки методом подземного выщелачивания
Смешанные породы	Выявление мест осаждения радиоактивных солей на обсадной колонне и в перфорационных каналах; определение нефтегазоносных интервалов в частично истощенных слоистых пластах; установление мест затрубной циркуляции, помощь при цементировании (например, при закачке цемента с радиоактивными добавками) скважины и ее освоении	Контроль обводненности пластов по радиогеохимическому эффекту
Черные и цветные металлы, нерудные ископаемые	Определение литологического состава. Поиск и выделение рудных зон	Оценка технологического» качества руд. Определение подсчетных параметров по основным и сопутствующим элементам

Таблица 20. **Распределение природных гамма-излучателей: калия, урана и тория (с продуктами распада) в окнах спектрометра (по Коху и Козански).**

Окна i	Энергия, КэВ	Изотоп	Продукт распада
$i=1$ (K). Ширина окна 1360—1560 КэВ	1661	^{214}Bi	U
	1638	^{228}Ac	Th
	1631	^{228}Ac	Th
	1621	^{212}Bi	Th
	1588	^{228}Ac	Th
	1580	^{228}Ac	Th
	1509	^{214}Bi	U
	1502	^{228}Ac	Th
	1496	^{228}Ac	Th
	1461*	^{40}K*	K*
	1459	^{228}Ac	Th
	1408	^{214}Bi	U
	1402	^{214}Bi	U
	1378	^{214}Bi	U
	1281	^{214}Bi	U
	1238	^{214}Bi	U
			K, U
	Комптоновское рассеяние	>1240 фотопик	Th
$i=2$ (U), Ширина окна 1670—1870 КэВ	1848	^{214}Bi	U
	1765*	^{214}Bi	U*
	1730	^{214}Bi	U
	1661	^{214}Bi	U
	1631	^{228}Ac	Th
	1621	^{212}Bi	Th
	1586	^{228}Ac	Th
	1580	^{228}Ac	Th
			U
	Комптоновское рассеяние	>1520 фотопик	Th
$i=3$ (Th), Ширина окна 2050—2850 КэВ	2614*	^{208}Tl*	Th*
	2448	^{214}Bi	U
	2204	^{214}Bi	U
			U, Th
	Комптоновское рассеяние	>2220 фотопик	

* Характеристический пик излучателя

Петрофизические модели (10.14) и (10.16) дают количественную основу для петрофизического моделирования связей показаний ГМ и ГМ-С с фильтрационно-емкостными свойствами пород, их минералогическим и гранулометрическим составом. В общем случае компонентная модель породы может включать в себя не только минеральные компоненты, но и структурные — различные формы глинистого материала, а также различные гранулометрические фракции.

Относительную глинистость (эффективную пористость) можно определить по данным ГМ, если глинистый цемент является общим носителем естественных радионуклидов. Для полиминеральных коллекторов это условие, как правило, не выполняется. В этом случае можно использовать **данные гамма-спектрометрии** и рассмотреть в качестве интерпретационного параметра, например, величину торий-калиевого отношения (Th/K).

Из петрофизической модели (10.16) следует, что величина (Th/K) — отношения прямо (или обратно) пропорциональна относительной нормированной глинистости η^* (в зависимости от того, каким радионуклидом — торием или калием соответсвенно, — обогащен цемент).

Если матрица имеет калий-полевошпатовый состав при отсутствии (или малом содержании тория), а глинистый цемент преимущественно каолинитового состава обогащен торием и не содержит калия, то

$$(Th/K)_{max} = const K_{гл},$$

т.е. величина Th/K-отношения пропорциональна объемной глинистости.

Коэффициент находится из условия

$$(Th/K)_{max} = const K_{гл\ max}$$

откуда

$$\eta^* = (Th/K)/(Th/K)_{max} \qquad (10.17)$$

Если матрица не содержит калия, но обогащена торием, а глинистый цемент (преимущественно гидрослюдистого состава) не содержит тория, но обогащен калием, для η^* имеет место обратное соотношение.

10.5. ЕСТЕСТВЕННО-РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ, ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И МИГРАЦИЯ В ЛИТОСФЕРЕ. ВАЖНЕЙШИЕ МИНЕРАЛЫ [1, 6]

Большинство естественных радиоактивных изотопов относится к семействам урана, актиния и тория, содержащих соответственно 20, 15 и 13 генетически связанных радиоактивных и устойчивых изотопов. Гамма-излучение актиниевого ряда весьма незначительно по сравнению с гамма-излучением урано-радиевого и ториевого рядов.

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. Эти изотопы долгоживущие — их период полураспада превышает 10^9 лет; они генетически не связаны с другими радиоактивными элементами; для них характерен β-распад или К-захват, а иногда и оба эти процесса, за исключением самария, вольфрама и висмута (α-распад); значительно изменяется также их относительная распространенность в природе — в естественной смеси изотопов они содержатся от 0,01 до 100%.

С учетом распространенности радиоактивных изотопов в литосфере и вероятности их распада можно считать, что наибольшее влияние на геологические процессы оказывают U и Th с продуктами их распада, калий ^{40}K и отчасти рубидий ^{87}Rb. Остальные радиоактивные элементы из-за их малой распространенности и большого периода полураспада не могут играть существенной роли в создании радиоактивности литосферы.

В настоящее время за оптимальные кларки приняты для ^{238}U — $2{,}1 \cdot 10^{-4}$ %, ^{232}Th — $7{,}0 \cdot 10^{-4}$ %, K — 1,8 % (кларки не окончательны, так как мало изучена радиоактивность пород ложа океана.

Радиоактивные элементы присутствуют в литосфере в составе минералов. Установлено более 200 минералов, в которые входят радиоактивные калий, уран, торий.

Исследованиями отечественных и зарубежных ученых установлены определенные закономерности регионального распределения ЕРЭ и общей радиоактивности пород [1, 6].

К а л и й. Имеет три изотопа: ^{39}K, ^{40}K, ^{41}K, распространенность которых составляет 93,1; 0,02 и 6,88%. Наиболее активен наименее распространенный изотоп ^{40}K, испускающий монохроматическое гамма-излучение с энергией 1,46 МэВ. Постоянство соотношения между содержаниями изотопов позволяет пересчитывать содержание ^{40}K непосредственно в полное содержание калия (в естественной смеси изотопов).

Материнскими породами для калия являются преимущественно силикаты магматических пород (гранит, гранодиорит, сиенит), полевые шпаты (ортоклаз, микроклин), слюды (мусковит, биотит). В различных процессах слюды и полевые шпаты преобразуются (в зависимости от степени выветривания) в различные глинистые минералы: гидрослюду, монтмориллонит, хлорит, каолинит. Большая часть калия поступает в породы из водных растворов. С изменением глубины (давления, температуры) состав глин изменяется, например монтмориллонит преобразуется в гидрослюду.

Калий образует только один ион, играющий роль компенсирующего катиона в структуре слюд, гидрослюд, слоистых глин. Поэтому по содержаниям калия (и тория) можно определить тип глинистых минералов (рис. 85).

К важнейшим калийсодержащим минералам относятся сильвин KCl, карналлит $KClMgCl_2 \cdot 6H_2O$ (14,1 % K), калиевая селитра KNO_3 (38,5% K), полевые шпаты, микроклин ($KalSiO_8$), ортоклаз ($K_2OA1_2O_3 \cdot 6SiO_2$), слюды –биотит [$K_2OAl_2O_3 \cdot 6(MgFe)O_2$] и мусковит

$[K_2OAl_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O]$, нефелин $(NaK)_2OAl_2O_3 \cdot 2SiO_3$, глауконит (водный силикат K, Al, Fe) и др.

η Уран. Имеет три изотопа (все радиоактивны): ^{234}U; ^{235}U, ^{238}U с распространенностью $5{,}7 \cdot 10^{-3}$; 0,72 и 99,27 % и периодами полураспада $2{,}5 \cdot 10^5$; $7{,}1 \cdot 10^8$ и $4{,}4 \cdot 10^9$ лет соответственно. Средняя концентрация урана в земной коре составляет $3 \cdot 10^{-4}$ %. Материнскими для урана являются силикаты магматических пород.

Важнейшая геохимическая особенность урана — высокая миграционная способность благодаря образованию хорошо растворимого уранил-иона UO^{2+}. Содержание урана характеризует восстановительные условия и наличие углерода органического происхождения.

Торий. Имеет только один долгоживущий изотоп ^{232}Th, распространенность которого в земной коре составляет около $12 \cdot 10^{-4}$ %. Материнскими породами являются силикаты магматических пород. Все соединения тория нерастворимы, при разрушении (выветривании) пород они концентрируются в бокситах, тяжелых и глинистых минералах. В последних содержания тория изменяются от $8 \cdot 10^{-4}$ до $20 \cdot 10^{-4}$ % в зависимости от типа глин.

Наиболее распространенные минералы по радиоактивности подразделяются на четыре группы [1, 6]. В первую группу объединяются слаборадиоактивные главные породообразующие минералы: кварц,

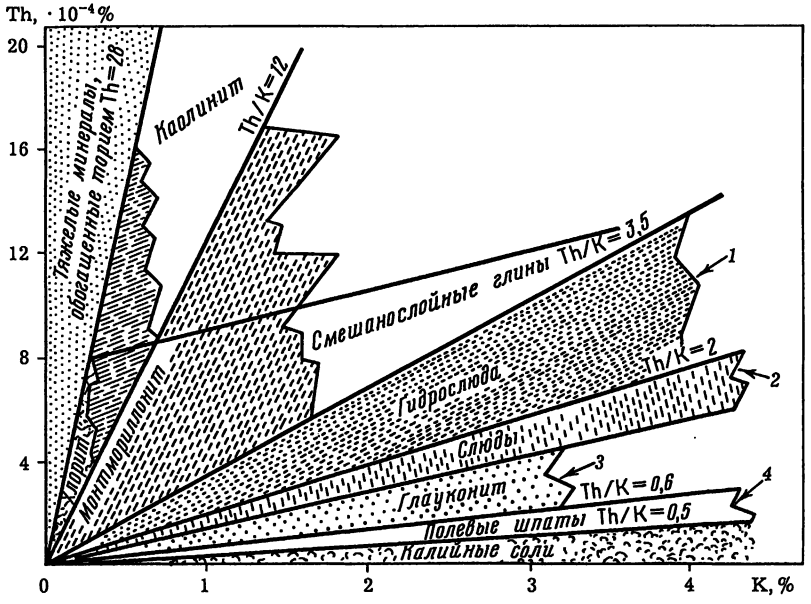


Рис. 85. Сопоставление массовых содержаний тория и калия для идентификации глинистых минералов (данные фирмы «Шлюмберже»).

Линии: *1* — 70%-го содержания гидрослюды, *2* — 40%-го содержания слюд, *3* — 80%-го содержания глауконита, *4* — 30%-го содержания полевых шпатов

калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, кальцит, доломит, ангидрит, каменная соль, нефелин; во вторую группу с нормальной или слабоповышенной радиоактивностью — такие породообразующие минералы, как биотит, амфиболы, пироксены и др.; в третью группу с повышенной радиоактивностью — главные (часто встречающиеся) акцессорные и рудные минералы: апатит, эвдиалит, флюорит, ильменит, магнетит и др.; в четвертую группу с высокой радиоактивностью — менее распространенные акцессорные минералы: сфен, монацит, циркон, липарит и др. (табл. 18).

Минералы осадочных пород также подразделяются на четыре группы (низкой, средней, повышенной и высокой радиоактивности). По В.В. Ларионову, радиоактивность главных породообразующих минералов первой группы: кварца, кальцита, доломита, ангидрита, каменной соли и др. — не превышает 0,1 пкг-экв Ra/кг.

Вторая группа объединяет такие акцессорные минералы, как лимонит, магнетит, турмалин, корунд, гранит, а также такие минералы, как натрий-калиевые полевые шпаты (анортит, олигоклаз), роговая обманка, хлорит и др. Их радиоактивность заключается в пределах от 0,1 до 1 пкг-экв Ra/кг. К третьей группе принадлежат глинистые минералы, слюды, многие полевошпатовые минералы, калийные соли, серицит, апатит, обсидиан и сфен, их радиоактивность изменяется от 1 до 10 пкг-экв Ra/кг. В четвертую группу входят акцессорные минералы монацит, циркон, ортит с радиоактивностью более 10 пкг-экв Ra/кг, их радиоактивность на три порядка превосходит радиоактивность минералов первой группы. При всей наглядности и привлекательности диаграммы рис. 85 необходимо понимать, что определение типа глинистого минерала по ней возможно лишь в случае мономинерального состава. В общем случае решение этой задачи возможно (благодаря разнообразию свойств глинистых минералов, см. табл.1) лишь по данным ГМ-С в комплексе ГИС.

10.6. РАДИОАКТИВНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД [1]

Магматические породы. Распределение радиоактивных минералов по группам и типам магматических пород и радиоактивность уран- и торийсодержащих минералов зависят от условий образования пород и их состава.

Породы ультраосновного и основного составов. Радиоактивность этим породам обычно сообщают циркон, ортит (алланит), другие акцессорные и некоторые калийсодержащие минералы. Реже основное количество урана сосредоточено в главных породообразующих минералах.

Уран присутствует в рассеянном состоянии или в виде субмикроскопических включений собственно урановых минералов, в акцессорных же минералах основное количество урана и тория входит изоморфно в их кристаллическую решетку. Радиоактивность циркона и ортита в рассматриваемых породах меньше, чем в других магматических породах. Минералы габброидов по возрастанию их радиоак-

тивности располагаются в последовательности: пироксен → роговая обманка → плагиоклаз → оливин → магнетит → биотит → титанит (сфен) → апатит → ортит → циркон [1].

Сведения о среднем содержании Ra, U, Th и K в ультраосновных и основных группах и типах пород приведены в табл. 19.

Породы среднего состава. Концентрация урановых и урансодержащих минералов в средних породах выше, чем в породах основных; выше также в средних породах содержание радия, тория и калия (см. табл. 19), что обусловливает в целом большую радиоактивность этих пород.

Самые значительные количества урана установлены для щелочных сиенитов и фонолитов, возникающих на последних стадиях магматической дифференциации. Щелочные сиениты обычно содержат в несколько раз больше урана, чем в среднем известково-щелочные граниты.

Породы кислого состава. Типичными радиоактивными минералами кислых магматических пород считают цирконы, сфен, ортит, монацит, ксенотим и апатит. 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 увеличением концентрации Th и U в магматических расплавах в процессе их кристаллизации. Больше всего урана в ксенотиме, цирконе, монаците и апатите, типичных гранодиоритах, известково-щелочных и натриевых гранитах; содержание урана в остальных минералах незначительно.

Содержания урана и тория, а также радиоактивность минералов гранитов возрастают в последовательности: кварц → ортоклаз → плагиоклаз → роговая обманка → биотит → пироксен → магнетит → флюорит → апатит → эпидот → ильменит → сфен → циркон → ортит → монацит.

Концентрация радиоактивных акцессорных минералов максимальна в кислых магматических породах. Это обусловливает наивысшую радиоактивность кислых магматических пород, достигающую наибольших значений в гранитах (см. табл. 19).

Содержание урана в гранитах $\geq(4\div10)\cdot10^{-4}$ %, а тория $\geq(20\div 50)\times\times10^{-4}$ %, [4]. Повышенное содержание калия установлено в кварцевых порфирах, микроклиновых гранитах (до 6%) и лейцитовых нефритах (до 7%). Содержание урана в вулканических стеклах изменяется в пределах $\geq(0{,}8\div15)\cdot10^{-4}$ %, и составляет в среднем $5{,}6\cdot10^{-4}$ %. Это значение, по-видимому, представляет верхнюю границу содержания урана в кислых вулканических породах.

Сравнительная радиоактивность магматических пород. Радиоактивность в основном связана с присутствием акцессорных уран- и торийсодержащих минералов; отчасти вызывается собственно урановыми и ториевыми и лишь в небольшой степени обычными породообразующими минералами.

Радиоактивность интрузивных пород известково-щелочной серии и пород эффузивных возрастает от ультраосновных пород к основ-

Таблица 21. **Средние концентрации радиоактивных элементов (%) в магматических породах**

Группа пород	Серия	Породы	K	$U \cdot 10^4$	$Th \cdot 10^4$	Th/U	eU
Интрузивные	Известково-щелочная	Ультраосновные (дунит, пироксенит и др.)	0,15	0,03	0,08	2,7	0,3
		Основные (габбро, диабаз и др.)	0,7	0,6	1,8	3,0	2,6
		Средние (диорит, кварцевый диорит)	1.8	1.8	6,0	3,3	7,4
		Кислые (граиодиорит, плагиогранит, биотитовый гранит, лейкократовый аляскитовый гранит)	2,3—4,0	2,1—7,0	8,3—40,0	4,0—5,6	9,5—30,0
	Щелочная	Мельтейгит, маймечит, ийолит	1,8	2,6	9,8	3,8	9,7
		Кимберлит (не алмазоносный)	—	2,6	8,8	3,4	6,1
		Кимберлит (алмазоносный)	—	3,2	16,3	5,1	9,6
		Сиенит	3,8	—	—	—	6,8
		Миаскитовый нефелиновый сиенит	4,5	4,1	7,2	1,8	15,0
		Агпаитовый нефелиновый сиенит	5,0	10,3	28,3	2,8	30,4
		Трахибазальт	2,6	2,4	8,0	3,3	10,2
		Трахит, трахилипарит	4,8	3—8	30—50	4—5	23,4—36,3
Эффузивные		Базальт, диабаз	1,0	0,7	2,3	3,2	3,4
		Андезит, андсзитовый порфирит	1,7	1,2	4,0	3,3	5,8
		Дацит, дацитовый порфирит	2,3	2,5	10,0	4,0	10,6
		Липарит, кварцевый порфир	3,7	4,7	19,0	4,0	18,8

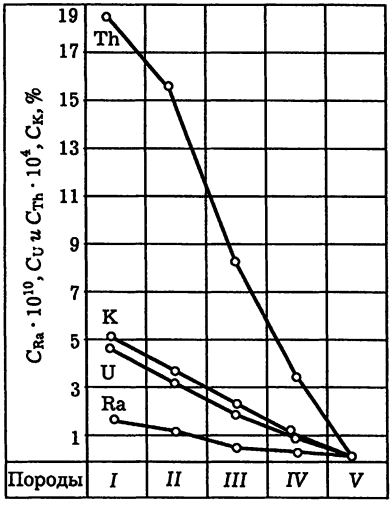


Рис. 86. Содержания тория, урана и радия в изверженных породах земной коры (по Г.С. Смирнову, Ф.М. Корнилову и Н.Д. Тихомирову).

ным, средним и далее к кислым пропорционально увеличению содержания в них кремнезема и калия (см. табл. 21, рис.86). У отдельных толщ пород магматических формаций прямая связь между содержанием U и Th, U и K, Th и K, U и SiO_2, Th и SiO_2 проявляется яснее. K и SiO_2 так же, как U, Th, концентрируются в конечных продуктах магматической дифференциации, что приводит к отмеченным коррелятивным связям и повышению гамма-активности с ростом содержания K и SiO_2.

Наиболее существенно различие радиоактивности гранитов с высоким содержанием кальция (плагиограниты), в которых концентрации $U \leq (1{,}5 \div 3{,}1) \cdot 10^{-4}$ %, а $Th \leq (5 \div 15) \cdot 10^{-4}$ %, и с низким содержанием этого элемента, но высоким калия. Для последних характерны концентрации $U \geq (4 \div 10) \cdot 10^{-4}$ % и $Th \geq (20 \div 50) \cdot 10^{-4}$ %

Интрузивные и эффузивные породы с повышенной щелочностью отличаются более значительной радиоактивностью, чем близкие по кислотности породы известково-щелочной серии (см. табл. 22). Это характерно как для ультраосновных щелочных пород, так и для кислых.

Максимальные концентрации радиоактивных элементов приурочиваются к краевым частям крупных интрузивных тел.

Радиоактивность эффузивных и эндоконтактных пород выше радиоактивности их интрузивных аналогов и коррелирует с содержанием в них кристаллизационной воды.

Пегматиты. В пегматитах содержится значительно больше радиоактивных минералов, чем в собственно магматических породах (главным образом урановых и ториевых минералов). Это объясняется тем, что при возникновении пегматитов в основной магме содержатся большие количества скопившихся в результате предшествующих стадий магматической дифференциации радиоактивных элементов, чем в магме, порождающей кислые породы. В то же время в акцессорные 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.

Метаморфические породы. Среди метаморфических пород выделяют слаборадиоактивные (амфиболиты, амфиболитовые сланцы,

аподиабазы, кварциты, мраморы, кальцитофиры) и с нормальной или слабоповышенной радиоактивностью (фельсические гнейсы, кристаллические сланцы, порфироиды, метаморфизованные песчаники) (табл. 20). Неодинаковая радиоактивность этих разностей объясняется различием их первоначального химического состава [1, 6]. В породах второй группы повышено содержание SiO_2, K_2O, CO_2 и H_2O. Чем больше степень метаморфизма гнейсов и кристаллических сланцев и массивов, тем меньше средняя концентрация в них урана и тория.

В породах, образовавшихся в результате метаморфизма вулканитов основного состава, концентрация урана и тория всегда низкая.

Таким образом, у пород, возникающих в результате регионального динамотермального и контактового метаморфизма, концентрация U и Th неодинакова лишь для разностей, образовавшихся в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В по-

Таблица 22. **Средние концентрации радиоактивных элементов (в %) в метаморфических и ультраметаморфических породах**

Фация	Порода	K	$U \cdot 10^4$	$Th \cdot 10^4$	Th/U	eU
Гранулитовая и эклогитовая	Эклогит	0,8	0,2	0,4	2,0	1,8
	Амфиболит	0,6	0,7	1,8	2,6	2,5
	Аподиабазовый порфирит	0,8	0,9	2,7	3,0	3,4
	Магнезиально-силикатный сланец	0,8	1,2	4,0	3,0	4,2
	Гиперстеновый гнейс	1,6	0,6	2,1	3,5	4,3
	Плагиоклазовый мигматит, чарнокит	1,7	0,8	2,3	2,9	4,7
	Силлиманит кордиеритовый, гнейс и сланец	2,6	1,3	4,2	3,2	7,6
Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая	Амфиболит	0,8	1,0	4,0	4,0	4,0
	Мрамор, мраморизованный известняк	0,2	1,1	2,2	2,0	2,3
	Кварцит	0,6	0,8	3,1	3,9	3,1
	Метаморфизованный песчаник	2,5	2,7	9,2	3,4	10,8
	Кристаллический сланец	3,1	2,6	10,0	3,8	12,1
	Полевошпатовый гнейс	3,4	3,5	15,0	4,0	15,5
	Мигматит, гранито-гнейс	3,6	3,2	16,1	5,0	16,0

родах, метаморфизованных значительнее (гранулитовые фации), концентрации урана и тории почти выравниваются для всех типов пород. Ультраметаморфизм и метасоматоз способствуют росту концентраций урана и тория в их продуктах, а отношение Th/U у последних может быть как очень малым (<1), так и очень большим (>10—20)

Рассматривая радиоактивность метаморфических разностей, необходимо особо выделить породы пневматолитовых и гидротермальных жил. К последним приурочены очень многие виды и разновидности уран- и торийсодержащих минералов. Из собственно урановых минералов для пород низкотемпературных гидротермальных жил наиболее характерен настуран. Настуран в виде прожилков и рассеянной вкрапленности обнаружен также во флюоритовых жилах.

Концентрация урана и тория в радиоактивных рудах, в зонах околорудных изменений и ореолов рассеяния гораздо выше, чем в обычных породах. Содержание урана достигает $4000 \cdot 10^{-4}$ %, а тория $10000 \cdot 10^{-4}$ % и отношение Th/U изменяется от 0,1 до 20 в рудных телах; оно характеризуется данными, приведенными в работе [6].

10.7. РАДИОАКТИВНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ПЛАСТОВЫХ ФЛЮИДОВ [1, 6]

Радиоактивность осадочных пород связана с наличием в их составе калийных, уран- и торийсодержащих минералов, а также адсорбированных радиоактивных элементов; она изменяется в широких пределах.

10.7.1. Обломочные породы

Россыпи. При разрушении пород, обогащенных радиоактивными минералами (например, гранитов и их пегматитов), уран легко окисляется, образуя с анионами кислот растворимые соединения, и затем мигрирует в водных растворах, поэтому россыпи содержат в основном минералы тория. Последние из-за их большой плотности 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 тория в породах этих месторождений изменяется от $50 \cdot 10^{-4}$ до $3500 \cdot 10^{-4}$ %, а урана от $13 \cdot 10^{-4}$ до $120 \cdot 10^{-4}$ %.

Глины и глинистые сланцы. Среди осадочных пород (за исключением калийных солей, некоторых горючих сланцев и кварцевых конгломератов) глины обладают в среднем наиболее высоким содержанием U, Th и K и радиоактивностью (табл. 23).

Относительно высокая радиоактивность глин и глинистых сланцев объясняется повышенной сорбцией урана, радия, тория и калия на глинистых частицах, присутствием минералов калия, тория и шестивалентного урана, образованием в условиях восстановительной среды минералов четырехвалентного урана, возникновением твер-

дых растворов (некоторые из радиоактивных минералов могут образовывать с минералами глин твердые растворы).

Возможна значительная адсорбция ионов урана из природных вод, где он присутствует в виде: 1) легко растворимых карбонатных, соединений, например $Na_2UO_2(CO_3)_3$, диссоциирующегося на ионы Na^+ и $[UO_2(CO_3)_3]^{2-}$; 2) урано-органических соединений; 3) золя гидроокиси $[UO_2(OH)_2]_n$ или других коллоидов; 4) сульфат-уранила UO_2SO_4 — наименее устойчивого в природных условиях и др.

Сорбенты не извлекают уран из наддонной воды. Сорбция начинается в стадии диагенеза, когда в иловых водах, богатых углекислотой, протекают химические реакции, существенно изменяющие состав и структуру осадка. Насыщение иловых вод биогенной двуокисью углерода приводит к разрушению уранил-карбонатных анионов. В результате разложения комплексов возрастает концентрация катионов урана и начинается их поглощение сразу несколькими сор-

Таблица 23. **Концентрация урана, тория и калия (%) в осадочных отложениях континентальной части земной коры (средняя)**

Группа пород	Порода	K	$U \cdot 10^4$	$Th \cdot 10^4$	Th/U	eU
Терригенные (песчано-глинистые)	Конгломерат, гравелит	1,5	2,4	9,0	3,7	8,6
	Кварцевый конгломерат	1,2	6,3	31,0	5–10	20,6
	Песчаник, алевролит	1,7	2,9	10,4	3,6	10,0
	Аргиллит, глинистый сланец, глина	2,7	4,0	11,5	2,9	13,4
Кремнистые	Кремнистый сланец, кварцит	0,3	1,7	2,2	1,2	3,1
	Глинисто-кремнистый сланец	1,1	2,8	6,2	2,2	7,2
Карбонатные	Известняк	0,3	1,6	1,8	1,1	2,8
	Мергель	0,8	2,8	2,5	0,9	5,2
	Доломит	0,4	3,7	2,8	0,8	5,5
	Битуминозный известняк	0,3	7,8	11,9	1,5	13,0
Соляные	Гипс, ангидрит	0,02	1,0	1,0	1,0	1,4
	Каменная соль	5—50	0,9	1,0	1,1	10,2—91
	Сильвин (KCl)	54	—	—	—	96,7
Каустобиолитовые	Каменный уголь	0,1	3,4	4,8	1,4	5,5
	Торф	—	2,0—5,0	5,2	1,8	4,0—7,0
	Горючий сланец	—	100—200	10—15	0,5	100—200

бентами. При этом сорбирующими являются глинистые минералы (монтмориллонит, галлуазит, каолинит и др.), дисперсные агрегаты гидрослюд и хлоритов, измененные биотиты, серицит, глауконит. Концентрация равномерно рассеянного U в алюмосиликатном веществе нередко достигает 2—3 %.

Одной из причин скопления U в слоистых алюмосиликатах и пелитах со скрытокристаллической структурой является возникновение в них дисперсной гидроокиси титана — активного сорбента, извлекающего уран из поровых и морских вод. Породы легко отдают U в карбонатсодержащую жидкую фазу. Из появляющихся таким образом урансодержащих растворов могут осаждаться минералы урана.

Адсорбентами являются также коллоидные оксиды железа, алюминия, кремния, марганца и органические вещества.

Совместное осаждение урановых, урансодержащих глинистых минералов и других соединений особенно интенсивно, если они возникают в непосредственной близости от разрушающихся урановых месторождений в зонах окисления и цементации первичных урановых месторождений. Однако чаще глинистые минералы и другие соединения адсорбируют уран, освободившийся при разрушении различных пород.

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 (гуминовых кислот и углистых остатков) и сульфидов. Органическое вещество адсорбирует из окружающей среды уран, иногда восстанавливая его до четырехвалентных соединений, нерастворимых в воде.

Повышенную радиоактивность глин и глинистых пород объясняют также относительно высоким содержанием в этих породах калия (до 6,5 %), который находится здесь не только в минеральной (микроклин, ортоклаз, анортоклаз, нефелин, мусковит, флогопит, биотит, гидрослюда, глауконит и др.), но и в сорбированной форме.

Песчаники и алевролиты. Чаще всего радиоактивные элементы содержатся в песчаниках и алевролитах в виде изоморфной примеси к минералам тяжелой фракции. Радиоактивные элементы находятся в глинистой части этих пород в адсорбированном виде.

Песчаники и алевролиты содержат в среднем микроколичества U, Th и немного K (см. табл. 23). Повышенной радиоактивностью отличаются их калийсодержащие полимиктовые разности. Минеральное содержание радиоактивных элементов характерно для хорошо отсортированных морских, в основном кварцевых песчаников. Повышенное содержание радиоактивных элементов установлено для глинистых разностей песчаников, а также для песчаников с органическими примесями.

Интенсивные прямые связи найдены П.А. Курочкиным для терригенных пород между общей удельной объемной гамма-активностью Q и их объемной емкостью катионного обмена; между Q и удельной поверхностью S; Q и остаточным водонасыщением $k_{в.о}$, а также между содержанием Th и теми же величинами.

Нередко глинистость определяет также и пористость песчаников, поэтому между коэффициентом их пористости $k_п$ и общей радиоактивностью Q_Σ наблюдаются обратные корреляционные связи; они установлены и между Q_{Th} и $k_п$. Тесные корреляционные зависимости найдены между общей гамма-активностью Q и средним радиусом пор, коэффициентом проницаемости $k_{пр}$.

Наличие и характер этих зависимостей полностью соответствуют описанным выше пертофизическим моделям.

10.7.2. Органогенные и хемогенные породы

Карбонатные породы. Чистые морские известняки и доломиты, как правило, слабо радиоактивны. Содержание урана в них не превосходит $4 \cdot 10^{-4}$ %. Такая 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 (рис. 87).

Образование хемогенных известняков и доломитов из морских и пресных вод возможно также в условиях, не подходящих для адсорбции и осаждения урана (слабонасыщенные углекислым газом, содержащие карбонат-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. Радиоактивность карбонатных отложений связана также с их нерастворимым остатком, поскольку он содержит в основном глинистую фракцию.

Средняя радиоактивность известняков и доломитов очень низка и меньше радиоактивности глин (см. табл. 21).

В некоторых разрезах нефтяных месторождений установлены доломитизированные известняки повышенной радиоактивности. Значительные (до промышленных) концентрации радионуклидов встречаются в морских известняках, обогащенных ванадием.

Мергели. Радиоактивность мергелей в среднем (см. табл. 21) выше, чем у чистых известняков, и в ряде случаев близка к радиоактивности глин.

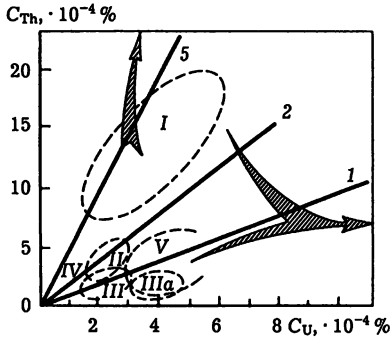


Рис. 87. Уровни содержания урана и тория в осадочных отложениях земной коры [6].

Отложения: *I* — терригенные, *II* — кремнистые, *III* — карбонатные (*IIIa* — доломиты), *IV* — соленосные, *V* — каустобиолиты. Стрелками показана тенденция увеличения содержания урана в породах, обогащенных органикой ($C_{орг}$), урана и тория в терригенных отложениях, обогащенных высокорадиоактивными акцессориями (монацитом Mz, цирконом Zr и др.). Шифр кривых — Th/U

Калийные осадки. Калийные минералы — сильвин KCl, карналлит $KClMgCl_2 \cdot 6H_2O$, каинит $KClMgSO_4 \cdot 3H_2O$, полигалит $K_2SO_4 \cdot MgS0_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и другие, в которых содержание калия изменяется от 12,9 (для полигалита) до 52,5% (для сильвина), характеризуются высокой радиоактивностью. Содержание урана в калийных солях весьма незначительно.

Галит, ангидрит, гипс. Эти породы так же, как и карбонатные, возникают в окислительной среде в условиях, неблагоприятных для осаждения и адсорбции урана. Здесь уран концентрируется в остаточных рассолах. Отложения же, образованные из последних, чаще всего подвергаются выветриванию и обогащают

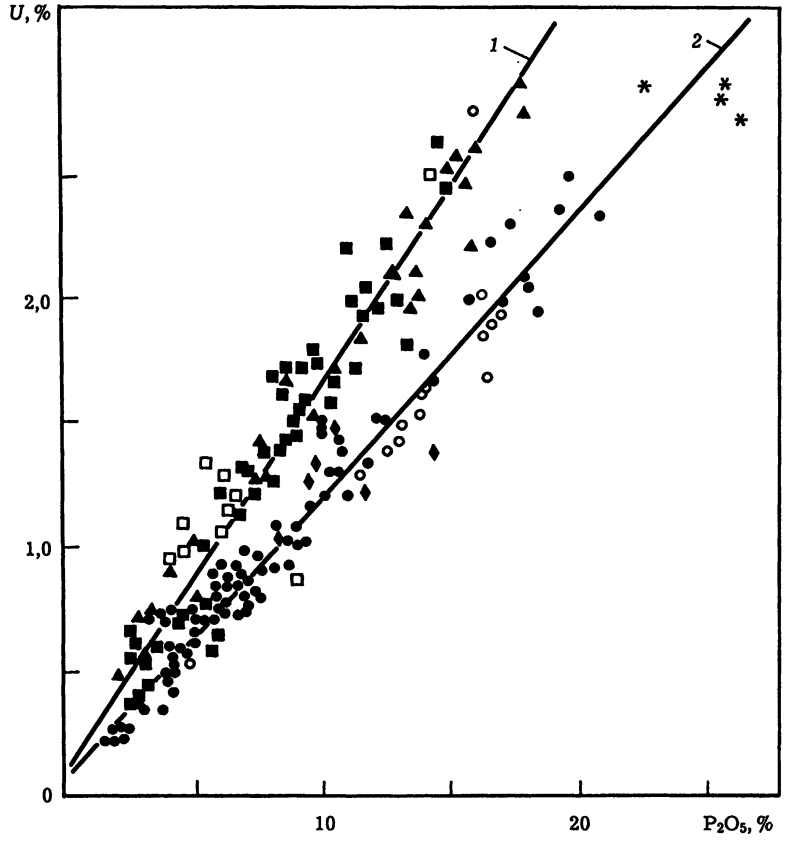


Рис. 88. Сопоставление содержания урана с содержанием P_2O_5 (по данным инструментального нейтронно-активационного анализа) (по Ю.Г. Чуланову и В.А. Касаткину):

1 — верхняя часть разреза Вятско-Камского месторождения (меловые отложения); *2* — нижняя часть разреза (юрские отложения)

тем самым соседние кластические породы, а затем выщелачиваются из них. Гипс, ангидрит, галит и другие соли содержат уран в среднем $1 \cdot 10^{-4}$ %.

Ф о с ф а т ы. Иногда сильно обогащены ураном. Это объясняется их образованием в восстановительных условиях при наличии значительных количеств органического материала (рис. 88). Катионы урана в карбонат-фторапатите замещают ионы кальция, принимая участие в строении кристаллической решетки. Фосфаты кальция извлекают уран даже из морской воды, но урановые минералы возникнуть не могут, так как U и Ra практически не извлекаются из природных фосфатов карбонатными растворами. Фосфат кальция, прочно связывая уран и продукты его распада, ограничивает миграцию радиоактивных элементов. Содержание урана в фосфатах изменяется в пределах $(10 \cdot 1500) \cdot 10^{-4}$ %.

И с к о п а е м ы е у г л и. Радиоактивность углей, как правило, весьма незначительна (см. табл. 21). Однако среди пород этого класса встречаются высокорадиоактивные разности. Наиболее активным концентратором U оказалось гумусовое органическое вещество, в меньшей степени — сапропелевое. Радиоактивность углей и углистых пород различной степени метаморфизма возрастает с увеличением зольности.

К л а с с и ф и к а ц и я. Осадочные породы по степени радиоактивности можно разделить на три группы.

1. Породы с низкой радиоактивностью: хорошо отсортированные и слабосцементированные мономинеральные кварцевые пески, алевролиты, чистые известняки, доломиты, каменная соль, ангидриты, гипсы, большинство углей (гумусовые углистые отложения) и нефтенасыщенные породы.

2. Породы с повышенной радиоактивностью: глинистые разности осадочных пород, глинистые пески, песчаники, алевролиты, некоторые мергели, глинистые известняки и доломиты, а также породы с примесями твердого органического вещества (ТОВ).

3. Породы с высокой радиоактивностью: калийные соли, монацитовые и ортитовые пески, глубоководные глины, глобигериновые илы и красная глина.

Максимальная концентрация U и Th и отношение Th/U установлены у обломочных пород: конгломератов, песчаников, глинистых сланцев (см. табл. 21). Меньших значений концентрация и отношение Th/U достигают у кремнистых пород (кремнистых сланцев, кварцитов, глинисто-кремнистых сланцев). Еще меньшие значения средних концентраций и отношения Th/U наблюдаются у таких карбонатных пород, как мергели, известняки, битуминозные известняки. Самые малые концентрации U и Th и относительно низкое отношение Th/U характерны для соляных пород. Доломиты и каустобиолиты (каменный уголь, торф, горючие сланцы) отличаются сравнительно высоким содержанием урана и малым — тория, особенно первые.

Большое количество тория и урана с торием содержат грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники) элювиальных, прибрежно-морских и иных толщ. В отличие от этих пород известня-

ки, сланцы, песчаники, возникающие в морских бассейнах, в основном ураноносны и содержат фосфат и органику.

Содержания U и Th, а следовательно, и радиоактивность обломочных пород возрастают от конгломератов к песчаникам, алевролитам, аргиллитам.

10.7.3. Пластовые флюиды

Жидкая фаза. Фоновое содержание U (в безрудных породах), достигающее 10^{-5} кг/м^3, установлено в водах до глубин в сотни метров. На глубинах, измеряемых километрами, содержание урана нигде не превышает 10^{-6} кг/м^3. С глубиной максимальное содержание U в водах имеет тенденцию к убыванию, обычно глубинные воды вообще лишены U [1, 6].

Удаление U из раствора в природных условиях может происходить вследствие: образования труднорастворимых соединений в присутствии V, P, As и Si; сорбции уранил-иона гидроксидами Fe, Al, Ti, органическим веществом угольного и нефтяного рядов, минералами глин.

Многочисленные исследования показали, что содержание радия в пластовых водах заметно повышается с приближением к контурам нефтеносности.

Содержание изотопов радия в связанной воде нефтяного пласта достигает 37 — 370 Бк, что на один-два порядка выше, чем в свободной воде за пределами залежи. Диффузионный перенос радия из связанной воды нефтяной залежи в подпирающую водоносную часть создает радиогеохимический эффект — аномальное повышение радиоактивности в зоне водонефтяного контакта (М. Х. Хуснуллин, 1964 г.).

Содержание U в многочисленных образцах нефтей различных типов находится в пределах $6 \cdot 10^{-9} \div 1{,}2 \cdot 10^{-7}$ %. Концентрациями урана в нефтях служат асфальтены и спирто-бензольные смолы, содержание которых возрастает со степенью окисления нефти. С глубиной концентрация урана в нефти сначала снижается, а затем становится приблизительно постоянной. Содержание урана в нефти увеличивается с ростом ее сернистости, плотности и смолистости.

Газовая фаза. ЕРЭ поступают в почвенный воздух в виде эманации радона, торона, актинона из горных пород и отчасти природных вод. Радиоактивность почвенного воздуха, где содержится радон, в среднем $5{,}4 \cdot 10^{-18}$ расп./(с · м^3). Таким образом, вклад в радиоактивность пород газовой фазы очень мал.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Каковы типы воздействий гамма-квантов в горных породах и их геофизические приложения для определения состава и свойств горных пород?

2. Какова петрофизическая информативность жесткой и мягкой частей энергетического спектра гамма-излучения?

3. Почему метод рассеянного гамма-излучения позволяет определить плотность горных пород?

4. Какие радионуклиды являются основными гамма-излучателями в горных породах?

5. Раскройте физический смысл закона радиоактивного распада.

6. Что такое радиоактивное равновесие, какие причины могут его нарушить?

7. Дайте определения концентрационной чувствительности и уранового эквивалента.

8. Перечислите основные геохимические закономерности распределения калия, урана и тория в горных породах.

9. Почему показания ГМ и ГМ-С определяются массовыми содержаниями ЕРЭ?

10. Сформулируйте петрофизические модели гамма-метода (в обеих модификациях) и раскройте их информативность при комплексной интерпретации.

11. Дайте петрофизическое обоснование коррелятивных связей между содержанием ЕРЭ и:

а) нейтронными характеристиками горных пород;

б) удельным электрическим сопротивлением;

в) проницаемостью;

г) упругими свойствами пород;

д) содержанием твердого органического вещества.

11. Нейтронные свойства

В ядерной геофизике используются только наиболее проникающие излучения — нейтроны и гамма-кванты. Реакции, вызываемые нейтронами в горных породах, значительно разнообразнее реакций, вызываемых гамма-квантами. Поэтому стационарные и импульсные нейтронные методы заняли основное место в арсенале методов скважинкой радиометрии. Эти методы широко применяются на месторождениях нефти, газа и других полезных ископаемых для определения коллекторских свойств горных пород, выявления продуктивных объектов, контроля разработки месторождений, элементного анализа пород и минерального сырья, решения других важных задач.

Принципиальное достоинство нейтронных методов (НМ) — возможность телеметрического количественного изучения элементного состава пород в необсаженных и обсаженных скважинах. Благодаря этому обеспечивается:

количественное определение содержаний различных по ядерно-физическим свойствам элементов (изотопов) в широком диапазоне их изменений;

оперативная оценка главных (при необходимости — сопутствующих) компонентов полезных ископаемых с большей экспрессностью и точностью, чем традиционными методами геологического опробования (керновый, бороздковый и др.);

универсальность применения при изучении полезных ископаемых различного состава и структурно-текстурных форм.

Ведущая роль НМ при исследовании обсаженных скважин определяется возможностью изучения геологического разреза через стальную обсадную колонну. Такие важные задачи, как, например, доразведка месторождений и контроль их разработки на поздней стадии эксплуатации, в принципе не могут быть решены без применения нейтронных методов.

Применение нейтронных методов повышает достоверность геофизических исследований и, как следствие, сокращает сроки и затраты на разведку, позволяет надежно оценивать геологические и извлекаемые запасы, применять более прогрессивные и экономичные системы разработки месторождений, повышать коэффициент извлечения запасов.

Темпы роста разведанных запасов нефти и газа в мире отстают от темпов роста потребностей в них: все более острой становится проблема повышения нефтеотдачи. Поэтому еще более возрастает роль нейтронных исследований, контролирующих соблюдение оптимальных условий разработки месторождений, позволяющих определять начальную, текущую и остаточную нефтенасыщенность. С помощью нейтронных методов выявляют характер обводнения по мощности и площади залежи, оценивают степень выработанности продуктивных пластов, уменьшают невосполнимые потери нефти и снижают соответствующие затраты разведочных и нефтедобывающих предприятий как на прирост запасов, так и на добычу.

Пористость, глинистость, нефте-, водо-, газонасыщенность, химический состав твердой фазы пород, давление и температура влияют на показания нейтронных методов не непосредственно, а через соответствующие нейтронные характеристики. Характеристиками пространственно-энергетического и временного распределения в горных породах надтепловых и тепловых нейтронов являются длина замедления нейтронов; время замедления нейтронов; дисперсия импульсов замедленных нейтронов; длина диффузии и длина миграции, время жизни и коэффициент диффузии тепловых нейтронов. Знание этих параметров необходимо для петрофизического обоснования способов применения нейтронных методов, оптимизации условий измерений, создания алгоритмов обработки результатов, установления связей интерпретационных параметров со свойствами изучаемых сред.

Современная методология НМ нейтронных методов ориентирована на непосредственное использование нейтронных характеристик горных пород при интерпретации данных НМ (интегральных модификаций) и на элементный анализ горных пород (спектрометрические модификации).

11.1. ТИПЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НЕЙТРОНОВ С ВЕЩЕСТВОМ И ИХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ

В основе применения нейтронных методов изучения вещества в геофизике лежит исследование физических процессов и явлений, сопровождающих распространение нейтронов в горных породах (рис. 74). Процесс замедления нейтронов охватывает широкую область энергий — от 14 МэВ (для изотопных источников — от 11 МэВ) до пример-

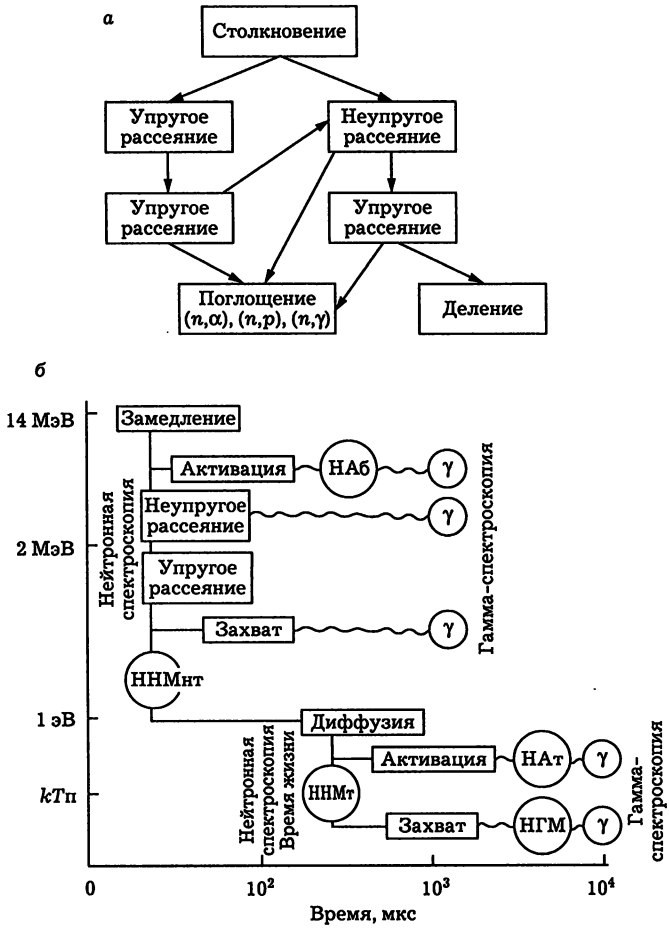


Рис. 89. Схема взаимодействий нейтронов с атомными ядрами (*а*) и распределение нейтронных методов ядерной геофизики по физическим процессам (*б*)

но 1 эВ и протекает в сравнительно узком временном интервале, измеряемом временем замедления нейтронов, которое не превышает первых сотен микросекунд. Процесс диффузии тепловых нейтронов отличается значительно большей длительностью: ширина соответствующего временного интервала, измеряемая временем жизни тепловых нейтронов, достигает (в слабопоглощающих средах) сотен миллисекунд (рис. 89). Область тепловых энергий ограничена сверху энергией химической связи и измеряется дисперсией максвелловского спектра со средней энергией $3/2\ kT$, где T — температура нейтронного газа в абсолютных единицах; k — постоянная Больцмана.

По характеру взаимодействия с нейтронами породообразующие элементы можно условно разделить (по массовому числу A) на три группы: 1) легкие ($1 < A < 25$); 2) средней массы ($25 < A < 80$); 3) тяжелые ($80 < A < 240$). Элементы первой группы типичны для горных пород осадочного комплекса, второй и третьей групп — для изверженных и метаморфических пород. К первой группе должны быть отнесены также «магические» ядра, близкие по своим свойствам к легким ядрам.

Взаимодействие нейтронов с ядрами различных элементов определяется не только массовыми числами ядер-мишеней, но и (весьма существенно) энергией нейтронов. Можно выделить три области энергий, ход нейтронных реакций в которых качественно различен: 1) $E < 1$ кэВ; 2) 1 кэВ $< E <$ 0,5 МэВ; 3) 0,5 МэВ $< E <$ 14 МэВ. Такое подразделение в общих чертах определяет характер ядерных реакций, типы испускаемых частиц, их угловое и энергетическое распределение и т.д. Например, в области низких энергий преобладает резонансное поглощение нейтронов тяжелыми ядрами, в области средних энергий наиболее существенно упругое рассеяние, в области относительно высоких энергий конечное ядро может образоваться в нескольких возбужденных состояниях, благодаря чему возможно неупругое рассеяние нейтронов; в последней заметной вероятностью обладают также реакции с вылетом заряженных частиц.

К изучаемым в горных породах физическим явлениям относятся: 1) **неупругое рассеяние** быстрых нейтронов на атомных ядрах, сопровождаемое испусканием характеристического гамма-излучения (гамма-излучение неупругого рассеяния — ГИНР); 2) **активация** атомных ядер быстрыми нейтронами; 3) **резонансное поглощение** нейтронов; 4) **упругое рассеяние** надтепловых нейтронов, при котором аномально сильным замедлителем является водород (масса ядра водорода — протона — равна массе нейтрона); 5) **деление** ядер **надтепловыми нейтронами** (для делящихся изотопов тяжелых ядер); 6) активация атомных ядер тепловыми нейтронами; 7) **поглощение** тепловых нейтронов, сопровождаемое испусканием характеристического гамма-излучения (захватное гамма-излучение); 8) ужесточение спектра тепловых нейтронов, обусловленное присутствием в горной породе элементов-поглотителей; 9) деление тяжелых ядер тепловыми нейтронами.

Перечисленные процессы происходят независимо от того, каков режим облучения нейтронами: стационарный или импульсный.

Так как процессы замедления быстрых нейтронов и диффузии тепловых нейтронов разграничены во времени, можно раздельно регистрировать гамма-излучение неупругого рассеяния замедляющихся нейтронов, гамма-излучение, возникающее при поглощении тепловых нейтронов, и гамма-излучение наведенной радиоактивности. Энергетический спектр каждого из этих типов гамма-излучений является характеристическим, поскольку определяется структурой энергетических уровней ядер излучателей и набором квантовых параметров каждого уровня (четности, спины, электрические и магнитные момен-

ты). Линии в спектре однозначно характеризуют каждое ядро-излучатель в их совокупности; амплитуда линий зависит от концентрации соответствующих элементов (изотопов). Поэтому нейтронная гамма-спектрометрия является инструментом количественного элементного анализа горных пород в условиях их естественного залегания (как в необсаженных, так и обсаженных скважинах). Знание элементного состава позволяет получить обширную и ценную информацию о литотипах отложений, их водо- и нефтенасыщенности (табл. 24, рис. 90).

Измерение гамма-излучения неупругого рассеяния нейтронов на ядрах углерода и кислорода позволяет определять отношение атомов углерода и кислорода С/О в породе, что, в свою очередь, позволяет определять нефтенасыщенность продуктивных коллекторов независимо от минерализации пластовой воды.

Каждому из перечисленных процессов взаимодействия нейтронов в горных породах соответствует один (или более) нейтронный метод ядерной геофизики (рис. 89). Использование источников нейтронов, работающих в импульсном режиме, позволяет резко увеличить объем информации о составе исследуемой среды по сравнению со стационарными источниками.

В настоящее время известны следующие нейтронные методы: метод спектроскопии гамма-излучения неупругого рассеяния (ГИНР); метод наведенной активности (активационный анализ) на быстрых нейтронах (НАб); метод резонансной активации; нейтрон-

Таблица 24. **Индикаторная геологическая значимость некоторых элементов (по Дж. Швейцеру и Д. Эллису).**

Элемент	Присутствие в минералах, индикаторный смысл
O	Силикаты, карбонаты, окислы, глины
H	Вода, углеводороды, глины, слюды
B	Индикатор палеосолености бассейна осадконакопления
Si	Силикаты, глины, слюды; индикатор окремнения
Al	Силикаты, полевые шпаты, глины, слюды; индикатор глинистости
Fe	Силикаты, сидерит, гематит, хлорит, лимонит, полевые шпаты, слюды
Mn	Индикатор окислительной обстановки бассейна
Ca	Карбонаты, фосфаты, смектит, ангидрит
Na	Полевые пшаты, смектит, индикатор осолонения (NaCl)
K	К-полевые шпаты, гидрослюда, слюды
Mg	Некоторые силикаты, доломиты, хлорит, слюды; индикатор доломитизации
S	Индикатор сульфатизации
U	Индикатор битуминизации, палеосолености, восстановительной обстановки бассейна осадконакопления
Th	Индикатор глинистости

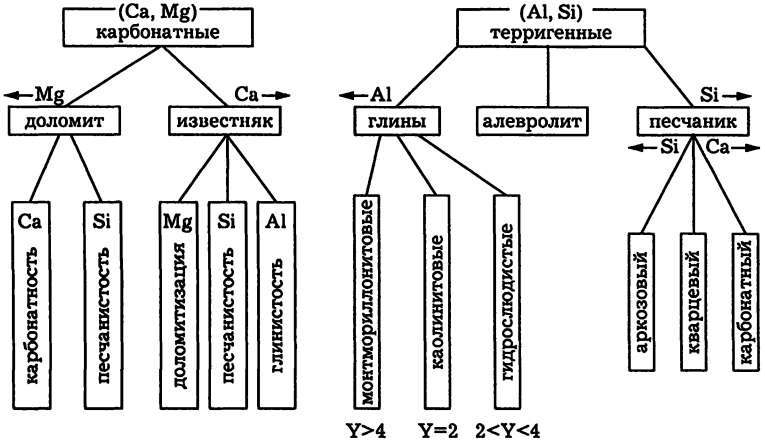


Рис. 90. Схема литологического деления осадочных пород по содержаниям основных породообразующих элементов. Стрелками указаны направления увеличения содержаний указанных элементов.

нейтронный метод по надтепловым нейтронам (ННМнт); стационарный нейтрон-нейтронный метод по тепловым нейтронам (ННМт); импульсный нейтрон-нейтронный метод по тепловым нейтронам (ИННМ); стационарный нейтронный гамма-метод; спектроскопия захватного гамма-излучения (НГМ-С); импульсный нейтронный гамма-метод (ИНГМ), имеет также спектроскопическую модификацию; импульсный нейтронный гамма-нейтронный метод (ИНГМ); метод наведенной активности (активационный анализ) на тепловых нейтронах (НАт); нейтронные методы, использующие реакцию деления.

11.2. НЕЙТРОННЫЕ ЭФФЕКТИВНЫЕ СЕЧЕНИЯ И ИХ ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЭНЕРГИИ НЕЙТРОНОВ И СОСТАВА ВЕЩЕСТВА

В отличие от комптоновского рассеяния гамма-квантов, для нейтронов энергетические зависимости микросечений упругого рассеяния на ядрах различных элементов заметно отличаются, причем имеют сложную пилообразную («резонансную») форму (рис. 91). Единственным исключением является водород, для которого эта зависимость имеет гладкую (монотонную) форму.

При высоких энергиях ($E \approx 10 \div 14$ МэВ) сечение поглощения относительно невелико, и поглощение нейтронов слабо влияет на их распределение в горных породах. Однако положение существенно меняется в области надтепловых энергий в горных породах и рудах, для которых характерно присутствие сильно поглощающих элементов. Почти у всех породообразующих элементов в надтепловой области сечение поглощения с уменьшением энергии изменяется по закону $1/\upsilon$. В резонансной области сечения поглощения ряда тяжелых

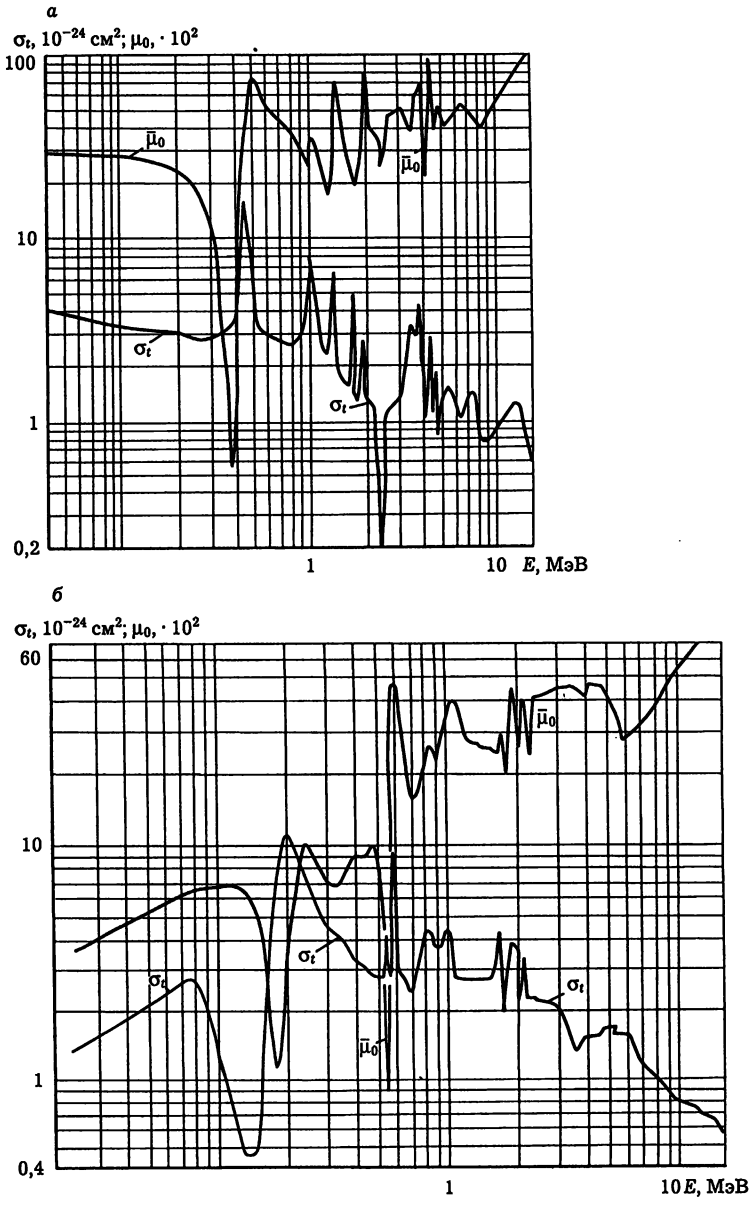


Рис. 91. Полное сечение взаимодействия и средний косинус угла рассеяния нейтронов для кислорода $^{8}_{16}O$ (*а*) и кремния $^{28}_{14}Si$ (*б*)

(рудных) элементов достигают очень высоких значений, на несколько порядков (в тысячи и десятки тысяч раз) превосходящих величину сечений рассеяния.

При расчетах нейтронных характеристик и распределения нейтронов в горных породах концентрации породообразующих элементов задаются плотностью их ядер (число ядер в 1 см^3). В табл. 25 приведены средние плотности ядер различных элементов в осадочных горных породах.

Наиболее распространенным в земной коре элементом является кислород, содержание которого составляет около 50% (по массе). Горные породы состоят почти исключительно из кислородных соединений, в основном из силикатов алюминия, кальция, магния, натрия и железа. В связи с этим для многих пород величины отношений Al/Si, Fe/Si и Mg/Si изменяются в сравнительно узких пределах.

В осадочных горных породах, поровое пространство которых заполнено пластовой водой, плотность ядер кислорода очень слабо зависит от литологического состава. Если поровое пространство пород насыщено не водой, а нефтью, то плотность ядер кислорода по-прежнему почти не зависит от литологического состава, но от пористости зависит столь же сильно, как и плотность протонов. Это обстоятельство учитывается при определении нефтенасыщенности коллекторов по величине отношения C/O ядер углерода и кислорода.

Земная кора обогащена кремнием, алюминием и особенно калием, но обеднена элементами группы железа. Восемь элементов (O, Si, Al, Fe, Ca, K, Mg) составляют 99% всей массы земной коры. Геохимическое поведение микрокомпонент в ней практически не зависит от их атомных масс.

В табл. 25 приведены **сечения взаимодействия** с нейтронами при двух существенно различных энергиях: полное сечение $\sigma_t=\sigma_s^{el}+\sigma_s^{in}+\sigma_a$, сечения упругого σ_s^{el} и неупругого σ_s^{in} рассеяния, соответствующие вероятности рассеяния $h^{el}=\sigma_s^{el}/\sigma_t$ и $h^{in}=\sigma_s^{in}/\sigma_t$, порог неупругого рассеяния E^*, полные вероятности рассеяния $h=\sigma_s/\sigma_t$ и поглощения $g=\sigma_a/\sigma_t$. Некоторые породообразующие элементы слабо поглощают тепловые нейтроны (кислород, кремний, магний), но при $E\approx 14$ МэВ становятся заметными поглотителями (в реакциях с вылетом заряженных частиц). Есть и противоположные примеры (кальций, калий, железо).

В области тепловых энергий нейтронов особенно важен учет изменения концентрации поглощающих элементов.

Величина одного из важнейших параметров горных пород — **времени жизни** тепловых нейтронов, определяется микроскопическим сечением захвата их ядрами элементов, входящих в состав скелета породы и пластовых флюидов (для минерализованных пластовых вод наиболее существенно присутствие хлора).

Наряду с основными породообразующими элементами, которые обладают сравнительно небольшими (от десятых долей до единиц барна) сечениями поглощения σ_a, в горных породах присутствуют, как правило, в небольших количествах элементы с аномально большими значениями σ_a (кадмий, бор, иридий), а также элементы из группы редко-

Таблица 25. **Основные породообразующие элементы (природная смесь изотопов) и сечения их взаимодействия (барн) с нейтронами**

Элемент	Среднее содержание в земной коре, %	Средняя плотность ядер в породах, $\cdot 10^{-22}/см^3$			E=14,1 МэВ								E=0,025 эВ				
		В осадочных породах в целом	В карбонатных	В терригенных	σ_t	$\sigma_s el$	$\sigma_s in$	E^*, МэВ	σ_a	h^{el}	h^{in}	g	σ_t	σ_s	σ_a	h	g
Кислород	49,13	5,2700	4,960	4,9300	1,620	0,964	0,318	6,44	0,338	0,595	0,1%	0,209	3,75	3,75	$1{,}2\cdot 10^{-3}$	1,00	0,00
Кремний	26,00	1,3600	0,0580	1,4900	1,801	0,822	0,460	1,90	0,519	0,552	0,254	0,287	1,86	1,70	0,160	0,91	0,09
Алюминий	7,45	0,6170	0,0128	0,6800	1,832	0,798	0,830	—	0,204	0,435	0,453	0,111	1,64	1,40	0,236	0,856	0,144
Железо	4,20	0,0950	0,0062	0,1130	2,240	1,187	0,900	0,86	0,153	0,530	0,402	0,068	13,62	11,0	2,62	0,808	0,192
Кальций	3,25	0,1010	1,3600	0,0690	2,190	1,395	0,380	4,55	0,414	0,637	0,174	0,189	3,44	3,00	0,44	0,872	0,128
Натрий	2,40	0,0458	0,0043	0,0607	1,690	0,772	0,680	0,46	0,238	0,457	0,402	0,141	4,53	4,00	0,534	0,883	0,117
Калий	2,35	0,0935	0,0045	0,0594	2,040	1,137	0,400	2,60	0,503	0,557	0,196	0,247	3,60	1,50	2,10	0,417	0,58
Магний	2,35	0,0882	0,3700	0,0818	1,820	0,519	0,660	1,42	0,581	0,285	0,363	0,319	3,66	3,60	0,063	0,983	0,017
Водород	1,00	—	0,0602	1,000	—	—	0,00	—	0,00	1,00	0,00	0,00	20,63	20,3	0,33	0,984	0,016
Углерод	—	0,1330	1,6200	0,0117	1,270	0,744	0,446	4,80	0,08	0,586	0,351	0,063	4,80	4,80	$3{,}4\cdot 10^{-3}$	1,00	0,00

Примечание: σ_t — полное сечение взаимодействия; σ_s — сечение рассеяния; σ_s^{el} — сечение упругого рассеяния; σ_s^{in} — сечение неупругого рассеяния; E^* — порог неупругого рассеяния; σ_a — сечение поглощения; h — вероятность рассеяния; h^{el} — вероятность упругого рассеяния; g — вероятность поглощения; h^{in} — вероятность неупругого рассеяния.

Таблица 26. **Элементы — аномальные поглотители тепловых и резонансных нейтронов в горных породах**

Элемент	Сечение поглощения нейтронов*			Содержание в осадочных породах, г/т			
	Тепловых	резонансных		песчаных	глинистых	карбонатных	Среднее
	σ_a, барн	$\sigma_{ap}\cdot10^{-3}$, барн (E_p, эВ)**	v_p***				
Гадолиний Gd	49000	1,3(2,58)	—	0,7	5	—	4,5
Самарий Sm	5800	16(0,096)	4	3,7	5	1,4	5,25
Европий Eu	4600	11(0,46)	3	0,7	1	—	1,1
Кадмий Cd	2450	7,2(0,178)	1	—	0,37	0,03	0,3
Диспрозий Dy	930	7,5(5,5)	1	2,6	4	0,8	3,4
Бор B	760	—	—	4	150	12	110
Ртуть Hg	375	1(34)	—	0,03	0,015	0,02	0,023
Индий In	194	29(1,46)	1	0,3	3	—	0,05
Эрбий Er	162	2,6(0,46)	1	—	2,5	—	2,5
Тулий Tm	103	16(3,9)	1	—	0,2	—	0,4
Лютеций Lu	77	1,7(5,2)	—	—	0,2	—	0,4
Гафний Hf	102	9,8(7,6)	3	—	4—13	—	6,0
Золото Au	99	30(4,9)	1	—	—	—	0,001
Рений Re	88	3,5(2,1)	1	—	—	—	—
Литий Li	71	—	—	7—17	60	26	60
Гольмий Ho	67	5,1(3,9)	2	—	1	—	0,95
Серебро Ag	64	12,5(5,12)	1	—	0,9	—	0,1
Неодим Nd	51	—	—	—	18	—	25
Торбий Tb	25	—	—	—	0,9	—	0,9
Кобальт Co	37	7(134)	—	—	23	—	—
Иттербий Yb	37	—	—	1,4	2,2	20	2,1
Хлор Cl	33	—	—	—	—	—	—

* По данным атласа BNL-325, 1973 г. ** В скобках указана энергия основного резонансного максимума *** v_p — количество резонансных максимумов с $\sigma_{ap}>2\cdot10^3$ барн

земельных (гадолиний, самарий, европий и т.д.). В табл. 26 приведены элементы с аномально большими сечениями поглощения тепловых нейтронов.

Основная масса редких земель накапливается в кислых и щелочных породах, а также в некоторых породах осадочного происхождения. Несмотря на незначительное содержание гадолиния и самария в осадочных породах, указанные в табл. 26 количества их, особенно гадолиния (в акцессорном минерале цирконе, который одновременно также обогащен торием), существенно повышают макроскопическое

сечение поглощения пород, что, в свою очередь, обусловливает значительное уменьшение времени жизни тепловых нейтронов.

Накопление бора в осадочных породах связано с наличием борных минералов в материнских породах, с концентрацией бора в водной среде (солевые воды), откуда он сорбируется пелитовыми фракциями осадка и входит в решетку глинистых минералов, а также с накоплением в осадке органических веществ. Основные носители бора в глинах — сорбирующие его гидрослюды, монтмориллонитовые минералы и отчасти каолинит.

11.3. ЗАМЕДЛЕНИЕ БЫСТРЫХ НЕЙТРОНОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Нейтронные характеристики вещества, определяющие закономерности замедления нейтронов, выявляются при изучении пространственно-энергетического и временного распределения нейтронов. Одна из важнейших закономерностей состоит в свойстве мультипликативности функции распределения нейтронов для точечного импульсного моноэнергетического источника быстрых нейтронов [20]:

$$N(r, t, E)=N(E)N(t, E)N(r, E), \qquad (11.1)$$

где $N(r, t, E)$ — плотность нейтронов в единице объема фазового пространства (r, t, E); $N(E)$ — энергетический спектр замедленных нейтронов; $N(t, E)$ — энергетически-временное распределение; $N(r, E)$ — пространственно-энергетическое распределение замедленных нейтронов.

Для водородсодержащих сред спектр нейтронов хорошо описывается выражением

$$N(E)\approx 1/æ_s E^{3/2}[1+(\Sigma_a(E)/æ_s)]^{-3} \qquad (11.2)$$

здесь Σ_a — **макросечение** поглощения; $æ_s$ — замедляющая способность, равная $æ_s=\xi\Sigma_s$, где Σ_s — макросечение рассеяния; ξ — средняя логарифмическая потеря энергии, или среднее изменение летаргии $\xi=\ln(E'/E)$. В среде сложного многокомпонентного состава

$$\xi=\sum_i h_i\xi_i,$$

где h_i — вероятность рассеяния на ядрах i-го элемента;

$$\xi_i=1-\frac{(A_i-1)^2}{2A_i}\ln\left(\frac{A_i+1}{A_i-1}\right)$$

Влияние концентрации поглотителя на плотность нейтронов показывает рис. 92, на котором отражена зависимость отношения плотности нейтронов в поглощающей среде к плотности нейтронов в той же среде без поглощения P_a от параметра $\Sigma_a/æ_s$.

Для вещества произвольного состава и сечений взаимодействия, изменяющихся с изменением энергии нейтронов, функция $N(t, E)$ описывается гамма-распределением с плотностью

$$N(t, E)=\alpha(\alpha t)^{æ}\exp(-\alpha t)/\theta\Gamma(æ+1) \qquad (11.3)$$

где $\theta=\lambda/\upsilon$ — время свободного пробега при конечной энергии E; параметры $\alpha\equiv\alpha(E)$ и $æ\equiv æ(E)$ определяются интегральными характери-

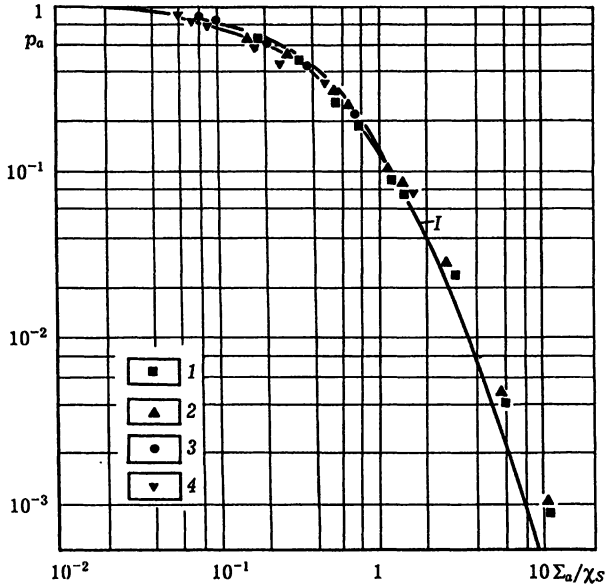


Рис. 92. Уменьшение плотности потока нейтронов в веществах с поглощением по закону $1/\upsilon$ относительно плотности потока в тех же средах при чистом рассеянии (по данным В.Н. Аваева):

1 — расчет по формуле (11.2). Экспериментальные данные соответствуют измерениям в следующих средах: *1* — смесь железа с карбидом бора; *2* — смесь графита с бором; *3* — железо; *4* — смесь железа с полиэтиленом и карбидом бора

стиками кинетики замедления — полным временем замедления $t_s(E)$ и дисперсией импульса $D[t(E)]$:

$$\alpha(E)=t_s(E)/D[t(E)];\ æ(E)=t^2_s(E)/D[t(E)]-1$$

Закономерности пространственного распределения нейтронов в среде произвольного состава невозможно описать какой-то одной достаточно простой и наглядной универсальной формулой. Приведем лишь два наиболее простых выражения, обладающих достаточно высокой количественной достоверностью в областях своей применимости.

В средах низкого водородосодержания и на малых расстояниях от источника справедлив результат «возрастного» приближения:

$$N(r, E)=[4\pi\tau_0(E)]^{-3/2}\exp[-r/4\tau_0(E)], \qquad (11.4)$$

где r — расстояние от источника; $\tau_0(E)$ — фермиевский возраст нейтронов (см. ниже).

В средах высокого водородосодержания ($k_п > 15$ %) и на больших расстояниях от источника справедлив результат «одногруппового диффузионного» приближения:

$$N(r,E)=[4\pi r\tau_s(E)]^{-1}\,exp[-r^2/\sqrt{\tau_s(E)}]$$

где $\tau_s(E)$ — полный возраст нейтронов. Здесь и выше полагается, что источник обладает единичной мощностью.

Возраст нейтронов — важнейшая характеристика пространственного распределения замедленных нейтронов, позволяющая оценить влияние на распределение нейтронов в горных породах изменений состава твердой фазы, состава и содержания пластовых флюидов — нефти, газа и воды, глубинности исследования горных пород нейтронными методами, радиальной чувствительности приборов в системе скважина—пласт.

Возраст $\tau_s(E_0, E)$ нейтронов с энергией E моноэнергетического источника с энергией E_0 определяется через средний квадрат расстояния $\overline{R}^2(E_0,E)$, пройденного нейтронами в бесконечной однородной среде заданного состава в процессе замедления от энергии E_0 до энергии E:

$$\tau_s(E_0,E)=\frac{1}{6}\overline{R}^2(E_0,E)=M_2(E_0,E)/6M_0(E_0,E) \qquad (11.6)$$

где M_2 и M_0 — второй и нулевой пространственные моменты функции пространственно-энергетического распределения нейтронов:

$$M_n(E_0,E)=\int r^n N(r,E_0,E)dV, \quad n=0;\,2$$

Величина τ_s имеет размерность площади. Часто вместо возраста нейтронов удобнее пользоваться производной от него величиной — длиной замедления L_s

$$L_s(E_0,E)=\sqrt{\tau_s(E_0,E)} \qquad (11.7)$$

Возраст нейтронов — один из немногих параметров в теории замедления нейтронов, который можно вычислить строго в аналитической форме. Формула для возраста нейтронов имеет следующую структуру (рис. 93):

$$\tau_s(E_0,E)=\frac{1}{3}\lambda^2(E_0)+\tau_0(E_0,E)+\Lambda^2(E) \qquad (11.8)$$

Первое слагаемое соответствует среднему квадрату смещения первичного нейтрона, имеющего начальную энергию E_0 (это так называемая поправка за первый пробег), второе слагаемое — среднему квадрату смещения нейтрона в процессе собственно замедления, третье — смещению нейтрона с заданной конечной энергией (так называемая поправка за последний пробег) (см. рис. 93).

$$\tau_0(u)=\frac{1}{3}\int_0^u \frac{h(u')\lambda^2(u')}{[1-h(u')\cos\gamma(u')]}\frac{du'}{\xi(u')}; \qquad (11.9)$$

$$\Lambda^2(u)=\frac{1}{3}\lambda(u)\lambda_{tr}(u), \qquad (11.10)$$

здесь $h(u)$ — полная вероятность рассеяния; $\cos\gamma(u)$ — средний косинус угла рассеяния; $\xi(u)$ — средняя логарифмическая потеря энер-

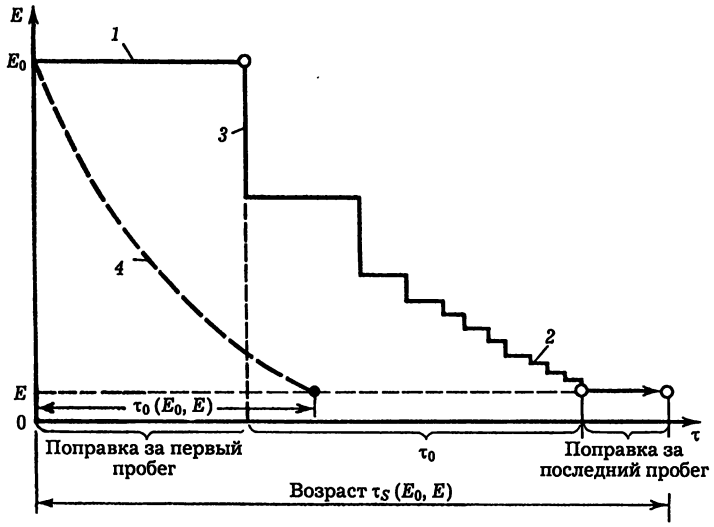


Рис. 93. Схема, поясняющая физический смысл формулы (11.8):

1 — пробег до первого соударения ($u = 0$); *2* — пробег до $\nu + 1$-го соударения; *3* — дискретное замедление в водородосодержащей среде; *4* — модель непрерывного замедления (возрастное приближение)

гии в среде; λ_{tr} — транспортная длина свободного пробега; u — летаргия, $u = \ln(E_0/E)$.

Выражение (11.8) — приближенное (погрешность 10—15 %). На рис. 94 приведены результаты теоретического расчета зависимостей **длины замедления** нейтронов от пористости водонасыщенного известняка для различных полиэнергетических источников нейтронов в сравнении с данными физического и математического моделирования [19].

По различию закономерностей пространственно-энергетического и временного распределения замедленных нейтронов среды различного состава можно разделить на три группы: 1) среды с высоким водородосодержанием; 2) «резонансные» замедлители, характеризующиеся ярко выраженной резонансной структурой сечений взаимодействия; 3) «тяжелые» замедлители — с высоким содержанием тяжелых элементов.

В средах с высоким водородосодержанием спектр нейтронов определяется свойствами водорода. Сечение рассеяния нейтронов на водороде быстро растет с уменьшением энергии нейтронов, причем в одном столкновении нейтрон теряет в среднем половину своей энергии. В связи с этим на большие расстояния от источника могут проникать только нейтроны с относительно высокой энергией и малым сечением взаимодействия (с большой длиной свободного пробега). Это значит, что с увеличением расстояния спектр замедленных нейтронов обогащается нейтронами со все более высокой энергией, т.е. становится более жестким.

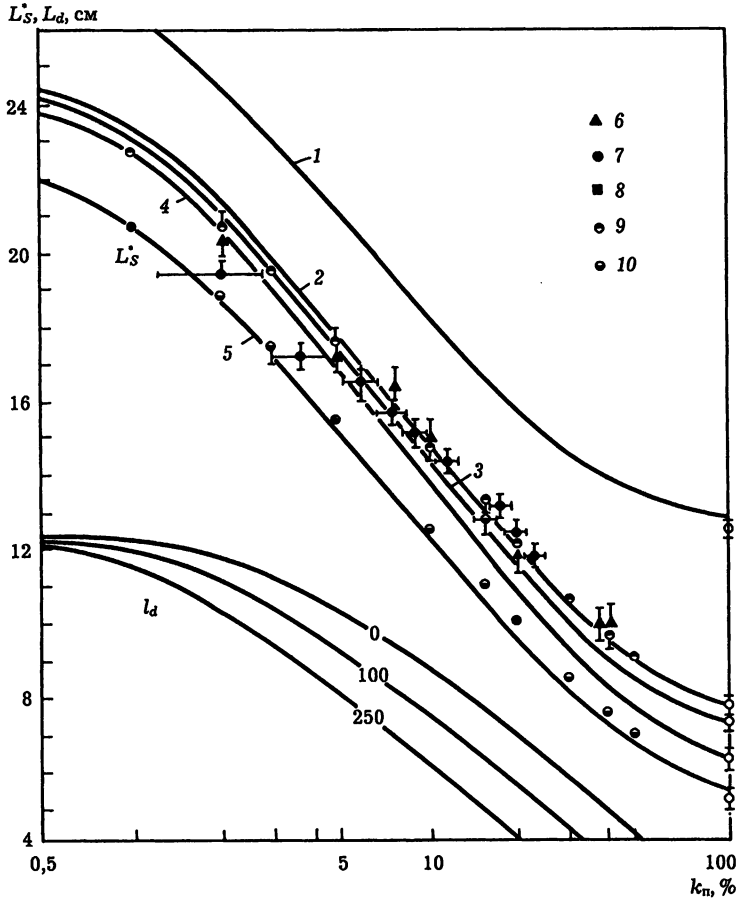


Рис. 94. Зависимость длины замедления нейтронов L^*_s с энергией 1,5 эВ и длины диффузии тепловых нейтронов L_d от пористости $k_п$ для известняка.

Источники нейтронов: *1* — реакция (D, T), E_0=14,1 МэВ; *2* — (Po–Be); *3* — (Ra–Be); *4* — (Po–B); *5* — спектр деления ^{252}Cf; *6* — расчет методом Монте-Карло для источника (Po–Be): *7* — данные Д.А. Кожевникова, Н.Н. Марьенко и др.; *8* — данные В.В. Миллера и В.А. Барышева; многогрупповой расчет А. Крефта: *9* — (Po–Be); *10* — ^{252}Cf.

Импульс замедленных нейтронов обладает крутым передним фронтом, малой дисперсией и резкой ассиметрией. Угловое распределение с ростом летаргии быстро стремится к изотропному, возрастное приближение неприменимо.

Если источник нейтронов полиэнергетический, то вклад различных участков его спектра в результирующую плотность потока нейтронов сильно изменяется с увеличением расстояния от источника: на малых расстояниях основной вклад дает «мягкая» часть спектра,

а на больших расстояниях — «жесткая». Иными словами, на больших расстояниях полиэнергетический источник как бы вырождается в жесткий моноэнергетический (средняя энергия спектра «источника» с расстоянием растет, а дисперсия уменьшается).

В этом заключается спектральный эффект полиэнергетического источника (Д.А. Кожевников, 1963). Этот эффект тесно связан с зависимостью сечения рассеяния от энергии нейтронов (можно сказать, порождается этой зависимостью) и наиболее заметно проявляется в водородсодержащих средах (особенно в средах с высоким водородосодержанием), будучи характерным для любых сред, поскольку зависимость сечения рассеяния от энергии нейтронов наблюдается практически во всех средах.

В «резонансных» замедлителях в спектрах нейтронов четко проявляется резонансная структура полного сечения, причем амплитуда нерегулярностей спектра заметно увеличивается с расстоянием. В интервале энергий 0,5 МэВ$<E<$1 МэВ наблюдается некоторое ужесточение спектра, а при $E<0{,}5$ МэВ (сечения слабо зависят от энергии) спектр нейтронов подчиняется закону $1/E$. В зависимости от водородосодержания закономерности пространственно-временного распределения приближаются к закономерностям сред 1-й или 3-й групп.

В «тяжелых» замедлителях при энергиях, превышающих порог неупругого рассеяния E^*, основной механизм замедления — неупругое рассеяние, причем сечение этого процесса слабо зависит от энергии при $E>3$ МэВ, но быстро убывает с уменьшением энергии нейтронов (и прекращается при энергиях, меньших первого возбужденного уровня). В связи с этим на большие расстоянии от источника могут проникать только нейтроны с $E<E^*$, т.е. энергетический спектр с увеличением расстояния смягчается; тонкая структура выражена слабо. Импульс замедленных нейтронов симметричен, обладает большой дисперсией. Возрастное приближение в таких средах имеет широкую область применимости.

Горные породы относятся преимущественно к «резонансным» замедлителям. Для горных пород и природных сред в целом характерна высокая концентрация ядер кислорода (различные элементы входят в них, как правило, вместе с кислородом). Поэтому резонансная структура энергетической зависимости сечения рассеяния нейтронов на кислороде определяет характер изменения спектра быстрых нейтронов при прохождении их через горные породы и проявляется очень ярко. Присутствие ядер водорода обусловливает ужесточение спектра при сохранении его резонансной структуры, причем оба эффекта усиливаются с увеличением расстояния от источника.

11.4. ДИФФУЗИЯ ТЕПЛОВЫХ НЕЙТРОНОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

При слабом поглощении распределение тепловых нейтронов является результатом большого числа рассеяний. Обмен энергией между нейтронами и атомами замедления приводит систему «нейтронный газ» — атомы вещества в состояние термодинамического равновесия, при котором спектр нейтронов $f(E, T)$ описывается распределением Максвелла—Больцмана $M(E, T_n)$:

$$f(E) \equiv M(E,T_n) = \frac{E}{(kT_n)^2} \exp[-E/(kT_n)] \qquad (11.11)$$

с наиболее вероятной энергией

$$\bar{E} = kT_n,$$

где T_n — эффективная температура спектра тепловых нейтронов («температура нейтронов»); k — постоянная Больцмана,

$$T_n = T\left(1 + const\frac{\Sigma_a}{\xi\Sigma}\right). \qquad (11.12)$$

Пространственно-временное распределение тепловых нейтронов описывается нестационарным уравнением диффузии частиц с ограниченным временем жизни τ

$$\partial N/\partial t = D\Delta N - N/\tau, \qquad (11.13)$$

где D — коэффициент диффузии.

Подстановкой $N(r,t) = n(r,t)\exp(-t/\tau)$ уравнение (11.13) упрощается

$$\partial n/\partial t = D\Delta n \qquad (11.13')$$

и формально совпадает с уравнением теплопроводности, по аналогии с решением которого функцию Грина $N(r, t)$ нестационарного уравнения диффузии (11.13) можно написать сразу:

$$N(r,t) = (4\pi Dt)^{-3/2} \exp\left(-\frac{t}{\tau} - \frac{r^2}{4Dt}\right). \qquad (11.14)$$

Стационарное пространственное распределение тепловых нейтронов $N(r)$ описывается уравнением диффузии

$$\Delta N(r) - \frac{1}{L_d^2} N(r) = -\frac{1}{D} Q(r)\,; \quad L_d^2 = D\tau\,, \qquad (11.15)$$

где $Q(r)$ — плотность замедления надтепловых нейтронов, являющихся распределенными в пространстве источниками тепловых нейтронов.

Решение этого уравнения:

$$N(r) = \int Q(r')\, G(|r - r'|)\, dr', \qquad (11.16)$$

где $G(r)$ — функция Грина уравнения диффузии, которая для точечного изотропного источника тепловых нейтронов в бесконечной однородной изотропной среде имеет вид

$$G(r) = \exp(-r/L_d) / (4\pi Dr).$$

Коэффициент диффузии и **длина диффузии** тепловых нейтронов зависят от температуры T_n нейтронного газа и, следовательно, от термодинамической температуры среды T. Изменение диффузионных параметров тепловых нейтронов с повышением температуры замедлителя объясняется ужестчением спектра тепловых нейтронов и изменением плотности вещества. Повышение скорости нейтронов вызывает увеличение коэффициента диффузии и (вследствие уменьшения сечения захвата) длины диффузии.

Изменение диффузионных параметров с температурой наиболее существенно влияет на пространственное распределение тепловых нейтронов в средах со слабым поглощением, когда длина диффузии больше длины замедления или сравнима с ней по величине.

Температурные зависимости описываются следующими формулами (Д.А. Кожевников, 1961):

$$L_d(T) = L_d(T_0)\frac{\delta_0}{\delta(T)}\left(\frac{T_n}{T_0}\right)^{\frac{2\alpha+1}{4}}; \qquad (11.17)$$

$$D(T) = \frac{\delta_0}{\delta(T)}D(T_0)\left(\frac{T_n}{T_0}\right)^{\alpha+1/2}, \qquad (11.18)$$

где L_d (T_0), D (T_0) — значения параметров при нормальной температуре (20 °С). Параметр α для воды близок к 0,5; для различных углеводородных соединений он изменяется в диапазоне 0,3—0,7 в зависимости от молекулярной структуры.

Применяемые источники излучают не тепловые, а быстрые нейтроны. Рассмотрев пространственное распределение замедляющихся нейтронов в одногрупповом диффузионном приближении, подставив выражение (11.5) в (11.16), получим

$$N(r) = \frac{Q\tau[\exp(-r/L_s) - \exp(-r/L_d)]}{4\pi r(L_s^2 - L_d^2)}. \qquad (11.19)$$

Из выражения (11.19) следует, что на больших расстояниях от источника быстрых нейтронов пространственное распределение тепловых нейтронов зависит от свойств среды или через длину замедления L_s, или через длину диффузии L_d в зависимости от того, какой из этих параметров обладает наибольшей величиной. Поскольку в водоносных породах, насыщенных минерализованной пластовой жидкостью, длина диффузии всегда меньше длины замедления, на достаточно больших расстояниях выражение (11.19) можно с хорошим приближением заменить выражением

$$N(r) \approx \frac{Q\tau}{4\pi(L_s^2 - L_d^2)}\frac{\exp(-r/L_s)}{r}. \qquad (11.19')$$

Оно показывает, что определение водородосодержания по плотности тепловых нейтронов невозможно из-за сильного влияния неконтролируемых изменений времени жизни тепловых нейтронов. Однако отношение плотностей тепловых нейтронов, измеренных на двух различных (но достаточно больших) расстояниях от источника r_1 и r_2, уже не зависит от тепловых нейтронных характеристик среды (а также от мощности источника нейтронов)

$$\frac{N(r_1)}{N(r_2)} \approx \frac{r_2}{r_1}\exp[-(r_2 - r_1)/L_s]. \qquad (11.20)$$

Величина этого отношения весьма чувствительна к изменению водородосодержания и устойчива по отношению к изменениям ми-

нерализации пластовой воды и типа горной породы, которые сильно влияют на величины τ и L_d. Этот вывод остается справедливым и в условиях скважинных измерений двухзондовым прибором ННМ.

Средний квадрат расстояния, проходимого нейтронами в процессе замедления и диффузии до поглощения, определяет важную нейтронную характеристику среды, называемую площадью миграции нейтронов M^2:

$$M^2 = \int_0^\infty N(r)r^4dr / 6 \int_0^\infty N(r)r^2dr = L^2{}_s + L^2{}_d \qquad (11.21)$$

Величина M называется длиной миграции. Знание указанной величины позволяет описывать пространственное распределение тепловых нейтронов от источников быстрых нейтронов в одногрупповом диффузионном приближении. Для изучения закономерностей распределения тепловых нейтронов в системе прибор — скважина — пласт удобнее пользоваться не величиной M, а обратной величиной $\alpha_M = M^{-1}$.

Знание длин замедления и миграции нейтронов позволяет сформулировать следующий принцип физической эквивалентности горных пород: при фиксированных технических условиях измерений в скважинах породы с различными составом и петрофизическими параметрами отмечаются одинаковыми показаниями ННМ-Т (ННТ-НТ), если совпадают их длины миграции M (длины замедления L_s).

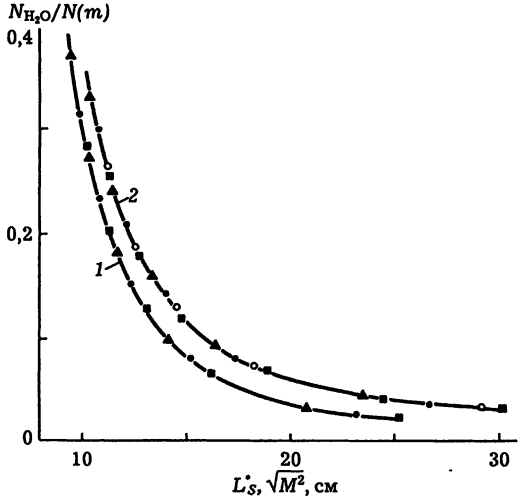


Рис. 95. Обратные величины показаний ННМ-НТ и ННМ-Т (в единицах показаний в пресной воде) в породах различного состава как функции объемной влажности, выраженной через длину замедления L_s (ННМ-НТ, Z=47,5 см — кривая *1*) и длину миграции M (ННМ-Т, Z=50 см — кривая *2*).

Скважина необсаженная, $d_{скв}$=200 см, прибор ДРСТ, прижат к стенке скважины (по данным Ф.Х. Еникеевой и Б.К. Журавлева, расчет методом Монте—Карло)

Рис. 95 показывает, что при фиксированных технических условиях (тип аппаратуры, конструкция и заполнение скважины) переход к M (или L_s) как аргументу зависимости показаний (вместо коэффициента водо- или нефтенасыщенности) позволяет получить практически универсальную зависимость для пород различных литотипов (для ННМт – при условии отсутствия сильных поглотителей тепловых нейтронов). Благодаря возможности точных расчетов нейтронных характеристик пород принцип физической эквивалентности оказывается полезным для количественного учета изменений литотипов и состава пород, термобарических и других факторов.

11.5. НЕЙТРОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

11.5.1. Характеристики замедления нейтронов

Твердая фаза. В газонефтяной геофизике основной интерес представляет зависимость параметров замедления нейтронов от водородосодержания пород и содержаний породообразующих минералов различных классов.

Результаты расчетов длины и времени замедления нейтронов показывают, что даже в пределах одного класса минералы сильно различаются по своим замедляющим свойствам. Решающую роль здесь играет содержание химически связанной воды.

В распределении минералов по величине параметров замедления L_s, t_s наблюдается определенная закономерность (рис. 96). Независимо от класса минералы делятся на три группы: водородсодержащие ($L_s<20$ см, $t_s<20$ мкс), кислородсодержащие (но без водорода, 20 см$<L_s<$40 см, 20 мкс$<t_s<$55 мкс) и, наконец, не содержащие ни водорода, ни кислорода ($L_s>40$ см, $t_s>55$ мкс).

При отсутствии водорода замедляющие свойства минералов определяются наличием кислорода. Из-за высокой распространеннос-

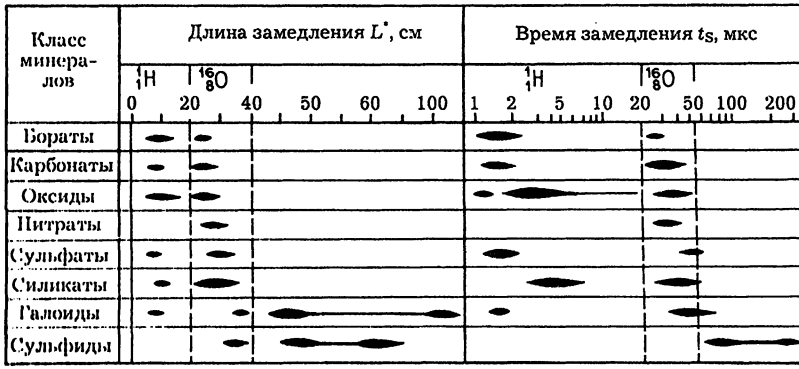


Рис. 96. Диапазоны изменения параметров замедления нейтронов в породообразующих минералах различных классов

ти кислорода его содержания в различных минералах сравнимы: диапазон изменения параметров замедления для минералов второй группы оказывается относительно узким. Наихудшими замедляющими свойствами обладают минералы третьей группы — безводные галоиды, сульфиды и их аналоги, самородные элементы.

Жидкая фаза. При нормальных условиях параметры замедления в воде и дегазированной нефти практически совпадают. Однако в условиях естественного залегания с учетом различия молекулярного строения нефтей различного типа, растворимости газа, термодинамических условий они могут заметно отличаться. Для различных углеводородных соединений можно предложить простые аналитические зависимости для массовых величин нейтронных параметров как функций отношения числа атомов углерода к числу атомов водорода в молекуле соединения [20].

Газовая фаза. При расчетах макроскопических сечений взаимодействия для природных газов плотность ядер каждого элемента

$$n_i = v_i N_A p \,/\, zRT,$$

где v_i — число атомов i-го элемента в молекуле; p — пластовое давление; N_A — число Авогадро; z — коэффициент сжимаемости; R — газовая постоянная; T — абсолютная температура.

При низких давлениях замедлением в газе можно пренебречь, однако при высоких пластовых давлениях этого уже делать нельзя из-за сравнительно высокого водородосодержания (при $p = 62{,}3$ MPa $n_{\text{Н}}$ в метане такое же, как в воде).

11.5.2. Диффузионные характеристики твердой фазы и пластовых флюидов

Горные породы состоят из двух основных компонентов — твердого минерального каркаса (матрица, цемент) и флюидов, насыщающих емкостное пространство, — нефти, воды и газа. Диффузионные характеристики породы в целом можно вычислить, если известны диффузионные характеристики твердой фазы и пластовых флюидов, а также петрофизические параметры пласта — пористость, водо-, нефте- и газонасыщенность.

Если через K_i обозначить доли объема, занимаемого минеральными компонентами коллектора, пластовой жидкостью, нефтью и газом, то

$$\tau^{-1} = \sum_i \tau^{-1} K_i \;; \quad D^{-1} = \sum_i D^{-1} K_i$$

где K_i и D_i — соответственно диффузионные параметры компонент породы (матрицы, цемента и флюидов). Отсюда следует, что обратные значения времен жизни и коэффициента диффузии являются линейными функциями пористости.

Нефть. Диффузионные параметры нефти для тепловых нейтронов определялись экспериментально (А.В. Антонов и др.): при 14 °С $\tau = 214 \pm 3$ мкс, $D = 33700 \pm 1000$ см^2/с.

Результаты теоретических расчетов величин τ и D хорошо согласуются с этими данными. Таким образом, при нормальных условиях время жизни и коэффициент диффузии тепловых нейтронов в сепарированной (дегазированной) нефти практически такие же, как у пресной воды. Исключение составляет коэффициент диффузионного охлаждения C, что объясняется различием молекулярной структуры воды и нефти.

Величина макроскопического сечения поглощения тепловых нейтронов для нефти зависит от ее углеводородного состава и плотности, при количественной интерпретации данных ИННМ τ нефти желательно вычислять для каждого отдельного пласта.

Содержащаяся в нефти в небольших количествах сера не влияет на величину τ. В незначительных количествах (порядка $10^{-4} \div 10^{-5}$ %) присутствует в нефти и бор, поэтому основным поглотителем тепловых нейтронов в жидких углеводородах является водород. Водород обладает в 100 раз большим сечением захвата тепловых нейтронов, чем углерод, поэтому τ нефти почти полностью определяется содержанием водорода. Углеводороды нефти описываются формулой C_nH_{2n+z}, в которой величина z тесно коррелирует с n, принимая различные значения для ароматических, нафтеновых и парафиновых соединений. Используя известную корреляцию $z(n)$, можно получить удобную зависимость для определения τ нефти по известным составу и плотности [20].

В пластовых условиях в нефти содержится растворенный газ, количество которого зависит от термодинамических условий залегания пласта — давления и температуры. Вследствие наличия растворенного газа нефть в пластовых условиях занимает больший объем, и ее свойства (включая нейтронные характеристики) отличаются от свойств той же нефти, находящейся при нормальных условиях

Количество растворенного в нефти газа характеризуется величиной отношения объема нефти в пластовых условиях к объему того же количества нефти после отделения газа на поверхности: $b = V_п/V_0$, где $V_п$ — объем нефти в пластовых условиях; V_0 — объем нефти при атмосферном давлении и $t = 20$ °С после дегазации. Чем больше величина b, тем сильнее отличаются диффузионные параметры пластовой нефти от соответствующих значении при нормальных условиях. Поскольку растворимость газов в нефти существенно зависит от их состава, последний также будет влиять на величины D и τ.

Таким образом, хотя диффузионные параметры нефти при атмосферных условиях практически совпадают с диффузионными характеристиками пресной воды, в условиях естественного залегания они отличаются, и тем больше, чем выше газовый фактор нефти и легче попутные газы.

Зависимость обратного времени жизни тепловых нейтронов в нефти при пластовых условиях от ее газового фактора и плотности (10^3 мкс$^{-1}$) можно вычислить по формуле

$$\tau^{-1} = \frac{\delta}{b}(11{,}8 - 7\delta_0) + \frac{\gamma}{b}(0{,}71 - 0{,}18\,\gamma)\,G \cdot 10^{-3},$$

где δ — плотность дегазированной нефти при нормальных условиях; γ — плотность газа относительно воздуха ($\gamma \approx 0{,}7$); b — объемный коэффициент нефти; G — газовый фактор нефти.

Пластовая вода. Химический состав пластовых вод определяется многими факторами: минеральным составом пласта, характером его гидрогеологического режима, возрастом пород, термодинамическими условиями и т. д. Коэффициент диффузии тепловых нейтронов практически не зависит от минерализации воды, однако наличие солей существенно изменяет время жизни тепловых нейтронов. Наибольшее влияние оказывает изменение содержания в пластовой воде ионов хлора, обладающего большим сечением поглощения.

Диффузионные параметры воды для тепловых нейтронов, определенные экспериментально (А. В. Антонов и др.), следующие: при 14 °С $\tau = 207$ мкс, $D = 34800$ см^2/с; при 21 °С $\tau = 207$ мкс, $D = 35500$ см^2/с.

При расчетах времени жизни тепловых нейтронов в пластовых водах необходимо иметь в виду, что состав и минерализация связанной и пластовой воды могут заметно различаться.

Поскольку количество связанной (реликтовой) воды в горных породах коррелирует с пористостью (через проницаемость), минерализация даже в литологически однородных пластах разной пористости может быть различной.

Обратное время жизни тепловых нейтронов в пластовой воде, содержащей NaCl,

$$\tau^{-1} = (4{,}840\ \delta + 7{,}245 \cdot 10^{-2} C) \cdot 10^{-3}\ [\text{мкс}^{-1}],$$

где δ — плотность раствора, C — содержание NaCl, г/л.

Солянокислотная обработка карбонатных пород вызывает резкое увеличение Σ_a пластового флюида. Хлористый кальций $CaCl_2$, являющийся продуктом реакции, хорошо растворим в воде и дает раствор, концентрация которого зависит от первоначальной концентрации кислоты. Для водного раствора хлористого кальция, образованного в реакции HCl с $CaCO_3$, соответствующая величина τ^{-1} определяется соотношением

$$\tau^{-1} = (4{,}840\ \delta + 1{,}232\ Y) \cdot 10^{-3}\ [\text{мкс}^{-1}],$$

где Y — концентрация HCl, %.

Кислоты большой концентрации дают растворы $CaCl_2$ с сечением поглощения намного большим, чем насыщенные растворы NaCl.

Природные газы. Нейтронные характеристики природных газов существенно зависят от их состава и термодинамического состояния —пластового давления и температуры, определяемых условиями залегания пласта-коллектора. Пластовые условия нефтяных и газовых месторождений весьма разнообразны, поэтому учет давления и температуры при расчетах нейтронных параметров газов (и газоносных пород в целом) имеет исключительно важное значение. Время жизни и коэффициент диффузии тепловых нейтронов в газах вычисляют по формулам, в которых плотность газа

$$\delta = Mp / zRT,$$

где M — молекулярная масса; p — пластовое давление; z — коэффициент сжимаемости; R — универсальная газовая постоянная; T — температура пласта, K.

Таким образом, плотность ядер каждого элемента в составе природного газа

$$n_i = \gamma_i p / zRT$$

где γ_i — число атомов i-го элемента в молекуле.

Из определений величин D и τ следует, что если известны параметры $D(p_1, T_1)$ и $\tau(p_1, T_1)$, при некоторых фиксированных значениях (p_1, T_1), то значения D и τ при других термодинамических условиях (p_2, T_2) можно вычислить при помощи простых соотношений

$$\tau(p_2, T_2) = \tau(p_1, T_1)(p_1/p_2)(T_1/T_2),$$

$$D(p_2, T_2) = D(p_1, T_1)(p_1/p_2)(T_1/T_2),$$

(при условии $z = \text{const}$).

Поскольку природные газы представляют собой смесь углеводородных газов с неуглеводородными, коэффициент сжимаемости z газовой смеси вычисляют с учетом закона псевдоприведенных свойств газов. Наибольшее влияние на величину нейтронных характеристик D и τ природных газов оказывает пластовое давление. С ростом величины p значения τ и D заметно уменьшаются, при фиксированном p с повышением температуры значения τ и D несколько увеличиваются.

По составу природные газы делятся на газы чисто газовых месторождений и газонефтяных и газоконденсатных месторождений. Основной компонент природных газов — метан. В газах газовых месторождений содержание метана изменяется от 75 до 99%. Эти газы представляют смесь углеводородов (метана, этана, пропана, бутана, пентана и т. д.) с неуглеводородными газами (углекислым, сернистым, азотом и т. п.). Содержание азота может изменяться от долей процента до 20%.

Газы газоконденсатных месторождений отличаются повышенным содержанием этана (около 5%), пропана и бутана (около 2,5%), причем с увеличением глубины залегания содержания пропана и бутана заметно повышаются.

Состав попутных газов нефтяных месторождений характеризуется повышенным (по сравнению с газами чисто газовых месторождений) содержанием тяжелых углеводородов за счет уменьшения концентрации метана.

Изменение химического состава газа, в частности содержания тяжелых углеводородов, влияет на нейтронные характеристики главным образом через плотность.

Время жизни тепловых нейтронов $\tau_г$ в газовой смеси с плотностью γ (относительно воздуха) можно вычислить через время жизни их в метане τ_{CH_4} (при тех же термодинамических условиях):

$$\tau_г = 4{,}35\tau_{CH_4} / (1 + 6{,}1\gamma).$$

Твердая фаза осадочных пород. Численные расчеты значений τ и D для породообразующих минералов осадочных пород показывают, что в осадочных породах величина τ может изменяться почти на два порядка (τ_{max} — у кварца, τ_{min} — у галита). Для горных пород пределы изменения этого параметра еще более широки: в угленосных отложениях τ может быть в 10 раз больше, чем у кварца, а в борсодержащих породах τ существенно меньше, чем у каменной соли.

Отметим некоторые общие закономерности изменения диффузионных характеристик, присущие минеральному скелету осадочных пород. Наиболее широкий диапазон изменения τ (почти в 160 раз) отмечается у породообразующих минералов химического и биохимического происхождения, значительно меньший — у обломочных (почти в 8 раз), и еще более узкий у глинистых минералов (почти в 2 раза). Аналогичные закономерности свойственны коэффициентам диффузии: у минералов химического и биохимического происхождения D изменяется почти в 8 раз, у минералов обломочных и глинистых пород — примерно в 4,5 раза.

По величине длины диффузии тепловых нейтронов L_d породообразующие минералы можно разделить на три группы. К первой относятся водородсодержащие минералы с элементами Li, B, Cl, Mn, Co, Hg, сильно поглощающими тепловые нейтроны. Ко второй группе относятся безводные минералы, в состав которых входят K, Ti, Cr, Fe, Cu, Mo, Ba (элементы первой группы во вторую уже не входят). К третьей группе относятся минералы с элементами, не входящими в состав первых двух групп. Поскольку время жизни тепловых нейтронов не характеризует рассеивающих свойств сред, по величине τ отчетливо выделяются только минералы первой группы, содержащие отмеченные выше сильные поглотители тепловых нейтронов.

Неглинистые и незагипсованные карбонатные отложения отличаются постоянством химико-минералогического состава, поэтому величины диффузионных параметров скелета этих пород практически постоянны. Доломитизация известняков, обусловливающая повышение содержания магния, несколько увеличивает время жизни нейтронов. В сульфатизированных разностях карбонатных пород наблюдается коррелятивная связь между величиной τ и содержанием серы, увеличение содержания серы уменьшает величину τ. Чистые кварцевые песчаники и доломиты характеризуются наибольшими величинами τ скелета. Если изменение химического состава песчаников связано с изменением глинистости, то наблюдается тесная связь между τ и содержанием кремния. Минимальными значениями τ скелета обладают ангидриты, гипсы и глинистые породы.

При расчетах времени жизни тепловых нейтронов в газонефтеводонасыщенных карбонатных пластах необходимо учитывать изменение химико-минералогического состава скелета с изменением пористости. Пористость карбонатных пород тесно связана с процессами доломитизации и сульфатизации. При доломитизации увеличивается (в результате выщелачивания) емкостное пространство породы, поэтому доломитизированные разности отличаются наиболее высокими коллекторскими свойствами. Сульфатизация уменьшает пори-

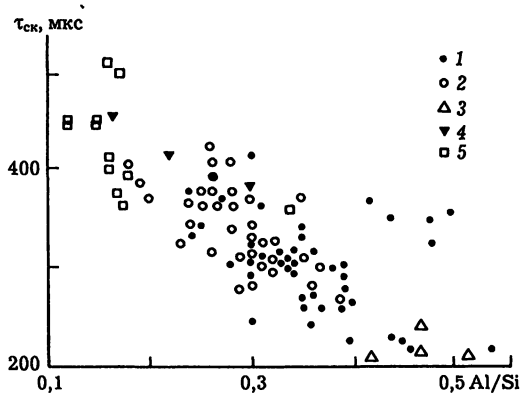


Рис. 97. Зависимость времени жизни нейтронов $\tau_{ск}$ в минеральном скелете породы от величины отношения Al/Si (по Д.М. Сребродольскому, А.В. Авдеевой, В.А. Владимировой):

1 — глина; *2* — алевролит; *3* — мергель; *4* — песчаник; *5* — песок

стость пород, поскольку сульфатные образования, отлагаясь в пустотах (трещинах, кавернах, каналах), суживают их и частично закупоривают. Выполненные на основании химических анализов образцов пород численные расчеты показали, что время жизни нейтронов в минеральном каркасе карбонатных пород с различной пористостью может быть существенно различным.

Основными породообразующими элементами осадочных терригенных пород являются кремний, алюминий, железо, кальций и некоторые другие. Наличие алюминия, который входит в состав всех глинистых минералов, говорит о степени глинистости породы, поэтому отношение Al/Si (величина так называемого алюмо-кремниевого модуля), где кремний — основной породообразующий элемент литологических разностей осадочных пород, можно считать показателем глинистости и песчанистости породы.

На рис. 97 приведен график зависимости времени жизни тепловых нейтронов в скелете породы от величины алюмо-кремниевого модуля. Величина τ изменяется в зависимости от величины отношения Al/Si. Причем точки, соответствующие глинам, лежат в правой части графика, а алевролитам и песчаным породам — в левой. Аналогичные зависимости могут быть построены для Fe/Si и K/Si. Для глинистых пород отношение Al/Si составляет примерно 0,3; Fe/Si — 0,173, K/Si — 0,09. Более высокие значения $\tau_{ск}$ соответствуют алевролитовым и песчанистым разностям. Время жизни тепловых нейтронов в глинистых породах колеблется в пределах 200—425 мкс и в среднем составляет 312 мкс; в алевролитах 250 мкс$<\tau_{ск}<$425 мкс, среднее $\tau_{ск} \approx 340$ мкс.

У пород, содержащих глинистый материал, время жизни нейтронов в минеральном скелете меньше, чем у чистых разностей, причем тем меньше, чем больше глинистого материала в них содержится. Время жизни нейтронов зависит от наличия в скелете горных пород

элементов с аномальными нейтронными свойствами. Особенно важен учет бора и гадолиния. Хотя эти элементы содержатся в осадочных горных породах в небольших количествах (до сотых долей процента), их присутствие вследствие аномальных поглощающих свойств приводит к существенному снижению времени жизни нейтронов.

Повышенные содержания бора характерны для глинистых минералов. Основные концетраторы бора — сорбирующие его гидрослюды, монтмориллонит и отчасти — каолинит. Наилучший сорбент бора — калиевая гидрослюда.

Кроме бора в осадочных породах содержатся и другие элементы с высокими сечениями поглощения тепловых нейтронов — K, Sm, Gd, Na, Ti, Mn, S, P, Fe и др. Суммарный вклад этих элементов в макроскопическое сечение поглощения породы может достигать 30—50 % и более. Поэтому в настоящее время разработаны специальные (как стационарные, так и импульсные) методы измерений $\tau_{ск}$ на малых образцах керна. Концентратором гадолиния является акцессорный минерал циркон.

На величину коэффициента диффузии тепловых нейтронов в скелете горных пород основное влияние оказывает химически связанная вода, при содержании которой более 5% величина D практически не зависит от минерального состава скелета.

11.5.3. Диффузионные характеристики водоносных, нефтеносных и газоносных пород

В общем случае пористого пласта, содержащего глинистый материал, воду и углеводороды (нефть или газ), обратное время жизни тепловых нейтронов

$$\tau^{-1} = (1 - k_п - k_{гл})\,\tau^{-1}{}_{ск} + k_{гл}\tau^{-1}{}_{гл} + k_п k_в \tau^{-1}{}_в + k_п(1 - k_в)\,\tau^{-1}{}_н,$$

где $\tau_{ск}$, $\tau_{гл}$, $\tau_в$, $\tau_н$ — время жизни тепловых нейтронов в скелете породы, глине, пластовой воде, нефти (газе) соответственно; $k_п$ — доля объема пласта, заполненная флюидом; $k_{гл}$ — объем глинистого материала на единицу объема пласта; $k_в$ — коэффициент водонасыщенности.

Для обратной величины коэффициента диффузии D тепловых нейтронов в пласте справедливо аналогичное выражение: с заменой τ на D.

Таким образом, диффузионные параметры τ и D коллекторов с произвольным характером насыщения вычисляются через предварительно определенные значения соответствующих параметров минеральных компонент и пластовых флюидов.

Длину диффузии L_d находят из соотношения (справедливо при не очень сильном поглощении)

$$L_d{}^2 = D\tau$$

В табл. 27 приведены времена жизни нейтронов в песчанике, известняке и доломите различной пористости при различной минерализации пластовой воды.

Расчетная зависимость времени жизни нейтронов от пористости для пластов с различными коэффициентами нефтенасыщенности не дает представления о реальном характере такой зависимости в нефтенос-

Таблица 27. **Время жизни тепловых нейтронов τ (мкс) в водоносных пластах песчаника, известняка и доломита при различной пористости пород и минерализации пластовой воды**

$k_п$	Минерализация пластовой воды, %					
	0	5	10	15	20	25
0,01	1050	1010	972	936	910	890
	615	610	590	573	557	542
	924	890	860	827	794	764
0,03	968	884	780	723	675	644
	592	554	518	484	452	423
	862	782	712	650	593	451
0,05	883	752	650	567	500	443
	570	513	463	420	380	347
	824	700	608	535	473	423
0,10	752	580	467	386	324	280
	510	433	366	315	273	240
	677	550	446	372	314	272
0,20	580	400	300	235	190	160
	427	330	258	210	174	148
	524	384	290	230	188	151
0,30	472	303	220	170	135	113
	368	266	200	157	127	107
	427	296	215	167	133	111
0,40	400	246	173	132	105	87
	323	223	162	126	100	84
	361	240	171	131	104	86

Примечание. В каждом столбце верхняя цифра соответствует песчанику, следующая — известняку, нижняя — доломиту.

ных пластах. Это обусловлено наличием четкой корреляционной зависимости между остаточной водонасыщенностью и пористостью, которую необходимо учитывать в расчетах. Характер этой зависимости определяется структурно-литологическими особенностями коллекторов и у различных типов отложений может заметно различаться.

Величины диффузионных характеристик D и τ газоносных пластов определяются, главным образом, соответствующими величинами D и τ минерального скелета, а при малой газонасыщенности — также параметрами связанной и остаточной (пластовой) воды.

Диффузионные характеристики газоносных пород заметно отличаются по величине от характеристик водоносных пород (за исключением низкопористых при высоком пластовом давлении и слабой минерализации пластовой воды). Наличие газа в поровом пространстве породы увеличивает время жизни нейтронов τ в газоносном пласте в несколько раз

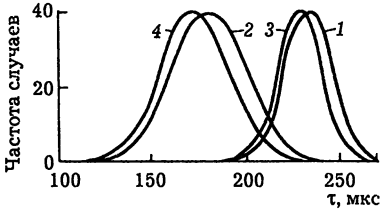


Рис. 98. Распределения времен жизни тепловых нейтронов $\tau_{тв}$ для нефтеносных (*1*, *3*) и водоносных (*2*, *4*) литологически различных пластов месторождения Узень (по Л.А. Путкарадзе и др.):

1, *4* — горизонт XIV; *2*, *3* — горизонт XIII

по сравнению с водоносным пластом такой же пористости. Это позволяет не только оценивать характер насыщения пласта, но и определять в благоприятных условиях его газонасыщенность. Как показывают результаты расчетов, разделение нефтеносных и газоносных пластов по величине коэффициента диффузии D возможно при большем разнообразии геологических условий, чем по величине τ. Такому разделению благоприятствуют хорошие коллекторские свойства пластов ($k_п > 20\%$) при любом минеральном составе скелета, а при пониженной пористости ($k_п \leq 10\%$) — отсутствие глинистости. Наличие в пласте связанной воды (глинистого материала, гипса) затрудняет количественную оценку газонасыщенности и пористости по коэффициенту диффузии.

Как отмечалось, химико-минералогический состав пород пластов определенного стратиграфического горизонта, как и одного и того же пласта, как правило, не сохраняется неизменным по разрезу и площади: он изменяется относительно некоторого среднего состава в связи с изменением состава скелета, пористости, остаточной водонасыщенности, минерализации пластовых вод, содержания в них таких элементов, как хлор, бор и т. д. Вследствие этого наблюдаются флюктуации величины времени жизни тепловых нейтронов в пластах одного горизонта и даже одного пласта. Изменения концентрации элементов отражаются на статистических распределениях величин τ для водоносных и нефтеносных пластов и определяют область перекрывающихся значений, где однозначное определение характера насыщения по параметру τ невозможно (рис. 98).

При численных расчетах нейтронных характеристик горных пород и геологической интерпретации результатов измерений в скважинах необходимо учитывать, что состав и физические свойства карбонатных и терригенных пород-коллекторов не только зависят от условий осадконакопления, но во многих случаях определяются вторичными (эпигенетическими) процессами. Образующиеся в стадию эпигенеза гидроксиды железа, кальцит, пирит, гипс, барит, кварц, аутигенные глинистые минералы, заполняя полностью или частично поры и трещины коллекторов, ухудшают их фильтрационно-емкостные свойства. Эпигенетические преобразования водонасыщенных коллекторов могут превратить их в практически непроницаемые породы, способные быть покрышками [1]. Присутствие нефти создает среду, неблагоприятную для развития вторичных процессов. При раннем поступлении нефти в породу, представленную как карбонатны-

[1] С этим связано образование залежей нефти неструктурного типа.

ми, так и терригенными отложениями, в них, как правило, сохраняются высокие пористость и проницаемость.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Перечислите типы взаимодействий быстрых и тепловых нейтронов с веществом. Какова их петрофизическая информативность?
2. Перечислите нейтронные методы ГИС, сформулируйте их физические основы.
3. Каковы причины высокой геологической и петрофизической информативности данных элементного анализа коллекторов нефти и газа?
3. Каков физический смысл длины замедления и длины миграции нейтронов? В чем состоит их различие?
4. Каково соотношение между полным и фермиевским возрастами нейтронов?
5. Перечислите параметры, характеризующие диффузионные свойства горных пород.
6. Какие нейтронные характеристики горных пород могут быть измерены в скважинных условиях?

12. УПРУГОСТЬ

12.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ

Упругость — свойство веществ сопротивляться под воздействием механических напряжений изменению объема и формы (твердые тела) или только объема (жидкости и газы), что обусловливается возрастанием внутренней энергии вещества [6].

При снятии напряжений вещество восстанавливает свои форму и объем, если не превышен его предел упругости. Деформации, которые при этом происходят, называют упругими, или обратимыми. При превышении предела упругости в твердых телах после снятия напряжений остаются остаточные, или необратимые деформации.

Изменения объема твердых тел можно характеризовать относительными объемными деформациями; изменения формы — деформациями сдвига.

Классическая механика достигла значительных успехов в теоретическом изучении сплошных однородных и изотропных сред. Созданы математические теории, позволяющие описывать напряженное состояние в этих средах, известные как теория упругости и теория пластичности (С.П. Тимошенко, 1937 г.; Л.С. Лейбензон, 1974 г.; А. Ляв, 1935 г.; Н.И. Мусхелишвили, 1954 г. и др.).

Как следует из теории упругости, для описания напряженного состояния однородного и анизотропного упругого тела, например, единичного кристалла минерала, необходимо иметь шесть уравнений, удовлетворяющих закону Гука и содержащих 36 модулей (упругих характеристик среды), из которых 21 модуль — независимые константы. Такие детальные исследования проводятся при изучении свойств кристаллов. В горных породах кристаллы минералов имеют разную сингонию и ориентированы в разных направлениях.

Для характеристики свойств идеально упругих однородных и изотропных сред обычно используется одна из следующих пар констант: модуль Юнга E (модуль продольной упругости) и коэффициент Пуассона ν (коэффициент поперечного сжатия); константы Ламе λ и G (G — модуль сдвига), а также коэффициент объемной сжимаемости β. Эти же константы можно определить через скорость продольных υ_p и поперечных υ_s упругих волн.

Если относительную объемную деформацию тела $\Delta V/V$ представить в виде суммы относительных линейных деформаций по осям координат $\Delta V/V = e_x + e_y + e_z$, то модуль Юнга E будет коэффициентом пропорциональности между изолированно-предельным растягивающим или сжимающим напряжением p_x (или p_y и p_z) и относительной линейной деформацией по той же оси e_x (или e_y и e_z):

$$e_x = \frac{1}{E} p_x . \tag{12.1}$$

Это выражение часто называют уравнением или законом Гука для линейных деформаций.

Коэффициент Пуассона — как отношение относительных линейных деформаций тела в направлении, поперечном действию напряжения, к относительной линейной деформации в продольном направлении:

$$\nu = e_y / e_x . \tag{12.2}$$

Для случая всестороннего равномерного сжатия твердого тела закон Гука принимает вид:

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{3(1-2\nu)}{E} p , \tag{12.3}$$

где $p = (p_x + p_y + p_z)/3$. Величину p называют средним нормальным напряжением.

Из формулы (12.3) можно найти выражение для коэффициента сжимаемости или обратной ему величины — модуля всестороннего сжатия K идеально упругой среды:

$$\beta = \frac{1}{K} = -\frac{1}{p}\frac{\Delta V}{V} = \frac{3(1-2\nu)}{E} . \tag{12.4}$$

При $E = \text{const}$ и $\nu = \text{const}$ β не зависит от среднего нормального напряжения.

В уравнении (12.4) наглядно проявилось основное свойство упругого тела при всестороннем сжатии: относительная объемная деформация пропорциональна приложенному напряжению. Другими словами, коэффициент β, так же, как E и ν, являются константами, характеризующими упругие свойства тела.

Однако в природе ничего нет идеального. Уже в 1935 г. П. Бриджмен, изучая сжимаемость различных металлов и минералов при всесторонних давлениях до 3000 МПа, обнаружил в поведении этих, казалось бы, однородных и упругих материалов, отклонение от линейного закона Гука. Эмпирическое уравнение П. Бриджмена для описания упругой деформации имеет вид:

$$-\frac{1}{p}\frac{\Delta V}{V}=\beta=a-bp\,, \tag{12.5}$$

где a и b — постоянные для данного материала коэффициенты, причем $b/a\approx10^{-6}\div10^{-5}$. Это было одним из первых исследований, показавших отклонение деформации реальных упругих тел от закона, принятого в теории упругости.

В минералах и реальных горных породах всегда имеются включения, поры, каверны. Поэтому нелинейность деформаций должна в них проявляться еще ярче.

Рассмотрим деформацию среды, состоящую из большого числа шаров одинакового диаметра D, размещенных по закону кубической упаковки. Объем элемента такой модели пористой среды V_0, включающей N^3 шаров, найдем из выражения

$$V_0=N^3D^3 \tag{12.6}$$

При приложении всестороннего напряжения p объем среды без смещения центров шаров уменьшается и его новое значение в упругой области деформаций

$$V=N^3(D-\alpha_1)^3\approx N^3D^3-3N^3D^2\alpha_1, \tag{12.7}$$

где α_1 — уменьшение диаметра шара при деформации.

На основании формул (12.6) и (12.7) получим

$$\frac{\Delta V}{V_0}=-3\frac{\alpha_1}{D}\,. \tag{12.8}$$

Для определения α_1 используем решение контактной задачи Герца, найденное А.И. Динником (1952 г.) для случая сжатия двух упругих шаров под действием сосредоточенной силы F:

$$\alpha_1=\left[\frac{3F(1-\nu^2_{\text{тв}})}{D^{1/2}E_{\text{тв}}}\right]^{2/3}, \tag{12.9}$$

где $E_{\text{тв}}$ и $\upsilon_{\text{тв}}$ — модуль Юнга и коэффициент Пуассона материала шаров.

Так как напряжение, приходящееся на каждую плоскость выделенного нами куба, равно

$$p = \frac{N^2 F}{N^2 D^2} = \frac{F}{D^2},$$

то, подставляя это равенство в (12.9) и затем в (12.8), найдем

$$\frac{\Delta V}{V} = -3\left[\frac{3(1-\nu^2_{\text{тв}})}{E_{\text{тв}}}\right]^{2/3} p^{2/3}. \qquad (12.10)$$

Дифференцируя (12.10) по p, получим выражение для коэффициента объемной сжимаемости рассматриваемой модели осадочной породы:

$$\beta(p) = -\frac{1}{V_0}\frac{dV}{dp} = 2\left[\frac{3(1-\nu^2_{\text{тв}})}{E_{\text{тв}}}\right]^{2/3} p^{-1/3}. \qquad (12.11)$$

Из этого простого решения следует, что коэффициент объемной сжимаемости модели осадочной породы, так же как и ее модуль объемного сжатия K, не являются по существу модулями, а зависят от величины среднего нормального напряжения p. Закон Гука в этом случае можно применить только к бесконечно малым изменениям деформаций и напряжений [15]. Другими словами, в каждой точке деформационной кривой будет существовать соотношение, устанавливаемое этим законом, но все упругие характеристики среды переменны — они изменяются в зависимости от приложенного напряжения:

$$\beta(p) = 3\frac{[1-2\nu(p)]}{E(p)}. \qquad (12.12)$$

При такой форме записи закона Гука величины $\beta(p)$, $E(p)$ и $\nu(p)$ не являются модулями в прямом смысле этого слова — они зависят от механического напряжения. Любое фиксированное значение этих величин может характеризовать среду, находящуюся только в определенном напряженном состоянии. При изменении напряжения изменяется и значение этих величин.

Другими словами, закон Гука как линейная зависимость между напряжением и деформацией остается справедливым лишь в пределах бесконечно малых приращений напряжений и деформаций.

Для рассмотренной нами модели пористой горной породы, представленной упругими шарами равного радиуса в кубической упаковке, найдена связь между упругими параметрами модели в целом и материала сфер. Это сделано с использованием аппарата классической теории упругости применительно к модели дискретной среды. К сожалению, строение реальных горных пород значительно многообразнее. Трудно построить такую универсальную детерминированную упругую модель, а значит, и использовать приемы классической теории упругости. В этой связи уравнение (12.11) следует рассматривать лишь как простейший пример, указывающий на возможность такого подхода, а также на то, что для реальных горных пород необ-

ходимо каждый раз устанавливать зависимость упругих свойств от напряженного состояния.

12.2. ОБЪЕМНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Физические свойства горных пород при всестороннем напряжении, не превышающем предела упругости, изменяются в результате объемных деформаций. С этим видом напряженного состояния чаще всего приходится сталкиваться при изучении упругости в петрофизике. Деформации сдвига, характеризующие изменение формы твердого тела, сложнее определить экспериментально. Ими более широко пользуются в механике грунтов при изучении прочностных свойств горных пород. В последующем изложении настоящего раздела мы будем из практических соображений по возможности не прибегать к понятиям о сдвиговых деформациях в горных породах.

12.2.1. Понятие о дифференциально-упругих средах

Трудности, с которыми встретились исследователи при изучении деформации пористых тел, заставили искать новые приемы. В этом отношении большого интереса заслуживают работы М. Био (1941 г.) и Ф. Гассмана (1951 г.). В частности, Ф. Гассман предложил рассматривать пористые породы как дифференциально-упругие тела, т. е. такие, отдельные компоненты которых можно уподобить порознь упругим телам и применить к ним зависимости из теории упругости сплошных сред в дифференциальной форме. В последующем И. Гирстма (1957 г.) показал, что несмотря на кажущееся различие моделей М. Био и Ф. Гассмана, математически они эквивалентны.

М. Био и Ф. Гассман рассмотрели деформацию пористых пород, не содержащих помимо воды других минеральных включений в порах. В. М. Добрынин (1970 г.), используя подход Ф. Гассмана, рассмотрел более общий случай, когда в порах породы находятся минеральные включения (глина), отличающиеся по упругим свойствам от скелета, и не связанные с ним механически.

Горные породы в общем случае — довольно сложные образования. Объем породы V, равный по величине объему твердого скелета $V_{ск}$, складывается из объема породообразующих минералов $V_{тв}$ и объема пустот или пор $V_{п}$, заполненных флюидом (водой, нефтью, газом или смесью их):

$$V=V_{ск}=V_{п}+V_{тв}. \qquad (12.13)$$

Внутри пор породы могут находиться включения ($V_{вк}$), представленные минеральным веществом (глинами) или флюидом, отличным по свойствам от пластовой воды (нефти, газа).

Термином «скелет породы» ($V_{ск}$) будем пользоваться в тех случаях, когда требуется определить деформацию породы без учета упругих свойств насыщающих породу флюидов, т. е. только при изучении деформаций. Термин «объем породы» (V) применяется в более широком смысле, когда требуется определить деформацию породы с учетом упругих свойств флюидов.

Объемная деформация скелета породы складывается из деформации породообразующих минералов и порового пространства при изменении среднего нормального напряжения (dp), обусловленного весом вышележащей толщи пород, пластового давления ($dp_{пл}$) и температуры (dT).

Дифференцирование уравнения (12.13) позволило получить следующие выражения для определения относительных деформаций скелета dV/V, порового пространства $dV_п/V_п$, твердой фазы $dV_{тв}/V_{тв}$, породы [15]:

$$-\frac{dV}{V}=\beta_{ск}d(p-p_{пл})+\beta_{тв}dp_{пл}-\alpha_{тв}dT\ ;$$

$$-\frac{dV_п}{V_п}=\beta_п d(p-p_{пл})+\mu_п\beta_{тв}dp_{пл}-\mu_т\alpha_{тв}dT\ ; \qquad (12.14)$$

$$-\frac{dV_{тв}}{V_{тв}}=\frac{1}{(1-k_п)}\beta_{тв}d(p-p_{пл})+\frac{(1-\mu_p k_п)}{(1-k_п)}\beta_{тв}dp_{пл}-$$

$$-\frac{(1-\mu_т k_п)}{(1-k_п)}\alpha_{тв}dT\ ,$$

где

$$\mu_р=(1-\eta_{гл}\beta_{вк}/\beta_{тв})/(1-\eta_{гл}) \quad \mu_т=(1-\eta_{гл}\alpha_{вк}/\alpha_{тв})/(1-\eta_{гл}),$$

$\beta_{ск}$, $\beta_п$ и $\beta_{тв}$ — коэффициенты сжимаемости соответственно скелета, пор и твердой фазы породы; $\beta_{вк}$ — то же для глинистых включений; $\alpha_{вк}$, $\alpha_{тв}$ — коэффициенты теплового расширения глинистых включений и минералов твердой фазы породы; $\eta_{гл}$ — относительная глинистость.

Коэффициенты $\mu_р$ и $\mu_т$ в уравнении (12.14) отражают влияние рассеянной глинистости в порах породы на деформацию порового пространства и твердой фазы породы.

Рекомендуемые значения коэффициентов $\mu_р$ и $\mu_т$ приведены в табл. 28; более подробные графики в работе [15].

Между коэффициентами сжимаемости имеет место связь

$$\beta_{ск}=k_п\beta_п+\beta_{тв} \qquad (12.15)$$

Таблица 28. **Рекомендуемые значения коэффициентов $\mu_р$ и $\mu_т$ в пористых горных породах [15]**

Порода	$\mu_р$	$\mu_т$
Газонасыщенная	~1	~1
Водонасыщенная малозаглинизированная ($\eta_{гл}<0{,}2$; $\beta_{вк}/\beta_{тв}<3$; $\alpha_{вк}/\alpha_{тв}<10$)	~1	~1
Водонасыщенная глинистая ($\eta_{гл}>0{,}2$)	$\mu_р>0$ или $\mu_в<0$ в зависимости от $\eta_{гл}$	$\mu_т<0$

12.2.2. Однофазные и низкопористые породы

Многие минералы, магматические и метаморфические горные породы, как известно, имеют весьма низкую пористость, измеряемую единицами процентов. Такие породы можно рассматривать как однофазные. Их упругие свойства могут меняться в зависимости от кристаллической или структурной анизотропии, но свойства этих тел в напряженном состоянии, характеризующие объемные деформации (например, объемная сжимаемость), подобны идеально упругим средам.

Из уравнения (12.15) следует, что если в пористой среде $k_п \to 0$, то $\beta_{ск} \to \beta_{тв}$. Другими словами, объемная сжимаемость такой сложно построенной породы приближается к сжимаемости ее твердой фазы. Это предельный случай использования полученных уравнений для определения деформаций горных пород, поэтому он требует некоторой детализации деформационной модели.

В реальных минералах, в магматических и метаморфических породах, а также в солях всегда имеется небольшое (до 1 – 3 %) количество включений или пор. Наличие таких «дефектов» несколько увеличивает сжимаемость таких тел, сохраняя общие черты деформации сплошных тел.

Коэффициент сжимаемости таких низкопористых тел можно оценить с помощью модели З. Хашина, представляющей собой сплошное упругое тело с равномерно распределенными в нем шаровыми включениями, занимающими лишь небольшой объем этого тела:

$$\frac{\beta_0}{\beta_{тв}} = 1 + \frac{3\dfrac{(1-\nu_{тв})}{(1+\nu_{тв})}\left(\dfrac{\beta_з}{\beta_{тв}} - 1\right)k_п}{1 + 2\dfrac{(1-2\nu_{тв})}{(1+2\nu_{тв})}\left[\dfrac{\beta_з}{\beta_{тв}} - \left(\dfrac{\beta_з}{\beta_{тв}} - 1\right)k_п\right]}, \qquad (12.16)$$

где β_0, $\beta_{тв}$, $\beta_з$ — коэффициенты сжимаемости соответственно тела в целом, твердой фазы и заполнителя пор; $\nu_{тв}$ — коэффициент Пуассона твердой фазы.

Расчеты показывают, что даже при $\beta_з / \beta_{тв} = 10$ и $k_п = 2\%$ величина β_0 превышает $\beta_{тв}$ за счет пористости менее чем на 5% и практически не зависит от величины напряжения [15].

Таким образом, минералы и низкопористые горные породы можно при инженерных расчетах объемных деформаций рассматривать как идеально упругие тела. Для них характер нагрузок (статические или колебательные) не имеет большого значения. Другое дело — пористые породы, содержащие в порах значительное количество флюидов.

12.2.3. Деформация при статических нагружениях

Система уравнений (12.14) позволяет определить упругие свойства горных пород при статических нагружениях. Имеются в виду лабораторные изучения пород на установках, имитирующих естественное залегание пород.

Вид уравнений в этом случае зависит от граничных условий опытов. Рассмотрим некоторые из них.

1. В процессе деформации эффективное напряжение и температура постоянны $(p-p_{пл})=\text{const}$ и $T=\text{const}$. Частным случаем этого нагружения является исследование в сосуде высокого давления образца, не закрытого эластичной оболочкой $(p-p_{пл})=0$.

Уравнения (12.14) в этом случае принимают вид:

$$\left(\frac{dV}{V}\right)_{(p-p_{пл}),T}=\left(\frac{dV_п}{V_п}\right)_{(p-p_{пл}),T}=\left(\frac{1-k_п}{1-\mu_р k_п}\right)\times$$

$$\times\left(\frac{dV_{тв}}{V_{тв}}\right)_{(p-p_{пл}),T}=-\beta_{тв}dp=-\beta_{тв}dp_{пл}\ .$$

Этот прием используется для определения $\beta_{тв}$ по результатам измерения объема образца.

Коэффициент сжимаемости твердой фазы $\beta_{тв}$ характеризует сжимаемость минеральных зерен, слагающих скелет породы, поэтому он близок к коэффициенту сжимаемости сплошного упругого тела.

Рассмотрение результатов экспериментальных определений коэффициентов сжимаемости твердой фазы некоторых горных пород (табл. 29) показывает, что коэффициент $\beta_{тв}$ характеризуется небольшой величиной, практически не зависящей от приложенного давления. Его среднее значение на один-два порядка ниже коэффициента сжимаемости пор обломочных и карбонатных пород.

2. В процессе деформации температура и давление насыщающей поры породы жидкости постоянны ($T=\text{const}$, $p_{пл}=\text{const}$). Система уравнений (12.14) в этих условиях принимает вид:

$$-\left(\frac{dV}{V}\right)_{p_{пл},T}=\beta_{ск}d(p-p_{пл})=\beta_{ск}dp\ ;$$

$$-\left(\frac{dV_п}{V_п}\right)_{p_{пл},T}=\beta_п dp\ ; \qquad (12.17)$$

$$-\left(\frac{dV_{тв}}{V_{тв}}\right)_{p_{пл},T}=\frac{1}{(1-k_п)}\beta_{тв}dp\ ;$$

Этот способ нагружения часто используют для определения коэффициентов сжимаемости породы и в частности коэффициента $\beta_п$.

На рис. 99 представлены результаты экспериментального изучения большой коллекции горных пород с гранулярной пористостью. Для всех изученных пород наблюдается закономерное уменьшение сжимаемости пор с увеличением всестороннего эффективного давления:

$$\beta_п=\beta_{п\,max}\frac{(p-p_{пл})_{min}}{(p-p_{пл})}\ , \qquad (12.18)$$

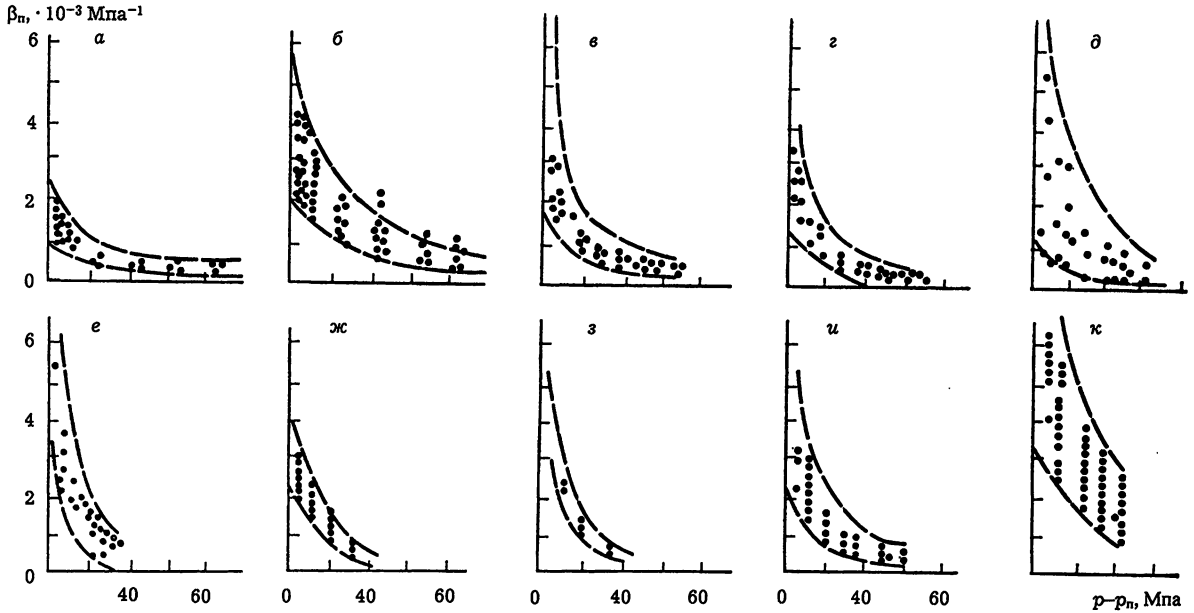


Рис. 99. Результаты экспериментального изучения коэффициента сжимаемости пор $p_п$ различных осадочных пород в зависимости от эффективного напряжения ($p-p_{пл}$):

а — песчаники хорошо отсортированные и окатанные, *б* — песчаники глинистые, плохо отсортированные; *в* — песчаники и алевролиты низкопористые с глинисто-карбонатным цементом, *г* — аргиллиты сильно уплотненные, *д* — известняки и мергели плотные, низкопористые, *е* — известняки и доломиты плотные, кавернозные, *ж* — песчаники полимиктовые (Западная Сибирь); *з* — алевролиты полимиктовые (Западная Сибирь), *и* — песчаники кварцевые (Волгоградская обл.); *к* — песчаники полимиктовые (Южный Мангышлак).

где $\beta_{п\,max}$ и $(p-p_{пл})_{min}\approx 2$ МПа — координаты точки на экспериментальной кривой, начиная с которой становится справедливым уравнение (12.18).

Величина коэффициента сжимаемости пор $\beta_{п\,max}$ является сложной функцией литологического состава. Его величина закономерно увеличивается с ростом глинистости пород и ухудшением ее отсортированности [15]. По мере увеличения эффективного напряжения влияние литологии и пористости пород нивелируется. Роль температуры в пределах от 0 до 200 °С относительно невелика.

3. Большой интерес для подземной гидродинамики представляет изучение объемной деформации горизонтального пласта пород в результате падения в нем пластового давления (p=const, T=const). С этой целью пользуются понятием коэффициента сжимаемости пор породы в дренируемом пласте:

$$\beta_{п.пл}=\frac{1}{V_п}\frac{dV_п}{dp_{пл}}\ . \qquad (12.19)$$

Подставим, согласно (12.14), значение $(1/V_п)(dV_п/dp_{пл})$ при условии p=const и T=const в уравнение (12.19):

$$\beta_{п.пл}=\beta_п\left(1-\frac{dp}{dp_{пл}}\right)-\mu_p\beta_{тв}\ . \qquad (12.20)$$

Практическое использование уравнения (12.20) станет возможным, если определена величина $dp/dp_{пл}$. Для случая тонкого горизонтального пласта бесконечного простирания можно пренебречь относительными боковыми смещениями при деформации. Решение этой задачи

Таблица 29. **Значения коэффициентов сжимаемости твердой фазы некоторых пород**

Порода	$\beta_{тв}\cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$				Исследователь
	p=0	p=12 МПа	p=60 МПа	Разные интервалы давлений	
Доломит	1,17	1,17	1,17	—	
Мрамор	1,36	1,85	1,24	—	Ф. Берч и др.
Известняк	2,42	2,40	2,36	—	
»	2,86	2,70	2,30	—	
»	—	—	—	2,5	Л.А. Шрейнер
Песчаник кварцитовый	2,62	2,60	2,55	—	Ф. Берч и др.
Песчаник кварц-полевошпатовый	—	—	—	3,1	И. Фетт
Песок кварцевый	—	—	—	4,3	Г.В. Исаков
Кварц	—	—	—	3,0	
»	—	—	—	2,7	Д.А. Антонов

для частного случая несжимаемой твердой фазы ($\beta_{тв}=0$) дано в работе И. Гиртсма (1957 г.). Рассмотрим это решение для более общего случая.

Согласно первому уравнению (12.14) при изотермическом сжатии имеем

$$-\left(\frac{dV}{V}\right)_T = \beta_{ск}dp - (\beta_{ск} - \beta_{тв})dp_{пл} \ .$$

Рассматривая пласт как упругое тело, это уравнение можно с помощью выражения (12.12) преобразовать, опустив для простоты индексы при коэффициенте Пуассона и модуле Юнга:

$$-\left(\frac{dV}{V}\right)_T = 3\frac{(1-2\nu)}{E}dp - \left[3\frac{(1-2\nu)}{E} - \beta_{тв}\right]dp_{пл} \ .$$

Введем прямоугольную систему координат и направим ось z перпендикулярно к плоскости пласта. В силу симметрии задачи направления главных нормальных напряжений совпадут с направлениями осей координат. Тогда выражение для горизонтальной составляющей относительной деформации e_x пласта при изменении среднего нормального напряжения на величину dp можно с учетом предыдущего уравнения записать:

$$-e_x = \frac{dp_x}{E} - \frac{\nu}{E}(dp_y + dp_z) - \frac{1}{3}\left[3\frac{(1-2\nu)}{E} - \beta_{тв}\right]dp_{пл}. \qquad (12.21)$$

Поскольку в силу осевой симметрии задачи $p_x=p_y$, и напряжение, создаваемое весом вышележащих пород, постоянно ($dp_z=0$), то, пренебрегая боковыми относительными деформациями в пласте бесконечного простирания $e_x=e_y=0$, уравнение (12.21) можно преобразовать:

$$dp_x = dp_y = \frac{1-2\nu - E\frac{\beta_{тв}}{3}}{1-\nu}dp_{пл} \ . \qquad (12.22)$$

Поскольку $p = 1/3(p_x+p_y+p_z)=2/3\ p_x+1/3\ p_z$ и $p_z=\text{const}$, то $dp=2/3dp_x$;

из уравнения (12.22) найдем:

$$\frac{dp}{dp_{пл}} = \frac{2}{3}\frac{(1-2\nu - E\frac{\beta_{тв}}{3})}{(1-\upsilon)} \ . \qquad (12.22)$$

Последнему уравнению с помощью равенств (12.4) и (12.15) можно придать вид

$$\frac{dp}{dp_{пл}} = \frac{2}{3}\frac{(1-2\nu)}{(1-\nu)}\left(1 - \frac{\beta_{тв}/(k_п\beta_п)}{1+\beta_{тв}/(k_п\beta_п)}\right) \ . \qquad (12.23)$$

Если в уравнении (12.23) пренебречь сжимаемостью зерен породы, то оно перейдет в известное уравнение И. Гиртсма.

В песчано-глинистых высокопористых коллекторах (см. рис. 83) $k_п \beta_п >> \beta_{тв}$, $\beta_{тв} / k_п \beta_п \to 0$ и уравнение (12.24) принимает вид

$$\frac{dp}{dp_п} \approx \frac{2}{3}\frac{(1-2\nu)}{(1-\nu)} . \qquad (12.24)$$

При значении коэффициента Пуассона $\nu = 0{,}2$; $dp/dp_{пл} = 0{,}5$, т. е. коэффициент сжимаемости пор такой породы, определенный по падению пластового давления, равен половине коэффициента сжимаемости пор той же породы, найденного при всестороннем сжатии: $\beta_{п.пл} = 0{,}5\,\beta_п$.

В трещиноватых породах, открытая пористость которых очень низка ($k_т = 10^{-3}$), а роль твердой фазы играет непроницаемая «матрица», $\beta_м > \beta_{тв}$, отношение $\beta_м / (k_т \beta_т)$ оказаться существенно больше единицы. Тогда $dp/dp_{пл} \to 0$ и согласно (12.20) $\beta_{п.пл} \to (\beta_п - \mu_п \beta_{тв})$.

Результаты исследований, приведенные в настоящем разделе, свидетельствуют о том, что при объемных деформациях, в условиях статических нагрузок упругие характеристики горных пород зависят от конкретных напряженных состояний. Это обстоятельство необходимо учитывать при исследованиях.

12.2.4. Деформация при колебательных динамических нагрузках

При изучении упругих свойств горных пород в скважинах стандартными акустическими приборами используются колебательные поля напряжений с частотой 20—30 кГц. Если учесть достаточно высокое гидравлическое сопротивление порового пространства у большинства пород в естественном залегании, а также кратковременность действия колебательных напряжений, можно допустить, что в пористых породах насыщающая вода не сможет перетекать в порах под действием таких динамических нагрузок. Следовательно, в этом случае поры можно считать гидравлически изолированными. Это предположение не является строгим, так как оно сделано без учета неравновесных термодинамических процессов и не учитывает влияния частоты колебательного процесса. Однако для вычислений, принятых в практике, такое приближение позволяет воспользоваться простыми деформационными моделями при изучении закономерностей, связанных с кинематическими характеристиками волновых процессов (скорость упругих волн). Это приближение не может использоваться при изучении динамических характеристик (затухание упругих волн), требующего учета влияния неравновесных термодинамических процессов в поровом пространстве породы.

Воспользуемся понятием о коэффициенте объемной сжимаемости пористого тела, имеющего систему гидравлически изолированных пор:

$$\beta_0 = -\frac{1}{V}\left(\frac{dV}{dp}\right). \qquad (12.25)$$

Тогда при $T = \text{const}$ с помощью уравнений (12.14) и (12.25) получим

$$-\left(\frac{dV}{V}\right)_T = \beta_0 dp = \beta_{ск} d(p - p_{пл}) + \beta_{тв} dp_{пл}. \qquad (12.26)$$

Откуда

$$\beta_0 = \beta_{ск}\left(1 - \frac{dp_{пл}}{dp}\right) + \beta_{тв}\frac{dp_{пл}}{dp}. \qquad (12.27)$$

В замкнутой системе пор изменение объема пор $dV_п/V_п$ под влиянием среднего нормального напряжения должно быть равно изменению объема жидкости $dV_ж/V_ж$:

$$-\left(\frac{dV_п}{V_п}\right)_T = -\left(\frac{dV_ж}{V_ж}\right)_T = \beta_ж dp. \qquad (12.28)$$

Приравнивая (12.28) и (12.14) и преобразуя полученное, будем иметь для данных граничных условий деформаций:

$$\frac{dp_{пл}}{dp} = \frac{\beta_п}{\beta_п + \beta_ж - \mu_р\beta_{тв}}; \qquad (12.29)$$

$$\frac{dp_{пл}}{dp} = \frac{\beta_{ск} - \beta_{тв}}{\beta_{ск} - \beta_{тв} + k_п(\beta_ж - \mu_р\beta_{тв})}. \qquad (12.30)$$

Подставив значение $dp_{пл}/dp$ в (12.27), найдем

$$\beta_0 = \frac{k_п\beta_{ск} + \beta_{тв}\dfrac{\beta_{ск} - \beta_{тв}}{\beta_ж - \mu_р\beta_{тв}}}{k_п + \dfrac{\beta_{ск} - \beta_{тв}}{\beta_ж - \mu_р\beta_{тв}}}. \qquad (12.31)$$

В частном случае для породы, не содержащей в порах глинистых включений ($\mu_р = 1$), уравнение (12.31) превращается в известное уравнение Ф. Гассмана.

В уравнении (12.31) $\beta_{ск}$ можно выразить через коэффициент сжимаемости пор $\beta_п$ (см. 12.15):

$$\beta_0 = \frac{(k_п\beta_п + \beta_{тв})\ (\beta_ж - \mu_р\beta_{тв}) + \beta_п\beta_{тв}}{\beta_п + \beta_ж - \mu_р\beta_{тв}}.$$

Последнее равенство можно преобразовать:

$$\beta_0 = \frac{\beta_ж - \mu_р\beta_{тв}}{\beta_п + \beta_ж - \mu_р\beta_{тв}} k_п\beta_п + \beta_{тв}. \qquad (12.32)$$

Введем обозначение:

$$\alpha_{св} = \frac{\beta_ж - \mu_р \beta_{тв}}{\beta_п + \beta_ж - \mu_р \beta_{тв}} = \frac{1}{1 + \beta_п / (\beta_ж - \mu_р \beta_{тв})} \ . \qquad (12.33)$$

Назовем $\alpha_{св}$ — коэффициентом упругой связи фаз. Тогда окончательно получим уравнение для коэффициента объемной сжимаемости пористых тел при колебательных нагрузках:

$$\beta_0 = \alpha_{ск} k_п \beta_п + \beta_{тв} \ . \qquad (12.34)$$

Анализ уравнений (12.33) и (12.34) позволяет найти предельные условия для определения β_0.

Рассмотрим четыре случая.

1. Коэффициент пористости $k_п \approx 0$. Согласно (12.34), коэффициент объемной сжимаемости такой породы при колебательных нагрузках $\beta_0 = \beta_{тв}$. Это значение совпадает с коэффициентом объемной сжимаемости для низкопористых пород при статических нагрузках [см. уравнения (12.15) и (12.16)]. Это означает, что для сплошных или низкопористых пород β_0 мало зависит от изменения напряжения. Это условие для идеально упругих тел. Следовательно, объемные деформации минералов, низкопористых магматических и метаморфических пород при колебательных нагрузках можно определять из условий деформации идеально упругих тел. Учет влияния очень небольших значений пористости при необходимости производится при этом по уравнению (12.16), если напряжения всестороннего сжатия (растяжения) выше определенной величины, при которой происходит смыкание микротрещин, возникших в породе после снятия геостатического давления. Для магматических и метаморфических пород это напряжение в среднем составляет 50—100 МПа.

2. Коэффициент сжимаемости пор $\beta_п$ значительно превосходит эффективную сжимаемость заполняющего флюида с глинистыми включениями: если $\beta_п / (\beta_ж - \mu_р \beta_{тв}) >> 1$, то $\alpha_{св} = (\beta_ж - \mu_р \beta_{тв}) / \beta_п$. Уравнение (12.34) в этом случае примет вид:

$$\beta_0 = k_п \beta_ж + (1 - \mu_р k_п) \beta_{тв} \qquad (12.35)$$

Поскольку $\beta_ж$ и $\beta_{тв}$ мало зависят от напряжения, то β_0 также мало от него зависит. Фактически это признак идеально упругой среды — совершенная упругая связь между фазами ($\alpha_{св} << 1$). Данному условию удовлетворяют водонасыщенные несцементированные и слабосцементированные породы, находящиеся при небольших напряжениях (вблизи поверхности Земли).

3. Эффективная сжимаемость насыщающего флюида значительно превосходит коэффициент сжимаемости пор породы: $\beta_п / (\beta_ж - \mu_р \beta_{тв}) << 1$, $\alpha_{св} = 1$, уравнение (12.34) принимает вид

$$\beta_0 = k_п \beta_п + \beta_{тв} \qquad (12.36)$$

В этом случае коэффициент объемной сжимаемости породы не зависит от свойств насыщающего флюида, упругие свойства определяются только сжимаемостью скелета породы, т. е. деформации твер-

дого скелета породы не вызывают деформаций насыщающего флюида (отсутствие упругой связи между фазами $\alpha_{св}=1$). Этот случай может иметь место при деформации газонасыщенных пород.

4. Соотношение коэффициентов сжимаемости пор и флюида изменяется в диапазоне

$$\frac{1}{10}<\frac{\beta_п}{\beta_ж-\mu_р\beta_{тв}}<10 .$$

При насыщении пород пластовой водой или нефтью в этот диапазон попадают все пористые породы с коэффициентом сжимаемости пор от $5\cdot10^{-5}$ до $500\cdot10^{-5}$ МПа$^{-1}$. Он охватывает практически все водо- и нефтенасыщенные сцементированные песчаники, глинистые и карбонатные породы с любым видом пористости, находящиеся на самых разных глубинах. Конкретное значение $\beta_п$ в каждом отдельном случае будет зависеть от литологии породы, вида пористости и величины эффективного давления [15]. Коэффициент, характеризующий связь между двумя упругими фазами, изменяется в этом случае также широко: $0{,}09<\alpha_{св}<0{,}91$. Его среднее значение $(\alpha_{св})_{ср}=0{,}5$ может быть получено, если $\beta_п/(\beta_ж-\mu_р\beta_{тв})=1$, т. е. при условии равенства сжимаемости порового пространства и эффективной сжимаемости насыщающего поры флюида.

Таким образом, можно принять, что плотные минералы и низкопористые магматические и метаморфические породы при колебательных нагрузках, используемых при акустических исследованиях скважин, деформируются подобно идеально упругим средам. Водонасыщенные несцементированные и слабосцементированные песчано-глинистые породы, в которых контактная упругость невелика, также приобретают черты идеально упругих сред — их объемная упругость незначительно зависит от величины приложенных напряжений и определяется как средневзвешенная по объему величина упругости жидкой и твердой фаз.

В газонасыщенных сцементированных породах с межзерновым типом пористости и некоторых трещиновато-кавернозных породах с непроницаемой матрицей коэффициент объемных деформаций практически не зависит от величины газонасыщения и определяется главным образом упругими свойствами сцементированного скелета породы.

Большинство сцементированных пористых нефте- и водонасыщенных обломочных, карбонатных и глинистых, а также пористых магматических и метаморфических пород обладают значительной контактной упругостью. Объемные деформации в них при колебательных нагрузках зависят не только от упругих свойств твердой и жидкой фаз, но и весьма существенно от пористости, соотношения упругостей сцементированного скелета и жидкой фазы, эффективного напряжения и литотипа.

12.3. СКОРОСТИ УПРУГИХ ВОЛН В МИНЕРАЛАХ, НИЗКОПОРИСТЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ, МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Многообразие встречающихся в природе горных пород, различие их упругих свойств требуют особого подхода к теоретическому и экспери-

ментальному изучению волновых процессов в них. Так, для описания закономерностей распространения волн в высокоупругих и малопоглощающих звук плотных минералах или изверженных породах могут использоваться с хорошим приближением методы механики сплошных идеально упругих сред. В то же время для описания процессов распространения упругих волн в коллекторах, насыщенных нефтью, газом и водой, необходимо применение методов механики деформируемых пористых сред и термодинамики необратимых процессов.

Сложность теоретического и экспериментального изучения акустических свойств реальных горных пород, кроме того, заключается в необходимости моделирования не только их физико-механических и фильтрационных емкостных свойств, но и условий естественного залегания пород.

Помимо классических работ по теории упругости сплошных сред С.П. Тимошенко (1937 г.), Л.С. Лейбензона (1947 г.), Л.Д. Ландау и Е.М. Лившица (1965 г.) известны теоретические исследования акустических полей в пористых средах. Теоретические работы, посвященные изучению акустических полей в пористых насыщенных средах, немногочисленны. Среди них можно назвать исследования Я.И. Френкеля (1944 г.), М.А. Био (1952 г), Н.Р. Патерсона (1956 г.), В.Н. Николаевского (1963 г.), П.П. Золотарева (1965 г.), Ф.М. Ляховицкого (1972 г.). Эти исследования значительно продвинули наши представления о механизме распространения упругих волн в насыщенных пористых средах. Однако в практике большее распространение получили исследования кинематических характеристик волновых полей, основанные на использовании упрощенных моделей пористых сред, выполненные, как правило, без учета влияния частоты волновых процессов на скорость упругих волн. Такие приближения делают понятным целый ряд важных явлений в механизме распространения упругих волн и очень полезны на практике. Однако это все же частные решения и требуют экспериментальной корректировки моделей в зависимости от конкретного объекта исследований. В этом направлении работы выполнены Ю.В. Ризниченко (1949 г.), М.Р. Вилли, А.Р. Грегори, Г.Х. Гарднером (1956 г.), Г.А. Брандтом (1956 г.), И. Гиртсма (1961 г.), Е.А. Козловым (1965 г.), В.М. Добрыниным (1965 г.), Г.И. Петкевичем и Т.З. Вербитским (1970 г.), О.Л. Кузнецовым (1967 г.) и другими исследователями.

12.3.1. Скорость волн в идеально упругих средах

Под влиянием деформаций в твердых упругих бесконечных средах возникают волны продольные (P) и поперечные (S). В жидкостях и газах поперечные волны отсутствуют. Продольные волны являются следствием деформаций расширения — сжатия, а поперечные — деформаций сдвига.

В теории упругости при выводе волновых уравнений для идеально упругих твердых тел делаются три следующих предположения: 1) длина упругой волны много больше размеров элементарных объемов, из которых состоит среда (ионов, молекул или их ассоциаций —

кристаллов) — признак сплошности среды; 2) до прихода волны среда находится в состоянии динамического равновесия; 4) теплообмен между частицами сплошной среды (так же, как для жидкостей и газов), находящимися в фазе сжатия и разряжения, в связи с малой теплопроводностью пренебрежимо мал. Другими словами, тепло, выделяемое при распространении волны в фазе сжатия (нагрев) за период колебания, не успевает распространиться к частицам, находящимся в фазе растяжения (охлаждения). Последнее условие означает, что в сплошной идеально упругой среде затухания плоского фронта упругих волн не наблюдается.

Важнейший кинематический параметр упругих волн — их скорость, измеряемая в системе СИ в м/с или км/с.

Классическая теория упругости сплошных сред определяет соотношение скорости упругих волн с другими упругими константами следующими формулами:

для скорости продольных волн

$$\upsilon_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\delta(1+\nu)(1-2\nu)}} = \sqrt{\frac{3(1-\nu)}{\beta\delta(1+\nu)}}, \qquad (12.37)$$

где δ — плотность сплошной среды; для скорости поперечных волн

$$\upsilon_s = \sqrt{\frac{E}{2\delta(1+\nu)}} = \sqrt{\frac{3}{2}\frac{1}{\beta\delta}\frac{(1-2\nu)}{(1+\nu)}} = \sqrt{\frac{G}{\delta}}, \qquad (12.38)$$

где G — модуль сдвига; для отношения скоростей

$$\frac{\upsilon_p}{\upsilon_s} = \sqrt{2\frac{(1-\nu)}{(1-2\nu)}}. \qquad (12.39)$$

В идеально упругой среде, пересеченной цилиндром (скважиной), заполненным также идеально упругой жидкой средой с продольной скоростью υ_0, в скважине возникают волны Лэмба—Стоунли (трубные волны):

$$\upsilon_L = \frac{\upsilon_0}{\sqrt{1+\delta_0/\delta(\upsilon_0/\upsilon_s)^2}}, \qquad (12.40)$$

где δ_0 — плотность жидкости, заполняющей скважину.

И обратно, значение скоростей упругих волн может быть использовано для определения важнейших модулей упругих сред:

модуля Юнга

$$E = \frac{\delta\upsilon^2_s(3\upsilon^2_p - 4\upsilon^2_s)}{(\upsilon^2_p - \upsilon^2_s)}; \qquad (12.41)$$

коэффициента Пуассона

$$\nu = \frac{\upsilon^2_p - 2\upsilon^2_s}{2(\upsilon^2_p - \upsilon^2_s)}; \qquad (12.42)$$

модуля сдвига

$$G = \delta\upsilon^2_s; \qquad (12.43)$$

модуля объемного сжатия (расширения)

$$K=\frac{1}{\beta}=\delta\left(\upsilon^2_p-\frac{4}{3}\upsilon^2_s\right). \qquad (12.44)$$

12.3.2. Минералы, жидкости и газы

Большинство породообразующих минералов обладает анизотропным кристаллическим строением. Кристаллические решетки минералов характеризуются особого рода элементами симметрии (оси симметрии или перпендикуляры к плоскостям симметрии). Скорости продольных и поперечных волн в различных кристаллических направлениях могут существенно различаться [7]. Это свойство используется при изучении кристаллов.

Однако в горных породах оси симметрии кристаллов минералов часто ориентированы хаотически в разные стороны. Поэтому при изучении влияния минерального состава горных пород на величину скорости обычно пользуются средними значениями скоростей в минералах.

Скорость продольных волн в минералах изменяется от 2 до 18 км/с, поперечных — от 1,1 до 10 км/с. Низкие скорости характерны для самородных металлов (золото, платина), высокие — для алюмосиликатных и окисных безжелезистых минералов (топаз, шпинель, корунд); наибольшая скорость — в алмазе.

Представление о величине и изменениях скорости упругих волн в элементах, минералах и горных породах можно получить из рис. 100, где выделяются два типа связей между скоростью и плотностью. К первому типу связи, характеризуемому резким возрастанием скорости с увеличением плотности, относится зависимость для большинства твердых петрогенных элементов (Na, Ca, Al, Si) и породообразующих силикатных и частично окисных минералов. В этой же группе находятся такие мономинеральные хемогенные осадочные породы, как каменная соль (галит), гипс и ангидрит. Скорость упругих волн и плотность этих элементов и минералов в значительной степени зависят от плотности упаковки атомов в кристаллах и его структуры. Уравнение связи имеет вид:

$$\upsilon_p=\upsilon_{p0}\,[\exp 0{,}5\,(\delta_м-2{,}6)+0{,}2\,(20-m_{а.ср})]\ [км/с],$$

где $\upsilon_{p0}=6$ км/с, $m_{а.ср}$ — средняя атомная масса элемента, минерала или горной породы; $\delta_м$ — плотность минерала.

Для минералов, образующих связь первого типа, характерно увеличение модуля Юнга и модуля сдвига по мере возрастания плотности. Это связано с увеличением плотности упаковки атомов в кристаллах. При этом сама плотность минералов изменяется в относительно меньших пределах. Ко второму типу связи относится зависимость для тяжелых металлов, сульфидов, окисных рудных минералов и самородных металлов. Это обусловлено значительным увеличением средней атомной массы $m_{а.ср}$ от 20 до 200 в этих элементах в связи

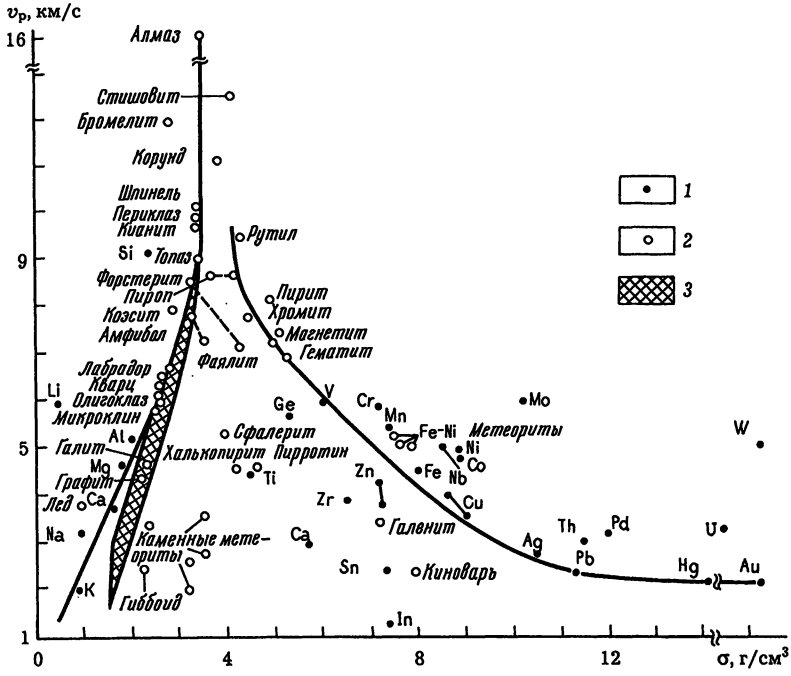


Рис. 100. Диаграмма связи скорости продольных волн υ_p и плотности элементов δ (*1*), минералов (*2*), горных пород (*3*) (по Н.Б. Дортман, М.Ш. Магид)

с заменой легких катионов на более тяжелые, а также некоторым уменьшением плотности упаковки атомов в веществе.

Таким образом, скорость упругих волн элементов и минералов увеличивается с ростом плотности упаковки атомов и уменьшается с увеличением средней атомной массы, являющейся мерой инерционности вещества [6].

В связи с неоднородностью строения (наличие включений, микротрещин) средняя скорость упругих волн в минералах может значительно увеличиваться с ростом среднего нормального напряжения от 0 до 100 МПа. При более высоких напряжениях ее рост замедляется [7].

В жидкостях и газах распространяются только продольные волны. В идеальных газах и жидкостях при отсутствии затухания и $\upsilon = 0{,}5$ скорость продольных волн согласно (12.37) равна:

$$\upsilon_p = \sqrt{\frac{1}{\delta\beta_a}}\,, \qquad (12.45)$$

где β_a — адиабатическая сжимаемость; δ — плотность флюида.

Однако скорость продольных волн в реальных минерализованных водах значительно растет с увеличением минерализации и давления и сложно зависит от температуры [1].

Средняя скорость в нефти при $T = 20$ °С и $p_{пл} = 0{,}1$ МПа $\upsilon_p \approx 1300$ м/с значительно зависит от плотности и газонасыщенности нефти; в воздухе — 330 м/с, в метане — 490 м/с.

12.3.3. Магматические и метаморфические породы

Упругие свойства и скорость волн в магматических и метаморфических породах зависит от химического и минерального составов пород, вида порового заполнителя и температурно-структурных особенностей пород.

Как следует из уравнения (12.16), сжимаемость низкопористых магматических и метаморфических пород зависит от сжимаемости твердой фазы, заполнителя пор (включения) и количества пор. Использование этого выражения в уравнениях (12.37) и (12.38) позволяет теоретически оценить роль каждого из перечисленных факторов в отдельности. Эти исследования показывают, что в магматических породах влияние химического и минерального составов на скорость упругих волн доминирует. Наименьшей скоростью обладают минералы,

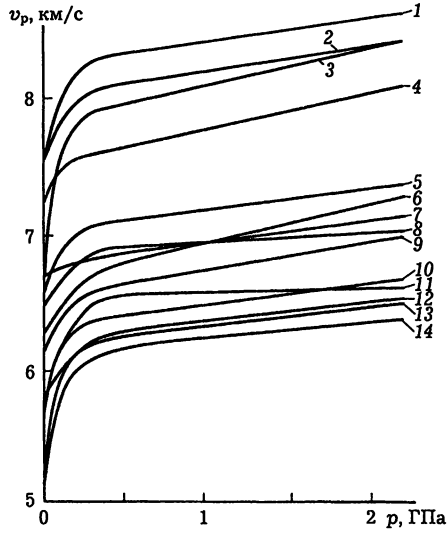


Рис. 101. Зависимость средних скоростей упругих волн в магматических и метаморфических породах от давления всестороннего сжатия:

1 — оливинит; *2* — перидотит; *3* — эклогит; *4* — пироксенит; *5* — габбро; *6* — сланец параллельной слоистости; *7* — диабаз; *8* — амфиболит; *9* — диорит; *10* — гранодиорит; *11* — сланец перпендикулярной слоистости; *12* — гранитогнейс; *13* — гнейс; *14* — гранит [6]

Таблица 30. **Скорость упругих волн в магматических породах [6]**

Порода	υ_p, км/с	υ_s, км/с	α_p, см$^{-1}$	$\delta_{ср}$, г/см^3
Гранит				
биотитовый и биотит-амфиболовый	5,60	3,20	0,028	2,62
рапакиви	5,55	—	—	2,62
лейкократовый	5,35	2,85	—	2,61
Гранито-гнейс	5,65	2,80	0,037	2,65
Гранодиорит	5,95	3,35	—	2,67
Кварцевый диорит	6,10	—	—	2,70
Диорит, гнейсо-диорит	6,20	3,55	—	2,80
Анортозит	6,00	—	—	2,73
Габбро	6,40	3,65	0,023	2,94
Габбро-норит, оливиновый норит	7,25	4,10	0,014	3,07
Метагаббро, метагаббро-норит	6,60	3,80	—	2,96
Диабаз	6,40	3,65	0,019	3,02
Гипербазит (пироксенит и перидотит)	8,20	4,60	0,013	3,31
Гипербазит амфиболизированный	7,45	4,15	—	3,20
Серпентинит	5,30	—	—	2,60
Талькит	5,30	—	—	2,90
Сиенит — нефелиновый сиенит	6,15	3,25	—	2,66
Ийолит лейкократовый	6,05	3,45	—	2,80
Ийолит мезократовый	6,65	—	—	3,03
Ийолит-уртит	6,25	—	0,020	2,91
Липарит	5,00	3,00	—	2,35
Андезито-базальт	5,05	2,90	—	2,71
Базальт	5,50	2,95	—	2,81
Обсидиан	5,80	3,45	—	2,33

обогащенные легкими окислами кремния, калия и натрия (кварц, калиевый полевой шпат, альбит, олигоклаз и др.).

С увеличением содержания тяжелых окислов магния, кальция, железа, входящих в состав минеральных ассоциаций основного состава, скорость возрастает.

С увеличением основности магматических пород средняя продольная скорость упругих волн возрастает: гранит → габбро → пироксенит → перидотит → оливинит (рис. 101).

В метаморфических породах также отмечается зависимость скорости от минерального состава, но имеет место и влияние других факторов. Например, в породах близкого минерального состава скорость упругих волн увеличивается от низших к высшим за счет уплотнения пород. Значительное влияние благодаря пористости метаморфи-

ческих пород оказывает водонасыщенность — скорость водонасыщенных пород значительно выше сухих. На сланцевых породах весьма существенна анизотропия упругих волн (см. рис. 101).

В метаморфических породах средняя продольная скорость в разнообразных гнейсах 6,1—6,3 км/с, в амфиболитах 5,5—7,2 км/с, в основных гранулитах 6,3—7,2 км/с, в эклогитах 6,6—7,5 км/с.

Магматические и метаморфические породы наряду с первичной пористостью часто имеют и вторичную (трещиноватость). Имеются данные о том, что влияние трещиноватости пород уменьшает скорость и увеличивает затухание упругих волн, увеличивает анизотропию пород по скорости, влияние напряженного состояния.

В табл. 30 и 31 представлены результаты изучения скорости упругих волн водонасыщенных образцов пород из скважин различных регионов. Исследования более 4000 образцов показывают, что между скоростью и плотностью магматических и метаморфических пород имеется корреляционная связь. Для пород, не измененных вторичными процессами, коэффициент корреляции равен 0,9 [6]:

$$\upsilon_p = \upsilon_{p0} [\exp 0{,}5 (\delta_п - 2{,}6)] \pm \Delta\upsilon_т, \qquad (12.46)$$

где υ_{p0}=5,45 км/с; $\Delta\upsilon_т$ — текстурно-структурный коэффициент, обусловленный влиянием трещиноватости ($\Delta\upsilon_т \approx \pm 0{,}5$ км/с).

Таблица 31. **Скорость упругих волн в метаморфических породах [6]**

Порода	υ_p, км/с	υ_s, км/с	$\delta_{ср}$, г/см^3	$k_п$, %
Гнейс				
биотитовый и биотит-амфиболовый, мигматизированный	5,80	3,05	2,62	1,3
биотит-амфиболовый и амфиболовый	5,85	3,3	2,80	1,2
Амфиболит полевошпатовый	6,20	3,6	2,97	1,0
Амфиболит	6,80	4,2	3,09	0,8
Горнблендит	6,40	–	3,16	–
Гнейс высокоглиноземистый	5,75	3,2	2,78	1,1
Кальцит	5,85	3,5	2,67	–
Гранулит				
плагиоклазовый	5,80	3,1	2,83	0,4
среднего состава (гиперстеновый)	6,20	3,5	2,81	1,0
основного состава	7,0	4,3	3,02	0,6
Эклогит (Кольский полуостров, Кокчетавская глыба)	7,15	4,2	3,35	1,2
Эклогит (кимберлитовые трубки)	7,45	–	3,27	0,7

Наличие пор и микротрещиноватости в магматических и метаморфических породах приводит к разному возрастанию скорости от всестороннего давления на начальном участке кривых от 0 до 200 МПа. Здесь смыкаются микротрещины и уменьшается пористость. При давлениях от 400 до 2000 МПа скорость большинства горных пород возрастает от давления практически линейно (см. рис. 101). Для некоторых пород и минералов в области высоких давлений наблюдаются скачки скорости, связанные с полиморфными превращениями и дегидратацией [7].

12.4. СКОРОСТЬ УПРУГИХ ВОЛН В ПОРИСТЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

12.4.1. Теоретические исследования в многофазных средах

Процесс распространения упругих волн в таких средах в отличие от сплошных твердых тел, жидкостей и газов протекает одновременно на двух уровнях: между фазами сжатия и растяжения в пределах длины волны и между твердой и жидкой фазами в пределах единичной поры.

Решение этой задачи, выполненное В.Н. Николаевским, показывает возможность распространения в таких неограниченных средах волн трех типов: двух продольных (первого и второго рода) и одной поперечной. Продольная волна второго рода связана с переупаковкой твердых частиц в рыхлых породах, затухает на небольшом расстоянии от источника и распространяется подобно диффузному звуку. Она наблюдается в сухом песке, находящемся при атмосферном давлении. В сцементированных породах ею практически можно пренебречь.

Продольная волна первого рода, которую регистрируют при акустических исследованиях, обусловлена сжимаемостью твердого скелета породы и флюида-порозаполнителя.

Механизм распространения этой волны зависит также от степени гидродинамического и термодинамического взаимодействия между твердой и жидкой фазами. При низких частотах флюид и скелет породы смещаются в фазе, поглощение волны пропорционально квадрату частоты, что соответствует условиям без учета термодинамических явлений. С увеличением частоты проявляются различия в вязко-инерционных свойствах фаз, движение флюида начинает отставать от движения скелета. Появляются комплексные динамические параметры среды: динамическая плотность, которая меньше статической, и динамическая вязкость. Это приводит к увеличению скорости и затухания волн с частотой. Помимо вязко-инерционной дисперсии скоростей возникает термодинамическая дисперсия за счет неравновесного теплообмена между жидкой и твердой фазами. В соответствии с теоремой Гинзбурга о всеобщей связи поглощения и дисперсии волн, вязко-инерционной и термической дисперсиям соответствуют вязко-инерционное и термическое поглощения [18].

Суммарный коэффициент поглощения состоит из двух составляющих $\alpha=\alpha_1+\alpha_2$, где α_1 определяется вязко-инерционными, а α_2 –тер-

мическими эффектами. С уменьшением сцементированности пород коэффициент поглощения α возрастает. Однако для сцементированных водонасыщенных пород отношение α_2/α_1 изменяется незначительно.

Мало накоплено достоверных экспериментальных данных о значениях коэффициентов поглощения α_1 и α_2 для многофазных насыщенных сред.

В средах с большими коэффициентами поглощения, как правило, имеет место объемная дисперсия скоростей, т.е. увеличение фазовой скорости волны с увеличением частоты.

Исследования Ф.М. Ляховицкого (1988 г.) показывают, что поперечные волны в нефте- и водонасыщенных породах имеют максимальную дисперсию до 3%; продольные волны — существенно менее 2%; в газонасыщенных породах дисперсия еще ниже.

В изверженных и крепко сцементированных осадочных породах дисперсии скоростей не наблюдается. Дисперсия скоростей поперечных волн рассмотрена ниже.

12.4.2. Модели многофазных сред для определения скорости упругих волн

Если не учитывать дисперсию скорости упругих волн, то сложные упругие модели могут быть заменены более простыми путем подстановки выражения для коэффициента сжимаемости многофазных сред при колебательных динамических нагрузках (см. уравнение 12.32) в уравнение скорости для идеально упругих тел. В этом приближенном решении отражается влияние на упругость среды таких важнейших факторов, как соотношение упругости скелета породы и порозаполняющих флюидов, структурно-литологические особенности породы и величина эффективного механического напряжения, которое испытывает порода на глубине ее залегания. Все эти факторы могут быть учтены разнообразием коэффициентов сжимаемости пор, твердой и жидкой фаз, плотности и пористости породы.

Подставим значение β_0, заданное уравнением (12.32), в уравнения (12.37) и (12.38) для скоростей продольных и поперечных волн:

$$\upsilon_p = \sqrt{\frac{3(1-\nu_п)}{\beta_0\delta_п(1+\nu_п)}}\ ; \qquad (12.47)$$

$$\upsilon_s = \sqrt{\frac{3(1-2\nu_п)}{2\beta_0\delta_п(1+\nu_п)}}\ , \qquad (12.48)$$

где

$$\beta_0 = \frac{1}{1+\beta_п/(\beta_ж - \mu_р\beta_{тв})}k_п\beta_п + \beta_{тв}\ ;$$

$\nu_п$ — коэффициент Пуассона породы; $\delta_п$ — плотность породы.

Уравнение интервального времени пробега продольных волн в породе получим из выражения (12.47):

$$\tau_п = \frac{1}{\nu_р} = \sqrt{\frac{\beta_0 \delta_п (1+\nu_п)}{3(1-\nu_п)}} \quad . \qquad (12.49)$$

На рис. 101 сплошными линиями изображены кривые $\upsilon_р = f(k_п, \beta_п)$, рассчитанные по уравнению (12.47) для пористости водонасыщенных пород. Параметром кривых служит коэффициент сжимаемости пор $\beta_п$, величина которого изменяется в широких пределах от $5 \cdot 10^{-5}$ до $100 \cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$. В этот диапазон сжимаемости попадают самые различные сцементированные породы с разной структурой порового пространства. Рассмотрим некоторые из них.

Терригенные и карбонатные сцементированные породы с первичной (межзерновой) пористостью. На рис. 99 изображены зависимости коэффициента сжимаемости пор разных по литологии пород с первичной пористостью в зависимости от эффективного напряжения. Эти данные получены многими авторами экспериментально при изучении кернов. Видна общая закономерность — с увеличением эффективного напряжения сжимаемость уменьшается и диапазон изменения сжимаемости пор для каждой литологической разности сужается — коэффициент сжимаемости пор пород с межзерновым типом пор от пористости зависит мало. Это позволяет выявить определённые закономерности в изучении влияния коэффициента пористости пород на скорость упругих волн в условиях естественного залегания пород.

На рис. 102 показано сопоставление теоретических кривых, рассчитанных по формуле (12.47) с экспериментальными данными для образцов доломитов, известняков и кварцевых песчаников в пластовых условиях.

Данные для доломитов аппроксимируются кривой с параметром $\beta_п = 10 \cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$, для известняков $\beta_п = 15 \cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$ и для кварцевых песчаников $\beta_п = 20 \cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$.

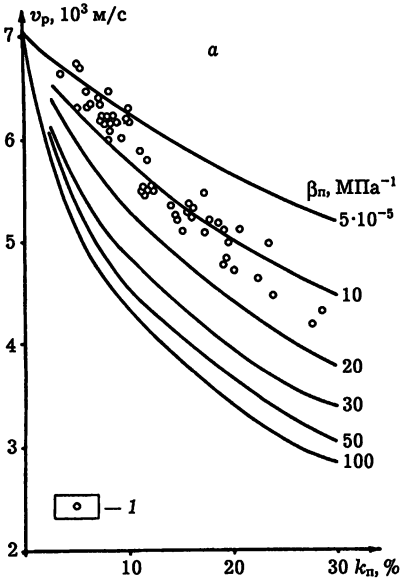
Как видно из рис. 103, кривые интервального времени пробега продольных волн ($\tau_п = 1/\upsilon_р$) с указанными выше параметрами можно лишь очень приближенно аппроксимировать прямыми линиями, проходящими через две точки с координатами $(0, \tau_{тв})$ и $(1, \tau_ж)$, где $\tau_{тв}$ и $\tau_ж$ — интервальное время в твердой фазе и в жидкой фазе. Уравнение этих прямых имеет вид

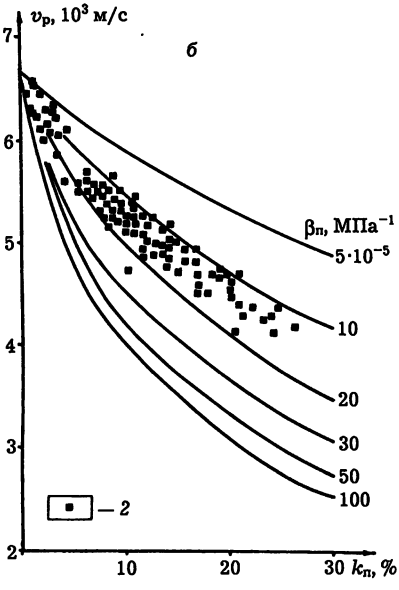
$$\frac{\tau_п - \tau_{тв}}{\tau_ж - \tau_{тв}} = \frac{k_п - 0}{1 - 0} \qquad (12.50)$$

Это уравнение называют «уравнением среднего времени» (М. Р. Вилли, А.Р. Грегори и А.В. Гарднер, 1956 г.). Его чаще записывают в виде

$$\tau_п = (1 - k_п)\,\tau_{тв} + k_п \tau_ж. \qquad (12.51)$$

Хотя линейное уравнение (12.51) —эмпирическое и приближенное, оно удовлетворительно описывает экспериментальные данные, полученные в пластовых условиях ($p - p_{пл} = 40 \cdot 50$ МПа) на чистых сцементированных породах с первичной пористостью. Для его использования нужно знать значения $\tau_{тв}$ и $\tau_ж$.





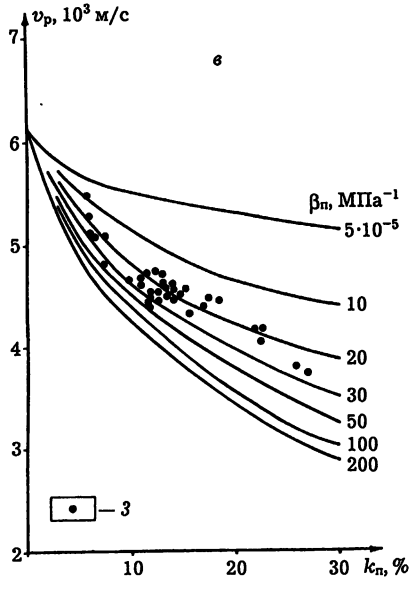


Рис. 102. Сопоставление теоретических кривых $\upsilon_р = f(k_п, \beta_п)$ с экспериментальными данными, полученными на насыщенных минерализованной водой (250 г/л) образцах в пластовых условиях ($p - p_{пл} = 40$—50 МПа):

а — доломиты (по В. П. Потапову и др.); *б* — известняки (те же авторы); *в* — кварцевые чистые песчаники. Шифр кривых — коэффициент сжимаемости пор $\beta_п \cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$

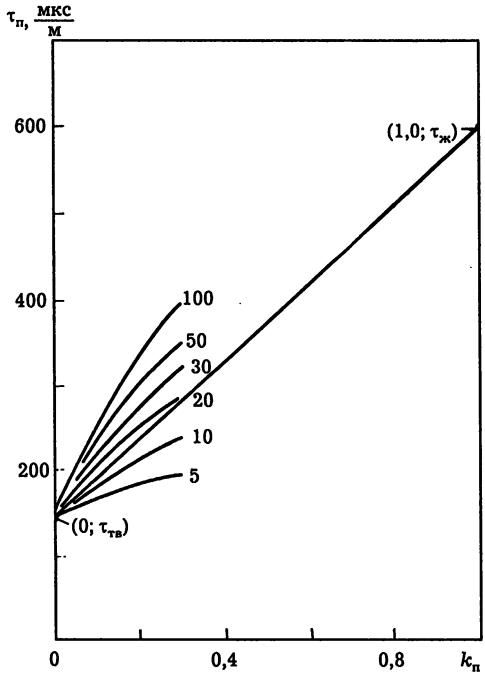


Рис. 103. Теоретические кривые $\tau_п = f(k_п, \beta_п)$ в сопоставлении с линией, полученной по уравнению среднего времени. Шифр кривых — $\beta_п \cdot 10^{-3}$ МПа$^{-5}$

Интервальное время пробега продольных волн в твердой фазе породы, $\tau_{тв}$, мкс/м:

Кварц	164
Полевой шпат	170
Кальцит	155
Доломит	142
Глина	172
Ангидрит	164
Каменная соль	208—230
Слюда	178

Интервальное время пробега продольных волн в жидкости зависит от вида жидкости (нефть, вода): для нефти — от газонасыщенности последней, давления и температуры; для воды — от минерализации, давления и температуры [1, 3].

В глинистых породах с межзерновой пористостью коэффициент сжимаемости пор возрастает, и уравнение среднего времени перестает удовлетворять прямой линии. Известны два эмпирических способа, как преодолеть это несоответствие.

Первый способ заключается в усложнении слоистой модели породы путем добавления третьего глинистого слоя. Это уравнение, предложенное В.Н. Дахновым:

$$\tau_п = \tau_{тв} + k_п^{m_п}(\tau_ж - \tau_{тв}) + k_{гл}^{m_{гл}}(\tau_{гл} - \tau_{тв}), \qquad (12.52)$$

где $m_п$ и $m_{гл}$ — показатели степени, зависящие соответственно от структуры и степени цементации коллектора и изменяющиеся с уплотнением породы от 0,7 до 1,5.

Второй способ заключается в повышении степени уравнения. Это кубическое уравнение, предложенное Г. Вахгольцем:

$$\tau_п = \tau_{тв} + bk_п + ck_п^2 + dk_п^3 \qquad (12.53)$$

где b, c и d — величины, зависящие от эффективного напряжения и упругих свойств породы [1].

Описанные выше теоретические уравнения и эмпирические зависимости среднего времени от коэффициента пористости можно использовать лишь при приведении скорости или интервального времени пробега упругих волн к условиям естественного залегания пород, т.е. к эффективному напряжению $(p - p_{пл})$ и пластовой температуре T. Для этого может быть использовано выражение [7, 15]:

$$\frac{\upsilon_р(p, p_{пл}, T)}{\upsilon_р(0)} = \frac{\tau_п(0)}{\tau_п(p, p_{пл}, T)} = K_1 K_2 K_3, \qquad (12.54)$$

где $\upsilon_р(p, p_{пл}, T)$ и $\tau_п(p, p_{пл}, T)$ — скорость и интервальное время в пластовых условиях; $\upsilon_р(0)$ и $\tau_п(0)$ — то же в атмосферных условиях; K_1, K_2 и K_3 — частные относительные изменения величин $\upsilon_р$ и $\tau_п$ соответственно в зависимости от эффективного напряжения, пластовых давления и температуры.

Наиболее существенное влияние на упругие свойства осадочных пород оказывает эффективное напряжение. С увеличением эффективного напряжения скорость упругих волн возрастает. Для приведения упругих свойств к единому эффективному напряжению $p_{эф2}$=40—50 МПа часто применяют следующее выражение (В.М. Добрынин, 1965):

$$K_1 = \frac{\upsilon_{р1}}{\upsilon_{р2}} = \frac{\tau_{п2}}{\tau_{п1}} = \left(\frac{p_{эф1}}{p_{эф2}}\right)^n, \qquad (12.55)$$

где n — эмпирический показатель степени, зависящий от сцементированности, глинистости и характера насыщенности пород. Величина n изменяется от 0,02 для крепко сцементированных пород до 0,2 для рыхлых газонасыщенных песчаников. Ее величина для пород определенной литологии определяется экспериментально. Для водонасыщенных песчаников и алевролитов n=0,051—0,067; для известняков — 0,021—0,029 и для доломитов 0,038—0,045 [3].

Коэффициент K_2 учитывает влияние сжимаемости минеральных зерен пород. В пористых породах его часто можно принять равным единице. Коэффициент K_3 учитывает уменьшение скорости упругих волн с температурой. При увеличении температуры от 20 до 250 °С

уменьшение скорости составляет около 5%, а в глинистых породах достигает 20% [7].

Сложные коллекторы нефти и газа. Коэффициент общей пористости $k_п$ породы, содержащей межзерновые поры, трещины и каверны, определяется уравнением (3.2).

Коэффициент сжимаемости пор такой сложной породы в общем виде будет равен [15]:

$$\beta_п = \frac{k_т}{k_п}\beta_т + \frac{k_{кав}}{k_п}\beta_{кав} + \frac{k_{п.мз}}{k_п}\beta_{п.мз}\ , \qquad (12.56)$$

где $\beta_т$, $\beta_{кав}$ и $\beta_{п.мз}$ — коэффициенты сжимаемости соответственно трещин, каверн и межзерновых открытых пор породы.

Для песчано-глинистой породы с межзерновой пористостью $k_т=0$, $k_{кав}=0$ и $k_п=k_{п.мз}$ уравнение (12.56) принимает вид [15]:

$$\beta_п = \beta_{п.мз} = \frac{\beta_{п1}}{(1-\eta_{гл})}\ , \qquad (12.57)$$

где $\beta_{п1}$ — коэффициент сжимаемости пор чистых песчаников; $\eta_{гл}$ — относительная глинистость песчаной породы.

Многочисленные экспериментальные исследования сжимаемости пород (см. рис. 99 и 102) свидетельствуют о том, что при эффективном напряжении $p_{эф}$=40—50 МПа (Н=3000—4000 м) среднее значение чистых сцементированных кварцевых песчаников с межзерновой пористостью равно $\beta_{п1} \approx 20 \cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$. Тогда коэффициент сжимаемости пор глинистого песчаника будет увеличиваться с ростом глинистости по уравнению

$$\beta_п = \frac{20 \cdot 10^{-5}}{1-\eta_{гл}}\ .$$

Для порово-кавернозных песчаных пород, для которых типично отсутствие глинистости ($\eta_{гл}=0$) и $k_т=0$, уравнение (12.56) принимает вид:

$$\beta_п = \frac{k_{кав}}{k_п}\beta_{кав} + \frac{k_{п.мз}}{k_п}\beta_{п.мз} = \beta_{п.мз} - \frac{k_{кав}}{k_п}(\beta_{п.мз} - \beta_{кав})\ . \qquad (12.58)$$

Как видно из уравнения (12.58), при $\beta_{кав}<\beta_{п.мз}$ наличие каверн в песчаной породе ведет к уменьшению коэффициента сжимаемости пор. Последнее для песчаников объясняется тем, что благодаря перераспределению напряжений внутри пласта вокруг более крупных пор (каверн) зерна породы уплотнены больше.

Теоретическая оценка показывает, что сжимаемость вторичных изометрических пор [15]

$$\beta_{кав} \approx \frac{3\,(1-\nu_м)}{2\,(1-2\nu_м)}\beta_м\ , \qquad (12.59)$$

где $\beta_м$ — сжимаемость вмещающей породы (матрицы), содержащей не сообщающиеся между собой поры; $\nu_м$ — коэффициент Пуассона матрицы.

При $\nu_м=0{,}2$ и $k_{п.мз}=10-12$ % (пласт-неколлектор) $\beta_м \approx 1{,}45$, $\beta_{тв}$ и $\beta_{кав} \approx 9 \cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$. Тогда уравнение (12.58) при $\beta_{п.мз}=20 \cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$ примет вид:

$$\beta_п=20 \cdot 10^{-5}-11 \cdot 10^{-5}\, k_{кав}/k_п \qquad (12.60)$$

Величина $\beta_{кав}$ должна проверяться на опытных данных.

На рис. 104, *а* изображены теоретические кривые интервального времени $\tau_п=1/\upsilon_р$, рассчитанные по уравнению (12.49) для песчаников. Жирная кривая получена для чистых песчаников ($\eta_{гл}=0$) с межзерновой пористостью, находящихся на глубине 3000–4000 м. Для них $\beta_{п.мз}=20 \cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$. Выше этой кривой располагаются кривые для глинистых пород, а ниже — для чистых порово-кавернозных. Принято, что коэффициент Пуассона породы изменяется от $\upsilon_п=0{,}1$ при $k_п=0$ (кварц), до $\upsilon_п=0{,}2$ в пористых разностях.

Карбонатные трещинно-кавернозные коллекторы обычно приурочены к чистым низкоглинистым разностям ($\eta_{гл} \approx 0$). Для порово-трещиноватого карбонатного коллектора уравнении (12.56) приобретают вид:

$$\beta_п=\frac{k_т}{k_п}\beta_т+\frac{k_{п.мз}}{k_п}\beta_{п.мз}=\frac{k_т}{k_п}\beta_т+\frac{k_п-k_т}{k_п}\beta_{п.мз}=$$

$$=\frac{k_т}{k_п}(\beta_т-\beta_{п.мз})+\beta_{п.мз}\ .$$

Поскольку $\beta_т >> \beta_{п.мз}$, то последнее равенство:

$$\beta_п=\frac{k_т}{k_п}\beta_т+\beta_{п.мз}. \qquad (12.61)$$

Из работы [15] следует, что сжимаемость трещин

$$\beta_т=\frac{135 \cdot 10^{-3}}{(p-p_{пл})}\ .$$

Для $p-p_{пл}=50$ МПа $\beta_т=270 \cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$. Если принять для известняков при том же напряжении $\beta_{п.мз}=15 \cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$ (см. рис. 102), то с учетом последних значений уравнение (12.61) получает вид

$$\beta_п=\frac{k_т}{k_п}270 \cdot 10^{-5}+15 \cdot 10^{-5}\ . \qquad (12.62)$$

На рис. 104, *б* изображены теоретические кривые интервального времени для трещинных и кавернозных карбонатных пород, рассчитанные с использованием уравнений (12.58) и (12.62) в уравнении (12.49). При этом величина $\beta_{кав}$ для карбонатов принята из тех же теоретических соображений $\beta_{кав} \approx 4 \cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$, а $\beta_{тв}=1{,}3 \cdot 10^{-5}$ МПа$^{-1}$, а $\nu_п$ изменяется от 0,30 (кальцит) до 0,35 (пористые разности).

Рассмотренные палетки позволяют по данным двух геофизических методов (акустического и нейтронного (или гамма-гамма) оценить долю трещинной пористости в порово-трещиноватых породах и долю кавернозности в порово-кавернозных. Однако часто трещины и ка-

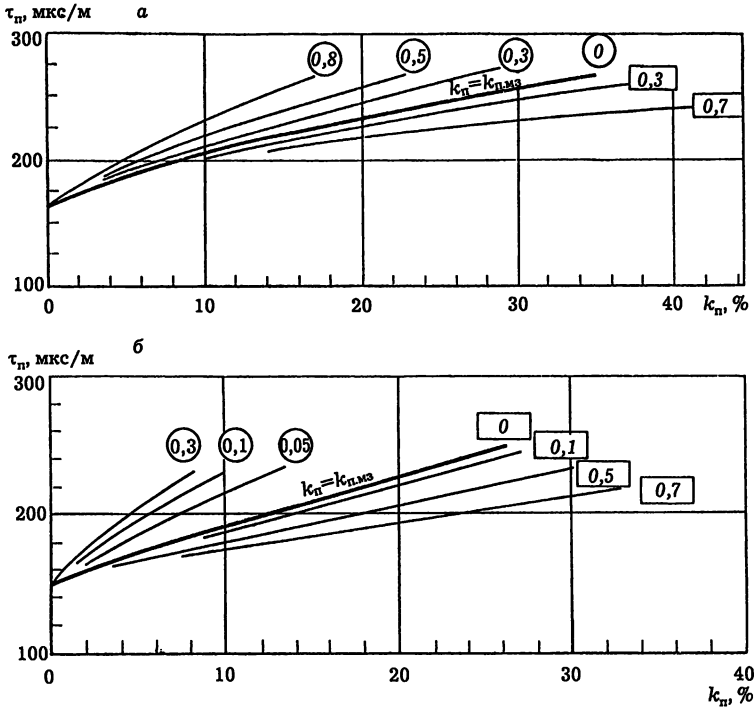


Рис. 104. Теоретические зависимости интервального времени $\tau_п$ от общей пористости коллекторов сложного строения при эффективном напряжении 40—50 МПа (h=3000—4000 м):

а — песчаники кварцевые заглинизированные, чистые ($\eta_{гл}=0$) межзерновые и кавернозные; шифр кривых: в кружках $\eta_{гл}$, в квадратах $k_{кав}/k_п$; *б* — чистые трещиноватые и кавернозные известняки; шифр кривых: в кружках — $k_т/k_п$, в квадратах — $k_{кав}/k_п$.

верны присутствуют в породах одновременно, а влияние их на величину интервального времени противоположно. Это создает условия для неоднозначной интерпретации. Однако уменьшить неоднозначность можно, используя коэффициент затухания упругих волн. Наличие трещиноватости можно распознать по увеличению коэффициента затухания.

Сцементированные газонасыщенные осадочные породы с гранулярной пористостью. Как показывает анализ уравнений (12.33) и (12.34), для газонасыщенных пород ($\beta_ж \to \infty$ и коэффициент $\alpha_{св} \to 1$) упругая связь между фазами отсутствует и уравнение для определения объемной сжимаемости породы приобретает вид уравнения (12.36). Поскольку в водонасыщенных сцементированных породах среднее значение $\alpha_{св} \approx 0{,}5$, то наличие газа в порах породы значительно увеличивает β_0 и тем самым снижает величину скорости про-

дольной волны. Некоторое уменьшение плотности пород за счет газа незначительно компенсирует это уменьшение.

Для высокопористых сцементированных пород, находящихся на небольших глубинах, $\alpha_{св} k_п \beta_п >> \beta_{тв}$ и уравнение (12.34) можно упростить: $\beta_0 \approx \alpha_{св} k_п \beta_п$. В этих условиях различие в скорости продольных волн только за счет газонасыщения составит:

$$\frac{\upsilon_{р.в}}{\upsilon_{р.г}} \approx \sqrt{\frac{(\alpha_{св}\delta_п)_г}{(\alpha_{св}\delta_п)_в}},$$

где $\upsilon_{р.в}$ и $\upsilon_{р.г}$ — скорость продольных волн соответственно для водонасыщенных и газонасыщенных пород; $(\alpha_{св}\delta_п)_г$ и $(\alpha_{св}\delta_п)_в$ — произведение коэффициентов упругой связи фаз и плотности соответственно газонасыщенной и водонасыщенной пород.

Если для газонасыщенной породы $\alpha_{св} \approx 1$, а среднее значение для водонасыщенной $\alpha_{св} \approx 0{,}5$, то с учетом плотности получим $\upsilon_{р.в}/\upsilon_{р.г} \approx 1{,}30$. С увеличением глубины залегания породы $\beta_п$ уменьшается и дифференциация скоростей снижается.

Дифференциация между скоростями в нефте- и водонасыщенных породах будет меньше. Она определяется соотношением сжимаемостей нефти и воды и видом порового пространства.

И еще одна закономерность. Согласно уравнению (12.36) в газонасыщенном пласте коэффициент β_0 определяется только сжимаемостью скелета. Поскольку дифференциация свойств твердой фазы и газа весьма велика, то условие $\alpha_{св} \approx 1$ должно сохраниться и при частичном насыщении породы газом. Это означает, что скорость продольных волн в сцементированных породах слабо зависит от величины коэффициента газонасыщенности.

Пористые несцементированные водонасыщенные и слабосцементированные породы вблизи поверхности. В этих отложениях сжимаемость пор значительно превышает эффективную сжимаемость жидкости:

$$\frac{\beta_п}{\beta_ж - \mu_р \beta_{тв}} >> 1 \quad и \quad \alpha_{св} \approx \frac{\beta_ж - \mu_р \beta_{тв}}{\beta_п}.$$

Упругий скелет как бы перестает играть роль жесткого каркаса и модель подобна механической смеси твердых минералов и жидкости — совершенная связь между фазами (см. уравнение 12.35).

В таких «мягких» средах каждая фаза деформируется независимо от другой (по аналогии с деформациями, возникающими при распространении волн давления в смеси двух жидкостей).

В связи с низкой сжимаемостью жидкостей и твердых минералов скорость упругих волн мало зависит от эффективного напряжения, определяется плотностью породы и средневзвешенной по объему сжимаемостью двух фаз по уравнению (12.35), известному как уравнение Вуда [1].

В связи с тем, что коэффициент Пуассона в водонасыщенных гранулированных несцементированных средах можно принять $\upsilon_п \approx 0{,}5$,

уравнение для продольной волны первого рода на основании (12.47) и (12.35):

$$\upsilon_{р} \approx \{[k_{п}\beta_{ж}+(1-k_{п})\,\beta_{тв}]\,\delta_{п}\}^{-1/2} \qquad (12.63)$$

В сухом песке наблюдаются: продольная волна второго рода, представляющая собой волну переупаковки частиц — воздушную волну ($\upsilon_{р\,вз}$), характеризующуюся более интенсивным затуханием:

$$\upsilon_{р\,вз} \approx (k_{п}\beta_{вз}\delta_{вз})^{-1/2} \qquad (12.64)$$

где $\beta_{вз}$ и $\delta_{вз}$ — коэффициент объемной сжимаемости и плотность заполняющего поры воздуха; продольная волна первого рода по скелету породы

$$\upsilon_{р\,ск} \approx (\beta_{ск}\delta_{тв})^{-1/2}, \qquad (12.65)$$

где $\beta_{ск}=k_{п}\beta_{п}+\beta_{тв}$ — сжимаемость скелета породы; $\delta_{тв}$ — плотность твердой фазы.

Возможность образования продольных волн первого и второго рода в пористых сцементированных породах доказана теоретически (В.Н. Николаевский, 1970 г.). Однако, как указано выше, волны второго рода быстро затухают.

Существование продольных волн двух родов доказано также экспериментально на сухих песках и гранулярных моделях (Н.Р. Петерсон, 1956 г.). Теоретические исследования волн в несцементированных средах дают не совсем хорошее совпадение вычисленных и измеренных скоростей (В.Н. Кобранова, 1986г.).

12.5. ПОГЛОЩЕНИЕ УПРУГИХ ВОЛН

В сплошных твердых, жидких и газообразных средах энергия волн упругости расходуется на трение между колеблющимися частицами, превращаясь в тепловую, и рассеивается в пространстве.

Амплитуда волн упругости A изменяется с расстоянием x от источника колебаний по закону

$$A = A_0\left(\frac{x}{x_0}\right)^{-n}\exp[-\alpha(x-x_0)]\,, \qquad (12.66)$$

где A_0 — амплитуда волны на расстоянии x_0 от источника; n — (амплитудный) показатель расхождения волн от источника; α — (амплитудный) коэффициент поглощения (или затухания) волн.

Для плоского фронта волны $n=0$, для цилиндрического $n=1/2$ и для сферического $n=1$.

В скважинных исследованиях применяются зонды, размер которых позволяет приближенно считать фронт волны у приемника плоским ($n=0$). Уравнение (12.66) в этом случае принимает вид:

$$A = A_0\exp(-\alpha S)\,, \qquad (12.67)$$

где S — база прибора — расстояние между двумя источниками упругих волн.

Откуда получим коэффициент поглощения

$$\alpha = \frac{1}{S} \ln \frac{A_0}{A} . \qquad (12.68)$$

Уравнение (12.68) позволяет учесть рассеяние упругих волн в пространстве. Его величина в реальных жидкостях и газах может быть оценена с помощью коэффициента классического кирхгоффо-стоксова поглощения $\alpha_{кс}$, обусловленного потерями, связанными с вязкостью и теплопроводностью среды (Л.Д. Ландау, Е.М. Лившиц, 1965 г.):

$$\alpha_{кс} = \frac{\omega^2}{2\delta \upsilon_p} \left[\frac{4}{3} \mu_c + \lambda \left(\frac{1}{C_v} - \frac{1}{C_p} \right) \right], \qquad (12.69)$$

где $\omega = 2\pi f$ — частота; δ — плотность; μ_c — сдвиговая вязкость; λ — теплопроводность; C_v и C_p — удельные теплоемкости.

Распространение продольных и поперечных волн в реальных горных породах сопровождается поглощением энергии, что связано с проявлением вязкости (неидеальной упругости среды) и неидеального теплообмена. Так же, как и в жидкостях, поглощение здесь также обусловлено кирхгоффо-стоксовым механизмом, учитывающим вязкость и теплопроводность среды, который проявляется на расстояниях, соизмеримых с длиной волны:

$$\alpha_p = \frac{\omega^2}{2\delta_п \upsilon_p^3} \left[\left(\frac{4}{3} \mu_1 + \mu_2 \right) + \frac{\lambda T \beta_0^2 \delta_п^2 \upsilon_p^2}{C_p^2} \left(1 - \frac{4}{3} \frac{\upsilon_s^2}{\upsilon_p^2} \right) \right]; \qquad (12.70)$$

$$\alpha_s = \frac{\mu_1 \omega^2}{2\delta_п \upsilon_s^3},$$

где μ_1 и μ_2 — объемные вязкости фаз; β_0 — сжимаемость породы.

Как видно из уравнений, поглощение продольных волн связано с тепловыми и вязко-инерционными процессами, а поглощение поперечных волн — только с вязко-инерционными процессами.

Экспериментальными исследованиями процесса поглощения упругих волн установлен ряд весьма важных зависимостей, которые не противоречат приведенным выше уравнениям. Например, коэффициенты поглощения α_p и α_s увеличиваются с частотой звука (рис. 105, *а*, *б*).

Расчеты показывают, что сочетание термического и вязко-инерционного затухания приводит к тому, что коэффициенты затухания в водо-, нефте- и газонасыщенных терригенных породах располагаются в ряд $\alpha_{p\,вп} < \alpha_{p\,нп} < \alpha_{p\,гп}$, а для поперечных волн $\alpha_{s\,вп} > \alpha_{s\,нп} > \alpha_{s\,гп}$. При этом дифференциация пород с пористостью 20%, насыщенных разными флюидами при частотах ~10^3—10^4 Гц может достичь 300—400 % (Б.Н. Ивакин, Е.В. Карус, О.Л. Кузнецов, 1978 г.).

Эти обстоятельства могут оказаться весьма перспективными при исследовании скважин, бурящихся на нефильтрующихся промывочных жидкостях.

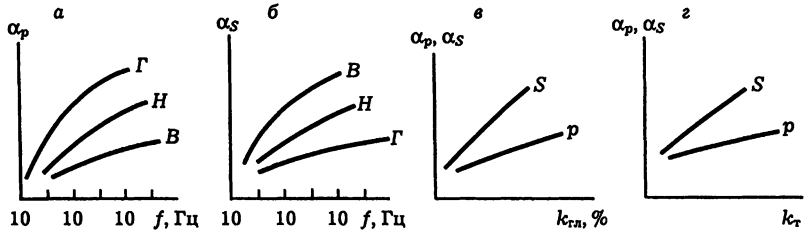


Рис. 105. Схематические зависимости коэффициентов поглощения продольных α_p и поперечных α_s волн от частоты поля и характеристик упругой среды:

а, б — от частоты поля для осадочных пород, насыщенных водой (*в*), нефтью (*н*) и газом (*г*); *в* — от глинистости пород; *г* — от коэффициента трещиноватости пород. Примечание: по шкале f — $10^0...10^2...10^4$ Гц

Коэффициенты поглощения возрастают с увеличением глинистости гранулярных пород (см. рис. 105, *в*) и коэффициентов трещиноватости трещиновато-кавернозных пород (см. рис. 105, *г*).

Поперечные волны более чувствительны к увеличению «неоднородности» порового пространства.

Более глубокое использование теоретических формул (12.70) затруднено в связи с трудностями экспериментальной оценки объемных вязкостей твердых тел. Поэтому часто для расчетов коэффициентов поглощения волн упругости в твердых телах пользуются эмпирическими формулами (Л. Д. Ландау, Е. М. Лившиц, 1965 г.)

$$\alpha_p \approx \frac{2\omega^3}{\upsilon_p{}^n}, \qquad (12.71)$$

где $n>1$.

Кроме того, ввиду разнообразия возможных механизмов поглощения волн упругости в многофазных средах для оценки реальных величин коэффициентов поглощения волн *P* и *S* предлагается использовать суммарный коэффициент поглощения (Б.Н. Ивакин, Е.В. Карус, О.Л. Кузнецов)

$$\alpha=\alpha_{терм}+\alpha_{ви}+\alpha_{кс}, \qquad (12.72)$$

где $\alpha_{терм}$ — коэффициент термического поглощения звука; $\alpha_{ви}$ — коэффициент вязко-инерционного поглощения и $\alpha_{кс}$ — коэффициент поглощения Кирхгоффа-Стокса.

Расчеты показывают, что коэффициент классического поглощения $\alpha_{кс}$ может быть в осадочных породах существенно меньше, чем добавочные механизмы поглощения $\alpha_{терм}+\alpha_{ви}$. Так, для частоты $f=10$ кГц в газонасыщенном пласте $\alpha_{кс}=1{,}2\cdot10^{-3}$ м$^{-1}$ << $\alpha_{терм}$. Вероятно, такой подход позволит приближенно рассчитать основные параметры упругого поля для ряда моделей пористой среды. Однако эта проблема в приложении к реальным многофазным породам еще весьма далека от разрешения [18].

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Напишите уравнение Гука для линейных и объемных деформаций однородных упругих тел; дайте физическое толкование основным упругим константам: модуль Юнга, модуль сдвига, модуль всестороннего сжатия, коэффициент Пуассона.

2. Чем отличаются упругие деформации реальных горных пород от упругих деформаций однородных тел; что такое обобщенный закон Гука? Что такое дифференциально упругие среды?

3. Напишите основные уравнения для определения деформаций дифференциально упругих тел при статических условиях нагружения. Какое практическое значение могут иметь эти решения, в какой области горного дела?

4. В чем особенности деформаций дифференциально упругих тел при динамических нагрузках? Что такое коэффициент связи между фазами и чем определяется его величина?

5. Напишите и объясните основные уравнения для скорости упругих волн в идеально-упругих средах. Объясните, где их можно использовать в горном деле?

6. От каких факторов зависит скорость упругих волн в минералах, магматических и метаморфических горных породах?

7. В чем особенности распространения упругих волн в пористых осадочных породах?

8. Что такое уравнение среднего времени, для каких пород и условий его можно применить?

9. Как изменяется скорость упругих волн при усложнении строения осадочных горных пород (влияние глинистости, трещиноватости, кавернозности)?

10. Что такое затухание упругих волн, чем оно характеризуется, от каких факторов зависит?

13. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

13.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Петрофизическое обеспечение комплексной интерпретации материалов ГИС для подсчета запасов и проектирования разработки включает изучение петрофизических связей, позволяющих перейти к фильтрационно-емкостным свойствам пород и установление «петрофизического образа» каждого литотипа. Коллекция образцов пород, используемых для создания петрофизической основы интерпре-

тации ГИС в изучаемом объекте, должна удовлетворять следующим условиям: включать образцы всех основных литотипов изучаемых отложений — коллекторов и неколлекторов; число образцов должно соответствовать требованиям математической статистики; значительная часть образцов должна принадлежать интервалам сплошного отбора керна с необходимой частотой отбора образцов на анализ (не менее пяти на 1 м разреза).

По способу получения эмпирических петрофизических зависимостей различают следующие виды парных связей: керн — керн (к — к), геофизика — керн (г — к), геофизика — гидродинамика (г — гд), геофизика — геофизика (г — г).

Связи типа к — к. Получают в результате измерений в лаборатории двух параметров — одного «геофизического» y, т. е. параметра, получаемого на первой стадии интерпретации ГИС (геофизическая интерпретация), например, параметра пористости $P_п$ или скорости распространения упругих колебаний в породе, и параметра x, характеризующего фильтрационно-емкостные свойства, например, коэффициента пористости $k_п$ или глинистости $C_{гл}$. Оба параметра определяются на одном и том же кусочке керна при атмосферных или термобарических пластовых условиях. Полученные для каждого образца значения $x_к$, $y_к$ определяют положение точки для этого образца в системе координат x—y. Совокупность точек обрабатывают известными приемами математической статистики, получая уравнение регрессии, коэффициент корреляции, и т. д. В 30—50-е годы использовали при интерпретации связи только к — к, поскольку технология отбора керна не обеспечивала сплошной отбор керна. Эти связи и до настоящего времени преобладают в практике оперативной интерпретации ГИС и при использовании ГИС для подсчета запасов.

Связи типа г — к. Стали получать, начиная с 60-х годов, в связи с созданием технологии отбора керна, обеспечивающей 100 %-й отбор и вынос керна на поверхность. Попытки получения связей г — к были и раньше, однако ввиду неполного выноса керна данные изучения керна были непредставительны и несопоставимы с данными ГИС. Установленные на таком материале связи совершенно не отражали истинных закономерностей и дискредитировали геологическую интерпретацию ГИС. При использовании результатов изучения керна, вынесенного полностью, исследованного с достаточной частотой и надежно привязанного к материалам ГИС, эффективность связей г — к резко возрастает.

Для получения связи г — к выполняют следующие процедуры: а) составляют керограммы различных параметров, установленных на образцах керна, по изучаемому участку разреза скважины путем нанесения точек для каждого образца в системе координат исследуемый параметр — глубина в том же масштабе глубин, что и диаграммы ГИС, используемые для интерпретации, например 1:200; б) в исследуемом интервале разреза по комплексу ГИС выделяют достаточно однородные пласты и определяют для каждого из них физические параметры для последующего сопоставления с данными керна; со-

ставляют графики изменения этих параметров по разрезу; в) используя керограмму и график результатов интерпретации ГИС для двух близких по своей природе параметров, привязывают данные керна к материалам ГИС по глубине; г) на каждой керограмме выделяют пласты, установленные по материалам ГИС, определяют среднее значение параметра по керну для каждого пласта; д) в системе координат $\bar{y}_г$ (параметр, определенный по ГИС) — $\bar{x}_к$ (параметр, рассчитанный по данным керна) наносят точки, соответствующие различным пластам в изучаемом участке разреза. Поскольку значения $\bar{y}_г$ по данным ГИС находят в пластовых условиях, значения $\bar{x}_к$, если они определены при атмосферных условиях, необходимо привести к пластовым. На основе полученной совокупности точек находят уравнение регрессии и статистические параметры, характеризующие тесноту связи, как и в предыдущем случае.

Сравнение аналогичных связей типа к — к и г — к, полученных на фактическом материале многих параметрических скважин, показало, что при незначительном различии уравнении регрессии, а нередко при полном их совпадении, связь г — к характеризуется более высоким коэффициентом корреляции r (или корреляционным отношением $\eta_г$) и меньшей дисперсией σ. Причиной этого является то, что значения $\bar{y}_г$, $\bar{x}_к$, вычисленные для пластов, и $y_г$, $x_к$ для образцов относятся к объектам разных уровней. Значения $\bar{y}_г$, $\bar{x}_к$ учитывают неоднородность изучаемых объектов в большей мере, чем $y_к$, $x_к$. Связи г — к заслуживают предпочтения, поскольку они соответствуют объектам того же уровня, что и пластовые пересечения, для которых определяются подсчетные параметры. Существенным ограничением возможности использования связей типа г — к является бурение небольшого числа базовых (параметрических) скважин, в которых производят сплошной отбор керна и расширенный комплекс ГИС.

Связи типа г — гд получают, сопоставляя геофизический параметр $y_г$ и параметр $x_{гд}$, устанавливаемый по данным гидродинамических исследований и характеризующий фильтрационные свойства пласта, например, коэффициент проницаемости $k_{пр}$ или удельный коэффициент продуктивности $\eta_{пр}$. Значения $y_г$ и $x_{гд}$ рассчитывают для однородных по данным ГИС интервалов испытаний разреза, в которых фильтрационные параметры можно определить по кривой восстановления давления или другими известными способами обработки данных гидродинамических исследований. Аналогичные связи типа г — к даже при условии использования результатов определения фильтрационного параметра, например $k_{пр}$ на образцах представительного керна уступают в надежности связи г — гд, поскольку фильтрационный параметр наиболее достоверно определяется по данным гидродинамических исследований. Особенность связей г—гд заключается в том, что в этом случае сопоставляются интегральные значения параметров, вычисленных по данным ГИС и гидродинамики.

Связи типа г — г. Два геофизических параметра г — г проводят, нанося точки с координатами $г_1$, $г_2$ (параметры, вычисленные по данным двух различных геофизических методов) на плоскость в системе

координат $г_1$ — $г_2$. Такое сопоставление проводят для решения следующих задач: а) поиска областей значений $г_1$, $г_2$, характерных для различных литотипов, для использования их впоследствии при литологическом расчленении разреза по данным ГИС; б) определения областей, соответствующих продуктивным и непродуктивным коллекторам в изучаемом разрезе, для использования полученного построения при оценке характера насыщения коллекторов.

Границы областей находят графически или характеризуют их уравнением регрессии. Отождествление каждой области с определенным литотипом или классом коллектора с известным насыщением проводят, используя дополнительную геологическую информацию (при разделении на литотипы) или результаты испытания (при разделении коллекторов по характеру насыщения). Такой подход к классификации геологических объектов в разрезе по двум параметрам на плоскости получил затем развитие в применении программ распознавания образов, предназначенных для разделения объектов на классы по нескольким параметрам в многомерном пространстве. Эти программы, реализуемые на ЭВМ, применяют в двух вариантах: с предварительным обучением и без обучения. В первом случае на этапе обучения в ЭВМ вводятся параметры каждого объекта и сообщается принадлежность его к определенному классу; на основе анализа введенного массива ЭВМ проводит границы между классами в многомерном пространстве. Далее на этапе распознавания в ЭВМ вводят параметры каждого распознаваемого объекта и ЭВМ определяет класс, к которому принадлежит данный объект. Программы распознавания без обучения решают задачу классификации без этапа обучения [33].

В отдельных случаях параметры $г_1$ и $г_2$ сопоставляют для получения связи между ними, однако масштабы использовании таких связей при интерпретации материалов ГИС уступают масштабам применения связей к — к, г — к, г — гд.

Практически все петрофизические связи, используемые при геологической интерпретации материалов ГИС, являются корреляционными. Это связано с тем, что объекты исследования петрофизики (образцы и пласты горных пород), как правило, неоднородны, имеют сложные минеральный, химический и фазовый составы, а также очень сложную геометрию границ раздела фаз и частиц различных минералов. В простейших случаях эти связи приближаются к функциональным зависимостям, рассчитанным по теоретическим формулам (для достаточно простых физических моделей). Рассмотрим два примера.

Пример 1. Для идеального грунта получены теоретические формулы $P_п=k_п^{-1}$ при извилистости $T_{эл}$ каналов, равной 1, и $P_п=T_{эл}^2/k_п$ при $T_{эл}>1$ (см. разд. 7). Эмпирическая формула $P_п=ak_п^m$, широко применяемая на практике для определения коэффициента пористости по параметру $P_п$, имеет ту же структуру, что и теоретические выражения для идеального грунта. В теоретической формуле усложне-

ние геометрии пор выражают введением параметра T, в эмпирической — введением констант a и m.

Пример 2. Эмпирическое выражение $P_н = ak_{пр}$, используемое для оценки коэффициента проницаемости предельно нефтегазонасыщенных гидрофильных коллекторов по величине параметров $P_н$, после некоторых преобразований переходит в теоретическое уравнение Козени — Кармана, предложенное для неглинистых несцементированных пород (см. разд. 6).

Часть используемых при интерпретации ГИС эмпирических уравнений хотя и не имеют аналогов, полученных аналитическим путем, однако характеризуют основные закономерности, следующие из физической природы рассматриваемых параметров. Примером такой корреляционной эмпирической связи является уравнение $A_{да} = a_0 + a_1\eta_{гл} + a_2\eta_{гл}^2$, связывающее диффузионно-адсорбционную активность породы с относительной глинистостью.

Парная корреляционная связь характеризуется: уравнением регрессии и пределами его применимости в виде значений x', x'' или y', y'', ограничивающих область существования полученной связи; коэффициентом корреляции r, если уравнение регрессии является уравнением прямой, или корреляционным отношением η_r, если связь нелинейна; коэффициентом θ, который характеризует отношение диапазона изменения определяемого с помощью полученной связи параметра, и погрешности определения этого параметра, обусловленной статистической природой данной связи [22],

Коэффициент корреляции

$$r = \sqrt{1 - \left[\frac{\sigma_{y/x}}{\sigma_y}\right]^2}, \qquad (13.1)$$

где $\sigma_{y/x}$ — среднее квадратическое отклонение параметра y от значения этого параметра, вычисленного по уравнению регрессии; σ_y — среднее квадратическое отклонение параметра y от своего среднего значения.

В зависимости от тесноты связи величина r меняется в диапазоне $0 < r < 1$. При $r = 0$ связь между сопоставляемыми параметрами отсутствует, при $r = 1$ корреляционная связь становится функциональной. Чем больше r, тем теснее корреляционная связь.

$$\theta = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(y_i - y_{ср})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(y_i - y_р)^2}} = \sqrt{\frac{\sigma_y^2}{\sigma_{y/x}^2}}. \qquad (13.2)$$

Коэффициент θ показывает, во сколько раз погрешность определения одного из сопоставляемых параметров, например y, по урав-

нению регрессии меньше погрешности определения его как среднего для всей совокупности точек, использованной при получении уравнения регрессии.

Коэффициенты r и θ связаны формулой: $r=\sqrt{1-\theta^{-2}}$.

Значение θ изменяется в пределах от 1 до ∞. Отсутствию связи соответствует $\theta=1$, функциональной связи $\theta=\infty$. Коэффициент θ — более эффективная характеристика полезности корреляционной связи, чем коэффициент r. Так, даже при высоком значении r, близком к 1, корреляционная связь не рекомендуется для практического использования при небольшом θ, например при $\theta=1{,}5-2$ [22].

При интерпретации данных ГИС используют также множественные корреляционные связи, выражающие зависимости между тремя и более переменными. Эти зависимости также выражают уравнениями регрессии, соответствующими поверхностям в n-мерном пространстве (где n — число сопоставляемых параметров); теснота полученных связей выражается значениями множественного коэффициента корреляции или множественного корреляционного отношения [33].

Опыт применения уравнений, полученных в результат множественной корреляции нескольких петрофизических параметров, показал ограниченные возможности их использования вследствие следующих причин: а) вид этих уравнений, выражаемых преимущественно в виде полиномов, чаще всего резко отличается от вида уравнений для связи тех же параметров, полученных теоретически для упрощенных петрофизических моделей породы, и поэтому лишен физического смысла; б) область применения таких уравнений ограничена особенностями той выборки, обычно непредставительной, по данным которой получено уравнение, что практически исключает экстраполяцию уравнения за пределы этой области. Указанные особенности подобных уравнений практически не позволяют использовать их даже при незначительном изменении свойств изучаемого геологического объекта (совокупности пластов) по сравнению со свойствами множества объектов (пластов или образцов), для которых получено уравнение. Более перспективным представляется использование петрофизических уравнений, связывающих несколько параметров, полученных для конкретных петрофизических моделей, константы которых имеют статистическую природу и могут принимать различные значения в зависимости от свойств минеральных и фазовых компонентов, образующих эту модель. Заслуживают предпочтения уравнения, связывающие комплексные петрофизические параметры, каждый из которых заключает в себя два-три простых параметра. Примерами комплексных параметров, рассмотренных в предыдущих главах, являются приведенная емкость обмена ($q_п=\sigma S_п/k_п$), относительная глинистость ($\eta_{гл}$), средний гидравлический радиус пор ($r=c\sqrt{k_{пр}/k_п}$), относительная эффективная или динамическая пористость (Ψ), и т. п.

Влияние термобарических условий залегания породы в разрезе при использовании петрофизических связей и значений отдельных

петрофизических параметров необходимо учитывать, поскольку отсутствие такого учета ведет к систематическим ошибкам при подсчете запасов и проектировании разработки месторождений нефти и газа. В практике этот учет осуществляют в следующих случаях:

а) при использовании при подсчете запасов значений коэффициента пористости $k_п$ и при проектировании разработки коэффициента проницаемости $k_{пр}$, измеренных на образцах керна при атмосферных условиях, в эти значения вводится поправка для приведения их к пластовым условиям по палеткам или зависимостям для данного класса пород (см. разд. 3 и 6);

б) при использовании зависимостей типа к — к для массовых определений фильтрационно-емкостных параметров по данным ГИС рекомендуется выбор зависимостей, полученной с учетом термобарических условий, в первую очередь для связей типа $P_п$ — $k_п$ и τ — $k_п$;

в) прогноз зон АВПД и АНПД полностью основан на зависимости физических свойств глин от соотношения горного и порового давлений и температуры глин в пластовых условиях [16].

Петрофизические связи используют, как правило, при решении обратных задач геологической интерпретации материалов ГИС, когда по диаграммам, полученным в скважине, восстанавливается геологический разрез и свойства объектов, слагающих разрез. В последние годы за рубежом и в нашей стране наметилась тенденция использования петрофизических связей при решении прямой задачи — построения геофизических диаграмм для модели разреза и сравнения этих диаграмм с реальными. Параметры модели разреза изменяются до тех пор, пока «синтетическая» диаграмма ГИС не совпадает в пределах заданного интервала допустимого расхождения с реальной диаграммой соответствующего метода ГИС. Итерационный процесс завершается установлением оптимальной модели разреза, включающей оптимальный вид петрофизических уравнений и их констант. На этом процессе основаны программы обработки и интерпретации ГИС в интерактивном режиме, применяемые зарубежными фирмами.

13.2. РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГИС НА ОСНОВЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ

13.2.1. Литологическое расчленение разреза

Эта задача частично решалась уже в начальной стадии применения методов ГИС при ограниченном комплексе ГИС и петрофизическом обеспечении. В настоящее время литологическое расчленение разреза скважины выполняется надежно в большинстве случаев, за исключением наиболее сложных разрезов, представленных эффузивными, вулканогенно-обломочными и карбонатно-гидрохимическими отложениями.

Используются следующие способы решения задачи.

Способ кросс-плотов. Рассмотрим сущность способа на примерах карбонатных и терригенных отложений, содержащих две минеральные компоненты твердого скелета.

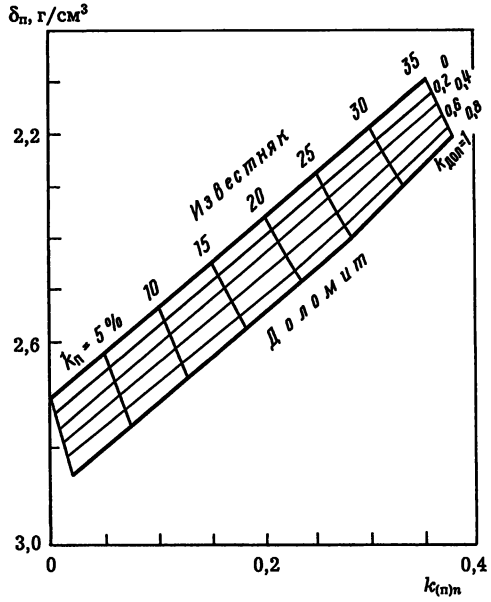


Рис. 106. Сопоставление объемной плотности $\delta_п$ и нейтронной пористости $k_{(п)n}$ карбонатных пород для определения их литологии и коэффициента общей пористости $k_п$

Карбонатный разрез представлен чередованием известняка, доломита и доломитизированного известняка различной степени доломитизации. Компоненты минерального скелета — кальцит $CaCO_3$ и доломит $(Ca, Mg)CO_3$. Задача решается путем комплексной интерпретации диаграмм двух геофизических методов — гамма-гамма (плотностного) (ГГМ-п) и нейтрон-нейтронного (ННМ) или нейтронного гамма-метода (НГМ). Искомые величины: коэффициент общей пористости $k_п$ и объемная доля доломита $k_{дол}$ (степень доломитизации) скелета породы. Петрофизической основой являются: а) базисные графики $\delta_п = f(k_{(п)n})$ для чистого известняка и чистого доломита в системе координат объемная плотность $\delta_п$ — нейтронная пористость $k_{(п)n}$ (рис. 106); б) графики $\delta_п = f(k_{(п)n})$ с промежуточными значениями параметра $k_{дол}$; вместе с базисными они образуют семейство зависимостей $\delta_п = f(k_{(п)n})$ для различных $k_{дол}$ = const от 0 до 1; в) семейство графиков $\delta_п = f(k_{(п)n})$ для различных $k_п$ секущих графики семейства с шифром $k_{дол}$ = const; значение $k_п$ изменяется от нуля до максимального, характерного для изучаемого разреза. Совокупность семейств графиков образует кросс-плот.

Интерпретация заключается в том, что по диаграммам ГГМ-п и НМ выделяют в разрезе пласты, используя известные приемы обработки диаграмм ГГМ-п и НМ, находят для каждого пласта значения

$\delta_{(п)i}$ и $k_{(п,n)i}$ для каждого пласта, затем на кросс-плот наносят точки, соответствующие пластам. Положение каждой точки относительно графиков кросс-плота позволяет определить значения $k_п$ и $k_{дол}$, соответствующие данному пласту. На основании полученных результатов составляют таблицу и строят ступенчатые диаграммы или непрерывные кривые изменения с глубиной значений $k_п$ и $k_{дол}$ в заданном для изучения интервале разреза. Эти диаграммы служат основой литологического расчленения разреза.

Терригенный разрез представлен чередованием чистых кварцевых песчаников и алевролитов, чистых глин и промежуточных разностей — глинистых песчаников и алевролитов, песчаных и алевритовых глин — с различным содержанием глинистого материала $C_{гл}$. Компоненты минерального скелета — кварц и глина определенного состава. Как и в рассмотренном выше примере, задача решается путем комплексной интерпретации диаграмм ГГМ-п и НМ (ННМ-Т или НГМ). Искомыми являются коэффициент общей пористости $k_п$ и коэффициент глинистости $C_{гл}$.

Петрофизической основой является совокупность следующих построений в системе координат $\delta_п$ — $k_{(п)n}$: а) базисный график $\delta_п=f(k_{(п)n})$ для пород с кварцевым минеральным скелетом, не содержащим глину — чистые песчаники и алевролиты; б) точка, характеризующая пласт чистой глины с усредненными минеральным составом и пористостью, характерными для изучаемого разреза; в) семейство графиков $\delta_п=f(k_{(п)n})$ для различных $C_{гл}$=const, расположенных между базисным графиком $\delta_п=f(k_{(п)n})$ с $C_{гл}=0$ и точкой для пласта чистой глины с $C_{гл}=1$; г) семейство графиков $\delta_п=f(k_{(п)n})$ для различных $k_п$=const, секущих графики $\delta_п=f(k_{(п)n})$, для различных $C_{гл}$=const (рис. 107).

По диаграммам ГГМ и НМ в разрезе выделяют пласты; определяют в них значения $\delta_п$ и $k_п$; наносят точки с координатами каждого пласта на кросс-плот; по положению точки в системе графиков $\delta_п=f(k_{(п)n})$ для различных $C_{гл}$=const и $k_п$=const определяют значения $C_{гл}$ и $k_п$ в каждом пласте. Далее составляют таблицу значений $C_{гл}$ и $k_п$ по разрезу и строят ступенчатые или непрерывные диаграммы изменения с глубиной параметров $C_{гл}$ и $k_п$. Последние являются основанием для составления литологического разреза с выделением в нем чистых кварцевых песчаников и алевролитов, глинистых песчаников и алевролитов, песчано-алевритистых глин и чистых глин.

Петрофизической предпосылкой способа кросс-плотов в рассмотренных вариантах является система уравнений:

$$\delta_п=\delta_{тв}(1-k_п)+k_п\delta_{фл}; \quad k_{п(n)}=\omega_{фл}k_п+\omega_{гл}k_{гл}, \qquad (13.3)$$

где $\delta_{тв}$ — плотность минерального скелета; $\delta_{фл}$ и $\omega_{фл}$ — соответственно плотность и водородный индекс жидкости, насыщающей поры; $k_{гл}$ и $\omega_{гл}$ — соответственно объемное содержание глины и ее водородосодержание, обусловленное химически связанной водой (предполагается, что минеральный скелет водорода не содержит). В примере для карбонатного разреза глина в разрезе отсутствует, поэтому $k_{гл}=0$, величина $\delta_п$ определяется выражением: $\delta_п=2{,}71(1-k_{дол})+2{,}85k_{дол}$.

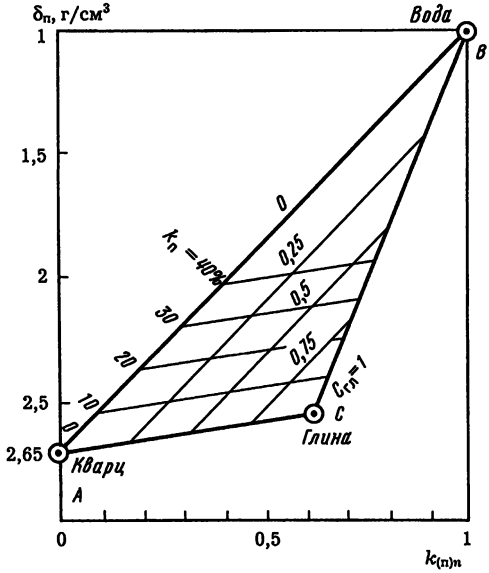


Рис. 107. Сопоставление объемной плотности $\delta_п$ и нейтронной пористости $k_{(п)n}$ терригенных пород для определения их глинистости и коэффициента общей пористости $k_п$

Если в породах изучаемого разреза присутствует третий минеральный компонент, например, ангидрит, $CaSO_4$, в карбонатном разрезе для решения поставленной задачи привлекают данные третьего метода ГИС — акустического, чтобы путем графического решения системы трех уравнений для каждого пласта найти три неизвестных — $k_п$, $k_{дол}$ и $k_{анг}$ (объемное содержание ангидрита), а затем составить литологический разрез с выделением в нем кроме рассмотренных ранее литотипов зон сульфатизации карбонатных пород.

Способ распознавания образов. В зависимости от предполагаемого числа литотипов в разрезе подбирают соответственно этому числу количество различных методов ГИС, затем решают задачу классификации объектов с помощью программы распознавания с предварительным обучением или без обучения. Последний вариант программ распознавания называют иногда кластерным анализом.

13.2.2. Выделение коллекторов

Эта задача является составной частью задачи литологического расчленения, однако ввиду практической важности ее рассматривают как самостоятельную. Петрофизическая основа решения задачи — граничное значение $k_п$, $C_{гл}$ и других параметров породы, характеризующее границу коллектор — неколлектор. Зная граничное значе-

ние $k_{п.гр}$ или $C_{гл.гр}$, проводят на диаграмме этого параметра, полученной для данного разреза способом кросс-плотов или каким-либо другим, линию, параллельную оси глубин, соответствующую $k_п = k_{п.гр}$ или $C_{гл} = C_{гл.гр}$, после чего относят к породам-коллекторам все пласты с $k_п > k_{п.гр}$ или $C_{гл} < C_{гл.гр}$.

Используют также граничное значение геофизического параметра, связанного с $k_п$ или $C_{гл}$, например, интервальное время $\Delta T_{гр}$ продольной волны при интерпретации диаграмм акустического метода или относительную амплитуду $\alpha_{СПгр}$ при интерпретации диаграммы СП.

Петрофизическим обоснованием граничного значения, например $k_{п.гр}$ может служить корреляционная зависимость $k_{в.о}$ — $k_п$ (рис. 108); в этом случае в качестве граничного используют значение $k_{п.гр}$, соответствующее величине $k_{в.о} = 0,7 — 0,8$, характерной для границы коллектор — неколлектор межзерновых гидрофильных коллекторов. Другим способом установления граничного значения является использование связей типа г — гд, например, величины $\alpha_{СП}$ с удельным коэффициентом продуктивности $\eta_{пр}$ в терригенном разрезе; в этом случае в качестве $\alpha_{СПгр}$ берут на пересечении линии регрессии $\alpha_{СП}$ — $\eta_{пр}$ с осью ординат, т. е. при $\eta_{пр} = 0$ (рис. 109).

Если для оценки кондиционного значения пористости $(К_п)_{конд}$ принять критерий

$$К_{во}[(К_п)_{конд}] = 0.8, \qquad (13.3)$$

то, на основании (4.12), (4.13), (4.14), получим:

$$К_п^{гр} = (\mu_0 + \gamma М)/(\gamma + 0,8) \qquad (13.4)$$

Величина $К_п^{гр}$ для терригенного коллектора, обладающего однородными по минеральным составам матрицей и цементом, определе-

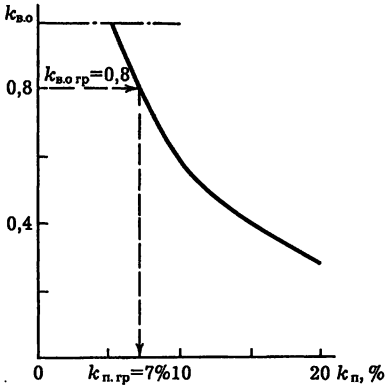


Рис. 108. Сопоставление параметров $k_{в.о}$ и $k_п$ для определения значения $k_{п.гр}$

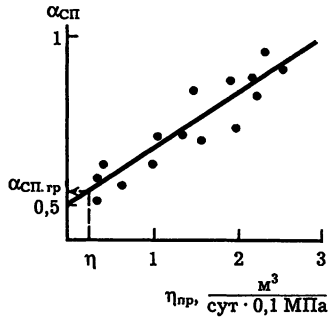


Рис. 109. Сопоставление значений $\alpha_{СП}$ для определения граничного значения $\alpha_{СП\,гр}$

на и имеет фиксированное значение (рис. 23). Однако для терригенного неоднородного коллектора со сложным минеральным составом матрицы и цемента понятие $К_п^{гр}$ теряет физический смысл, поскольку эта величина может изменяться в слишком широком диапазоне (рис. 24).

Для карбонатных коллекторов гранулярного типа с карбонатным же цементом ($\Delta\mu=\gamma=0$) величина $К_п^{гр}$ существует и полностью определяется водоудерживающей способностью матрицы:

$$К_п^{гр}=1{,}25\mu_0 \qquad (13.5)$$

Универсальным критерием коллектора, даже в наиболее сложном случае неоднородного пласта с полиминеральными составами матрицы скелета и цемента, является наличие эффективной пористости. Методика выделения коллекторов по величине параметра $\Psi\equiv 1-\eta^*$ (см. раздел 4) была предложена Д.А. Кожевниковым[1].

Оценка характера насыщения коллектора и выделение продуктивного коллектора могут быть выполнены путем сравнения удельного сопротивления $\rho_п$ пласта-коллектора с его удельным сопротивлением $\rho_{в.п}=P_п\rho_в$ при полном насыщении пластовой водой. Если $\rho_п\approx\rho_{в.п}$ — коллектор водоносный; если $\rho_п>\rho_{в.п}$ пласт содержит нефть или газ, но еще неизвестно, является ли он промышленно продуктивным. Пласт считают продуктивным при условии $\rho_п>\rho_{п.кр}$, где $\rho_{п.кр}$ — критическое удельное сопротивление рассматриваемого класса коллектора. Величину $\rho_{п.кр}$ и соответствующее значение $P_{н.кр}=\rho_{п.кр}/P_{в.п}$ устанавливают с помощью зависимости $P_н=f(k_в)$ в соответствии с величиной $k_{в.кр}$, определенной путем анализа кривых относительной фазовой проницаемости для системы нефть — вода или газ –вода в зависимости от того, чем насыщен коллектор (см. разд. 4).

Наиболее удобным для практического использования при выделении продуктивных коллекторов является сопоставление, приведенное на рис. 57. Здесь границей области коллекторов, дающих при испытании чистый продукт, и области непромышленных коллекторов является график $\rho_{п.кр}=f(k_п)$. Для прогноза характера насыщения коллектора точку с координатами $\rho_{(п)i}$, соответствующую этому коллектору, наносят на поле семейства графиков $\rho_п=f(k_п)$ для различных $\bar{k}_в=\text{const}$ (см. рис. 57). Если точка попадает в область 1, коллектор является промышленно продуктивным. График типа приведенного на рис. 57 можно видоизменить, откладывая по оси абсцисс вместо $k_п$ один из геофизических параметров, связанных с коэффициентом пористости, например, ΔT, $\alpha_{СП}$ и т. п. Тогда при нанесении точки в системе соответствующих кривых в качестве координат используют величины $\rho_п$ и соответствующего геофизического параметра (ΔT, $\alpha_{СП}$ и т.д.).

Петрофизическим основанием для разделения коллекторов по характеру насыщения может служить семейство расчетных графиков $\varepsilon_п=f(k_п)$ для различных $\bar{k}_в=\text{const}$ (см. рис. 60), а также зависимостей $\lambda_п=f(k_п)$ или $\tau_п=f(k_п)$ для различных $k_в=\text{const}$ (в последнем случае $\lambda_п$ и

[1] Геофизика. №4, 2000, с.9: №4, 2001, с.31.

$\tau_п$ соответственно временной декремент затухания и среднее время жизни тепловых нейтронов, определяемые в изучаемом коллекторе по диаграммам импульсного нейтрон-нейтронного метода (ИННМ). При оценке характера насыщения коллектора по данным диэлектрического метода и ИННМ также можно воспользоваться семейством зависимостей $\varepsilon_п$ или $\lambda_п$ от одного из геофизических параметров, связанного с $k_п$.

Используя ЭВМ, продуктивные коллекторы в разрезе скважины при сплошной обработке данных ГИС выделяют путем непрерывного или попластового сравнения значений $\rho_п$ и $\rho_{п.кр}$, $\rho_п$ и $\rho_{в.п}$ (способ нормализации).

13.2.3. Определение подсчетных параметров

Необходимым условием определения подсчетных параметров, устанавливаемых по данным ГИС, — эффективной толщины, коэффициентов пористости $k_п$ и нефтегазонасыщения $k_{н.г}$ — является использование петрофизических критериев выделения продуктивного коллектора (граничные значения $k_{п.гр}$, $k_{в.гр}$ и т. д.) при определении $h_{эф}$ и петрофизических связей, позволяющих найти $k_п$ и $k_{н.г}$ по геофизическим параметрам.

Применение граничных значений для выделения продуктивных коллекторов рассмотрено выше. Правильность выбора этих значений для изучаемого объекта предопределяет надежность определения $h_{эф}$ в разрезе каждой скважины, а следовательно, объема и строения залежи в целом по площади. Сделаем краткий обзор способов определения параметров $k_п$ и $k_{н.г}$, уделив основное внимание петрофизическим предпосылкам каждого способа.

Коэффициент пористости. Рассмотрим наиболее широко применяемые геофизические способы определения $k_п$ по удельному сопротивлению полностью водонасыщенного пласта $\rho_{в.п}$, зоны проникновения $\rho_{з.п}$ и промытой зоны $\rho_{пр}$ продуктивного или водоносного коллектора. Все эти способы применяются для определения параметра $k_п$ межзернового гидрофильного коллектора и основаны на использовании зависимости параметра пористости $P_п$ от коэффициента пористости $k_п$.

При выборе зависимости учитывают следующие требования.

1. Зависимость типа к — к должна быть получена в лаборатории на представительной коллекции образцов изучаемого коллектора; если такая зависимость отсутствует, используется зависимость, полученная для сходного объекта ближайшего месторождения данного региона, или зависимость, приведенная в литературе для отложений, близких по свойствам к изучаемым.

2. Рекомендуется использовать зависимость для пластовых термобарических условий, полученную на образцах данного объекта или заимствованную из литературных источников. Отсутствие учета термобарических условий ведет к систематическому занижению $k_п$.

3. Если объект представлен двумя-тремя и более типами коллекторов, желательно пользоваться не единой для всех литотипов зависимостью, а семейством зависимостей, в котором каждая соответству-

ет определенному литотипу. Принадлежность конкретной зависимости определенному литотипу нередко обозначают диапазоном значений третьего параметра ($k_{пр}$, $\eta_{гл}$, $\alpha_{СП}$ и т. д.). Как в случае одной зависимости, так и при наличии семейства их обязательно указывается область существования. Величину $P_п$ рассчитывают по следующим формулам.

1. При использовании удельного сопротивления водоносного пласта $\rho_{в.п}$ по формуле $P_п=\rho_{в.п}/\rho_в$, где $\rho_в$ — удельное сопротивление пластовой воды.

2. При использовании удельного сопротивления промытой породы $\rho_{п.п}$ по формулам $P_п=\rho_{п.п}/\rho_ф П$ для водоносного и $P_п=\rho_{п.п}/\rho_ф П P_{н.о}$ для продуктивного коллектора, где $\rho_ф$ — удельное сопротивление фильтрата промывочной жидкости; П — коэффициент поверхностной проводимости; $P_{н.о}$ — параметр остаточного нефте (газо) насыщения.

3. При использовании удельного сопротивления зоны проникновения пользуются формулами, приведенными выше для промытой зоны, подставляя в них $\rho_{з.п}$ вместо $\rho_{п.п}$ и $\rho_{в.ф}$ (удельное сопротивление смеси фильтрата и пластовой воды) вместо $\rho_ф$. Иногда, стремясь избежать использования величин $\rho_{в.ф}$ и $P_{н.о}$, которые оцениваются с невысокой надежностью, составляют связь типа г — г, сопоставляя параметр $\rho_{п.п}/\rho_{ф.п}P_п$ или $\rho_{з.п}/\rho_{в.ф}P_п$ с $k_п$ по пластам, пористость которых установлена другим геофизическим методом, например, акустическим. Получив такую связь, используют ее в дальнейшем для определения $k_п$ по $\rho_{з.п}$ или $\rho_{п.п}$, применяя метод итераций, поскольку значением $P_п$ вначале приходится задаваться при расчете указанных комплексных параметров (рис. 110).

Определение $k_п$ по диаграмме интервального времени $\Delta\tau_р$ продольной волны. Этот способ применяют для расчета $k_{п.мз}$ в терригенном и карбонатном разрезах при хорошей и удовлетворительной степени цементации зерен породы. К рыхлым отложениям (пески, слабосцементированные песчаники, доломитовая мука) этот способ неприменим ввиду слабого акустического контакта между зернами скелета таких пород.

Петрофизической основой определения $k_п$ по величине $\Delta T_п$ является уравнение среднего времени, которое для породы мономинерального состава записывается в виде: $\Delta T_п=\Delta T_{тв}(1-k_п)+\Delta T_ж k_п$. Решением уравнения относительно $k_п$ является выражение: $k_п=(\Delta T_п-\Delta T_{т.в})/(\Delta T_ж-\Delta T_{т.в})$. Уравнение это приближенное и при благоприятных условиях (хороший акустический контакт между зернами скелета, отсутствие или слабое влияние на прохождение волны вторичных пор) удовлетворительно выражает связь между параметрами $\Delta T_п$ и $k_п$ в диапазоне $k_п=0{,}05-0{,}25$. Необходимо использовать зависимость $\Delta T_п=f(k_п)$, полученную с учетом термобарических условий, в противном случае будет систематическое занижение параметра $k_п$.

В связи с этим наиболее правильными являются следующие способы получения уравнения $\Delta T_п=f(k_п)$: а) связь $\Delta T_п$ — $k_п$ типа г — к, полученная по данным ГИС и керна в базовой скважине; б) связь

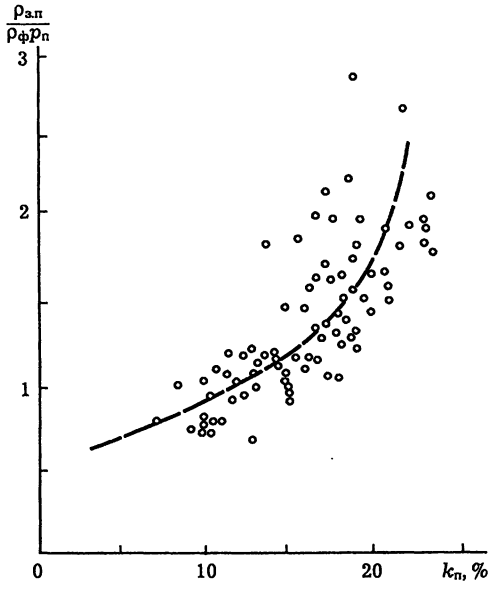


Рис. 110. Пример зависимости параметра $\rho_{з.п}/\rho_ф P_п$ от коэффициента пористости $k_п$ для определения пористости по $\rho_{з.п}$

$\Delta T_п$ — $k_п$ типа к — к, полученная на представительной коллекции керна при соблюдении термобарических условий.

При определении $k_п$ в породах с биминеральным составом комплексируют акустический метод с одним из методов пористости (ГГМ или НМ), решая задачу способом кросс-плотов. При нахождении $k_п$ терригенных глинистых коллекторов со смешанной (слоисто-рассеянной) глинистостью комплексируют акустический метод с одним из методов глинистости (СП или ГМ), используя в качестве петрофизической основы семейство графиков $\Delta T_п = f(k_п)$, обычно линейных для различных $k_{гл}$=const или $\alpha_{СП}$=const или ΔI_γ=const.

Для мономинеральной породы величину коэффициента общей пористости $k_п$ по данным ГГМ-п рассчитывают по формуле $k_п = (\delta_{тв} - \delta_п)/(\delta_{тв} - \delta_ж)$, которая является решением петрофизического уравнения $\delta_п = \delta_{тв}(1 - k_п) + \delta_ж k_п$. Заметим, что это редкий пример функциональной связи параметров.

Для породы с биминеральным скелетом величину $k_п$ находят рассмотренным выше способом кросс-плотов, комплексируя ГГМ-п с НМ или акустическим методом.

Коэффициент общей пористости $k_п$ мономинеральной породы, не содержащей в твердой фазе химически связанной воды, рассчитывают, используя нейтронную пористость $k_{(п)n}$, полученную по данным стационарного нейтронного метода (ННМ-Т или НГМ), по формуле $k_п = k_{(п)n}/\omega_ж$, где $\omega_ж$ — водородный индекс жидкости, насыщающей

породы. При наличии в скелете породы двух минеральных компонент, из которых одна (индекс 1) не содержит химически связанной воды, а другая (индекс 2) ее содержит

$$k_{п} = \frac{k_{п,n} - \omega_2 k_2}{\omega_{ж}}, \qquad (13.6)$$

где ω_2 и k_2 — соответственно объемное водосодержание и объемное содержание в породе компоненты 2 твердой фазы.

Типичные примеры такой породы в терригенном разрезе — глинистый кварцевый песчаник, для которого роль компоненты 2 играет глина, в карбонатном разрезе — загипсованный известняк, в котором компонентой 2 является гипс. В этих случаях соответственно $\omega_2=\omega_{гл}$ и $k_2=k_{гл}$ или $\omega_2=\omega_{гипс}$ и $k_2=k_{гипс}$. В рассматриваемом случае НМ комплексируют с методом глинистости (СП или ГМ) в терригенном либо с одним из методов пористости (ГГМ-п или АМ) в карбонатном разрезе для одновременного определения двух неизвестных — соответственно $k_п$ и $k_{гл}$ или $k_п$ и $k_{гипс}$.

Задача определения $k_п$ в породе биминерального состава независимо от того, содержит скелет химически связанную воду или нет, решается по данным НМ в комплексе с ГГМ-п или АМ способом кросс-плотов, если известно, какие минеральные компоненты содержит скелет.

Существенно осложняется, а иногда становится невозможным переход от $k_{(п)n}$ к $k_п$, если порода содержит элемент с аномальными нейтронными характеристиками (кадмий, гадолиний, бор, железо и т. д.). В этом случае для решения задачи требуется дополнительная информация о содержании в породе такого элемента.

При наличии в составе коллектора нескольких минеральных компонент (нефть и вода — жидкие минералы) для определения объемных содержаний x_i последних решают систему линейных уравнений вида:

$$y_j = \sum_{i=1}^{n} k_{ji} x_i, \qquad (13.7)$$

где y_j — параметр породы, определяемый по данным индивидуальной интерпретации j-геофизического метода; k_{ij} и x_i — соответственно физическое свойство i-й минеральной компоненты и ее объемное содержание. Размерность **Y** определяется применяемым комплексом ГИС.

Линейность системы (13.7)

$$\mathbf{Y} = K\mathbf{X} + \mathbf{e},$$

обусловлена линейностью петрофизических моделей многих методов ГИС. Примером может служить петрофизическая модель объемной плотности породы, содержащей n минеральных компонент. С известным приближением линейные модели справедливы для временного декремента ИННМ, интервального времени акустического метода, и др.

Нетривиальность задачи (13.7) определяется двумя обстоятельствами. Во-первых, не может существовать фиксированной петро-

физической настройки (матрицы K), общей для всех коллекторов. Причина — в изменении условий осадконакопления, геохимической обстановки, процессов диа- и катагенеза. Во-вторых, истинные значения петрофизических характеристик (элементов K) заранее неизвестны в принципе. Необходимо учитывать погрешность **e** входного вектора **Y** и диапазоны допустимых изменений элементов матрицы K. Таким образом, задача состоит в том, чтобы не только найти решение, но и матрицу K, при которых решение удовлетворяет совокупности условий (ограничений). Последние определяются геологическими, петрофизическими и геохимическими закономерностями седиментогенеза. Это означает, что петрофизическая настройка должна «приспосабливаться» (адаптироваться) к изменяющимся характеристикам компонент. Уточнение матрицы петрофизических характеристик может модифицировать компонентную модель (если результат настройки существенно отличается от начального приближения) по составу и количеству компонент. Специальная математическая техника решения системы (13.7) предусматривает предварительное разделение (кластеризацию) пластов по типам отложений, характеризующихся близким компонентным составом. Классификация пластов может осуществляться в пространстве элементов входного вектора **Y** без использования дополнительной информации, но с учетом известных петрофизических, геохимических, седиментологических закономерностей. В этом случае говорят, что адаптивный алгоритм решения обладает «геологическим интеллектом».

Коэффициент нефтегазонасыщения. Коллекторы с двухфазным насыщением. К таким коллекторам относятся нефтеносные или газоносные, содержащие в порах две фазы — нефть и воду, газ и воду. Известно несколько геофизических методов определения коэффициентов нефте- и газонасыщения. Однако широко применяют, особенно на стадии разведки и подсчета запасов, только один — определение коэффициента водонасыщения $k_в$ по удельному сопротивлению породы-коллектора с последующим расчетом $k_н = 1-k_в$ или $k_г = 1-k_в$. Петрофизической основой определения $k_в$ является эмпирическое уравнение $P_н = ak_в^{-n}$ или более простое $P_н = k_в^{-n}$. При расчете параметра $P_н$ по формуле (7.46) (см. разд. 7) используют петрофизическое соотношение $P_п = k_в^{-m}$ и значение $k_п$, найденное одним из рассмотренных выше способов, а также информацию о минерализации $C_в$ и удельном сопротивлении $\rho_в$ пластовой воды при температуре пласта.

Зависимость $P_н = f(k_в)$, используемая при оперативной интерпретации ГИС и подсчете запасов, обычно является связью типа к — к, причем очень часто полученной не на каменном материале изучаемого объекта, а из литературных источников для коллекторов данного типа. При наличии скважины, пробуренной с РНО, при сплошном отборе и анализе керна из продуктивных отложений появляется возможность получения связи $P_н$ — $k_в$ типа г — к путем попластового сопоставления значений $P_н$, вычисленных по данным электрометрии (индукционный метод), и $k_в$, измеренных по данным прямого метода.

По материалам таких скважин может быть получена связь $\rho_п$ — $W_в$, которая также применяется в практике подсчета запасов (см. рис. 56). Преимущество $\rho_п$ — $W_в$ — отсутствие необходимости знать величину $\rho_в$, что существенно при изменяющейся в залежи и за ее пределами минерализации пластовых вод. Определив величину $W_в$ по $\rho_п$, рассчитывают $k_в = W_в/k_п$ и $k_{н.г} = 1 - k_в$.

Если коллекторы изучаемого объекта представлены двумя-тремя литотипами, для определения $k_п$ используют семейство графиков $P_н = f(k_в)$, шифром которых является параметр, характеризующий их среднюю глинистость (терригенные породы), пористость или проницаемость (карбонатные породы). Для нахождения $k_в$ в каждом литотипе используют соответствующий ему график (рис. 55).

Рассмотренные зависимости применяют для расчета $k_в$ в гидрофильных продуктивных коллекторах. Для частично гидрофобных коллекторов используют те же приемы расчета $k_в$, принимая $n > 2$. Правильный выбор n затруднен, поскольку для этого надо прежде оценить степень гидрофобизацни и с учетом ее взять оптимальное значение n. Отсутствие учета гидрофобности реального коллектора при определении $k_н$, $k_г$ по величине $P_н$ приводит к систематическому завышению искомых параметров.

Влиянием термобарических условии на зависимость $P_н = f(k_в)$ обычно пренебрегают, для чего имеются достаточные основания.

Коэффициент водонасыщення $k_в$, а следовательно, коэффициенты $k_н$ или $k_г$ можно рассчитать, решая соответствующие уравнения, приведенные в разделе 7.3, по данным диэлектрического метода ГИС, полученным в скважине с РНО.

Коэффициент газонасыщения рассчитывают также по результатам исследований нейтронным гамма-методом или нейтрон-нейтронным методом по тепловым нейтронам, выполненных в необсаженной скважине с РНО или в обсаженной скважине, пробуренной с РВО, при полностью расформированной зоне проникновения,

$$k_т = \frac{k_п - k_{п(n)}}{k_п(1 - \omega_г)}, \qquad (13.8)$$

где $k_{(п)n}$ определяется по НМ; $k_п$ — по данным другого метода ГИС; водородный индекс газа в пластовых условиях $\omega_г = 1{,}6 \cdot 10^{-3}\, p_{пл}(T_{атм}/T_{пл})(1/z)$. Здесь $p_{пл}$ — пластовое давление; $T_{атм}$, $T_{пл}$ — температура на земной поверхности и в пласте; z — коэффициент сверхсжимаемости газа, меняющийся в пределах 0,8—1,1 в зависимости от $p_{пл}$ и $T_{пл}$.

Коэффициент водонасыщения $k_в$ и соответствующее ему значение $k_н$ нефтенасыщенного пласта при благоприятных условиях (отсутствие в породе элементов с аномальными нейтронными параметрами, высокая минерализация пластовой воды $C_в > 100$ г/л, значительная пористость коллектора $k_п \geq 0{,}2$ определяют по величине $\lambda_п$, вычисленной в результате интерпретации результатов исследований ИННМ в необсаженной скважине с РНО или обсаженной скважине, пробуренной с РВО при полностью расформированной зоне проникновения, путем решения уравнения

$$\lambda_п=\lambda_{ск}(1-k_п)+\lambda_ж k_п, \qquad (13.9)$$

где $\lambda_ж=\lambda_в k_в+\lambda_н(1-k_в)$; $\lambda_{ск}$, $\lambda_в$, $\lambda_н$ — соответственно декременты поглощения тепловых нейтронов в скелете породы, пластовой воде и нефти.

Коллекторы с трехфазным насыщением. В этих коллекторах, содержащих одновременно нефть и газ (газоносный коллектор с остаточной нефтью), требуется раздельное определение $k_н$ и $k_г$. Задача решается с использованием рассмотренных петрофизических связей и уравнений по схеме: 1) по данным метода сопротивлений или диэлектрической проницаемости находят величину коэффициента нефтегазонасыщения $k_{н.г}=k_н+k_г$; 2) по результатам специальных исследований НМ определяют $k_г$ и рассчитывают $k_н=k_{н.г}-k_г$ или по данным специальных исследований ИНМ определяют $k_н$ и рассчитывают $k_г=k_{н.г}-k_н$.

Коэффициент проницаемости. Для оценки коэффициентов абсолютной и фазовой проницаемости по данным ГИС отечественными и зарубежными авторами предложено большое количество способов. Достаточно широкое применение при проектировании разработки нашли две группы способов: оценка величины $k_{пр}$ по удельному сопротивлению $\rho_п$ терригенного гидрофильного межзернового коллектора в зоне предельного насыщения залежи углеводородами; оценка величины $k_{пр}$ терригенного межзернового коллектора с преобладанием рассеянного глинистого цемента независимо от характера насыщения. Петрофизической основой способов первой группы является уравнение Козени — Кармана (см. разд. 6), которое после введения в него параметров $P_н$ и $P_п$ и некоторых преобразований приводится к виду:

$$k_{пр}=KP_п^{\,p}P_н^{\,q}, \qquad (13.10)$$

где K — постоянная, характерная для изучаемого резервуара, учитывающая среднюю толщину пленки связанной воды и геометрию поровых каналов; p и q — эмпирические показатели степени, зависящие от свойств коллектора и насыщающих флюидов, причем p близко к 1, а q к -1. Так, в формуле для расчета $k_{пр}$, предложенной В.М. Добрыниным и С.А. Султановым для терригенных коллекторов девона Татарии и Башкирии, $p=1$; $q=-1{,}075$ (рис. 111).

Величину K или пределы ее изменения устанавливают для изучаемого объекта опытным путем, решая уравнение (13.8) относительно K для пластовых пересечений, в которых коэффициент проницаемости установлен по данным гидродинамических исследований.

Поскольку диффузионно-адсорбционная активность $A_{да}$ и радиоактивность песчаников и алевролитов связаны с глинистостью $\eta_{гл}$, а содержание глинистого материала существенно влияет на проницаемость, для терригенных коллекторов с рассеянной глинистостью при незначительном содержании других видов цемента существует достаточно тесная связь параметров $A_{да}$ и $q_{уп}$ с величиной $k_{пр}$. Это является петрофизической предпосылкой оценки $k_{пр}$ по диаграммам СП

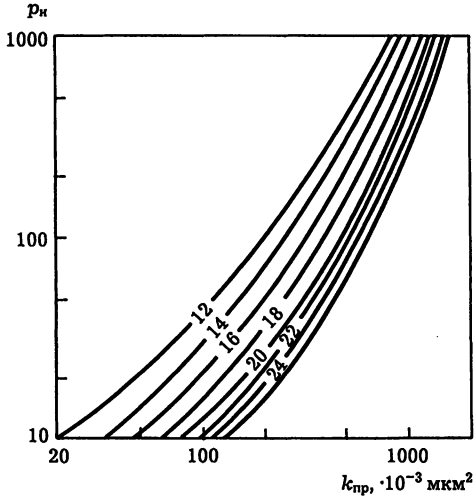


Рис. 111. Графики для определения коэффициента проницаемости $k_{пр}$ гидрофильных терригенных коллекторов по известным значениям $P_н$ и $k_п$ (по В.М. Добрынину).

Шифр кривых — $k_п$

и ГМ. Для продуктивных гранулярных коллекторов многих регионов получены тесные корреляционные связи относительных амплитуд $\alpha_{СП}$ и ΔJ_γ с параметром $k_{пр}$, (через эффективную пористость).

Ценность использования материалов ГИС для оценки параметра $k_{пр}$ состоит в том, что даже при небольшой точности такой оценки данные ГИС позволяют выделить по крайней мере два-три класса коллекторов и охарактеризовать их размещение по площади и в объеме залежи нефти или газа, а это создает предпосылки для построения пространственной динамической модели месторождения — объекта разработки. Эффективность использования ГИС для этой цели существенно возрастает при синтезе данных ГИС и сейсморазведки.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Что такое петрофизическое обеспечение комплексной интерпретации результатов ГИС?
2. Какие задачи решаются по данным ГИС на основе петрофизических связей?
3. Дайте классификацию известных Вам петрофизических связей.
4. Сформулируйте критерии выделения продуктивных коллекторов и дайте их петрофизическое обоснование.
5. Какой петрофизической информацией надо располагать для надежного определения коэффициента пористости по данным ГИС?

6. Что такое петрофизические константы?

7. Какие критерии надежности петрофизических связей Вам известны?

14. ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И РОЛЬ ПЕТРОФИЗИКИ ПРИ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

14.1. ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

14.1.1. Региональная петрофизическая характеристика земной коры

Латеральная дифференциация петрофизических характеристик горных пород, слагающих верхнюю часть земной коры, отражает ее длительную геологическую историю и обусловлена образованием осадочных бассейнов, горных сооружений, проникновением в земную кору магматических пород, эрозионными процессами [6].

Сегодня накоплен большой материал по петрофизическим свойствам (главным образом плотностным и магнитным) коренных горных пород или пород, прикрытых тонким слоем четвертичных осадков. На основании систематизации этих данных Н.Б. Дортман, И.Ф. Зотовой и М.Ш. Магид в 1981 г. построены петрофизические карты геологических формаций СССР.

Анализ распределения плотностей и намагниченности геологических формаций, а также однородности или дискретности этих параметров позволяет выделить шесть крупных ассоциаций геологических формаций. Общая закономерность между изменениями плотности пород в зависимости от их минерального состава и структуры, а также связь между плотностью и другими петрофизическими свойствами (упругими, электрическими и теплофизическими) позволяют ассоциации геологических формаций рассматривать так же, как петрофизические ассоциации континентальной земной коры [6]. На рис. 112 показана эволюция между петрофизическими ассоциациями и их геологической характеристикой для разновозрастных образований.

По этим данным петрофизическая ассоциация Iа и Iб, характеризующаяся малой низкой плотностью и слабой намагниченностью, объединяет все осадочные формации и часть формаций кислых магматических пород. Они характерны для молодых (Iа), древних (Iб) платформ и складчатых областей PR—KZ. Среди осадочных формаций в этой ассоциации четко выделяются слаболитифицированные и литифицированные группы формаций. Слаболитифицированные имеют низкую плотность и пористую структуру. Ими слагаются обширные площади недислоцированных покровов молодых и древних

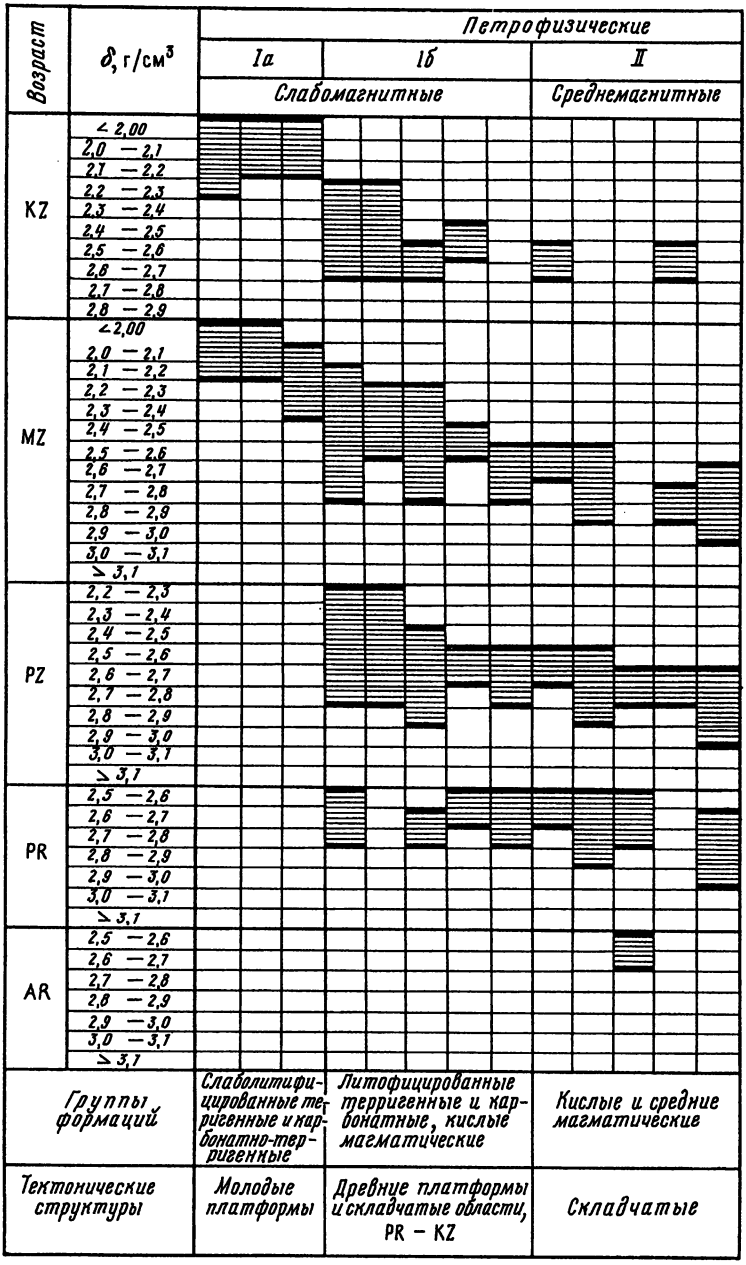
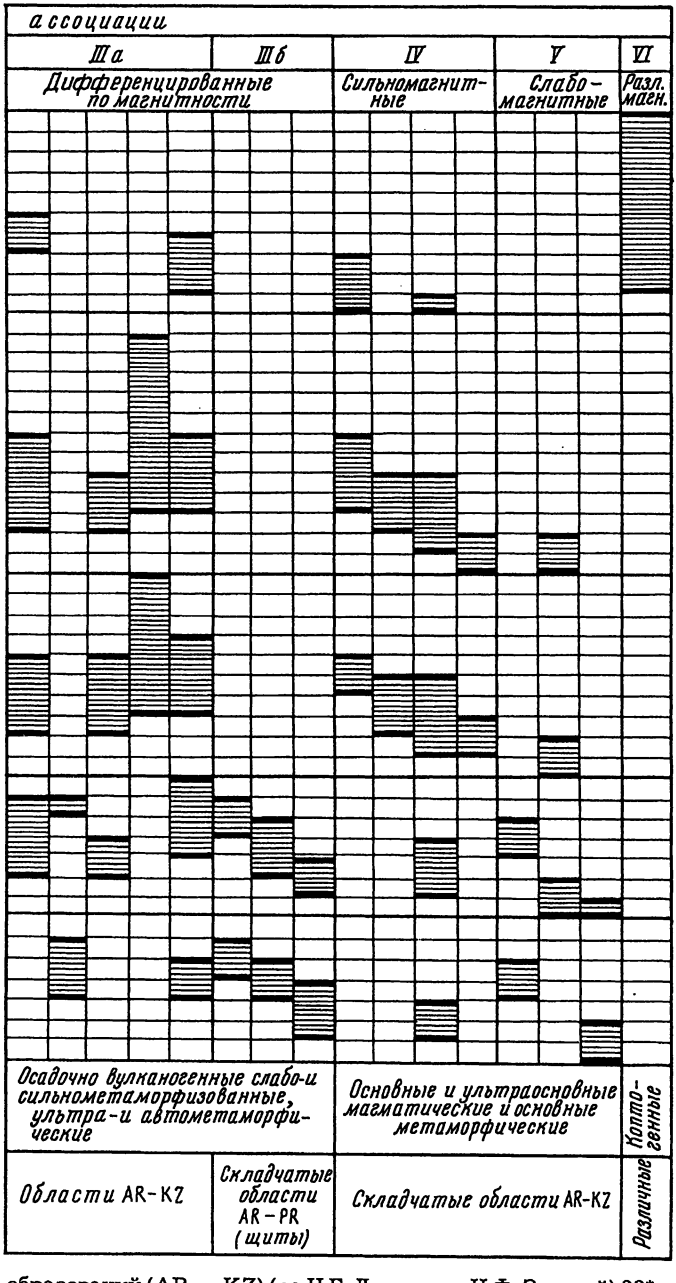


Рис.112. Схема эволюции петрофизической характеристики геологических



образований (AR — KZ) (по Н.Б. Дортман и Н.Ф. Зотовой) 23*

платформ, прогибы, мульды, образующиеся в период тектонической ассоциации регионов.

Группа литифицированных формаций характеризуется низкой и средней плотностью. На Русской платформе с этими породами связан палеозойский этап ее развития. На ранней и средней стадиях литификации наблюдается связь между плотностью и пористостью. На поздней стадии (метаморфические породы) дифференциация пород по пористости уменьшается.

В этой же петрофизической ассоциации находятся угленосные формации. Существует хорошая возможность оценки стадии литификации этих формаций по степени метаморфизма углей (С.А. Топорец, 1975 г.; В.В. Гречухин, 1980 г.). Плотность угленосных толщ изменяется в широких пределах от $2 \cdot 10^3$ до $2{,}75 \cdot 10^{-3}$ кг/м^3. Намагниченность слабая.

К ассоциации I отнесены также кислые и умеренно-кислые интрузивные и эффузивные образования, характеризующиеся средней плотностью и слабой намагниченностью.

Петрофизическая ассоциация II включает магматические и ультраметаморфические формации средней и повышенной плотности со средней намагниченностью. Эти породы приурочены к складчатым областям AR — KZ.

Петрофизическая ассоциация III объединяет дифференцированные по плотности, намагниченности и составу осадочно-вулканогенные формации, включая регионально-метаморфические породы, ультраметаморфические, автометаморфические формации. Специфика образований этих формаций — широкий диапазон температур и давлений — от типично коровых до мантийных. Встречаются эти формации в складчатых областях AR — PR (щиты) [6].

Петрофизические ассоциации IV и V включают формации пород основного и ультраосновного составов высокой плотности. Основное различие между этими ассоциациями заключается в намагниченности: формации IV ассоциации имеют высокую намагниченность, формации V ассоциации — слабомагнитны.

В IV ассоциацию входят интрузивные и эффузивные породы основного и реже среднего состава щелочно-земельного и щелочного рядов, а также щелочные ультраосновные породы. Интрузии представлены габбро, габбро-норитами, габбро-диабазами, габбро-анортозитами, габбро-диоритами и диоритами с плотностью этих пород от $2{,}90 \cdot 10^3$ до $3{,}1 \cdot 10^3$ кг/м^3, эффузивные породы — базальтовой и андезит-базальтовой формациями.

К V ассоциации относятся базит-гипербазитовая группа, анортитовая, пикритпорфиритовая и эклогитовая формации плотностью от $3 \cdot 10^3$ до $3{,}4 \cdot 10^3$ кг/м^3 и с высоким содержанием (до 10 — 15 %) железа, входящего в слабомагнитные и темноцветные силикатные минералы.

В VI петрофизическую ассоциацию входит коптогенная формация, образованная в условиях неравномерного ударного давления (в порово-космическом режиме под действием метеоритов). Это формация

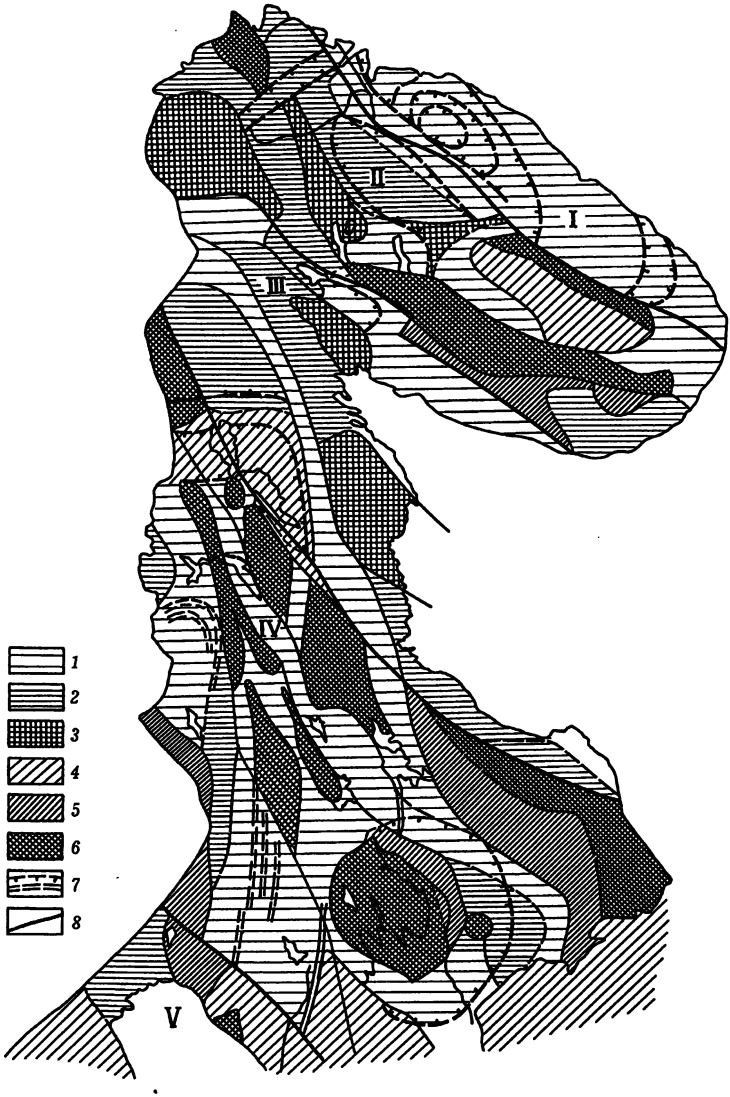


Рис. 113. Схема районирования восточной части Балтийского щита по петрофизическим данным (по Н.Б. Дортман, М.Ш. Магид, 1980).

Архейский структурно-формационный комплекс, плотность; *1* — низкая, *2* — средняя, *3* — высокая; протерозойские структурно-формационные комплексы и палеозойская активизация, плотность; *4* — низкая, *5* — средняя, *6* — высокая; *7*— дополнительные элементы магнитной характеристики; *8* — основные глубинные разломы. Мегаблоки: *I* — Мурманский, *II* — Кольский, *III* — Беломорский, *IV* — Карельский, *V* — Ладожский

импактитов (зювитов, тагалитов и др.). Это обычно мягкие тела плотностью от $1,9 \cdot 10^3$ до $2,75 \cdot 10^3$ кг/м^3, имеющие непостоянную намагниченность.

На рис. 114 приведен пример петрофизического районирования обширной территории весьма сложного геологического строения. Выделенные на рисунке формации относятся к архейскому и протерозойскому структурно-формационным комплексам, а также к породам палеозойской активизации. Поскольку каждой петрофизической ассоциации формаций соответствует определенный комплекс геологических формаций, к которым приурочены те или иные полезные ископаемые, то петрофизическое районирование на срезах земной коры позволит более направленно вести поиск полезных ископаемых геофизическими методами, т.е. способствует в конечном итоге повышению эффективности геологоразведочных работ.

14.1.2. Петрофизическое районирование коллекторов нефти и газа

Петрофизическое районирование песчано-алевритовых девонских и нижнекаменноугольных отложений ряда нефтяных месторождений Татарии и Башкирии выполнено в 1971 г. В.Л. Комаровым. Вероятно, это было одним из первых крупных обобщений такого рода, в котором была разработана методика районирования и изучено большое число скважин, систематизирован крупный массив данных по кернам продуктивных отложений. На основании этих исследований автор выделил пять петрофизических зон.

Было установлено, что мощность переходной водонефтяной зоны представляет собой сильный признак, позволяющий идентифицировать объекты исследования по комплексу структурных свойств пород и физико-химических свойств нефти. По этому признаку все девонские пласты, имеющие толщину переходной зоны от 3 до 4 м, отнесены к единой группе, а пласты тульских и радаевско-бобриковских нижнекаменноугольных отложений с переходной зоной менее 2 м выделены в другую единую группу отложений.

После этого по наиболее близким значениям постоянных коэффициентов в парных и многомерных связях между петрофизическими параметрами были проведены границы пяти петрофизических зон. Каждая такая зона характеризуется набором из 6—10 петрофизических уравнений, которыми рекомендуется пользоваться с помощью петрофизических связей.

Аналогичные работы по петрофизическому районированию меловых продуктивных отложений Западной Сибири были выполнены в 1975 г. Е.И. Леонтьевым.

14.1.4. Петрофизические разрезы

Для изучения закономерностей изменения петрофизических свойств с глубиной строят петрофизические разрезы, которые являются основой для изучения глубинного геологического строения региона по геофизическим данным. Строят петрофизические разрезы

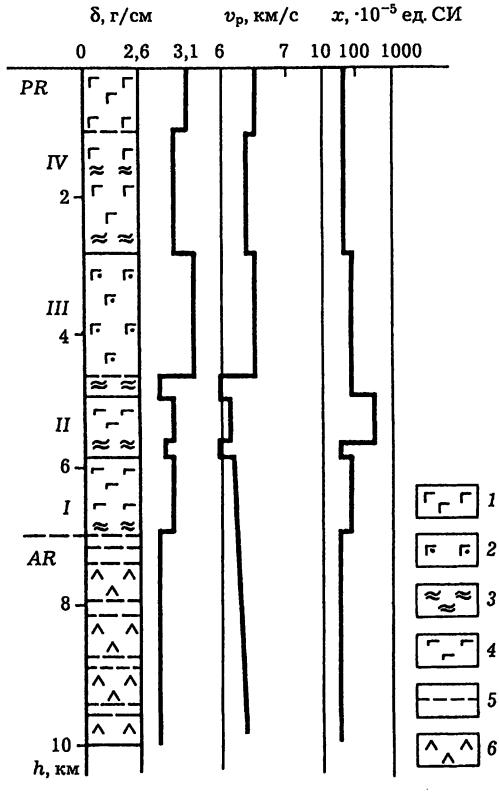


Рис. 114. Глубинный петрофизический разрез геологических образовании Печенгского синклинория [6]:

1 — диабазы; *2* — диабазы актнополитизироваиные: *3* — осадочно-вулканогенные породы: *4*— аподиабазовые породы; *5* — амфиболиты; *6* — гнейсы

по результатам бурения глубоких параметрических скважин, используя с этой целью керн, данные ГИС, а также свойства образцов пород, выведенных в результате тектонических процессов на поверхность с учетом введения поправок за влияние термобарических условий залегания.

На рис. 98 изображен глубинный петрофизический разрез геологических образований Печенгского синклинория, заполненного осадочно-вулканогенным комплексом (PR_2). Комплекс состоит из вулканогенных толщ основного состава (Э.Б. Наливкина и др.).

Верхняя толща *IV* сложена главным образом слабоизмененными диабазами со средними плотностью $\delta_п = 2{,}99 \cdot 10^3$ кг/м^3 и скоростью $\upsilon_p = 6{,}6$ км/с. Под влиянием актинолитизации в толще *III* увеличивается средняя плотность до $3{,}03 \cdot 10^3$ кг/м^3 и уменьшается скорость про-

дольных волн за счет повышенной трещиноватости. Аподиабазовые и апоандезитовые сланцы толщ *II* и *I* характеризуются более низкими плотностью и скоростью продольных волн.

Разрез основных вулканитов печенгского комплекса в основном слабомагнитен. Исключение составляет *II* высокомагнитная толща.

14.2. ПОСТРОЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СРЕДЫ

Влияние множества различных сейсмогеологических факторов на характер записи в сейсморазведке предопределяет и вероятностный характер получаемых структурно-формационных оценок разреза. Повысить надежность этих оценок позволяет комплектование наземных (сейсморазведка), скважинных акустических исследований, подкрепленных изучением упругих свойств кернов пород.

Роль скважинных и петрофизических исследований состоит в построении линейной (вертикальной) геоакустической модели среды, согласованной с ее структурно-фациальными особенностями.

Основой для построения геоакустической модели являются данные ГИС (акустический и гамма-гамма-методы), вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) и петрофизические исследования кернов.

В последующем с учетом наземных сейсмических исследований МОВ и ВСП строят эффективную сейсмическую модель.

Геоакустическая линейная модель представляет собой литологическую колонку со стратиграфической разбивкой, кривые изменения интервальных скоростей и плотности пород с глубиной, график положения наиболее значительных отражающих границ и кривые средних скоростей и плотности пород, слагающих разрез.

Таким образом, при построении геоакустической линейной модели используются данные ГИС для определения литологии пород, их упругих (акустический метод) и плотностных (гамма-гамма-метод) характеристик.

Строго говоря, при наличии перечисленных диаграмм ГИС нет необходимости в использовании петрофизических исследований. Однако часто наблюдающиеся на практике искажения кривых акустического и гамма-гамма-метода в результате неблагоприятных условий измерений (каверны, большой диаметр скважины при бурении под кондуктор и другие причины) требуют уточнения полученных данных, их согласования с петрофизическими факторами, использования статистического подхода при построении скоростной и плотностной характеристик разреза.

Для этого используются нормальные (эталонные) зависимости петрофизических свойств горных пород с глубиной (А. Г. Авербух, 1982 г.) или кривые изменения петрофизических свойств от эффективного напряжения (компрессионные кривые) (В. М. Добрынин и др., 1982 г.).

Нормальные зависимости и компрессионные кривые отражают изменения с глубиной (или давлением) свойств одновозрастных, литологически однородных пород, образовавшихся в условиях монотонного погружения и уплотнения при сходных фациальных обстанов-

Таблица 32. **Корреляционные зависимости между υ_p, $\delta_п$ и $k_п$ для песчано-глинистых отложений шельфа Сахалина**

Порода	Уравнение регрессии	Число пар	Корреляционное отношение
Глина	$\upsilon_p=0{,}207-0{,}525\cdot10^{-1}H+0{,}759\cdot10^{-3}H^2-$ $-0{,}184\cdot10^{-6}H^3$	466	0,897
	$\delta_п=0{,}203+0{,}339H-0{,}946\cdot10^{-4}H^2+0{,}968\cdot10^{-8}H^3$	436	0,740
	$\delta_п=0{,}332+1{,}51\upsilon_p-0{,}38\cdot10^{-3}\upsilon_p^2+0{,}336\cdot10^{-7}\upsilon_p^3$	435	0,893
	$\upsilon_p=-2373{,}1+767{,}26\ln H$	120	0,87
	$\delta_п=1{,}45+0{,}13\ln H$	120	0,83
	$k_п=73{,}99-7{,}59\ln H$	120	0,82
	$k_п=248{,}43-28{,}49\ln\upsilon_p$	120	0,88
Песчаник	$\upsilon_p=0{,}195-0{,}275H+0{,}822\cdot10^{-3}H^2-0{,}183\cdot10^{-6}H^3$	347	0,820
	$\delta_п=0{,}204+0{,}159H-0{,}425\cdot10^{-4}H^2+0{,}105\cdot10^{-7}H^3$	347	0,660
	$\delta_п=0{,}226-0{,}32\upsilon_p+0{,}153\cdot10^{-4}\upsilon_p^2-0{,}172\cdot10^{-7}\upsilon_p^3$	347	0,815
	$\upsilon_p=1609{,}7+0{,}83H$	120	0,75
	$\delta_п=2{,}09+9{,}42\cdot10^{-5}H$	120	0,47
	$\delta_п=1{,}89+1{,}21\cdot10^{-4}\upsilon_p$	120	0,71
	$k_п=60{,}3-5{,}57\ln H$	120	0,49
	$k_п=36{,}97-0{,}00587\upsilon_p$	120	0,71

ках. Эти кривые строят на статистической основе с использованием результатов исследований шлама и кернов. Нормальные и компрессионные статистические кривые могут быть использованы для прогноза акустических и плотностных свойств на глубины, не вскрытые скважинами, для восполнения н корректировки конкретных скважинных исследований, выявления зон аномальных давлений, перерывов осадконакопления, нарушений, и т. п. Все эти данные значительно повышают достоверность геоакустической линейной модели среды, используемой для прогноза геологического разреза или прямых поисков полезных ископаемых по данным сейсморазведки.

Развитые сегодня методы корреляционно-регрессионного анализа позволяют представить эти зависимости в виде уравнений. В качестве примера в табл. 32 представлены такие корреляционные связи, полученные для песчано-глинистого разреза северо-восточного шельфа Сахалина (И.И. Хведчук и др., 1988 г.).

При построении геоакустического линейного разреза с помощью корреляционных зависимостей большое практическое значение имеют зависимости типа $\upsilon_p(\delta_п)$ и $\delta_п(\upsilon_p)$, позволяющие прогнозировать один параметр по другому.

Геоакустическую линейную модель переводят в сейсмический диапазон частот путем автокорреляционных функций сейсмических трасс в методе ОГТ. С этой целью по данным геоакустического разре-

за рассчитывают синтетические сейсмограммы, подобные экспериментальным сейсмограммам, полученным вблизи скважины. Этот анализ позволяет оценить информативность кинематических и динамических параметров сейсмических записей, перейти от временного к геологическому разрезу.

14.3. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГИС

Важное место в процессе комплексной интерпретации геофизических данных занимает физико-геологическая модель — обобщенное и формализованное представление об основных геологических и физических характеристиках исследуемого геологического объекта (В.В. Бродовой, 1980 г.). Физико-геологические модели меняются в зависимости от целей геофизических исследований (прогноз, картирование, поиск или разведка).

Физико-геологическая модель может быть представлена графически в виде масштабного изображения (разрезов, профилей), либо описана аналитически с помощью уравнений и табличных данных. Три основных фактора определяют физико-геологическую модель: 1) физические свойства горных пород; 2) геометрические размеры, форма и глубина объекта; 3) влияние помех геологического и негеологического происхождения.

В соответствии с задачей данного раздела остановимся лишь на первом факторе. Информация о физических свойствах горных пород используется на всех стадиях геологоразведочного процесса.

Физические свойства пород изменяются в зависимости от их состава, возраста, глубины залегания, степени метаморфизма и других факторов. Эти все изменения должны найти отражение в физико-геологической модели.

На рис. 115 показан пример физико-геологической модели колчеданного месторождения, залегающего в гидротермально измененных серицито-хлоритовых породах с сульфидной минерализацией. На модели отражены геометрия и свойства вмещающих месторождение пород, показаны три возможных профиля изменения геофизических параметров над этой моделью при трех возможных положениях эрозионного среза.

При построении физико-геологических моделей важную роль также играют корреляционные связи между петрофизическими параметрами разреза. Примеры таких связей между скоростью υ_p и плотностью $\delta_п$, а также между этими параметрами с глубиной залегания породы были приведены в предыдущем разделе настоящей главы. К этому можно добавить еще зависимости между скоростью и электрическими свойствами разреза, между скоростью и другими промыслово-геофизическими параметрами (В. С. Вольвовский, Н. Я. Кунин, Е.И. Терехин, 1977 г.). Полученные с помощью геофизических измерений и кернов корреляционные связи широко применяются при проектировании и комплексной интерпретации геофизических измерений. Сведения о распределении плотности пород в модели осадочных

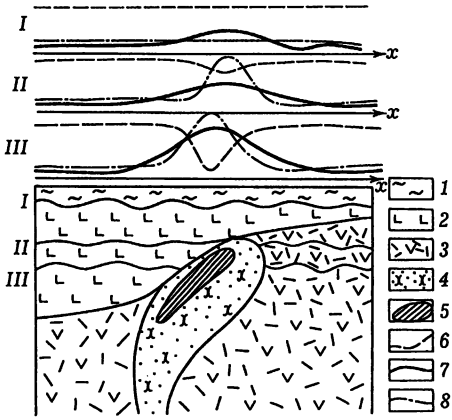


Рис. 115. Физико-геологическая модель колчеданного месторождения с ожидаемыми физическими полями (электроразведка $\rho_к$, гравиразведка Δg и метод вызванной поляризации $\eta_к$) при разных положениях эрозионного среза (по М.Н. Столпнеру и др.):

1 — покровные мезозойско-кайнозойские отложения, $\rho_к = 0 \div 100$ Ом·м, $\delta_п = 1 \div 24$ г/см^3, $æ = (0 \div 40) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ; *2* — надрудная толща андезито-базальтового состава, $\rho_к = (3 \div 7) \cdot 10^3$ Ом·м, $\delta_п = 2{,}75 \div 2{,}9$ г/см^3, $æ = (12 \div 125) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $A_в = 1 - 3$ %; 3 — кислые рудовмещающие вулканиты ($\rho_к = (1 \div 3) \cdot 10^3$ Ом·м, $\delta_п = 2{,}55 \div 2{,}75$ г/см^3, $æ = (0 \div 25) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $A_в = 2 \div 10$ %); *4* — гидротермально измененные серицито-хлоритовые породы с сульфидной минерализацией, $\rho_к = 25 \div 1000$ Ом·м, $\delta_п = 2{,}8 \div 3{,}3$ г/см^3, $æ = (0 \div 6) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $A_в = 5 \div 40$ %; *5* — массивные колчеданные руды, $\rho_к = 1 \div 100$ Ом·м, $\delta_п = 3{,}5 \div 4{,}6$ г/см^3, $æ = 0$, $A_в \approx 40$%; *6* — $\rho_к$; *7* — Δg; *8* — $\eta_к$; *I—III* — уровни эрозионного среза

пород позволяют оценить изменение упругих свойств среды и предположить возможности сейсморазведки, сделать заключение о природе и возможности использования гравиметрических полей.

В качестве одного из петрофизических признаков при поисках рудных месторождений используют характер корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью магматических пород. В породах, не измененных эндогенными процессами, независимо от их состава и генезиса имеет место положительная корреляционная связь между $\delta_п$ и æ — увеличению $\delta_п$ соответствует увеличение æ.

В зонах гидротермально-метасоматических процессов происходит нарушение положительной корреляционной связи вплоть до появления обратной связи между этими величинами (В.И. Пахомов). Это позволяет результаты петрофизических исследований использовать для выделения зон гидротермально измененных пород, перспективных на многие рудные полезные ископаемые.

Примером такого применения являются глубинные петрофизические разрезы. При построении этого разреза используются петрофизические, геофизические и геологические карты, данные по глубоким и сверхглубоким скважинам, глубинным сейсмическим зондированиям [6].

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Что такое петрофизическое районирование, для каких целей оно применяется?

2. Понятие о петрофизических ассоциациях, петрофизических разрезах, опишите их сущность, приведите примеры.

3. Что такое геоакустическая модель среды, как она строится, для каких целей применяется? Роль геофизических исследований скважин при построении геоакустической модели.

4. Каковы направления использования петрофизических исследований при комплексной интерпретации геофизических данных?

СПИСОК ОСНОВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кобранова В.Н. Петрофизика. — М.: Недра, 1986

2. Виноградов В.Г., Дахнов А.В., Пацевич С.Л. Практикум по петрофизике. — М.: Недра, 1989.

3. Интерпретация результатов геофизических исследований скважин: Справочник. — М.: Недра, 1988.

4. Петрофизика: Справочник. Книга первая. Горные породы и полезные ископаемые./ Под ред. Н.Б.Дортман. — М.:Недра, 1992. — 391 с.

5. Справочник по литологии. — М.: Недра, 1983.

6. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых: Справочник геофизика. — М.: Недра, 1984.

7. Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. Справочник. — М.: Недра, 1988.

8. Вендельштейн Б.Ю. Исследование разрезов нефтяных и газовых скважин методом собственных потенциалов. — М.: Недра, 1966.

9. Вендельштейн Б.Ю., Резванов Р.А. Геофизические методы определения параметров нефтегазовых коллекторов. — М.: Недра, 1978.

10. Геолого-технологические исследования скважин. /Л.М. Чекалин, А.С. Моисеенко, А.Ф. Шакиров и др. — М.: Недра, 1993.

11. Гиматудинов Ш.К., Ширковский А.И. Физика нефтяного и газового пласта.— М.: Недра, 1982.

12. Готтих Р.П. Радиоактивные элементы в нефтяной геологии. — М.: Недра, 1980.

13. Даев Д.С. Высокочастотные электромагнитные методы исследования скважин.— М.: Недра, 1974.

14. Дахнов В.Н. Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения горных пород. — М.: Недра, 1985.

15. Дерягин Б.В., Чураев Н.В., Муллер В.М. Поверхностные силы.— М.: Наука, 1985.

16. Добрынин В.М. Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. — М.: Недра, 1970.

17. Добрынин В.М., Кузнецов О.Л. Термодинамический градиент давления поровых вод и его роль в земной коре. — М.: Изд. ВНИИ Геоинформсистем, 1988.

18. Добрынин В.М., Серебряков В.А. Геолого-геофизические метод» прогнозирования аномальных пластовых давлений. —М.: Недра, 1989.

19. Ивакин Б.Н., Карус Е.В., Кузнецов О.Л. Акустический метод исследования скважин. —М.: Недра, 1978.

20. Кожевников Д.А. Нейтронные характеристики горных пород и их использование в нефтегазовой геологии. — М.: Недра, 1982.

21. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации.— Л.: Недра, 1980.

22. Комплексирование методов разведочной геофизики: Справочник геофизика.— М.: Недра, 1984.

23. Кринари Г.А., Ковалев А.Г., Кузнецов В.В. Минералогические причины снижения нефтеотдачи и способы их выявления. В кн.: Труды международн. конф. «Проблемы комплексного освоения трудноизвлекаемых запасов нефти и природных битумов» (добыча и переработка). Казань, 1994, том 6, с.1993-2002.

24. Латышова М.Г., Дьяконова Т.Ф., Цирульников В.П. Достоверность геофизической и геологической информации при подсчете запасов нефти и газа. —М.: Недра, 1986.

25. Леонтьев Е.И. Моделирование в петрофизике. — М.: Недра, 1978.

26. Мейер В.А., Ваганов П.А. Основы ядерной геофизики. — Л.: Изд. Ленингр. ун-та, 1985.

27. Тхостов Б.А., Везирова А.Д., Вендельштейн Б.Ю., Добрынин В.М. Нефть в трещинных коллекторах. — М.: Недра, 1970.

28. Орлов Л.И., Карпов Е.Н., Топорков В.Г. Петрофизические исследования коллекторов нефти и газа. —М.: Недра, 1987.

29. Плюснин М.И. Электромагнитные исследования скважин с помощью соленоидных зондов.— Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. —№ 8.— 1983.- С. 126-132.

30. Ромм Е.С. Структурные модели порового пространства горных пород.— Л.: Недра, 1985.

31. Тульбович Б.И. Методы изучения пород-коллекторов нефти и газа. — М.: Недра, 1979.

32. Скважинная ядерная геофизика: Справочник геофизика. — М.: Недра, 1990. М.: Недра, 1983.

33. Фазовые проницаемости коллекторов нефти и газа/В.М. Добрынин, А.Г. Ковалев, А.М. Кузнецов, В.Н. Черноглазов//Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. М.: ВНИИОЭНГ, 1988.

34. Фридрихсберг Д.А. Курс коллоидной химии. —Л.: Химия, 1974.

35. Ханин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа. —М.: Недра, 1973.

36. Элланский М.М. Петрофизические основы комплексной интерпретации геофизических исследований скважин. — М.: ГЕРС, 2001.

37. Элланский М.М. Инженерия нефтегазовой залежи. Нефтегазовая залежь и ее изучение по скважинным данным. М.: «Техника», 2001.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Активация 262
Активность
— диффузионно—адсорбционная 15, 137, 169
— фильтрационная 179
— электрохимическая 160
— — вызванная 160
— — естественная 169
— — окислительно-восстановительная 182
Амплитуда
— потенциалов СП относительная 175, 333
Анализ
— элементный 260
— гранулометрический 13, 24
Анизотропия 150, 201
Антиферромагнетизм 184, 190

Влагоемкость 55
Влажность 54
— гигроскопическая 68
— объемная 142
Вода 55
— капиллярно—удержанная 61, 68
— конституционная 55
— кристаллизационная 55
— прочносвязанная 57, 124, 153
— пленочная 56
— рыхлосвязанная 57, 153
— углов пор 56, 68
— физически связанная 56, 68, 123
— фуникулярная 67
— химически связанная 55, 285
Водонасыщенность 62
— остаточная 62, 109, 254
Водоудерживающая способность
— коллектора 69
— матрицы 69
— цемента 69
Возраст нейтронов 271
— полный 271
— фермиевский 270
Волна 303
— Лэмба—Стоунли 304
— поперечная 303
— продольная 303
— скорость распространения 304, 308, 310
Время
— замедления нейтронов 278
— интервальное 311, 314, 333, 336
— жизни тепловых нейтронов 266, 286
— релаксации 128
Вытеснение 64, 114
— капиллярное 64, 75

Газонасыщение 76, 287, 293, 318, 340
Гамма—излучение
— естественной радиоактивности 227, 236
— неупругого рассеяния 262
— наведенной радиоактивности 263
— радиационного захвата 262
Гидропроводность 108
Гидрослюда 12, 16, 148, 245, 285
Гидрофобность 72, 145, 156, 340
Гидрофильность 72
Глинистость 11, 137, 143, 153, 263
— гранулометрическая 13
— массовая 14
— объемная 14, 46
— рассеянная 15, 293
— слоистая (ламинарная) 15
— относительная 14, 175, 238
Градиент
— геотермический 48
— давления 109

Давление
— всестороннее 202, 290
— капиллярное 64, 117
— пластовое 279
Двойной электрический слой 58, 131, 148
Деформация
— объемная 288, 293
— остаточная (необратимая) 288
— сдвига 288
— упругая 288
Диамагнетизм 185
Длина
— замедления нейтронов 271
— диффузии 273, 275, 285
— свободного пробега 272
— миграции нейтронов 277

Емкость
— катионного обмена 22, 131, 175, 254

Закон
— Бугера—Ламберта—Бера 207
— Гука 289
— — Ома 208
— Пуазейля 96
— радиоактивного распада 228
— теплопроводности Фурье 208
Замедление нейтронов 268
Замедляющая способность 269
Зона
— насыщения предельного
— недонасыщения

Извилистость 27
— гидравлическая 97
— электрическая 129, 142
Изотерма адсорбции 20

Капилляриметрия 64
Каолинит 12, 16, 56, 245
Коллектор 285
— карбонатный 13, 48, 71, 143, 177, 330, 334
— сложный 316, 334
— с насыщением
— — двухфазным 339
— — трехфазным 341
— терригенный 1, 17, 70, 43, 66, 177, 180, 331, 341
— трещинно—кавернозный 317
Коэффициент
— агрегатной глинистости 15
— анизотропии 150
— водонасыщения 76, 142, 340
— газонасыщения 77
— Джоуля—Томсона 213
— диффузии нейтронов 275
— диффузионно-адсорбционной э.д.с. 171
— корреляции 327
— набухания 70
— необратимого уплотнения 43
— — пор 83
— — твердой фазы 82
— нефтегазонасыщения 339
— нефтенасыщения 76, 113, 340
— объемной глинистости 14
— объемной сжимаемости 289, 299
— —воздуха 320
— — глинистых включений 293
— пор 293, 297, 316
— — скелета 293
— — твердой фазы 297
— остаточного водонасыщения 18, 52, 62, 75, 98
— относительной глинистости 14, 238, 293, 316
— пористости 30, 129, 225, 315, 335
— — динамической 32, 69, 97
— — общей 14, 30
— — открытой 32
— —эффективной 17, 27, 32, 70
— — — относительной 70, 334

— поглощения (затухания) 310, 320
— проницаемости 94, 341
— Пуассона 289, 304
— сжимаемости 107, 279
— смачиваемости 74
— трещинноватости 101, 138, 150
— температуропроводности 209
— теплопроводности 208, 211
— упругой связи фаз 301
— фильтрационной электрохимической активности 179
Кросс—плот 329, 338

Магнетизм 184
Магнитная восприимчивость 185, 186, 195, 203
Магнитострикция 191
Методы ГИС
— акустические 299, 317, 320, 332
— гамма—метод
— — интегральный 236, 342
— — спектрометрический 239
— нейтронные 259, 317, 331
— — импульсные 259, 279, 264, 335, 340
— — интегральные 260
— — наведенной активности 263
— — спектроскопические 260
— — стационарные 259, 277, 264, 337
— плотностной гамма—гамма метод 240, 331
— потенциалов собственной поляризации 333
Минералы
— глинистые 240, 283
— породообразующие 187, 207, 216, 278, 305
Модель
— вертикальная геоакустическая 350
— компонентная 244, 339
— пористой дисперсной системы 163
— физико—геологическая 352
Модуль
— объемного (всестороннего) сжатия 289, 305
— поперечного сжатия (Юнга) 289, 304
— сдвига 289, 304
Монтмориллонит 12, 16, 245

Намагниченность 185
— идеальная 190
— нормальная 189
— остаточная 186, 188, 201
— — изотермическая 189
Напряжение
— всестороннее 290
— нормальное 40, 289
— эффективное 40, 108, 295
Нерастворимый остаток 15, 178
Неоднородность 9
— компонентная 10
— текстурная 10
— фазовая 9
Нефтенасыщенность 76, 263
— остаточная 113

Парамагнетики 185
Параметр
— буримости 177
— влажности 145
— подсчетный 335
— пористости 129
— насыщения 142
Период полураспада 228
Плотность 79
— минералогическая 81
— нейтронов 269
— объемная 79
— твердой фазы 79
— электронная 230
Поверхность
— адсорбционная 19, 131
— удельная 19, 24
— фильтрации 28, 99
Поляризация 120
— атомная 120

— вызванная 160
— диффузионно-адсорбционная 121
— ионная 120
— окислительно-восстановительная 121
— ориентационная 120
— самопроизвольная 45, 121
— смещения 120
— структурная 121, 154
— фильтрационная 121
— электронная 120
Пористость 29, 38, 51, 279
— вторичная 29
— динамическая 32
— межзерновая 29, 139
— общая 30, 53
— открытая 32
— первичная 29, 38, 52
— эффективная 32, 39, 175, 239
Порометрия 26
— ртутная 34
Породы
— битуминозные 78
— вулканогенно—осадочные 13, 53, 345
— магматические 52, 88, 108, 159, 169, 193, 223, 247, 307, 345
— метаморфические 52, 91, 108, 159, 169, 200, 223, 250, 307, 345
— осадочные 38, 81, 128, 151, 157, 168, 174, 200, 219, 227, 252, 266, 283, 310, 345
— трещиноватые 101, 13 8, 241, 299
Поры 30
— капиллярные 30
— субкапиллярные 31
— сверхкапиллярные 30
Потенциал
— электрокинетический 60
Проводимость 119
— ионная 120, 163
— поверхностная 132
— удельная электрическая 119
— электронная 120, 161, 182
Проницаемость 94, 181
— абсолютная 95
— диэлектрическая 119, 152
— магнитная 185
— относительная фазовая (ОФП) 96, 109, 146
— фазовая 95
Пропитка капиллярная 33, 74
Просветность 96

Радиоактивность 226, 234, 247
Радиус
— пор 26, 172
— гидравлический 97
Раскрытость трещин 102
Рассеяние
— упругое 262
— комптоновское 229
— неупругое 262

Связи
— корреляционные парные 324
— — геофизика—геофизика 325
— — геофизика—гидродинамика 325
— — геофизика—керн 324
— — керн—керн 324
Сечение
— взаимодействия 229, 266
— макроскопическое 229, 269
— микроскопическое 229, 264
— поглощения (захвата) 264
— рассеяния 266
— фотопоглощения 230
Сжимаемость
— адиабатическая 306
Сжатие всестороннее 178
Скорость
— поперечных волн 304
— продольных волн 304
— фильтрации 96
Смачиваемость 72
Сопротивление 119

— тепловое 212
— удельное электрическое 119, 336
Спектр
— гамма—излучения 232, 239, 263
— инфракрасных лучей 207
— нейтронов 269, 274

Температуропроводность 212, 224
Теплоемкость 209, 214, 321
Теплопроводность 211, 213, 224, 321
Термогравитограмма 55
Термомассометрия 66
Термонамагниченность 190
Точка Кюри 194, 202
Трещинноватость 31
— субвертикальная 31
— субгоризонтальная 31

Уплотнение 85
— необратимое 43, 82
Упругость 288
Уравнение
— Гельмгольца 179
— Дарси 94
— Дахнова—Арчи 130
— диффузии 275
— интервального времени 311
— Козени—Кармана 27, 96, 341
— Лапласа 33
— Оделевского 153
— среднего времени 312
— теплопроводности 208

Ферримагнетики 185, 188
Ферромагнетики 188
Фильтрация
— закон 94
— трехфазная 113, 117
Фотоэффект 229

Характер насыщения 146, 334

Хлорит 12, 245

Цеолиты 13, 23
Центрифугирование 65, 75

Эквивалент
— калиевый 237
— урановый 237
— — естественного радионуклида 237
— — суммарного содержания ЕРЭ 237
— ториевый 237
Элементы
— аномальные поглотители 268
— естественно—радиоактивные 228, 244
— породообразующие 262, 264, 284
Эффект
— Клинкенберга (проскальзывания газа) 95
— комптоновский 229, 230
— концевой 115
— образования электрон-позитронных пар 229

Ядерно—магнитный резонанс 68, 74

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. Введение ... 3

2. Неоднородность, дисперсность, межфазная поверхность пород ... 9

2.1. Типы неоднородностей ... 9
2.2. Глинистость ... 11
2.3. Удельная поверхность. емкость катионного обмена ... 19
2.3.1. Оценка удельной поверхности по данным гранулометрического анализа ... 24
2.3.2. Расчет удельной поверхности породы по результатам порометрии ... 26
2.3.3. Удельная поверхность фильтрации ... 27

3. Пористость ... 29

3.1. Виды пористости ... 29
3.2. Структура емкостного пространства ... 33
3.3. Пористость минералов ... 39
3.4. Пористость осадочных пород ... 39
3.4.1. Необратимые изменения пористости с глубиной ... 40
3.4.2. Упругие (обратимые) изменения пористости при выносе кернов на поверхность ... 50
3.5. Пористость метаморфических и магматических пород ... 51

4. Водо-, нефте- и газонасыщенность пород ... 54

4.1. Влажность, влагоемкость. Свободная и связанная вода. Двойной электрический слой ... 54
4.2. Остаточная вода горных пород ... 62
4.2.1. Прямой метод определения коэффициента остаточного водонасыщения ... 62
4.2.2. Косвенные методы определения коэффициента остаточного водонасыщения ... 63
4.2.3. Петрофизические модели остаточной водонасыщенности, эффективной и динамической пористости ... 68
4.3. Смачиваемость поверхности твердой фазы. Гидрофильные и гидрофобные поверхности ... 72
4.4. Нефте- и газонасыщенность пород ... 76

5. Плотность ... 79

5.1. Определение, основные зависимости ... 79
5.2. Плотность газов, жидкостей и минералов ... 80
5.2.1. Плотность газов ... 80
5.2.2. Плотность жидкостей ... 80

5.2.3. Плотность минералов ... 81
5.3. Плотность осадочных пород ... 81
5.3.1. Минералогическая плотность ... 81
5.3.2. Уплотнение осадочных пород с глубиной ... 85
5.3.3. Плотность максимально влажных пород ... 88
5.4. Плотность магматических и эффузивных пород ... 88
5.5. Плотность метаморфических пород ... 91

6. Проницаемость ... 94

6.1. Определение. Уравнение Дарси ... 94
6.2. Абсолютная проницаемость ... 96
6.2.1. Проницаемость пород с межзерновой пористостью (уравнение Козени—Кармана) ... 96
6 2.2. Проницаемость трещиноватых пород ... 101
6.2.3. Зависимость проницаемости пород от глубины залегания ... 103
6.2.4. Изменение проницаемости при выносе кернов на поверхность ... 105
6.2.5. Классификация осадочных пород по проницаемости ... 108
6.3. Относительные фазовые проницаемости ... 109
6.3.1. Совместное течение несмешивающихся пластовых флюидов в пористой среде ... 109
6.3.2. Методы определения относительных фазовых проницаемостей (ОФП) ... 113

7. Электрические свойства ... 119

7.1. Теоретические основы электрических явлений в горных породах ... 119
7.2. Электропроводность (удельное сопротивление) и диэлектрическая проницаемость минералов и пластовых флюидов ... 121
7.2.1. Минералы ... 121
7.2.2. Жидкая фаза ... 122
7.2.3. Газы ... 125
7.2.4. Зависимость проводимости и диэлектрической вещества от частоты поля ... 125
7.3. Удельное сопротивление осадочных пород ... 128
7.3.1. Удельное сопротивление полностью водонасыщенной породы ... 128
7.3.2. Удельное сопротивление частично водонасыщенной породы ... 142
7.3.3. Влияние температуры и давления на удельное сопротивление породы ... 147
7.3.4. Удельное сопротивление микрослоистой породы ... 150
7.3.5. Пределы изменения удельного сопротивления различных литотипов осадочных пород ... 151
7.4. Диэлектрическая проницаемость осадочных пород ... 152

7.4.1. Диэлектрическая проницаемость полностью водонасыщенных пород ... 152
7.4.2. Диэлектрическая проницаемость частично водонасыщенных пород ... 155
7.4.3. Анизотропия диэлектрической проницаемости ... 156
7.4.4. Влияние термобарических условий на диэлектрическую проницаемость ... 157
7.4.5. Пределы изменения диэлектрической проницаемости ... 157
7.5. Удельное сопротивление и диэлектрическая проницаемость магматических и метаморфических пород ... 158
7.6. Вызванная электрохимическая активность ... 160
7.6.1. Породы с электронной проводимостью ... 161
7.6.2. Породы с ионной проводимостью ... 163
7.6.3. Вызванная электрохимическая активность осадочных, магматических и метаморфических пород ... 168
7.7. Естественная электрохимическая активность ... 169
7.7.1. Диффузионно-адсорбционная активность ... 169
7.7.2. Фильтрационная активность ... 179
7.7.3. Окислительно-восстановительная электрохимическая активность ... 182

8. Магнитные свойства ... 184

8.1. Процессы намагничивания и магнитные свойства минералов, жидкостей и газов ... 184
8.2. Магнитные свойства основных типов пород ... 193
8.2.1. Магматические породы ... 193
8.2.2. Метаморфические породы ... 200
8.2.3. Осадочные породы ... 200
8.3. Магнитные свойства при различных термобарических условиях ... 202
8.4. Связь магнитной восприимчивости с другими петрофизическими характеристиками ... 203

9. Теплопроводность, теплоемкость, температуропроводность ... 205

9.1. Процессы и законы теплопроводности и распределния тепла в породах ... 205
9.1.1. Механизмы теплопередачи ... 205
9.1.2. Уравнение теплопроводности ... 208
9.1.3. Коэффициенты теплоемкости, теплопроводности и температуропроводности ... 209
9.1.4. Коэффициент Джоуля-Томсона ... 213
9.2. Теплофизические характеристики газовой, жидкой и твердой фаз ... 213
9.2.1. Газовая фаза ... 213
9.2.2. Жидкая фаза ... 214
9.2.3. Твердая фаза ... 215

9.2.4. Породообразующие минералы ... 216
9.3. Теплофизические характеристики горных пород ... 219
9.3.1. Теплопроводность ... 219
9.3.2. Теплоемкость ... 223
9.3.3. Температуропроводность ... 224
9.4. Тепловые свойства при различных термобарических условиях ... 224
9.5. Связи тепловых и других характеристик ... 225

10. Естественная радиоактивность ... 226

10.1. Закон радиоактивного распада и радиоактивное равновесие ... 227
10.2. Типы взаимодействий гамма-квантов с веществом и их петрофизическая информативность ... 229
10.3. Единицы измерения радиоактивности и концентрации радиоактивных элементов ... 234
10.4. Энергетический спектр гамма-излучения и его использование для определения содержаний ЕРЭ ... 239
10.5. Естественно-радиоактивные элементы, их распределение и миграция в литосфере. Важнейшие минералы ... 244
10.6. Радиоактивность магматических и метаморфических пород ... 247
10.7. Радиоактивность осадочных пород и пластовых флюидов ... 252
10.7.1. Обломочные породы ... 252
10.7.2. Органогенные и хемогенные породы ... 255
10.7.3. Пластовые флюиды ... 258

11. Нейтронные свойства ... 259

11.1. Типы взаимодействия нейтронов с веществом и их петрофизическая информативность ... 260
11.2. Нейтронные эффективные сечения и их зависимости от энергии нейтронов и состава вещества ... 264
11.3. Замедление быстрых нейтронов в горных породах ... 269
11.4. Диффузия тепловых нейтронов в горных породах ... 274
11.5. Нейтронные свойства горных пород ... 278
11.5.1. Характеристики замедления нейтронов ... 278
11.5.2. Диффузионные характеристики твердой фазы и пластовых флюидов ... 279
11.5.3. Диффузионные характеристики водоносных, нефтеносных и газоносных пород ... 285

12. Упругость ... 288

12.1. Определение ... 288
12.2. Объемные деформации горных пород ... 292
12.2.1. Понятие о дифференциально-упругих средах ... 292
12.2.2. Однофазные и низкопористые породы ... 294
12.2.3. Деформация при статических нагружениях ... 294

12.2.4. Деформация при колебательных динамических нагрузках ... 299
12.3. Скорости упругих волн в минералах, низкопористых магматических, метаморфических и осадочных породах ... 302
12.3.1. Скорость волн в идеально упругих средах ... 303
12.3.2. Минералы, жидкости и газы ... 305
12.3.3. Магматические и метаморфические породы ... 307
12.4. Скорость упругих волн в пористых осадочных породах ... 310
12.4.1. Теоретические исследования в многофазных средах ... 310
12.4.2. Модели многофазных сред для определения скорости упругих волн ... 311
12.5. Поглощение упругих волн ... 320

13. Использование петрофизических связей для геологической интерпретации результатов геофизических исследований скважин ... 323

13.1. Общие положения ... 323
13.2. Решение задач геологической интерпретации ГИС на основе петрофизических связей ... 329
13.2.1. Литологическое расчленение разреза ... 329
13.2.2. Выделение коллекторов ... 332
13.2.3. Определение подсчетных параметров ... 335

14. Петрофизическое районирование и роль петрофизики при комплексной интепретации данных геофизических методов ... 343

14.1. Петрофизическое районирование ... 343
14.1.1. Региональная петрофизическая характеристика земной коры ... 343
14.1.2. Петрофизическое районирование коллекторов нефти и газа ... 348
14.1.4. Петрофизические разрезы ... 348
14.2. Построение вертикальной геоакустической модели среды ... 350
14.3. Использование петрофизических исследований при комплексной интепретации данных ГИС ... 352

Список основной литературы ... 355

Список дополнительной литературы ... 356

Предметный указатель ... 358

Учебное издание

ДОБРЫНИН Валерий Макарович
ВЕНДЕЛЬШТЕЙН Борис Юрьевич
КОЖЕВНИКОВ Дмитрий Александрович

ПЕТРОФИЗИКА
(Физика горных пород)

Книга издается в авторской редакции
Компьютерная верстка *Ю.С. Яковлев*

Подписано в печать 04.06.2004. Формат 60x90/16.
Бумага офсетная*. Печать офсетная. Гарнитура «Журнальная»,
Усл. п.л. 23,0. Тираж 1000 экз. Заказ № 144.

Федеральное государственное унитарное предприятие
Издательство «Нефть и газ»
РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина
Изд. лиц. ИД №06329 от 26.11.2001.
119991, Москва, Ленинский просп., 65
Тел.: 135-84-06, 930-97-11. Факс: 135-74-16
Налоговая льгота — общероссийский классификатор продукции
ОК-005-93, том 2: 953000