

**ФИЗИЧЕСКИЕ  
СВОЙСТВА  
ГОРНЫХ ПОРОД  
И ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ**

**Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика).** Справочник геофизика/Под ред. Н. Б. Дортман, — 2-е изд., перераб. и доп.—М.: Недра, 1984, 455 с.

Рассмотрены методика и техника петрофизических исследований, плотностные, упругие, магнитные, электрические и другие свойства химических элементов, минералов, горных пород, коллекторов нефти и газа, руд металлов, углей. Проанализированы связи физических свойств пород с составом и условиями образования их, показана возможность использования петрофизических характеристик при изучении тектоники регионов, геологическом картировании, поисках и разведке полезных ископаемых. Во 2-м издании (1-е изд. — 1976 г.) обновлены фактические данные.

Для геофизиков и геологов производственных, научных, учебных организаций.

Табл. 158, ил. 236, список лит. — 115 назв.

Рецензент — д-р геол.-минералог. наук *Г. П. Тафеев* (ВСЕГЕИ)

Редакционная коллегия серии «Справочник геофизика»:

д-р геол.-минералог. наук *В. В. Бродовой*, канд. геол.-минералог. наук *Ю. С. Глебовский*, д-р физ.-мат. наук *В. И. Дмитриев*, д-р геол.-минералог. наук *Н. Б. Дортман*, д-р техн. наук *В. М. Запорожец*, д-р техн. наук *Е. А. Мудрецова*, д-р физ.-мат. наук *А. А. Никитин*, *В. Е. Никитский*, канд. техн. наук *В. П. Номоконов*, *Н. П. Добрынина*, *Е. Г. Першина*.

Настоящий справочник открывает 2-е издание серии справочников, объединенных общим названием «Справочник геофизика». Издательство «Недра» и авторский коллектив надеются, что справочники будут служить настольным пособием для специалистов-геофизиков, геологов, занимающихся интерпретацией геофизических данных, научных работников и конструкторов, работающих по развитию теории, методики разведочной геофизики, созданию геофизических приборов, специалистов в области наук о Земле, которым потребуются справки по разведочной геофизике.

В 1960—1969 гг. издательством «Недра» была выпущена серия справочников в шести томах, отражающая состояние геофизических методов разведки на период 60-х годов. Быстрый темп развития науки и техники, конструирование более точной аппаратуры, внедрение новых методик полевых работ и интерпретации данных, применение электронно-вычислительных машин и др. обусловили необходимость издания (начиная с 1976 г.) новой серии справочников.

Огромная роль в подготовке к изданию «Справочника геофизика» принадлежит В. В. Федынскому. В предисловии к первому тому «Справочника геофизика» [98] В. В. Федынский так определил значение этого издания:

«Справочник геофизика» содержит необходимые справочные сведения по теории и практике применения разведочной геофизики для решения геологических задач, что позволит в ряде случаев избежать обращения к первоисточникам, а в других случаях ориентировать читателей в огромном потоке текущей научной литературы, отсылая их к наиболее важным источникам. Справочник геофизика призван вооружить специалиста в области разведочной геофизики сведениями о состоянии этой отрасли науки и техники и содействовать практическому использованию ее достижений. Иными словами, .... «Справочник геофизика» является фундаментальным источником информации на современном уровне, полезным и необходимым пособием для практического использования при проведении геологоразведочных работ и научных исследований по изучению строения земной коры».

В «Справочнике геофизика» освещены различные области применения разведочной геофизики: региональное изучение глубинного строения земной коры, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений, изучение рудных полей, поиски и разведка рудных тел, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых, изучение угольных месторождений и шахтных полей, инженерно-геологические и гидрогеологические исследования. Соответственно с этим настоящий том «Справочника геофизика» посвящен физической характеристике горных пород применительно к решению указанных задач разведочной геофизики.

«Разведочная геофизика, — по определению В. В. Федынского, — одна из наук о Земле, имеющая строго определенный объект исследований — земную кору, — изучающая геологические объекты и явления специфическими физико-математическими методами, достаточно хорошо и разносторонне развитая, важная в теоретическом и прикладном отношении. По объекту изучения разведочная геофизика тесно соприкасается со многими разделами геологии и геохимии. По методам изучения разведочная геофизика близка к ряду разделов физики, математики, кибернетики. По техническим средствам изучения разведочная геофизика контактирует с различ-

ными разделами техники, особенно с радиоэлектроникой, автоматикой, оптикой и точной механикой».

Для настоящего времени характерно расширение задач разведочной геофизики. В 20-х годах при становлении и развитии геофизических методов целью работ являлась разведка месторождений. В 60-х годах объектом исследований стала земная кора и главным образом ее верхняя часть; в настоящее время проводятся исследования по изучению глубинного строения коры, строения и состава мантии, выполняются глубинные региональные, поисковые и разведочные работы в пределах нефтеносных, рудных и угольных провинций континентальной части территории СССР, в шельфовых зонах и в Мировом океане.

В общем развитии разведочной геофизики выделяется несколько периодов и этапов. Для последнего, современного этапа характерны интенсификация, дальнейшее повышение технического уровня и эффективности геофизических работ, широкое внедрение обработки данных на ЭВМ. Современное направление разведочной геофизики — это решение структурно-вещественных задач и комплексное применение различных видов геофизических и геологических работ. Существенную роль при этом имеют петрофизические исследования.

Вопросы повышения качества геофизических исследований и в особенности повышения эффективности геофизических работ выдвигаются на текущем этапе развития разведочной геофизики на первый план.

Изучение глубинного строения территории СССР как основы научного прогноза образования и поисков месторождений полезных ископаемых определяет необходимость расширенного и углубленного изучения петрофизики горных пород, геологических и рудных формаций, слоев земной коры и мантии в общем комплексе геолого-геофизических исследований. Высокий уровень теории и техники современной геофизики и перспективы их дальнейшего совершенствования на базе достижений физических и технических наук позволяют ставить перед геофизиками все новые, более сложные задачи. Одной из таких актуальных задач является переход от структурной к структурно-вещественной геофизике, т. е. развитие петрофизических исследований. Возрастает роль петрофизики в связи с пересмотром теоретических основ геотектоники и геодинамики и развитием новых концепций (тектоники плит, расширяющейся Земли), разработка которых требует всесторонней физической характеристики литосферы.

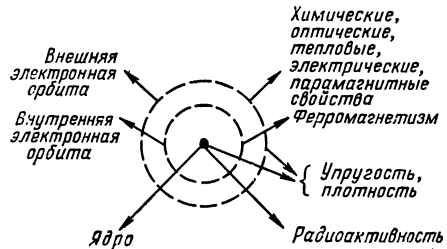
Петрофизика применительно к геологии — это область исследований физических свойств горных пород и руд с целью изучения истории геологического развития земной коры, геологического строения отдельных регионов, поисков и разведки полезных ископаемых. Детальная петрофизическая характеристика геологических образований также составляет основу геофизики и обуславливает наиболее информативное решение различных задач (Н. Б. Дортман, 1963 г.).

Физические свойства — это характерные качества, присущие веществам (твердым, жидким, газообразным). Сюда относится плотность, упругость, электропроводность, теплопроводность, магнитность, радиоактивность и др. Минералы, руды, горные породы, обладающие экстремальными (очень высокими или очень низкими) физическими свойствами, широко используемые в промышленности и технике, являются полезными ископаемыми. В различных областях науки и техники изучаются разные физические свойства и параметры веществ главным образом с целью их использования в промышленности. Исследования физических свойств в геологии и геофизике характеризуются своими задачами, теорией и методикой и выделяются как область петрофизики.

Петрофизика — неразрывная, составная часть геофизики, наиболее тесно связанная с физикой веществ и петрологией. Из многих физических свойств горных пород петрофизика изучает главным образом свойства, создающие физические поля, которые могут быть измерены геофизическими методами. Возможность определения при аэрогеофизических, наземных и скважинных исследованиях физической характеристики различных образований в естественных условиях и на значительных глубинах позволяет расширить область применения геофизики и круг решаемых ею задач.

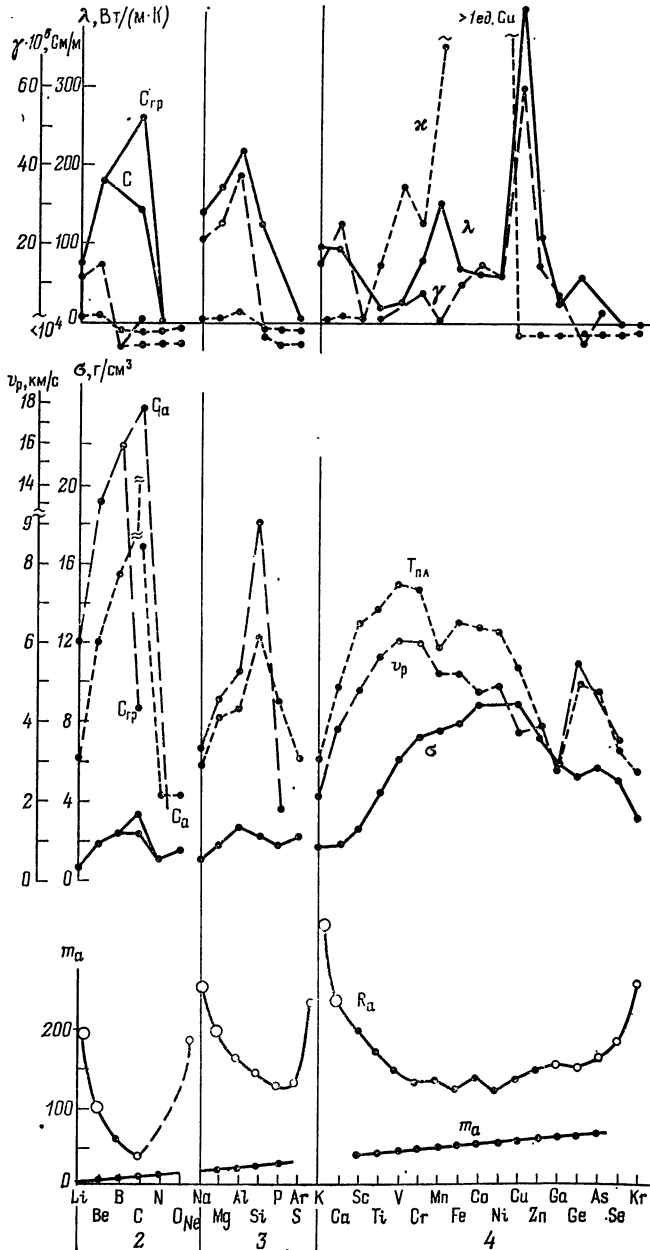
Физические свойства горных пород обуславливаются внутренней энергией систем, а также влиянием внешних факторов — таких, как температура, давление, магнитное поле Земли. Для магматических и метаморфических пород и минерального скелета осадочных образований наблюдается связь физических свойств с кристаллохимией слагающих их минералов, в свою очередь определяющей атомным строением веществ. Физические свойства зависят от строения внешних или внутренних электронных орбит атомов, особенностей электронной оболочки и массы ядер, строения ядер (рис. В.1).

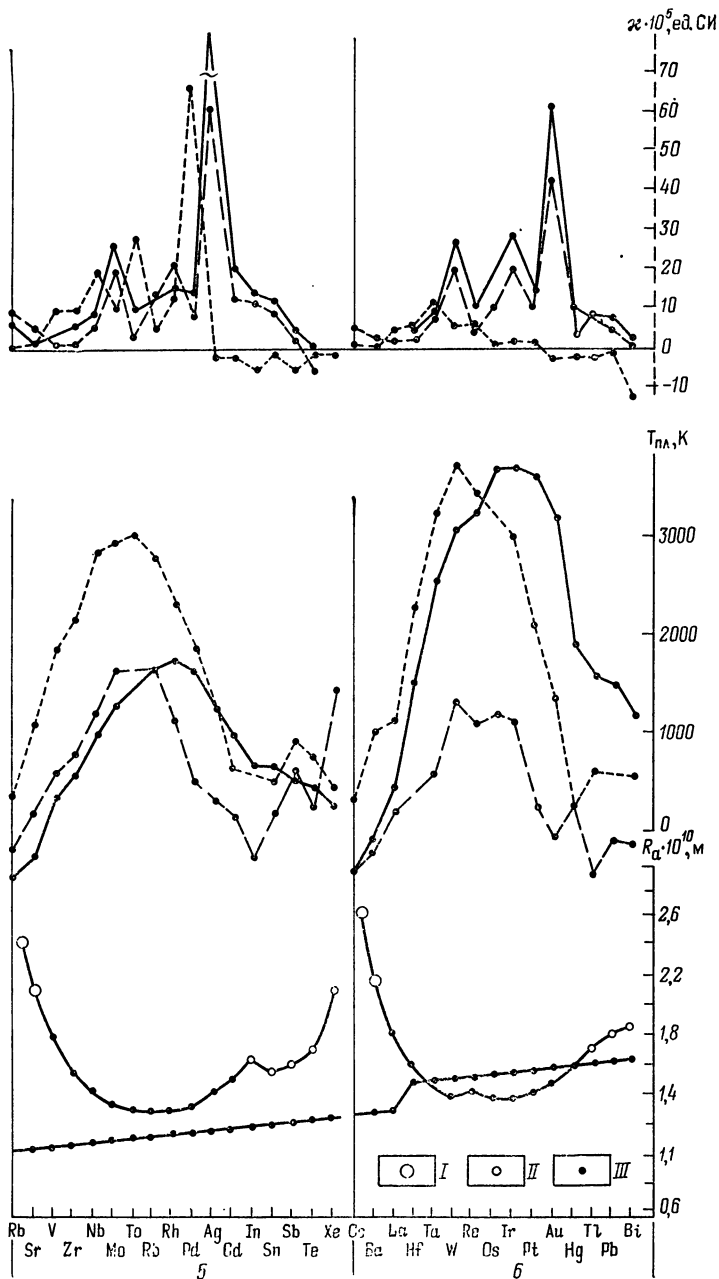
Такие физические свойства, как плотность, упругость, парамагнитность элементов, характеризуются направленными и периодическими изменениями, соответствующими изменению химических свойств в порядке



В.1. Схема связи физических свойств пород с атомным строением химических элементов

Периодической системы элементов Д. И. Менделеева. В то же время для электропроводности и теплопроводности элементов наблюдаются существенно иные закономерные изменения (рис. В.2). Как следствие, в первом случае устанавливается высокая корреляция между физическими свойствами и химическим составом минералов и горных пород. Во втором случае физическая характеристика геологических образований дает существенно новую информацию.





**В.2. Характеристика физических свойств и атомного строения химических элементов.**  
 $m_a$  — относительная атомная масса;  $R_a$  — атомный радиус;  $\sigma$  — плотность;  $v_p$  — скорость продольных упругих волн;  $T_{пл}$  — температура плавления;  $\gamma$  — электропроводность;  $\lambda$  — теплопроводность;  $\kappa$  — магнитная восприимчивость;  $C_{гр}$ ,  $C_a$  — модификации графита и алмаза; элементы со строением электронных орбит: I — s; II — p, III — d; 2—6 — периоды Периодической системы элементов Д. И. Менделеева

Физические свойства горных пород и геологических формаций являются функцией термодинамических условий их образования в различных слоях земной коры, условий плавления и кристаллизации магм, последующих условий метаморфизма. Во многих случаях представляется возможным по физической характеристике геологических формаций восстановить термодинамический режим их образования. В то же время физические свойства горных пород в значительной степени определяют ход геологических процессов — магматических, метаморфических, рудообразующих. Так, плотностная (гравитационная) дифференциация горных пород земной коры и верхней мантии обуславливает ряд тектонических процессов, оказывает существенное влияние на магматическую дифференциацию пород, на характер и степень метаморфизма. Упругие свойства горных пород играют значительную роль в возникновении и развитии различных форм дизъюнктивных или пликативных нарушений. Ферро- и парамагнетизм отражает геохимический режим кристаллизации магм, влияет, по видимому, на начальный ход процесса. Несомненна зависимость многих геологических явлений от тепловых свойств образований земной коры и верхней мантии.

Проведенными исследованиями установлена зависимость физических свойств горных пород от их общего минерального и химического состава, структурно-текстурных особенностей, степени диагенеза и метаморфизма. Эта зависимость различна для разных генетических типов горных пород. Существующие классификации горных пород, в основу которых положен количественно-минеральный или химический состав только породообразующих минералов, отражают некоторые и притом не всегда основные закономерные изменения физических параметров пород. Выделяемые геологические единицы (петрографические группы, свиты и др.) часто характеризуются широким диапазоном изменения физических параметров. Это является причиной часто наблюдаемого кажущегося несоответствия карт физических полей и геологических карт. Поэтому большое значение имеет составление петрофизической классификации пород, в основу которой положены природа, величина, дисперсия физических параметров, генетический тип и минеральный состав пород. Для выяснения пространственного распределения горных пород с определенной физической характеристикой принципиально важно составление петрофизических карт и разрезов.

При геологической съемке средних и крупных масштабов использование петрофизики позволяет более объективно разделять интрузивные породы на комплексы и фации, метаморфические и осадочные породы — на серии и свиты; проводить корреляцию разновозрастных образований; выделять перспективные участки для поисков рудных месторождений, пласты с повышенными коллекторскими свойствами. Петрофизика горных пород, обнажающихся в современном срезе земной коры, является основой для интерпретации геофизических данных при исследовании фундаментов платформ, глубинного строения земной коры и мантии. Существенную роль в последнем случае играет изучение физических свойств минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах, приводящих к реконструктивным или деструктурным петрофизическим изменениям.

Разработка теории и техники определения физических свойств горных пород (руд, углей) осуществлялась одновременно с созданием и развитием разведочной геофизики в 1920—1950 гг. многими советскими (Б. А. Андреев, Г. А. Гамбургер, И. И. Гурвич, В. Н. Дахнов, А. И. Заборовский, С. Г. Комаров, А. А. Логачев, Л. Я. Нестеров, Н. Н. Пузырев, А. С. Семенов, А. Г. Тархов, В. В. Федынский, Б. М. Яновский) и зарубежными (Э. Вихертт, Г. Джеффрис, Л. Неттлтон, К. Шлюмберже и др.) учеными. Успехи исследований в области физики твердого тела, физики горных пород и минералов (Ф. Берч, М. П. Воларович, А. Г. Звезгинцев, Л. Неель, Т. Нагата и др.), техническое перевооружение геофизических отрядов и значительное повышение точности геофизических исследований — все это обусловило возможность углубленного изучения физических свойств горных пород, систематизации и анализа данных.

С 60-х годов начинается новый этап — разработка теории, методики и практического применения новой области геофизики — петрофизики. Были изданы первые книги, посвященные физической характеристике горных пород и полезных ископаемых и методике их изучения (Н. Б. Дортман, В. Н. Кобранова, М. Л. Озерская, Н. В. Подоба, С. И. Субботин, Н. А. Туезова).

Начали проводиться и продолжают проводиться в настоящее время интенсивные исследования в специализированных лабораториях ВСЕГЕИ (Н. Б. Дортман, Э. Я. Дубинчик, И. Ф. Зотова, М. Ш. Магид, У. И. Моисеенко, И. В. Розенталь),



ВНИИГеофизики (Г. М. Авчян, А. А. Матвиенко, М. Л. Озерская), СНИИГГиМС (Н. А. Туезова, Л. М. Дорогиницкая), МИНХиГП (В. М. Добрынин, В. Н. Кобранова) и других организаций (Н. С. Афанасьев, Т. З. Вербицкий, А. М. Глевасская, Г. Г. Камышева, А. И. Каркошкин, Н. Т. Кищенко, Ю. И. Кузнецов, А. К. Курскиев, Э. Н. Линд, Л. М. Мarmorштейн, Г. И. Петкевич, Г. Д. Продайвода, Н. П. Романовский, Т. М. Салехли, А. А. Смелов, Г. А. Соловьев, М. И. Толстой, В. А. Тюремнов, Ф. С. Файнберг и др.).

Существенное значение имеют исследования физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах в СССР и за рубежом (Ф. Берч, Х. Вонг, Н. Кристенсен, А. Нур, Дж. Симмонс, Д. Чанг). Работы ведутся в ИФЗ АН СССР (М. П. Волярович, А. И. Левыкин, Э. И. Пархоменко, И. С. Томашевская), в Институте геофизики АН УССР (Т. С. Лебедев, Б. Я. Савенко, В. И. Шаповал), в МИНХ и ГП (В. М. Добрынин) и в других организациях (Е. И. Баюк, Н. А. Галдин и др.).

Изучение геотермического режима и теплофизических свойств горных пород, в том числе при высоких термодинамических параметрах, выполняется в ИФЗ АН СССР (Е. А. Любимова), в ГИН АН СССР (Я. Б. Смирнов, Б. Г. Поляк), во ВСЕГЕИ (У. И. Моисеенко, А. А. Смыслов) и в других организациях (В. В. Гордиенко, Р. И. Кутас, С. В. Лысак, Г. Н. Сухарев и др.). Интенсивно развиваются исследования по изучению магнетизма минералов и горных пород и палеомагнетизма (С. Ю. Бродская, В. В. Кочегура, Н. П. Михайлова, Г. П. Петрова, Д. М. Печерский, А. Н. Храмов, Л. Е. Шолпо), упругих констант (К. С. Александров, Б. П. Беликов), различных электрических параметров (А. Т. Бондаренко, В. А. Комаров, Э. И. Пархоменко, Н. И. Хитаров), естественной и вызванной радиоактивности. Практическое значение приобрели исследования по физическим свойствам горных пород и процессов для решения задач горной промышленности под руководством В. В. Ржевского и Г. Я. Новика. Расширение работ по изучению физических свойств горных пород за последние 10 лет наблюдается в странах СЭВ (В. Бабушка, З. Подроушкова, Л. Штиллер, Х. Фольштадт), США, Японии, Канаде.

# ГЛАВА I

## МЕТОДИКА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

---

Комплекс работ при изучении петрофизической характеристики регионов (районов) включает следующие виды исследований.

1. Определение физических свойств (плотности, намагниченности, скорости упругих волн, электрических свойств, радиоактивности, теплопроводности) различных геологических тел (однородных по физической характеристике) по геофизическим данным *in situ*: (на поверхности и в скважинах).

2. Лабораторные исследования физических свойств горных пород и полезных ископаемых совместно с изучением петрографических и минералогических особенностей: а) отбор образцов горных пород, в том числе коллекторов нефти и газа, руд, углей; б) измерение физических свойств; петрографические, минераграфические определения; в) статистическая обработка данных.

3. Изучение физических свойств горных пород на установках высокого давления и температуры.

4. Построение петрофизических карт и петрофизических разрезов на основании петрофизической классификации пород региона.

В зависимости от геологического строения регионов, задач и поисковой направленности работ (эндогенное и экзогенное оруденение, угленосность, нефтегазоносность) различные виды общего комплекса исследований имеют большее или меньшее значение. Основные направления научно-исследовательских работ — дальнейшая разработка теоретических основ петрофизики, усовершенствование методики и техники исследований, изучение физической характеристики горных пород и руд при упруго-структурных и реконструктивных их изменениях.

### § 1. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Физическую характеристику геологических образований определяют по физическим полям, измеренным на поверхности земли, в воздухе и в скважинах, по физическим свойствам образцов горных пород.

Аэро- и наземные геофизические методы позволяют получить объемную физическую характеристику пород в естественном залегании на различных глубинах, в том числе на глубинах, недоступных бурению. Каротаж дает возможность установить характер линейного распределения исследуемых свойств в естественных условиях.

Лабораторные методы позволяют получить высокую точность определения физического параметра в образце при детальном изучении его состава и текстурно-структурных особенностей в изменяющихся термодинамических условиях. Свойства образца при этом не всегда точно отражают свойства породы в естественном залегании. Несовпадение свойств может быть обусловлено различными пределами изменения состава и текстурно-структурных особенностей образца и исследуемого геологического образования, несоответствием физического состояния образца в лабораторном эксперименте и породы, находящейся в естественном залегании в условиях обводненности, механических и тепловых напряжений и т. п. Поэтому при лабораторных исследованиях необходимо учитывать следующее.

1. Ряд физических свойств кристаллических и осадочных пород зависит от фазового состава их порового заполнителя. Все горные породы являются многокомпонентными средами, состоящими из минерального скелета (твердая фаза) и порового пространства, заполненного жидкой или газовой фазой. Каждая фаза характеризуется различными физическими свойствами и по-разному реагирует на внешние воздействия. Поэтому учет соотношения различных фаз в породе имеет очень большое значение при изучении тех физических свойств, которые обусловлены в значительной степени составом порового заполнителя. К таким свойствам относятся плотность, упругие, электрические и термические параметры.

Замена газового заполнителя порового пространства горных пород значительно более плотной, упругой и проводящей жидкостью приводит обычно к увеличению

перечисленных параметров. Это увеличение составляет в среднем 10—30 % (Г. М. Авчян, 1972 г.; Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид, 1968 г.). Для электрических свойств оно может составить несколько порядков (Э. И. Пархоменко, 1965 г.). Учет многокомпонентности горных пород и фазового состава порового заполнителя необходим также при изучении образцов осадочных и кристаллических пород при высоких термодинамических параметрах. В зависимости от соотношения жидкой и газовой фаз, обладающих различной сжимаемостью и коэффициентом теплового расширения, резко различается внутрипоровое и соответственно эффективное давление, испытываемое породой в естественном залегании в условиях высокого давления и температуры. Это, в свою очередь, отражается на измеряемых физических параметрах (Г. М. Авчян, 1972 г.; В. М. Добрынин, 1970 г.; М. Ш. Магид, 1982 г.).

Таким образом, все перечисленные свойства должны измеряться в образцах с естественной влажностью, газо- или нефтенасыщенностью. Плотность неизменных кристаллических пород может измеряться в газодонасыщенных образцах.

2. Физические свойства образцов, отобранных из приповерхностной зоны, измененной гипергенными процессами, и из нижележащих неизменных образований, различаются.

Изменение плотности, обусловленное вариациями пористости и состава, может колебаться от единиц до 10—15 %. Изменение упругих, термических и электрических свойств, обусловленное главным образом трещиноватостью и пористостью, может достигать 50 % и выше. Изменение намагниченности и радиоактивности пород обусловлено изменением их состава. Для намагниченности это выражается в несоответствии содержания и состава ферромагнитных минералов в образце, отобранном из приповерхностной зоны, содержанию и составу ферромагнитных минералов неизменных образований. В большинстве случаев разница составляет 25—50 %. Однако для некоторых гранитоидных массивов Центрального Казахстана А. А. Духовским и др. установлено резкое уменьшение намагниченности пород в интервале 0—30 м. связанное с переходом магнетита в мартит (Т. В. Доминиковская, А. А. Духовский и др., 1968 г.). Возможно, этот процесс имеет более широкое распространение.

Для радиоактивности несоответствие обусловлено различным содержанием радиоактивных элементов в приповерхностном слое и в неизменных образованиях. При этом в зоне гипергенеза возможно как уменьшение, так и увеличение радиоактивности пород.

Таким образом, для характеристики неизменных образований необходимо измерять образцы, неизменные гипергенными процессами, либо вводить в значения физических параметров соответствующие поправки.

3. Физические свойства горных пород под воздействием высоких термодинамических параметров изменяются. Разработка новых установок высокого давления и температуры позволила более обоснованно исследовать обратимые изменения физических свойств, возникающих при упруго-структурных деформациях. Величина изменения физических свойств при воздействии на породу высоких давлений и температуры зависит от измеряемого параметра, минерального состава, текстурно-структурных особенностей, фазового состава порового заполнителя и соотношения давления и температуры [4, 23, 44, 95, 96, 109 и др.].

В пределах земной коры изменение, обусловленное влиянием термодинамических параметров, обычно не превышает для плотности 5—10 %, для упругих параметров 20—30 % [4, 96, 109 и др.]. Изменение электрического сопротивления, обусловленное влиянием температуры, может превысить 100 %. Изменение намагниченности в связи с влиянием давления и главным образом температуры может быть весьма значительным из-за перехода ферромагнитных минералов в парамагнитное состояние. Поэтому для характеристики физических свойств пород, залегающих на больших глубинах, в значениях физических параметров, измеренных в нормальных термодинамических условиях, вводятся поправки за влияние давления и температуры.

Таким образом, для увеличения достоверности физических свойств, определенных по образцам, в лабораторных методах должна учитываться представительность образцов, условия залегания породы и ее многокомпонентность.

**Плотность.** Плотность  $\sigma$  в лабораторных условиях определяют методом гидростатического взвешивания. Для получения плотности пород в естественных условиях залегания применяют методы определения усредненной плотности горных пород — гамма-гамма-метод в полевом и скважинном вариантах.

Среднюю плотность пород можно определить по данным гравиметрических съемок вдоль профилей, пересекающих характерные формы рельефа. Плотность промежуточного слоя определяют способами Неттльтона, наименьших квадратов (Н. Б. Дортман, М. Л. Озерская, 1962 г.), путем решения систем избыточных уравнений по способу Коши (В. М. Березкин, 1967 г. и др.). Среднюю плотность горных пород находят также по данным ускорения силы тяжести в горных выработках и скважинах. Для определения плотности горных пород в естественном залегании используют также мюонный метод (Г. Г. Викторов, В. М. Бондаренко, 1973 г.).

**Пористость.** В лабораторных условиях общую пористость определяют пикнометрическим методом, открытую пористость — методом насыщения образцов жидкостью под вакуумом.

Открытую пористость в естественных условиях определяют в основном в осадочных породах с помощью каротажных методов: удельного сопротивления, собственной поляризации, радиоактивного каротажа.

**Магнитные свойства.** Наиболее важными магнитными параметрами горных пород и руд являются магнитная восприимчивость  $\chi$ , индуцированная и естественная остаточная намагниченность  $J_i, J_n$ . В лабораторных условиях параметры изучают индукционным и магнитометрическим методами.

Для изучения усредненной намагниченности горных пород в естественном залегании широко используют карты графиков аномального магнитного поля, полученные с помощью магнитной съемки.

Существует ряд способов определения намагниченности тел по графикам  $\Delta T_a (Z_a)$ , практическое применение которых для различных условий (мощность, глубина залегания, угол падения и др.) рассмотрено в работах Г. П. Тафеева, К. П. Соколова и др. Для гранитоидных массивов в большинстве случаев расчетная и измеренная на образцах намагниченность не различается более чем на 25 %. Более высокое значение  $I_{расч}$  отмечается при окислении магнетита в зоне выветривания или в случае сложного дифференцированного строения гранитоидных интрузий. Для получения правильной характеристики намагниченности пород необходимо проводить контрольные измерения магнитных свойств образцов, отобранных в скважинах. В массивах интрузивных пород основного и ультраосновного состава расхождение между расчетной намагниченностью и намагниченностью, измеренной на образцах, может достигать 50—100 %, главным образом в связи с изменением намагниченности массивов с глубиной за счет амфиболитизации, серпентинизации, рудной вкрапленности.

**Упругие свойства.** В практике лабораторных и полевых сейсмических исследований в основном изучают скорость продольных волн  $v_p$ . Скорость поперечных волн  $v_s$ , а также затухания продольных и поперечных волн определяют в меньшем объеме и для решения специальных задач. В лабораторных условиях применяют главным образом ультразвуковые (динамические) методы изучения упругих свойств образцов (см. § 11).

Для определения упругой характеристики горных пород в естественном залегании применяют вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП), сейсмический каротаж (СК), акустический каротаж (АК) и полевые сейсмические методы [81].

При сравнении значений скоростей упругих волн, полученных полевыми сейсмическими методами по верхнему слою земной коры, с результатами лабораторных определений скорости по водонасыщенным образцам обнаруживается их хорошее совпадение вне приповерхностной измененной зоны. Хорошее совпадение вне измененной зоны получено и при сравнении каротажных материалов и лабораторных данных по водонасыщенным образцам в скважинах глубиной до 1—2 км. При изучении больших глубин (свыше 2—3 км) в лабораторные данные необходимо вводить поправки за влияние давления и температуры.

**Электрические свойства.** Из электрических свойств наибольшее значение для электрических методов разведки имеет удельное электрическое сопротивление  $\rho$  и вызванная поляризация  $\eta$ . Изучение диэлектрической проницаемости и естественной поляризации проводят в меньших объемах. В лабораторных условиях удельное электрическое сопротивление определяют методами сопротивлений четырехэлектродные и двухэлектродные установки, потенциалов и индукционным методом. Вызванную поляризацию изучают на специальных установках [3, 4, 41].

Для определения удельного электрического сопротивления горных пород в естественном залегании используют диаграммы бокового каротажного зондирования

(БКЗ), микронзондов (МКЗ), кажущегося сопротивления (КС), а также данные интерпретации кривых зондирования у скважин или измерения электрического сопротивления на обнажениях пород [107].

Для повышения точности определения удельного электрического сопротивления горных пород целесообразно проводить комплексное рассмотрение данных указанных методов.

**Термические свойства.** Основными параметрами, характеризующими термические свойства веществ, являются коэффициенты теплопроводности, теплоемкости и температуропроводности. Наиболее распространенный метод изучения термических свойств — метод стационарного режима и динамического разогрева.

Термические свойства обычно определяют в лабораторных условиях. В полевых условиях с помощью термокаротажа измеряют температуру в скважинах. Зная термические параметры, изученные на образцах, и распределение температуры в выходящей скважине, можно определить тепловой поток (см. гл. VI).

**Радиоактивность.** В лабораторных условиях радиоактивность определяют на образцах и в порошковых пробах. Методика изучения радиоактивности в порошковых пробах наиболее распространена. Используют в основном импульсные гамма-, бета- и альфа-методы.

Для изучения радиоактивности горных пород в естественном залегании применяют гамма-каротаж и радиометрическую съемку (см. гл. VII).

## § 2. ОТБОР ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

При изучении физических свойств горных пород и руд сбор каменного материала при комплексных геолого-геофизических работах проводят с целью составления петрофизической классификации пород района, установления закономерных связей между физическими свойствами пород и геолого-петрографическими особенностями, составления петрофизических карт и разрезов, установления основных опорных поверхностей изменения физических свойств пород, позволяющих использовать данные геофизики для структурных построений [32, 69, 70 и др.]. При тематических исследованиях возможна постановка специальных или частных задач.

Для составления петрофизической классификации пород и установления закономерных связей необходимо получить представительный каменный материал главных петрофизических (литологических) групп пород и основных стратиграфических комплексов в количестве, достаточном для статистической обработки. Для построения петрофизических карт и установления основных опорных поверхностей следует иметь каменный материал с разных мест. Для построения разрезов необходим ядерный материал по разрезам скважин.

При петрофизических исследованиях используются главным образом образцы пород. Для составления петрофизической классификации горных пород района образцы целесообразно отбирать по опорным приближенно линейным профилям, пересекающим интрузивные массивы и проходящим вкrest простирания метаморфических, эффузивных и осадочных толщ. Обязательное требование к опорным профилям — пересечение магнитных, локальных гравитационных, радиоактивных и электрических аномалий в их максимуме с выходом на безаномальное поле. На каждом обнажении следует отбирать два—пять образцов из основных разновидностей пород и один-два образца — из неосновных. Число ориентированных образцов для определения направления остаточной намагниченности должно равняться 10—15 %.

Для составления петрофизических карт образцы отбираются геолого-съёмочными и геофизическими партиями со всей площади работ.

К образцам предъявляют следующие требования: они должны быть без видимых следов поверхностного разрушения и выветривания, примерно изометричной формы, с приближенно плоскими гранями, по возможности без каверн и выступов на поверхности. Для отбора образцов используют естественные обнажения пород на профиле, маршруте или вблизи него, карьеры, выработки и скважины и, как исключение, склоново-делювиальные отложения и конусы выносов.

Петрографическое изучение образцов осуществляют в два этапа — макроскопическое определение и изучение породы в шлифах. В пределах каждой петрографической разновидности микроскопически изучают примерно 25 % образцов, характеризующихся как средними, так и предельными значениями физического параметра.

При изучении различных физических свойств петрографические исследования несколько различаются по выделению тех особенностей состава или структуры, которые влияют на величину данного параметра.

### § 3. МЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ТРЕБОВАНИЯ К ИЗМЕРЕНИЯМ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

С развитием геофизических и геологических методов исследования, увеличением их точности и надежности повышаются требования к точности измерения физических параметров.

Изучение физических свойств горных пород начинают с измерений характеризующих их величин. На практике можно получить значение параметра с определенной точностью, так как в процессе измерения допускаются случайные или систематические погрешности ( $\Delta x$ ) [61]:  $\Delta x = x - X$ , где  $\Delta x$  — абсолютная погрешность, выражаемая в тех же единицах, что и измеряемая величина;  $x$  — результат измерения;  $X$  — истинная величина параметра. Отношение

$$\frac{\Delta x}{x} = \frac{x - X}{x} \cdot 100 \quad (I.1)$$

называется относительной погрешностью; оно обычно дается в процентах и определяет точность измерений.

Погрешности обусловлены: 1) несовершенством методики изучения физических свойств; 2) несовершенством техники измерения физических параметров.

Погрешности, связанные с методикой изучения, условно называют методическими погрешностями. Они определяются степенью соответствия данных лабораторного изучения физических свойств образцов свойствам пород в естественном залегании. В связи с этим методическая погрешность зависит от того, насколько используемый лабораторный метод учитывает влияние факторов, воздействующих на физические свойства пород в естественном залегании, — влажности, давления, температуры, степени однородности вещественного состава пород, равномерности распределения магнитных или проводящих компонентов и поровых каналов и т. д. (Н. Б. Дортман, М. Л. Озерская, 1962 г.).

Погрешности, связанные с несовершенством техники измерения физических параметров, условно называются метрологическими. Они складываются из погрешностей измерительной аппаратуры и погрешностей, вносимых оператором. Эти погрешности могут быть систематические или случайные. Систематические погрешности обычно связаны с дефектами прибора или оборудования, с неточностью эталона, применяемого для градуирования аппаратуры и для контроля получаемых величин физических параметров. Они имеют один и тот же знак. Систематическую погрешность можно исключить или уменьшить, улучшив условия измерения, уточнив эталон. Случайные погрешности обычно вызваны или неизвестными, или частично известными причинами. Случайную погрешность не исключают из результатов измерения.

Ниже приведены примеры расчета общей максимальной относительной погрешности определения физического параметра образца [61]<sup>1</sup>.

1. Наибольшая относительная погрешность измерения плотности методом гидростатического взвешивания ( $\sigma_v = 1 \text{ г/см}^3$ )

$$\frac{\Delta \sigma}{\sigma} = \frac{\Delta m}{m} (2\sigma - 1), \quad (I.2)$$

где  $\sigma_v$  — плотность воды;  $\sigma$  — плотность образца;  $\Delta m/m$  — относительная погрешность измерения массы образца.

2. Наибольшая относительная погрешность измерения скорости упругих волн методом прозвучивания

$$\frac{\Delta v}{v} = \frac{\Delta l}{l} + \frac{v}{l} (\Delta \tau_{0+3} + \Delta \tau_3), \quad (I.3)$$

<sup>1</sup> Формулы для определения наибольшей относительной погрешности получаются при дифференцировании формулы, по которой вычисляется физический параметр.

где  $v$  — скорость упругих волн в образце;  $\Delta l/l$  — относительная погрешность измерения длины образца;  $l$  — длина образца;  $\Delta\tau_{0+3}$  и  $\Delta\tau_3$  — погрешности определения времени распространения импульса в образце и в аппаратуре. Основная метрологическая погрешность определения скорости упругих волн обусловлена погрешностями измерения времени распространения импульса.

3. Наибольшая относительная погрешность измерения намагниченности магнитометрическим способом (на магнитометре МА-21)

$$\frac{\Delta J}{J} = \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon} + \frac{4\Delta n}{(n_1 + n_2) + (n_3 - n_4)} + \frac{\Delta V}{V}, \quad (1.4)$$

где  $\Delta\varepsilon/\varepsilon$  — относительная погрешность измерения цены деления магнитометра;  $\Delta n$  — абсолютная погрешность визуального отсчета числа делений  $n$ ;  $\Delta n \approx (0,1 \div \pm 0,2 \text{ дел})$ ;  $\Delta V/V$  — относительная погрешность определения объема образца.

Основная метрологическая погрешность измерения намагниченности связана с определением цены деления магнитометра и объема образца.

При измерении магнитной восприимчивости  $\chi$  индукционным способом (на каппаметрах)

$$\Delta\chi/\chi = \Delta\chi_0/\chi_0 + \Delta n/n + \Delta n_0/n_0, \quad (1.5)$$

где  $\Delta\chi_0/\chi_0$  — относительная погрешность измерения магнитной восприимчивости эталона;  $\Delta n/n$  и  $\Delta n_0/n_0$  — относительные погрешности определения числа делений при наложении на датчик эталона и образца.

При измерении  $\chi$  особое внимание необходимо уделять размерам образца, требования к которым приведены в соответствующих инструкциях по эксплуатации ИМВ-2, КТ-3, КТ-5.

4. Наибольшая относительная погрешность измерения электрического удельного сопротивления мостовым двухэлектродным способом переменного тока

$$\Delta\rho/\rho = \Delta R/R + \Delta S/S + \Delta l/l, \quad (1.6)$$

где  $\Delta R/R$ ,  $\Delta S/S$  и  $\Delta l/l$  — относительные погрешности измерения активного сопротивления образца породы, его сечения и длины.

5. Наибольшая относительная погрешность измерения теплопроводности стационарным методом

$$\frac{\Delta\lambda}{\lambda} = \frac{\Delta Q}{Q} + \frac{\Delta S}{S} + \frac{\Delta(T_1 + T_2)}{T_1 + T_2}, \quad (1.7)$$

где  $\Delta Q/Q$ ,  $\Delta S/S$  и  $\Delta(T_1 + T_2)/(T_1 + T_2)$  — относительные погрешности определения количества выделяемого тепла, сечения пластины и разности температур.

Основная метрологическая погрешность измерения теплопроводности связана с определением разности температур.

Расчет максимальной относительной погрешности измерения физического параметра образца необходим для выяснения зависимости общей погрешности от погрешностей, вносимых отдельными узлами прибора, а также для определения зависимости величины погрешности прибора от различных характеристик образца.

В практике лабораторных исследований для определения погрешности измерительной аппаратуры обычно проводят многократные измерения эталонов. При числе повторных замеров более 20 распределение случайных погрешностей должно подчиняться нормальному закону. Значительное отклонение от нормального закона свидетельствует о наличии систематических погрешностей. По результатам измерений можно оценить среднюю квадратическую погрешность прибора

$$St = \sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2 / (n - 1)}, \quad (1.8)$$

где  $x_i$  — одно значение эталона;  $\bar{x}$  — среднее значение эталона;  $n$  — число замеров.

Для оценки систематических погрешностей определения физического параметра выполняют также контрольные измерения на других приборах в других лабораториях (межлабораторный контроль). Объем контрольных измерений должен составлять 1—2 %.

Для оценки случайной погрешности определения физического параметра при изучении коллекции образцов выполняют повторные измерения образцов на тех же приборах в объеме 5—10 % от общего числа наблюдений. При числе повторных

**Допустимые относительные и абсолютные средние арифметические погрешности измерения физических параметров**

Физический параметр	Тип прибора, установки	Погрешность	
		абсолютная	относительная, %
Плотность	Весы: ВЛКТ-500, ВЛКТ-2000	0,01—0,005 г/см <sup>3</sup>	0,5
Плотность минеральная	Весы аналитические: ВЛР-200, АДВ-200М	0,005 г/см <sup>3</sup>	0,5
Пористость: общая	Весы аналитические: ВЛР-200, АДВ-200М	0,2—1,0 %	5—10
открытая	Весы ВЛКТ-500	0,5—1,0 %	5—10
Скорость продольных волн	Сейсмокопы: УЗИС-ЛЭТИ, ДУК-20, ИПА-59	50—100 м/с	1—2 2—3
Скорость поперечных волн	Сейсмокопы: УЗИС-ЛЭТИ, ДУК-20, ИПА-59	100 м/с	2—3
Намагниченность	Магнитометр МА-21	—	10
Магнитная восприимчивость	Каппаметры: ИМВ-2, КТ-5, КТ-3	—	10—15
Удельное электрическое сопротивление	Установки четырехэлектродные и двухэлектродные	—	5—10
Теплопроводность	«Лямбда», ИТ-3	—	3—10
Температуропроводность	То же	—	5—10
Теплоемкость	»	—	3—5

(парных) замеров более 30 распределение случайных погрешностей должно подчиняться нормальному закону и характеризовать всю совокупность замеров. Для оценки случайных погрешностей вычисляют среднюю квадратическую ( $St$ ) или среднюю арифметическую ( $\theta$ ) погрешности.

Для наиболее распространенного случая парных наблюдений

$$St = \sqrt{\sum (x_i - y_i)^2 / 2N}; \quad (1.9)$$

$$\theta = \sum |x_i - y_i| / \sqrt{2N}, \quad (1.10)$$

где  $x_i$  и  $y_i$  — основной и повторный замеры физического параметра;  $N$  — число повторных замеров.

Оценка точности измерения физического параметра определяется относительной средней арифметической погрешностью этого параметра  $\theta_x$ :

$$\theta_x = \frac{\sqrt{2}}{N} \sum_i \frac{x_i - y_i}{x_i - y_i} \cdot 100\%. \quad (1.11)$$

При проведении лабораторных исследований и производственных работ погрешности не должны превышать указанных в табл. 1.1.



#### § 4. СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Статистическая обработка материалов состоит из двух этапов: предварительной обработки и математического анализа. Предварительная обработка заключается главным образом в составлении каталогов данных о составе и физических свойствах пород, планов и разрезов с нанесением точек отбора и величины физического параметра. Математический анализ петрофизических данных позволяет установить основные закономерности изменения физических параметров исследуемых горных пород и объективно выделить петрофизические группы и ассоциации пород [98].

При выделении петрофизических групп пород применяется метод группирования по наиболее общим и устойчивым признакам: генетическому типу, составу, текстурно-структурным особенностям, диагенезу и метаморфизму. Для выяснения распределения физического параметра в пределах предварительно выделенной петрофизической группы используют вариационный ряд (табл. 1.2), где каждому значению параметра  $x$  или интервалу его изменения  $\Delta x$  соответствует определенная повторяемость значений параметра (частота). Оптимальная ширина интервала может быть вычислена по формуле Стерджесса

$$\Delta x = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{1 + 3,3 \lg N}, \quad (1.12)$$

где  $x_{\max}$ ,  $x_{\min}$  — пределы распределения параметра;  $N$  — число значений в распределении.

Для характеристики петрофизической группы требуется не менее 20—30 образцов.

На основании вариационного ряда может быть построена вариационная кривая или гистограмма (рис. 1.1) или кривая накопленных частот (рис. 1.2). Форма вариационной кривой или гистограммы служит основным качественным критерием для выяснения правильности выделенной петрофизической группы. Распределения параметра плотности и скорости распространения упругих волн в породах, не подвергшихся вторичным изменениям, обычно подчиняются нормальному закону, магнитная восприимчивость и намагниченность — логнормальному закону. Нормальный закон описывается функцией [20, 77]

$$f(x) = \frac{1}{St\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(x_i - \bar{x})^2}{St^2}}, \quad (1.13)$$

где  $x$  — значение параметра;  $\bar{x}$  — среднее арифметическое значение параметра;  $St$  — стандарт распределения параметра.

Т а б л и ц а 1.2

**Пример составления вариационного ряда плотности пород**

Интервал изменения плотности, г/см <sup>3</sup>	Частота $\Delta N$	Частость $\frac{\Delta N}{N} \cdot 100, \%$	Накопление частоты $\sum \Delta N$	Накопление частоты $\frac{\sum \Delta N}{N} \cdot 100, \%$
2,50—2,52	0	0	0	0
2,52—2,54	7	8	7	8
2,54—2,56	19	21	26	29
2,56—2,58	33	37	59	66
2,58—2,60	24	27	83	93
2,60—2,62	6	7	89	100
2,62—2,64	0	0	89	100

П р и м е ч а н и е. На вариационных кривых частость обозначена через  $N$ .

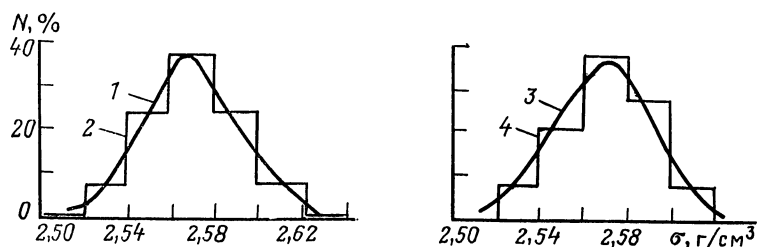


Рис. 1.1. Вариационные кривые и гистограммы нормального распределения плотности гранита.

1 — теоретическая кривая; 2, 4 — гистограммы; 3 — экспериментальная кривая

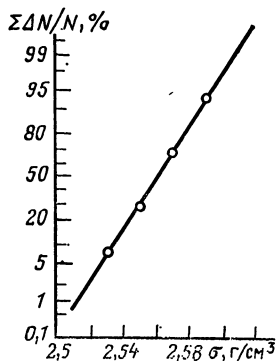


Рис. 1.2. Куммулятивная кривая (накопленных частот) распределения плотности гранита (по А. Г. Тархову, 1958 г.)

Логнормальный закон описывается функцией [77]

$$f(y) = \frac{1}{ySt'\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{\ln(y_i - \bar{y})^2}{(St')^2}}, \quad (I.14)$$

где  $y$  — значение параметра;  $\bar{y}$  — среднее арифметическое из значений логарифмов параметра;  $St'$  — стандарт распределения логарифмов параметра.

С целью проверки соответствия распределения тому или иному закону используют кривые накопленных частот, построенные в специальном вероятностном масштабе (см. рис. 1.2). В случае соответствия исследуемого распределения нормальному или логнормальному законам график будет выражаться прямой линией. Резкое несоответствие является показателем неоднородности совокупности.

Примером неправильного выбора совокупности могут служить кривые, имеющие сложную форму и полимодальное распределение параметра (рис. 1.3). Каждый из максимумов вариационной кривой подчиняется логнормальному закону, характерному для распределения магнитной восприимчивости, и обусловлен разными этапами процесса мигматизации.

После уточнения выделенных групп вычисляют следующие обобщающие показатели характера распределения [20, 77 и др.].

Среднюю арифметическую величину определяют по формуле

$$\bar{x} = \sum x_i / N, \quad (I.15)$$

где  $x_i$  — физический параметр образца;  $N$  — число образцов.

Средневзвешенную величину вычисляют по формуле

$$x_{вз} = \sum x_i N_i / m, \quad (I.16)$$

где  $N_i$  — число образцов в отдельных группах;  $m$  — число групп.

В качестве показателя величины отклонения отдельных значений от среднего и отличия отдельных значений друг от друга, т. е. размера вариации параметра,

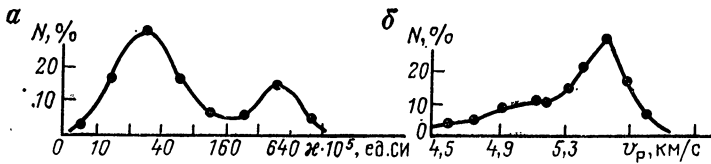


Рис. 1.3. Сложные вариационные кривые распределения физических параметров горных пород.

*a* — бимодальное распределение магнитной восприимчивости магнитов Карелии; *b* — асимметричное распределение скорости  $v_p$  для разновидности сиенитов

служат дисперсия или стандарт (среднее квадратическое отклонение), являющиеся размерными величинами:

$$D = St^2 = \sum (x_i - \bar{x})^2 / N. \quad (I.17)$$

Если распределение подчиняется нормальному закону, то ординаты вариационной кривой с абсциссами  $\bar{x} \pm St$  ( $\bar{x}$  — координата вершины вариационной кривой) составляют 0,606 максимальной ординаты.

При сопоставлении дисперсий нескольких групп, имеющих различные единицы измерения, целесообразно пользоваться безразмерным коэффициентом вариации (в %)

$$V = \frac{St}{\bar{x}} \cdot 100. \quad (I.18)$$

Для характеристики наиболее часто встречающегося значения физического параметра используют моду

$$Mo = x_0 + \frac{\Delta x (\Delta N_1 - \Delta N_2)}{\Delta N_1 - 2\Delta N_2 + \Delta N_3}, \quad (I.19)$$

где  $x_0$  — начало модального интервала;  $\Delta x$  — ширина интервала;  $\Delta N_1$ ,  $\Delta N_2$ ,  $\Delta N_3$  — частоты значений предмодального, модального и послемодального интервалов.

Приближенное значение моды можно оценить по интервалу с наибольшей частотой. В случае нормального распределения значения моды и средней арифметической совпадают. Несовпадение моды и средней арифметической характеризуется мерой асимметрии

$$A = (x_i - \bar{x})^3 / NSt^3. \quad (I.20)$$

Асимметрия может свидетельствовать о характере и интенсивности проявления в породе различных наложенных процессов. Примером отрицательной асимметрии может служить наличие разрушенных трещиноватых разностей в петроскоростной группе сиенитов Хибинского массива (см. рис. 1.3, б). По мере развития процесса трещиноватости отрицательная асимметрия может переходить в нормальное распределение отдельной группы пород.

Для более точной оценки соответствия эмпирического распределения нормальному или логнормальному используют критерии Колмогорова, Пирсона и др. В ряде случаев целесообразно сравнивать разные группы по физическому параметру. Это может быть выполнено с помощью проверки гипотез о равенстве средних и дисперсий.

Гипотезу о равенстве средних значений  $\bar{x}_1$  и  $\bar{x}_2$  двух нормально распределенных величин проверяют с помощью критерия Стьюдента

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{(N_1 - 1) St_1^2 + (N_2 - 1) St_2^2}} \sqrt{\frac{N_1 N_2 (N_1 + N_2 - 2)}{N_1 + N_2}}, \quad (I.21)$$

где  $N_1$ ,  $N_2$  — число значений параметра в первом и втором распределениях.

Вычисленную величину критерия  $t$  сравнивают с табличным значением при заданном уровне значимости  $P$  (в %) и числе степеней свободы  $K = (N_1 + N_2 - 2)$ .

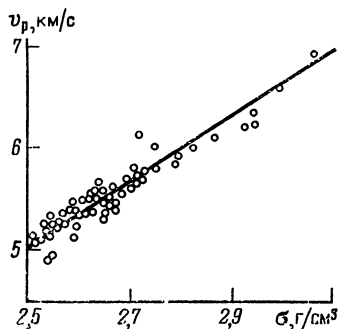


Рис. 1.4. Поле корреляции плотности и скорости продольных волн в серпентинизированных гипербазитах Урала (по М. Ш. Магиду и С. В. Москалевой)

корреляционного анализа [20, 77]. С помощью корреляционного анализа оценивают степень близости корреляционной зависимости к функциональной. Она характеризуется коэффициентом линейной корреляции  $r$ , определяемым по формуле

$$r = (\overline{xy} - \bar{x}\bar{y}) / St_x St_y, \quad (1.22)$$

где  $\bar{x}$  и  $\bar{y}$  — средние арифметические значения  $x$  и  $y$  в соответствующих распределениях;  $\overline{xy}$  — среднее арифметическое значение произведения  $x$  и  $y$ ;  $St_x$  и  $St_y$  — стандарты распределений  $x$  и  $y$ .

Коэффициент корреляции  $r$  изменяется от  $-1$  до  $+1$ . При  $r = 0$  линейная связь между  $x$  и  $y$  отсутствует. При  $r = \pm 1$  связь между  $x$  и  $y$  функциональная. Достоверность выявленной связи оценивается специальными приемами [20, 77].

Для выяснения степени достоверности выявленной корреляционной связи при небольшой выборке ( $N < 50$ ) используют также критерий, предложенный В. И. Романовским (1947 г.):

$$|r| \sqrt{N-1} \geq 3. \quad (1.23)$$

Если неравенство выполнено, то коэффициент корреляции считается значимым.

С помощью корреляционного анализа изучают характер связей и определяют линейное уравнение регрессии

$$y - \bar{y} = r \frac{St_y}{St_x} (x - \bar{x}). \quad (1.24)$$

Эмпирическое распределение двух непрерывных величин может быть представлено графически в виде поля корреляции, на котором даны линии регрессии. На рис. 1.4 представлены поле корреляции и линия регрессии плотности и скорости продольных волн в серпентинизированных гипербазитах. Для выяснения степени связи между двумя параметрами был вычислен коэффициент корреляции  $r = 0,965$  и определено уравнение регрессии:  $v_p = (3,44\sigma - 3,6)$  км/с. Линия регрессии, построенная по уравнению, близка к линии регрессии, проведенной по точкам.

Для определения характера зависимости между параметрами, связанными криволинейно, может быть применена методика подбора теоретической формулы, близкой к фактической кривой зависимости (К. А. Семендяев). Она заключается в сравнении фактической сглаженной кривой, например  $v_p = f(\sigma)$ , с различными графиками функциональных зависимостей, приводимых в справочниках. Пригодность выбранной по графику формулы проверяют методом выравнивания, смысл которого сводится к тому, что на базе связи между параметрами  $x$  и  $y$  находят величины  $x = f(x, y)$  и  $y = f(x, y)$ , которые связаны между собой линейно. Затем с по-

Для проверки гипотезы о равенстве дисперсий двух нормальных распределений можно воспользоваться критерием Фишера ( $F$ ):

$$F = St_1^2 / St_2^2 \text{ при } St_1^2 > St_2^2.$$

Вычисленную величину  $F$  сравнивают с табличной величиной при заданном уровне значимости  $P$  (в %) и степенях свободы  $K_1 = N_1 - 1$  и  $K_2 = N_2 - 1$ . Таблицы имеются во всех пособиях по математической статистике.

Если вычисленные величины  $t$  и  $F$  меньше табличных, то предположение о несущественном различии между средними и дисперсиями двух распределений следует принять.

При обработке материалов петрофизических исследований возникает задача изучения связи различных физических параметров между собой или с другими характеристиками исследуемой породы (минеральный состав и т. д.). Следует иметь в виду, что связи обычно имеют не функциональный, а стохастический (вероятностный) характер, и поэтому для решения указанной задачи следует пользоваться теорией

мощью метода наименьших квадратов или метода средних определяют параметры подобранной формулы.

В практике петрофизических исследований нередко встречаются случаи, когда интересующий признак зависит от двух других признаков и более. Корреляция таких величин является множественной. При двойной линейной связи одного признака  $z$  с двумя другими  $x$  и  $y$  коэффициент множественной корреляции определяется по формуле [20, 77]

$$R = \sqrt{\frac{r_{xz}^2 - 2r_{xy}r_{xz}r_{yz} + r_{yz}^2}{1 + r_{xy}^2}}, \quad (1.25)$$

где  $r_{xz}$ ,  $r_{xy}$  и  $r_{yz}$  — коэффициенты корреляции между  $x$  и  $z$ ,  $x$  и  $y$ ,  $y$  и  $z$ ;  $R$  — изменяется от нуля до  $+1$ .

Для статистической обработки данных на ЭВМ существует большое число программ, позволяющих вычислить статистические характеристики и корреляционные зависимости. К таким программам следует отнести многократную корреляцию (по Ю. К. Буркову), поиск границ (по Д. А. Родионову), вычисление связи альтергративных признаков, регрессионный, дисперсионный и факторный анализы и др. [5, 20, 45, 77]. С помощью этих программ обеспечивается разносторонняя обработка эмпирических данных, включающая выявление статистической связи между учитываемыми признаками геологических объектов, установление влияния тех или иных факторов на изменчивость этих признаков, получение общей картины вариаций значений признака в пространстве и т. п.

## § 5. ПОСТРОЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ КАРТ И РАЗРЕЗОВ

Наиболее полное и наглядное представление о распределении физической характеристики геологических образований в плане дают карты: 1) петрофизические, отражающие распределение в плане петрофизических групп горных пород (или геологических формаций); 2) физических параметров, показывающие значения физических параметров горных пород (толщ) без учета их типа и состава; 3) специализированные — карты приведенных аномальных значений физических свойств горных пород, палеомагнитные и др.

Петрофизические карты являются основными для изучения геологического строения районов; они несут наибольшую информацию. Остальные карты составляют в зависимости от решаемых геологических и геофизических задач или при недостатке данных для составления петрофизических карт.

### Петрофизические карты

В основе легенд петрофизических карт лежит петрофизическая классификация горных пород, т. е. подразделение и группирование по физической характеристике пород различных генетических типов и петрографического (литологического) состава (см. § 43). Классификацию пород района проводят с учетом их возраста или структурно-формационных комплексов. Карты строят раздельно — петроплотностные, петромагнитные, петроскоростные и др.

При построении карт стремятся: а) возможно полнее показать физическую латеральную неоднородность геологических образований района; б) отразить наиболее существенные закономерности изменения физической характеристики пород разных генезиса и состава; в) с наибольшей детальностью показать физическую характеристику рудоносных, угленосных и нефтегазоносных формаций и зон околорудных изменений (на крупномасштабных картах).

**Масштабы петрофизических карт.** В зависимости от геологических или геофизических задач петрофизические карты могут составляться в разных масштабах — от детальных до мелкомасштабных. Выделяют две группы масштабов карт, различающиеся детальностью выделения петрофизических групп пород и типом легенд: группа I — карты крупного масштаба (1 : 50 000 и крупнее), среднего (1 : 100 000—1 : 500 000) и мелкого масштабов (1 : 1 000 000—1 : 1 500 000); группа II — карты мелкого и обзорного масштаба (мельче 1 : 1 000 000—1 : 1 500 000).

**Петрофизические группы** — петроплотностные, петромагнитные, петроскоростные и другие группы пород выделяют в результате петрофизических исследований.

На картах отражают характеристику выходящих на поверхность коренных пород, которую определяют по образцам пород из обнажений в складчатых районах и на щитах и преимущественно по скважинам в пределах чехла платформ.

За основу петрофизического группирования принимают типовую классификацию пород, которую уточняют применительно к геологическим образованиям данного района, отраженным на геологических или формационных (структурно-формационных) картах.

Стратиграфические единицы, комплексы и формации, показанные на геологических картах, как правило, включают породы различного состава, имеющие разную физическую характеристику. Например, в одну серию могут быть объединены глинистые, песчаные и карбонатные отложения, различающиеся по плотности на 0,3—0,5 г/см<sup>3</sup>; в один комплекс—интрузивные породы от габбро до гранитов с различием в  $\sigma$  0,4 г/см<sup>3</sup>, в одну осадочно-вулканогенную формацию — терригенные породы с  $\sigma = 2,5 \div 2,6$  г/см<sup>3</sup> и основные вулканиты с  $\sigma = 2,9 \div 3,0$  г/см<sup>3</sup>. Для последней еще резче различается намагниченность пород — слабая (единицы ампер на 1 м)—терригенных образований и высокая (тысячи ампер на 1 м) — вулканитов.

Дифференцированность стратиграфических единиц и формаций по физической характеристике и составу пород определяется по вариационным кривым распределения параметров. Одномодалное распределение плотности и магнитной восприимчивости свидетельствует об однородности состава, что, например, типично для одной

Т а б л и ц а 1.3

Индексы значений физических параметров

Плотность		Магнитная восприимчивость; намагниченность		Скорость продольных волн	
Индекс	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	Индекс	ж. 10 <sup>3</sup> , ед. СИ; J. 10 <sup>3</sup> , А/м	Индекс	$v_p$ , км/с
a <sub>1</sub>	<1,90	Магнитная			
a <sub>2</sub>	1,90—1,95	восприимчивость		a	2,0—2,3
a <sub>3</sub>	1,95—2,00	A	0—100	b	2,4—2,7
б	2,00—2,05	B	100—300	c	2,8—3,1
в	2,05—2,10	B	300—700	d	3,2—3,5
г	2,10—2,15	Г	700—1 500	e	3,6—3,9
д	2,15—2,20	Д	1 500—3 000	f	4,0—4,3
е	2,20—2,25	E	3 000—6 000	g	4,4—4,5
ж	2,25—2,30	Ж	6 000—12 000	h	4,6—4,7
з	2,30—2,35	З	12 000—20 000	i	4,8—4,9
и	2,35—2,40	И	20 000—40 000	j	5,0—5,1
к	2,40—2,45	K	>40 000	k	5,2—5,3
л	2,45—2,50	Намагниченность		l	5,4—5,5
м	2,50—2,55	A	0—50	m	5,6—5,7
н	2,55—2,60	B	50—150	n	5,8—5,9
о	2,60—2,65	B	150—300	o	6,0—6,1
п	2,65—2,70	Г	300—700	p	6,2—6,3
р	2,70—2,75	Г	700—1 500	q	6,4—6,5
с	2,75—2,80	Д	1 500—3 000	r	6,6—6,7
т	2,80—2,85	E	3 000—6 000	s	6,8—6,9
у	2,85—2,90	Ж	6 000—12 000	t	7,0—7,1
ф	2,90—2,95	З	12 000—20 000	u	7,2—7,5
х	2,95—3,00	И	>20 000	v	7,6—7,9
ч	3,00—3,05				
ш	3,05—3,10				
э	3,10—3,15				
ю	3,15—3,20				
я	>3,20				

фазы внедрения интрузивного комплекса. Полимодальное распределение вариационной кривой  $\sigma$  или  $\kappa$  показывает неоднородность состава или условий образования пород, а различие в величине и направлении вектора  $I_n$  может служить дополнительным критерием в определении возраста геологических образований. На основании вариационных кривых распределения параметров, средних значений и других статистических характеристик выделяются петроплотностные и петромагнитные группы внутри стратиграфических единиц, комплексов или формаций.

Основным интервалом группирования пород по плотности принимается значение  $0,05 \text{ г/см}^3$  по равномерной шкале (в связи с нормальным законом распределения  $\sigma$ ) с подразделением до  $0,025 \text{ г/см}^3$  для интрузивных и метаморфических пород кислого состава и объединением до  $0,1 \text{ г/см}^3$  для пород основного и ультраосновного состава, характеризующихся значительно большей дисперсией состава и плотности по сравнению с породами кислого состава. На крупномасштабных картах возможно группирование различных пород с интервалом плотности  $0,02—0,03 \text{ г/см}^3$ . Логнормальный закон распределения намагниченности определяет группирование пород по шкале прогрессии с выделением 10 групп, первая из которых — группа А — образует класс ферропарамагнитных пород; а остальные группы образуют класс ферромагнитных пород (см. § 18 и 19). При более детальном выделении групп вводятся дополнительные индексы, например,  $A_1, A_2, O_1, O_2$  и т. д. (табл. I.3).

Пространственное положение различных петрографических групп пород определяют по фактически измеренным значениям плотности и магнитных свойств пород, геологическим, формационным и геофизическим картам. При построении петромагнитной карты: 1) определяют намагниченность пород по данным измерения магнитной восприимчивости всех образцов и  $J_n$  для их части; 2) рассчитывают  $J$  по графикам аэромагнитных или наземных магнитных карт. Особенно большое значение имеет использование карт аномального магнитного поля  $\Delta T_a$ . Надежная привязка магнитных аномалий к группам пород по данным измерения магнитных свойств образцов и сопоставление расчетных и измеренных значений намагниченности пород позволяют широко использовать аэромагнитные съемки и во многих случаях уточнять границы распространения различных стратиграфических толщ и массивов интрузивных и ультраметаморфических пород. Карты локальных гравитационных аномалий могут быть применены для характеристики отдельных массивов. По магнитным и гравиметрическим картам можно построить петрофизические карты в пределах озер, на участках, перекрытых мощными четвертичными отложениями, в шельфовых зонах.

Следует отметить, что выделение петрофизических групп пород внутри стратиграфических единиц, комплексов или формаций позволяет получить надежную физическую характеристику слагающих район геологических образований. Иногда применяющийся метод расчета средних значений параметров в целом для геологических подразделений (толщ, массивов) приводит к существенным погрешностям в интерпретации геофизических данных — магнитные и гравитационные аномалии ошибочно связывают с породами, не выходящими на поверхность.

Различные петрофизические группы пород на картах окрашивают в разный цвет. **Генетические типы пород.** Среди разнообразных геологических образований выделяются следующие генетические типы пород — интрузивные, эффузивные (вулканогенные), осадочные, регионально метаморфизованные, ультраметаморфические, автотаморфические, гидротермально-метасоматические (на крупномасштабных картах). Петрофизическое группирование проводят раздельно для каждого из этих типов пород.

В легендах карт I группы петрофизическую характеристику отражают в отдельных колонках: для стратифицированных толщ (осадочных, осадочно-вулканогенных, вулканогенных, регионально-метаморфизованных формаций) и для интрузивных, ультраметаморфических, автотаморфических и метасоматических образований. В районах преимущественного развития магматических пород, например в пределах Трапеговского поля Сибирской платформы, Хотско-Чукотского вулканогенного пояса, целесообразно выделять осадочные толщи отдельно от магматических образований — интрузивных и эффузивных. В легендах карт II группы петрофизическую характеристику пород показывают раздельно для формаций различных генетических типов.

Различие в генетических типах пород отражают разным типом штриховых знаков.

**Петрографический (литологический) состав пород.** Петрографическое группирование по составу проводят в пределах каждого генетического типа пород. Выделяют петрографические (литологические) группы разновидностей пород кислого, среднего, основного, ультраосновного, щелочного, высокоглиноземистого состава; глинистые, песчано-обломочные, карбонатные и гидроксидные осадочные толщи. Детальность выделения петрофизических групп по составу пород увеличивается от мелкого масштаба карт к крупному. Например, группа гранитов на обзорных картах подразделяется на группы аляскитовых, биотитовых, биотит-роговообманковых гранитов на мелкомасштабных картах, каждая из которых может быть подразделена на лейкократовые и меланократовые разновидности на крупномасштабных картах. При выделении петроплотностных групп детальность группирования пород по составу зависит от диапазона значений плотности; при выделении петромагнитных групп состав пород учитывается независимо от величины намагниченности или магнитной восприимчивости. Так, при одинаковых значениях  $\rho$  или  $J$  выделяются петромагнитные группы гранитов, гранодиоритов, диоритов, габбро, гипербазитов; аналогичное отмечается для других генетических типов пород. Целесообразно выделять те же группы пород, что и на петроплотностной карте.

За основу группирования пород по составу может быть принята петрофизическая классификация пород (см. §43), которая удовлетворяет картам масштаба 1 : 200 000—1 : 1 000 000. При более мелком масштабе карт некоторые группы пород могут быть объединены, при более крупном масштабе — подразделены на более дробные разновидности пород. Состав пород на картах отражается различными штриховыми знаками.

**Геологическая основа карт, возраст пород.** Геологической основой петрофизических карт являются геологические или структурно-формационные (формационные) карты. По этим картам и объяснительным запискам к ним определяют петрографический (литологический) состав и возраст серий и свит стратифицированных образований, интрузивных и ультраметаморфических комплексов. Среди образований одного возраста выделяются петрофизические группы, различающиеся физическими свойствами или составом пород. Детальность возрастных подразделений определяется масштабом карт и стратиграфической изученностью района. При значительной неоднородности по составу толщ и комплексов и близости физической характеристики разновозрастных пород одного состава целесообразно укрупнять возрастные группы, с тем чтобы выделить все петрографические (литологические) разновидности пород, не перегружая при этом саму карту и легенду к ней. В легендах карт группы I петрофизические группы пород приводятся в возрастной последовательности, группы II — без возрастной последовательности (группируются по генетическим типам и составу пород).

По петрофизическим и палеомагнитным данным вносят дополнения в легенду карт (например, выделяют более поздний или более ранний комплекс пород) и уточняют возраст отдельных массивов. Возраст пород на картах указывается цифровыми индексами.

**Окраска и индексация карт.** Окраска карт подчинена принципу — показать наиболее выразительными средствами основное их содержание. Для петроплотностной карты принимается гамма цветов, отражающая плотность: сине-зеленые — зелено-желтые — желтые — коричневые — темно-коричневые. Интенсивность окраски усиливается от среднего значения плотности пород ( $2,5 \text{ г/см}^3$ ) в сторону ее уменьшения (до  $1,8 \text{ г/см}^3$ ) и увеличения (до  $3,2 \text{ г/см}^3$ ). Гамма цветов на петромагнитной карте более многообразна. Различным цветом показывается химический (литологический) состав пород: розово-красным — кислый, коричневым — средний и высокоглиноземистый, зеленым — основной, фиолетовым — ультраосновной, желтым — щелочной, желто-оранжевым — песчаный, голубым — карбонатный, серым — глинистый и угленосный. Увеличение интенсивности окраски каждого цвета соответствует повышению намагниченности пород. Например, слабомагнитные габбро окрашиваются в светло-зеленый цвет, магнитные — в зеленый, сильномагнитные — в темно-зеленый. Разный характер окраски обусловлен различным содержанием карт; наиболее информативно сопоставление плотности пород разного состава и намагниченности пород близкого состава.

Индексацию карт проводят по значению физических параметров, по составу или формационной принадлежности и по возрасту геологических образований. Индексы физических параметров указывают русскими буквами — строчными для характе-



Таблица I.

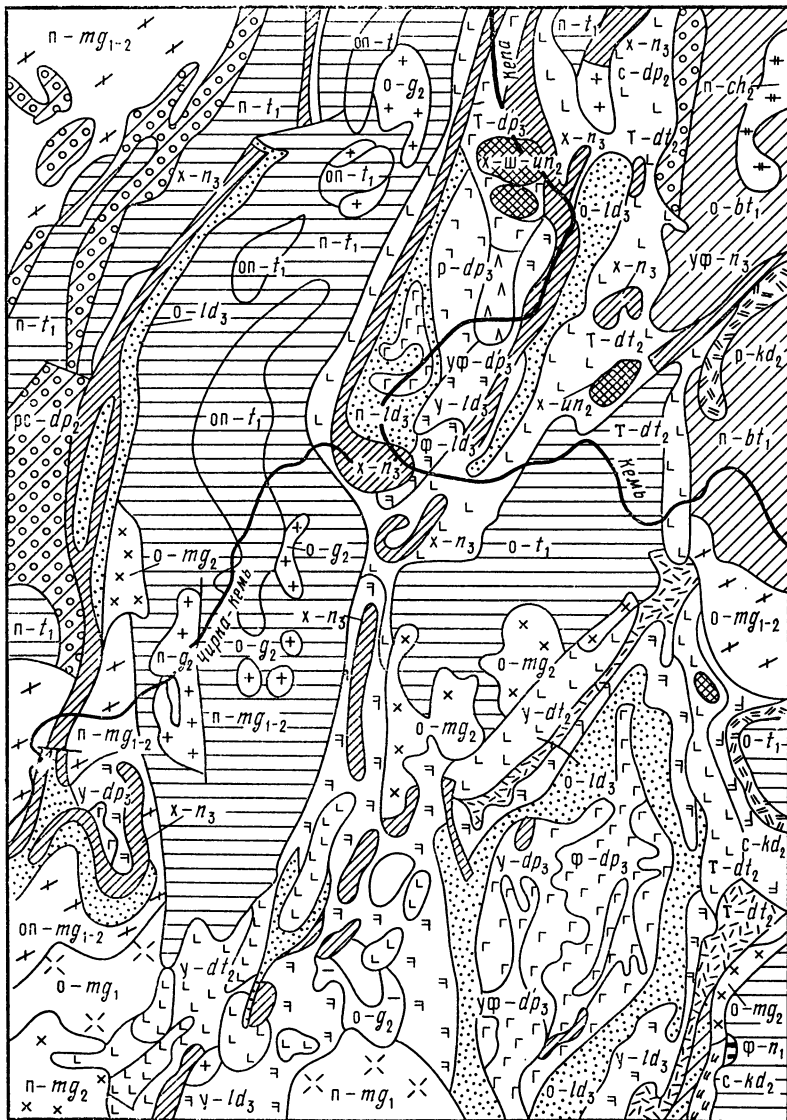
Геологические формации восточной части Балтийского щита  
(к фрагменту петроплотностной карты — см. рис. I.5)

Структурно-формационный комплекс	Формация и субформация			Индекс
	Название	Серия, комплекс	Состав пород	
Осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные формации				
Протоорогенный	Туфо-диабазовая Пикрит-диабазовая	Ковгорская Суйсарская	Диабазы, туфы Пикритовые порфириды, диабазы	$dp'_3$ $dp_3$
	Песчано-диабазовая	Сегозерская	Диабазы, метадиабазы, кварциты, песчаники	$ld_3$
Протогеосинклинальный	Порфир-диабазовая Кератофир-спилитовая Джеспилитовая	Тунгудско-надвоицкая Хаутоварская Костомукшская	Кварциты, сланцы, порфириды, метадиабазы Порфириды, кератофиры, метадиабазы Кварц-биотитовые, хлоритовые сланцы, кварциты, железистые кварциты	$dt_2$ $kd_2$ $dp_2$
	Прогееосинклинальный	Диабаз-грауваковая (амфиболито-гнейсовая) Песчаниковая (гнейсовая)	Хетоламбинская Керетьская	Биотит-амфиболовые гнейсы, мигматиты Мигматизированные гнейсы, биотитовые гнейсы
Интрузивные и ультраметаморфические формации				
Протоорогенный	Габбро-диабазовая	Дайковый	Габбро-диабазы	$p_3$
Протогеосинклинальный	Гранитовая	Карташевский	Граниты биотитовые	$g_2$
	Мигматит-гранитовая	Куйтозерский	Граниты амфибол-биотитовые, биотитовые, мигматизированные	$mg_2$
	Чарнокит-гранитовая Перидотит-норитовая	Умбинский Сегозерский	Чарнокиты Метаоливиниты, метаперидотиты	$ch_2$ $un_2$
Прогееосинклинальный	Мигматит-гранитовая	Западно-Карельский	Микроклиновые граниты, мигматиты	$mg_{1-2}$
	Мигматит-плаггиогранитовая	Центрально-Карельский	Олигоклазовые граниты, плаггиограниты	$mq_{1-2}$
	Габбро-диабазовая	Ондомоозерский	Габбро-диабазы	$p_1$

ристики плотности, прописными — намагниченности (см. табл. I.3). При выделении на карте более дробных групп пород соответствующие интервалы подразделяют, а при более общих группах — соединяют; например, группа о разделяется на  $o_1$  с  $\sigma = 2,60 \div 2,625$  и  $o_2$  с  $\sigma = 2,625 \div 2,65$  г/см<sup>3</sup>; группа Д разделяется на  $D_1$  с  $\kappa = 1500 \div 2000$ ,  $D_2$  — с  $\kappa = 2000 \div 2500$  и  $D_3$  — с  $\kappa = 2500 \div 3000$ ; группы А и Б соединяются при  $\kappa = (0-300) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

При использовании в качестве основы геологических карт состав магматических и ультраметаморфических комплексов показывают греческими буквами, осадочных и регионально-метаморфизованных образований — латинскими буквами. При составлении петрофизических карт на формационной основе проставляют индекс формации

*a*



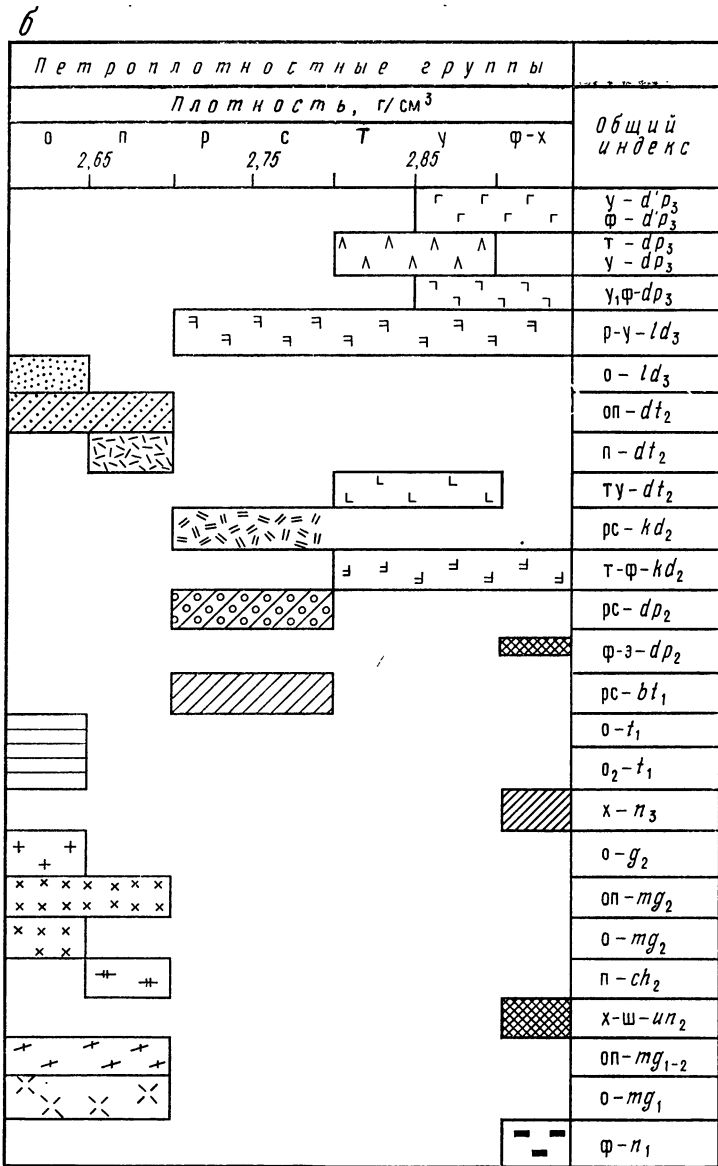


Рис. 1.5. Фрагмент петроплотностной карты геологических формаций Балтийского щита [69].

а — петроплотностная карта; б — условные обозначения к карте (см. также табл. 1.4)

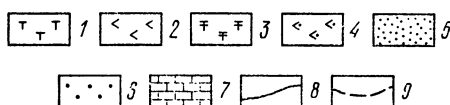
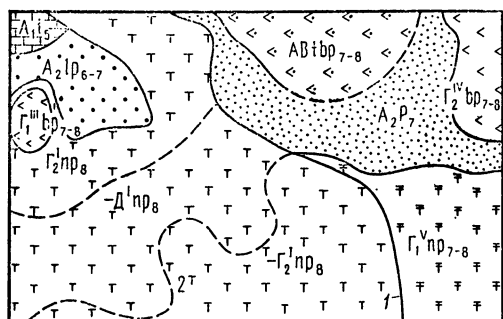


Рис. 1.6. Фрагмент петромагнитной карты горных пород района развития траппов Сибирской платформы. (по Г. Г. Камышевой).

Состав пород: 1, 3 — долериты, габбро-долериты, 2 — базальты, долерито-базальты, 4 — туфы, туфобазальты, 5 — песчаники, 6 — песчаники и глинистые песчаники, 7 — известняки; границы пород: 8 — по геологическим и петрофизическим данным, 9 — по петрофизическим данным (индексы пород см. табл. 1.5)

тамам аномального магнитного поля. Петрофизические исследования сопровождалось изучением петрографического, минерального и химического состава. На рис. 1.5 приведен небольшой фрагмент карты по петроплотности и соответствующий ему фрагмент легенды. На петроплотностной и петромагнитной картах левые части легенды — «геологические» (см. табл. 1.4) идентичны, а правая часть (характеристика плотности или характеристика намагниченности) отражается только на соответствующих картах (см. рис. 1.5). Карты являются многокрасочными; окраска их проводится, как было рассмотрено выше.

Сведение многочисленных, но разрозненных данных на единых картах позволило впервые получить надежную плотностную и магнитную характеристику очень различных по составу и метаморфизму образований докембрия и внести коррективы в формационное подразделение пород и структурное строение региона. На приведенном фрагменте карты по петрофизическим данным впервые выделена туфодиабазовая субформация (ГД — др) и показано ее распространение; прослежены протяженные зоны дайкового комплекса габбро-диабазов (ДЕ —  $u_3$ ), которыми четко обрисовывается структура раннепротерозойских мульд; выделены участки мигматизации пород (ВГ —  $t_1$ ); уточнены границы железисто-кварцевой формации и др. [69].

По аналогичной легенде могут быть составлены петроскоростные карты горных пород. Такая карта составлена для северо-запада Кольского полуострова М. Ш. Магидом (1978 г.). На ней более четко, чем на петроплотностной карте, выделились зоны глубинных разломов, массивы трещиноватых пород и др.

Примером составления петромагнитной карты с использованием палеомагнитных данных являются работы, выполненные на трапповой формации Сибири Г. Г. Камышевой (рис. 1.6, табл. 1.5). Геологически нерасчлененные траппы пермо-триасового возраста подразделяются на два петромагнитных комплекса (ПКМ). Комплекс ПКМ I представлен эффузивными породами (базальты, долерито-базальты и др.) и интрузивными (долериты, габбро-долериты), которые имеют более низкую величину  $\chi$ , высокое значение  $Q$  ( $Q = J_n/J_i = 3-10$ ) и положительное направление древней остаточной намагниченности, что отвечает возрасту Р—Т. Комплекс ПКМ II складывается преимущественно интрузивными и субинтрузивными образованиями (долериты,

латинскими буквами, а состав пород внутри формации отражают штриховыми знаками (рис. 1.5, табл. 1.4). Возраст пород представляется цифрами (около индекса состава пород); принадлежность пород к более дробным подразделениям — свитам, комплексам — может быть указана буквенными индексами.

Методика составления петрофизических карт и технология подготовки авторского макета для издания крупного, сложно построенного региона была отработана при издании карт Балтийского щита в масштабе 1 : 1 000 000 [69]. Были использованы многолетние петрофизические данные, полученные в разных организациях — 200 тыс. определений плотности образцов, 255 тыс. — магнитной восприимчивости, более 10 тыс. измерений остаточной намагниченности, результаты исследований других магнитных параметров, пористости и минеральной плотности. Кроме того, были использованы расчетные данные о намагниченности пород по картам

## Петрофизическая характеристика трапповой формации Сибири

Возраст пород		Петромагнитные группы		
геологический	палеомагнитный	Состав пород	Знак $J_n$	Индекс
P—T <sub>1</sub>	T <sub>1</sub> (ПКМ II)	Долериты, габбро-долериты	$\frac{+}{-}$	—Г <sub>2</sub> <sup>I</sup> Д <sup>I</sup> пр <sub>8</sub>
		Базальты, долерито-базальты	$\frac{+}{+}$	Г <sub>1</sub> <sup>III</sup> , Г <sub>2</sub> <sup>IV</sup> вр <sub>7-8</sub>
	P—T <sub>1</sub> (ПКМ I)	Долериты, габбро-долериты	$\frac{+}{+}$	Г <sub>1</sub> <sup>V</sup> пр <sub>7-8</sub>
		Туфы, туфо-базальты		AB t вр <sub>7</sub>
P <sub>2</sub>	P—T <sub>1</sub>	Песчаники		A <sub>2</sub> р <sub>7</sub>
C <sub>2</sub> —P <sub>1</sub>		Песчаники и глинистые песчаники		A <sub>2</sub> P <sub>6-7</sub>
S		Известняки		A <sub>1</sub> i <sub>5</sub>

Примечания. 1. Значения Q: I — 1—2, III — 3—5, IV — 5—7. 2. В числителе указан знак  $J_n$  в естественных образцах, в знаменателе — знак древнего магнитного поля, определенный по палеомагнитным исследованиям. 3. Значения намагниченности (в А/м): A<sub>1</sub> — 0—20, A<sub>2</sub> — 20—50, AB — 0—300, Г<sub>1</sub> — 300—500, Г<sub>2</sub> — 500—700, Г<sub>2</sub>Д — 500—1500.

габбро-долериты) с более высокой величиной  $\kappa$ , пониженным значением Q ( $Q = 0,1 \div -1,0$ ) и отрицательным направлением стабильной древней остаточной намагниченности, что является основанием связывать кристаллизацию магмы с периодом отрицательной полярности Земли в триасе. Большая часть образцов этого комплекса перемагничена современным магнитным полем и имеет положительный знак. На петромагнитной карте района, построенной с использованием аэромагнитной съемки, проведено значительно более детальное картирование траппов и туфов с выделением жерловых фаций и кимберлитовых трубок.

## Карты физических параметров

Карты плотности, магнитной восприимчивости, намагниченности, радиоактивности и других параметров строят по данным измерения образцов или по данным расчетов с использованием геофизических карт. Геологическая и петрографическая характеристика пород на картах не отражается; она может быть приведена в обобщенных показателях.

Карты плотности и магнитной восприимчивости для складчатых районов и древних щитов строят в изолиниях по значениям параметра в каждой точке (Г. Я. Голыздра, 1982 г.) или по средним значениям для площади с определенным радиусом (Ю. Ф. Малышев, Н. П. Романовский, 1981 г.). Для платформенных областей карты строят в изолиниях параметров (преимущественно плотности) по средним значениям в целом для осадочного покрова или отдельных стратиграфических единиц (М. Л. Озерская, 1967 г.; Н. В. Подоба, М. Л. Озерская, 1968 г.; Н. К. Озолинь, 1974 г.; Н. А. Туезова, 1968 г.).

Основное значение этих карт — использование при интерпретации гравитационного и магнитного полей с целью изучения глубинного строения земной коры. Кондиционность карт определяется равномерностью расположения точек исходных данных, а также проведением изолиний с учетом точности измерения параметров, возможности случайных ошибок из-за использования данных по выветрелым образцам и др. Первое условие может быть учтено выбором масштаба карты более мелкого, чем выполненная съемка, при которой точки отбора образцов, как правило, расположены неравномерно; например, построение карты масштаба 1 : 1 000 000 по съемкам среднего и крупного масштабов.

Составление карт по расчетным данным является интерпретационной геофизической задачей. Методика составления карт намагниченности геологических образований разработана Л. В. Булиной (1980, 1981 г.). Она заключается в определении контуров намагниченных тел и вычислении их средней намагниченности по графикам аномального магнитного поля  $\Delta T_a$ . Составление этих карт имеет большое значение для изучения строения фундамента платформ, депрессионных мульд и прогибов, сопоставления этих районов со складчатыми структурами, для общей характеристики намагниченности верхнего магнитоактивного слоя земной коры и ее эволюции во времени.

Карта электропроводности кристаллических пород северо-западной части Кольского полуострова по данным электроразведочных работ и изучения образцов составлена А. А. Джамалединовым (1977 г.). По ней впервые была обнаружена густая сеть тонких проводящих зон, обусловленных развитием графитизированных пород, отвечающих тектонической нарушенности протерозойских образований, и выделены стабильные блоки архея, не затронутые графитизацией.

У. И. Моисеенко и А. А. Смысловым разработана методика составления карт температур на разных глубинах земной коры и карт теплопроводности, приведенных в гл. VI. Имеются примеры составления карт плотностной дифференциации отдельных слоев земной коры как результат решения сложных интерпретационных задач. И. Г. Клушиным построена схема плотностной дифференциации мантийно-коровых блоков территории СССР с использованием гравитационных и спутниковых данных о гравитационном потенциале (И. Г. Клушин, 1979 г.).

### Специализированные карты

**Карты приведенных аномальных значений физических свойств** (плотности, магнитной восприимчивости, естественной радиоактивности и др.). Строят их по величине параметров, выраженных в отклонениях от среднего значения в единицах стандарта. Методика составления этих карт разработана А. А. Смеловым на примере рудных районов Казахстана (1965, 1968 г.). Для карты плотности перевод измеренного значения  $\sigma$  в значение плотности, нормированное по стандарту  $\sigma_n$ , выполняют по формуле  $\sigma_n = (\sigma - \bar{\sigma})/St_\sigma$ , где  $\bar{\sigma}$  — среднее арифметическое значение плотности данной группы пород;  $St_\sigma$  — стандарт распределения плотности данной группы пород.

При выражении магнитной восприимчивости в нормированных отклонениях берут логарифмы  $\chi$ , среднее значение и стандарт распределения логарифмов параметра. За аномальные значения  $\sigma$  и  $\chi$  принимают отклонения от среднего более чем на три стандарта. Карты строят для каждого параметра для отдельных участков; иногда их совмещают с петрофизическими картами горных пород.

**Палеомагнитные карты.** Составляют по данным, палеомагнитных исследований. Они отражают возраст пород по палеомагнитным данным, прямое или обратное направление вектора древней (синхронной) остаточной намагниченности, положение древнего магнитного полюса. Примерами являются карты, составленные В. В. Кочегурой для мезозойско-кайнозойских эффузивных образований Дальнего Востока (1964 г.), А. Н. Храмовым для осадочных толщ PZ—MZ Русской платформы (1975 г.), Н. П. Михайловой и А. М. Глевасской для молодых вулканогенных толщ Карпат (1974 г.) и др.

### Методика составления петрофизических карт

На петрофизических картах показывают распространение петрофизических групп пород, выделенных на основании исследований и статистической обработки материалов. Границы распространения петроплотностных и петромагнитных групп устанавливают по данным измерения образцов пород, картам аномального магнитного поля, картам приведенных аномалий силы тяжести и другим геофизическим картам и данным геологической съемки.

Петроплотностные карты строят по данным петрофизических исследований, гравиметрических и геологических карт. Предварительно составляют петрографическую основу петроплотностной карты. На ней показывают петрографические группы пород с тем же подразделением по генетическим типам, составу и текстуре пород, которые были приняты при выделении петроплотностных групп пород. Составляют план фактических данных плотности образцов пород, на котором проводят гра-

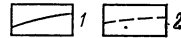
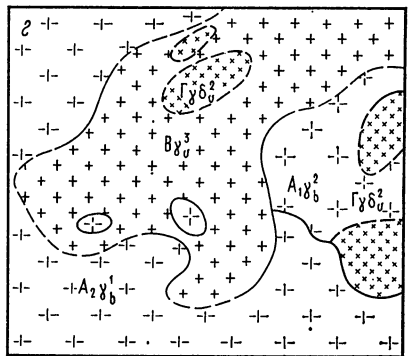
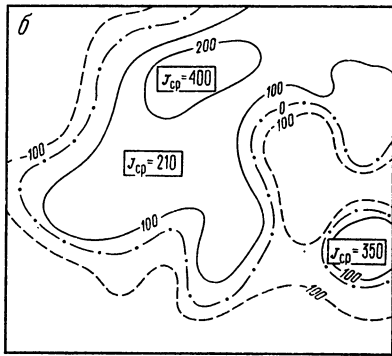
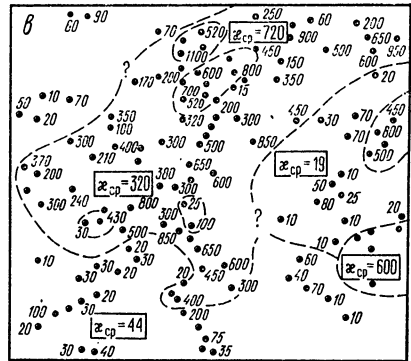
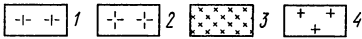
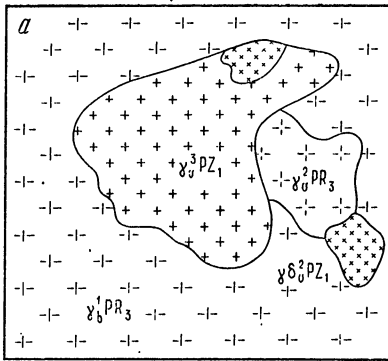


Рис. 1.7. Пример составления петромагнитной карты. Район Забайкалья.

*а* — геологическая карта: Баргузинский комплекс  $PR_3$ , 1 — биотитовые граниты первой фазы, 2 — аляскиновые граниты второй фазы; витимканский комплекс  $PZ_1$ , 3 — гранодиориты второй фазы, 4 — биотитовые граниты третьей фазы; *б* — карта  $\Delta T_a$  в нТл ( $J_{ср}$  определено по графикам  $\Delta T_a$  в  $10^{-2}$  А/м); *в* — план фактических данных ( $\chi$  образцов и  $\chi_{ср}$  петромагнитных групп в  $10^{-5}$  ед. СИ); *г* — петромагнитная карта:  $A_2\gamma_b^1$ ,  $A_1\gamma_b^2$ ,  $\Gamma\gamma\delta_b^2$ ,  $\Gamma\gamma\delta_b^1$  — индексы петромагнитных групп; 1 — границы групп совпадают с геологическими границами интрузий, 2 — уточненные границы интрузий

ницы петроплотностных групп, выделенных при проведении петрофизических исследований. При этом учитывают значение плотности и состав пород по изученным обнажениям. План фактических данных плотности пород совмещают с петрографической основой. Границы петроплотностных групп на плане и петрографических групп на основе должны совпадать. При несовпадении границ пересматривают все данные, выполняют повторные петрографические определения и статистическую обработку материалов по плотности.

При отсутствии на отдельных участках района данных о плотности пород границы петроплотностных групп проводят и уточняют по картам приведенных аномалий силы тяжести и по петромагнитной карте.

После анализа и увязки плана физических данных и петрографической основы на последнюю наносят исправленные и уточненные границы петроплотностных

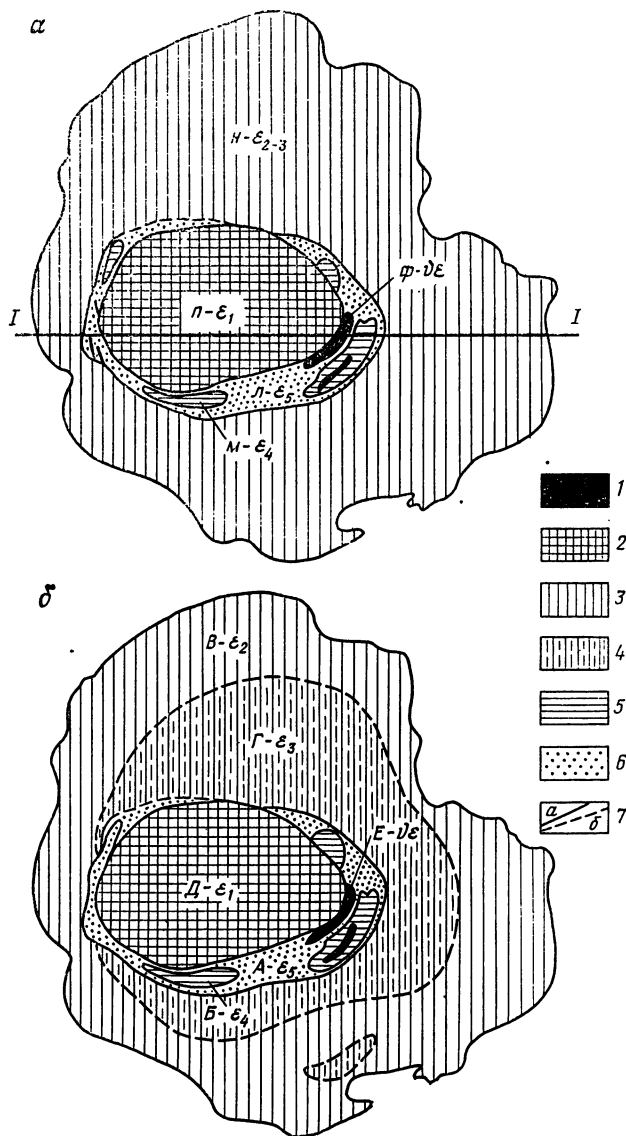


Рис. 1.8. Петроплотностная (а) и петромагнитная (б) карты массива Сынныр. Северное Прибайкалье.

1 — шонкиниты ( $\nu\epsilon$ ); 2 — пуласкиты ( $\epsilon_1$ ); 3 — нефелиновые сyenиты ( $\epsilon_2$ ); 4 — псевдолейцитовые нефелиновые сyenиты ( $\epsilon_3$ ); 5 — сынныриты ( $\epsilon_4$ ); 6 — гидротермалиты ( $\epsilon_5$ ); 7 — границы: а — геологические (по А. Я. Жидкову), б — петрофизические. Интервалы плотности (в г/см<sup>3</sup>): л — 2,45—2,50, м — 2,50—2,55, н — 2,55—2,60, п — 2,65—2,70, ф — 2,90—2,95; интервалы магнитной восприимчивости (в  $10^{-6}$  ед. СИ): А — 0—100, Б — 100—300, В — 300—700, Г — 700—1500, Д — 1500—3000, Е — 3000—6000



групп пород и проставляют индексы плотности, состава и возраста пород. Составленную таким образом петроплотностную карту закрашивают в желто-коричневые тона с усилением коричневого цвета по мере возрастания плотности.

Основой для составления петромагнитных карт служат петрофизические исследования образцов пород, магнитные карты и геологические карты района (рис. 1.7).

Петрофизические карты по другим параметрам — скорости распространения упругих волн, электрическому сопротивлению, естественной радиоактивности — строятся аналогично.

Пример детального расчленения массива по петрофизическим данным приведен на рис. 1.8. В строении массива согласно А. Я. Жидкову принимают участие разнообразные по петрофизическому составу сиениты. Все выделенные петрофизические разности имеют свои, четко выраженные плотностные и магнитные характеристики. Наиболее плотными являются шонкиниты, представленные в массиве дайками и пластовыми телами небольшой мощности. Затем следуют пуласкиты, составляющие ядро массива, с плотностью  $2,67 \text{ г/см}^3$ . Большая часть массива сложена нефелиновыми сиенитами с плотностью  $2,55\text{—}2,56 \text{ г/см}^3$ . Наименее плотными в массиве являются сынныриты (плотность  $2,54 \text{ г/см}^3$ ) и гидротермалиты (плотность  $2,45 \text{ г/см}^3$ ). Петрографические разности выделяются по магнитной характеристике (рис. 1.8, б). Благодаря магнитной характеристике удалось из группы нефелиновых сиенитов с магнитной восприимчивостью  $(400\text{—}800) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ выделить группу псевдолейцитовых нефелиновых сиенитов с магнитной восприимчивостью  $700 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

Анализ аномального магнитного поля над массивом показал, что наиболее высокие, экстремальные значения  $\Delta T_a$  приходятся на участки развития наименее магнитных пород — сынныритов и гидротермалитов. Расчеты, сделанные по магнитному полю, показали, что аномалии порядка  $15 \text{ мЭ}$  могут создавать породы с намагниченностью  $(1000\text{—}1500) \cdot 10^{-3} \text{ А/м}$ , что соответствует намагниченности шонкинитов, выходящих на поверхность в виде даек и образующих на глубине более мощные пласты.

## Петрофизические разрезы

Петрофизические разрезы (колонки) скважин и разрезы по профилям строят по данным измерения керна и материалов каротажных работ.

Петрофизические разрезы среднего и мелкого масштабов составляют по данным интерпретации геофизических съемок имеющихся скважин, результатов каротажа, типовой петрофизической характеристики горных пород и изменения физических свойств пород с глубиной. При построении петрофизических разрезов в отличие от геолого-геофизических используют физическую характеристику для уточнения петрографического состава, фациальных, текстурных и структурных изменений горных пород в вертикальном и латеральном направлении.

Петрофизические разрезы мелкого масштаба, характеризующие земную кору или всю литосферу, строят главным образом на основании данных ГСЗ, оценки по скорости упругих волн плотности пород и введения поправочных коэффициентов за влияние термодинамических условий среды (см. гл. XII).

# ГЛАВА II

## ПЛОТНОСТЬ И ПОРИСТОСТЬ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

---

### § 6. ПЛОТНОСТЬ И ПОРИСТОСТЬ ФИЗИЧЕСКИХ ТЕЛ И МЕТОДЫ ИХ ИЗМЕРЕНИЯ

Плотность — это свойство веществ, определяющееся их массой  $m$  (физической характеристикой материи) и объемом  $V$ :

$$\sigma = m/V. \quad (II.1)$$

Плотность твердых химических элементов и минералов изменяется в пределах 0,5—22,5 г/см<sup>3</sup>, горных пород — в пределах 1,6—3,5 г/см<sup>3</sup>. Средняя плотность Земли равна 5,52 г/см<sup>3</sup>.

Плотность горных пород является основным физическим параметром, определяющим гравитационное поле,

$$U = f \int_V \sigma dV/r. \quad (II.2)$$

В каждой заданной точке пространства плотность вещества  $\sigma$  определяется как отношение массы вещества в некотором достаточно малом объеме пространства  $\delta m$  к величине этого объема  $\delta V$ :

$$\lim \frac{\delta m}{\delta V} = \sigma. \quad (II.3)$$

Следовательно, при  $\delta V \rightarrow 0$   $dm = \sigma dV$ .

В общем случае плотность есть величина переменная:  $\sigma = \sigma(x, y, z)$ .

Масса образца состоит из массы твердой фазы  $m_T$  и жидкости  $m_{ж}$ ; массой газообразной фазы  $m_r$  можно пренебречь. С другой стороны, объем образца состоит из объема твердой фазы  $V_T$  и объема пор  $V_{п}$ . Следовательно,

$$\sigma = \frac{m_T + m_{ж}}{V_T + V_{п}}. \quad (II.4)$$

Отношение массы твердой фазы породы к занимаемому ею объему называется минеральной плотностью:

$$\delta = m_T/V_T.$$

Пористость  $n$  (в %) горной породы характеризует совокупность пустот в минеральном скелете породы:

$$n = \left(1 - \frac{\sigma_T}{\delta}\right) \cdot 100, \quad (II.5)$$

где  $\sigma_T$  — плотность газонасыщенных пород.

Отношение объема пор  $V_{п}$  ко всему объему образца  $V$  называется коэффициентом общей пористости:

$$k_{п} = V_{п}/V. \quad (II.6)$$

Если относительная влагонасыщенность образца  $\rho \leq 1$ , то масса жидкой фазы в образце  $m_{ж} = \rho \sigma_{ж} V_{п}$ , где  $\sigma_{ж}$  — плотность жидкости, заполняющей поры.

Плотность образца определяется по формуле

$$\sigma = (1 - k_{п}) \delta + k_{п} \rho \sigma_{ж}. \quad (II.7)$$

Для водонасыщенного образца ( $\rho = 1$ ,  $\sigma_{ж} = 1$  г/см<sup>3</sup>) плотность

$$\sigma_{вд} = \delta - k_{п} (\delta - 1). \quad (II.8)$$

## Параметры плотности и пористости

Параметр, индекс	Определение	Единица измерения	
		СИ	СГС
Плотность $\sigma$	Отношение массы горной породы (минерала) к объему породы (минерала), т. е. отношение массы твердой, жидкой и газовой фаз к его объему	кг/м <sup>3</sup> (г/см <sup>3</sup> )	г/см <sup>3</sup>
Плотность: минеральная $\delta$	Отношение массы твердой фазы горной породы к объему твердой фазы	кг/м <sup>3</sup> (г/см <sup>3</sup> )	г/см <sup>3</sup>
газонасыщенных пород $\sigma_r$	Отношение массы твердой фазы горной породы к объему породы, лишенной поровой влаги	кг/м <sup>3</sup> (г/см <sup>3</sup> )	г/см <sup>3</sup>
газоводонасыщенных пород $\sigma_{rv}$	Отношение массы горной породы с лабораторной влажностью к объему породы	кг/м <sup>3</sup> (г/см <sup>3</sup> )	г/см <sup>3</sup>
водонасыщенных пород $\sigma_v$	Отношение массы горной породы с максимальной влажностью к объему породы	кг/м <sup>3</sup> (г/см <sup>3</sup> )	г/см <sup>3</sup>
Удельный вес $\delta_v$	Отношение веса горной породы (минерала) к объему породы (минерала)	Н/м <sup>3</sup>	дин/см <sup>3</sup>
Пористость $n$	Совокупность всех пустот в минеральном скелете породы	%	%
Пористость: открытая $n_0$	Совокупность пустот в минеральном скелете породы, соединенных между собой и с атмосферой	%	%
эффективная $n_{эф}$	Часть порового пространства, заполненного жидкостью, двигающейся по нему при выровненном давлении	%	%
Коэффициент пористости $k_D$	Отношение объема пор к объему породы	—	—

Примечание. В табл. II. 1, III. 1, IV. 1 в скобках приведены применяемые дольные единицы.

Для газонасыщенного образца ( $\rho = 0$ )

$$\sigma_r = (1 - k_D) \delta. \quad (II.9)$$

Плотность жидкости, насыщающей поры (вода, нефть, конденсат), можно рассматривать как параметр в функциональной зависимости:  $\sigma = \sigma(\delta, \rho, k_D)$ .

В зависимости от структуры и текстуры пород структура порового пространства может быть разной. Она характеризуется открытой и эффективной пористостью.

С плотностью веществ тесно связан их удельный вес, определяющийся из отношения силы тяжести тела (веса тела  $P$ ) к его объему

$$\delta_v = P/V = g\sigma, \quad (II.10)$$

где  $g$  — ускорение свободного падения.

Плотность равна удельному весу веществ на широте 45°, на уровне моря, т. е. при тех условиях, для которых эталон единицы массы равен эталону единицы веса. Различие между плотностью и удельным весом горных пород и руд в средних широтах при небольших превышениях рельефа составляет 0,2—0,4 %.

В табл. II.1 приведены параметры плотности и пористости.

## Определение плотности образцов пород

Плотность образцов определяют методом гидростатического взвешивания. Для определения плотности породы  $\sigma$ , которую она имела в естественном залегании, взвешиванию подвергают свежезапарафинированный образец. Если порода практически для воды непроницаема, то обходится без парафинирования. Для получения плотности водонасыщенного образца  $\sigma_{вд}$  его предварительно насыщают водой, а плотность газонасыщенной породы  $\sigma_r$  измеряют после длительного ее просушивания в лабораторной печи. Критерием водонасыщенности образца (как и удаления влаги из образца) является стабилизация его массы. Во всем остальном техника измерения параметров  $\sigma_{вд}$  и  $\sigma_r$  ничем не отличается от определения  $\sigma$ .

При взвешивании последовательно получают: массу образца без парафиновой оболочки  $m_1$ ; массу образца после парафинирования  $m_2$ ; массу образца, погруженного в воду,  $m_0$ . Плотность образца вычисляют по формуле

$$\sigma = m_1 / [m_1 - m_0 - k(m_2 - m_1)], \quad (II.11)$$

где  $k = (1/\sigma_{п}) - 1$ ;  $\sigma_{п}$  — плотность парафина.

Если парафинирование не производилось или массой парафина можно пренебречь, то

$$\sigma = m_1 / (m_1 - m_0). \quad (II.12)$$

Взвешивание выполняется с погрешностью до 0,1 г (ВЛТК) и до 0,5 г (ВНЦ).

Плотность сыпучей породы (песка, почвы и т. п.) получают пикнометрическим методом, т. е. взвешиванием определенного ее объема:

$$\sigma = (m - m') / V, \quad (II.13)$$

где  $m$  — масса пикнометра (цилиндра) с породой;  $m'$  — его собственная масса;  $V$  — объем породы.

Для определения плотности образцов наиболее удобно использовать весы ВЛТК-500 и ВЛТК-2000, а также весы ВНЦ-200. Для образцов массой менее 50 г применяют технические весы.

Измерение плотности осадочных пород по керну непосредственно на скважинах целесообразно проводить на денситометрах Д-3, рассчитанных на массу образцов 50—500 г. Недостаток денситометров — возможность внесения систематических погрешностей, для исключения которых необходима проверка на эталонах 2—4 раза в день.

Взвешивание пористых и рыхлых образцов вместо парафинирования или покрытия лаком может производиться в керосине. Образец взвешивают в воздухе ( $m$ ), затем насыщают керосином, после чего измеряют массу образца, насыщенного керосином, в воздухе ( $m_1$ ) и в керосине ( $m_2$ ). Плотность образца определяют по формуле

$$\sigma = m\delta_k / (m_1 - m_2), \quad (II.14)$$

где  $\delta_k$  — плотность керосина.

Этот способ может быть рекомендован для определения плотности углей, каменной соли и сильно засоленных пород<sup>1</sup>.

При заданной точности взвешивания возможная погрешность определения плотности  $\Delta\sigma$  в зависимости от массы образца и его плотности оценивается по формуле

$$\Delta\sigma = \frac{\Delta m}{m} \sigma (2\sigma - 1). \quad (II.15)$$

<sup>1</sup> Насыщение образцов керосином или водой при определении их плотности, как и других физических свойств, следует проводить в вакууме, постепенном поднимая уровень жидкости, чтобы насыщение происходило за счет капиллярного натяжения.

Показания денситометра проверяют путем сравнения с данными измерений на весах или по эталонам, которыми служат гири весов.

Плотность, измеренную в образцах с различным водонасыщением ( $k_{B1}$ ,  $k_{B2}$ ), пересчитывают на плотность образцов с максимальной влажностью  $\sigma_{Bл}$  путем внесения поправки  $\Delta\sigma$ , рассчитанной по формуле

$$\Delta\sigma = n\sigma_B (k_{B1} - k_{B2}), \quad (II.16)$$

где  $n$  — пористость, %;  $\sigma_B$  — плотность воды.

При слабой минерализации вод  $\sigma_B \approx 1 \text{ г/см}^3$  для максимально влажных пород  $k_{B1} = 1$ , а для лишенных поровой воды  $k_{B2} = 0$ ;  $\Delta\sigma = n$ . Плотность максимально влажного образца получают по формуле

$$\sigma = \sigma_T + \Delta\sigma = \sigma_T + n. \quad (II.17)$$

Плотность газонасыщенных образцов определяют по значениям  $\sigma_{гв}$  влажного образца и весовой влажности

$$\sigma_p = \sigma_{гв} / (1 + w), \quad (II.18)$$

где  $\sigma_{гв}$  — плотность газонасыщенного образца;  $w$  — влажность.

Кроме того, могут быть использованы номограммы Приклонского (Н. Б. Дортман, М. Л. Озерская, 1962 г.) и кривые Юдборовского (1964 г.). По этим кривым, зная  $\sigma_{гв}$ , можно определить  $\sigma_T$  и  $n$ .

При определении плотности и пористости пород, обладающих усадкой (глины, мел, некоторые мергели), вводят поправки за усадку по формулам

$$\sigma = 1,4\sigma_T - 0,96; \quad n = 1,33n' - 3, \quad (II.19)$$

где  $\sigma_T$  и  $n'$  — измеренные или снятые с номограмм значения плотности и пористости.

Плотность и пористость рассчитывают для средних арифметических значений по образцам каждой литологической группы пород. В этом случае погрешность определения параметров не превышает  $0,01 \text{ г/см}^3$  для плотности и  $0,2-1 \%$  для пористости.

### Определение минеральной плотности

Для определения минеральной плотности пород дробят до частиц, проходящих через сито с отверстием  $0,25 \text{ мм}^2$ . Объем скелета находят путем взвешивания тарированного пикнометра с жидкостью и порошком породы. Жидкость и порошок породы предварительно вакуумируют для удаления воздуха. В качестве жидкости применяют керосин, воду, спирт. Минеральную плотность вычисляют по формуле

$$\delta = \frac{(m_2 - m_1) \delta_{жк}}{(m_0 + m_2) - (m_1 + m_3)}, \quad (II.20)$$

где  $m_0$ ,  $m_1$ ,  $m_2$ ,  $m_3$  — масса пикнометра, наполненного жидкостью, с произвольным количеством жидкости, с произвольным количеством жидкости и породы, наполненного жидкостью с породой, г;  $\delta_{жк}$  — плотность жидкости,  $\text{г/см}^3$ .

Погрешность определения минеральной плотности не должна превышать  $0,05 \text{ г/см}^3$ .

### Определение пористости

Для вычисления пористости пород необходимо измерить плотность газонасыщенной породы  $\sigma_T$  и минеральную плотность  $\delta$  способами, рассмотренными выше. Если погрешность определения  $\delta$  составляет  $\pm 0,005$ , а  $\sigma \pm 0,01 \text{ г/см}^3$ , то пористость может быть вычислена с погрешностью, не превышающей  $0,1 \%$ . По тем же данным может быть вычислен коэффициент пористости  $k_p$ . Открытую пористость определяют путем измерения массы жидкости, заполняющей при насыщении поры исследуемого образца. В жидкостном методе образец высушивают до потери поровой влаги и взвешивают ( $m$ ); затем его помещают под вакуум и насыщают водой или керосином. После удаления излишней жидкости с поверхности образец снова взвешивают ( $m_k$ ).

Для определения открытой пористости необходимо знать объем образца, для чего его взвешивают в керосине ( $m_{\text{КК}}$ ). Отношение объема пор к объему образца дает искомую пористость (в %):

$$n_0 = \frac{m_{\text{К}} - m}{m_{\text{К}} - m_{\text{КК}}} \cdot 100. \quad (\text{II.21})$$

Методы определения эффективной пористости насыщения и влажности подробно изложены в ряде работ [61].

### Определение плотности пород в естественном залегании

Практически применяют четыре метода определения плотности пород в естественном залегании: гравиметрические измерения в скважинах; гамма-гамма-метод в скважинах и в поверхностных слоях земной коры; метод Неттлтона.

Разность ускорений свободного падения

$$\delta g_{21} = g_2 - g_1 \quad (\text{II.22})$$

на двух глубинах  $H_1$  и  $H_2$  в скважине или шахте равна

$$\delta g_{21} = \left( \frac{\partial \gamma}{\partial z} - \frac{\partial \Delta g}{\partial z} \right) (H_2 - H_1) - 4\pi f \sigma (H_2 - H_1) \cos i + \Delta g_{\text{P}} + \Delta g_{\text{ГВ}}, \quad (\text{II.23})$$

где  $\partial \gamma / \partial z$  — аномальный градиент ускорения свободного падения;  $\partial \Delta g / \partial z$  — аномальный градиент ускорения свободного падения;  $i$  — угол между осью скважины и нормалью к плоскопараллельному слою пород, проходящему через точки  $H_1$  и  $H_2$  (определяется наклоном слоя к горизонту и отклонением оси скважины от вертикальной линии);  $\Delta g_{\text{P}}$  — разность поправок за рельеф в пунктах 2 и 1;  $\Delta g_{\text{ГВ}}$  — разность поправок за влияние горных выработок.

Пренебрегая неизвестным членом  $\frac{\partial \Delta g}{\partial z} (H_2 - H_1)$ , что может дать погрешность до 3 %, можно определить плотность

$$\sigma = \frac{\sec i}{4\pi f (H_2 - H_1)} \left[ \frac{\partial \gamma}{\partial z} (H_2 - H_1) - \delta g_{21} - \Delta g_{\text{P}} - \Delta g_{\text{ГВ}} \right]. \quad (\text{II.24})$$

Член  $\Delta g_{\text{ГВ}}$  в формулах (II.23), (II.24) добавляется только при наблюдениях в шахте.

Точность определения  $\sigma$  по наблюдениям в скважинах и шахтах зависит от точности гравиметрических определений и разности глубин, а также от величины самой плотности. Для определения  $\sigma$  пород осадочного комплекса ( $\sigma < 3 \text{ г/см}^3$ ) с относительной погрешностью не менее 3 % необходимы измерения  $g$  с погрешностью  $\pm 10^{-7} \text{ м/с}^2$  на интервале глубин не менее 10 м, а для определения  $\sigma$  пласта мощностью 1 м с той же относительной погрешностью 3 % точность гравиметрических измерений должна быть повышена до  $\pm 10^{-8} \text{ м/с}^2$ .

Ускорение свободного падения  $g$  в скважинах измеряют скважинными гравиметрами с телеуправлением, опускаемыми на кабеле. Отсчет показаний скважинных гравиметров производится на поверхности земли. Фактически достигнутая средняя квадратическая погрешность измерений со скважинными гравиметрами составляет  $(0,1-1,0) \cdot 10^{-4} \text{ м/с}^2$  [26].

Плотность пород может быть измерена гамма-гамма-методом [98]. При облучении горной породы  $\gamma$ -лучами в ней возникает вторичное  $\gamma$ -излучение, интенсивность которого  $J = J_0 e^{-\mu x}$ , где  $J_0$  — интенсивность излучения источника;  $x$  — расстояние от породы до приемника излучения;  $\mu$  — коэффициент поглощения  $\gamma$ -лучей.

Для  $\gamma$ -лучей с энергией 0,6—2,0 МэВ величина  $\mu$  приблизительно пропорциональна плотности пород  $\sigma$  (см. гл. VII). В модификации просвечивания гамма-гамма-метод определения плотности применяют в шпурах, причем источник размещают в шпуре либо на поверхности земли.

Для изучения плотности грунтов и рыхлых пород на небольших глубинах (первые метры) используют пенетрационные установки, смонтированные на автомашинах или тракторах. Принцип измерения подобен скважинному варианту.

Непосредственно из данных полевых гравиметрических измерений можно найти эффективную среднюю плотность промежуточного слоя, расположенного между уровнями высот самой нижней и самой высокой точек съемки в данном районе. Это будет такое значение плотности промежуточного слоя, при котором корреляция аномалий Буге с отметками высот отдельных точек будет наименьшей.

Для этого выбирают профиль с возможно большим диапазоном изменения высот, проводят вдоль него гравиметрическую съемку и вычисляют аномалии Буге, варьируя плотностью промежуточного слоя в некоторых пределах  $\sigma_1 < \sigma < \sigma_2$ . Из полученных кривых выбирают ту, которая меньше всего отражает изменение рельефа местности вдоль профиля (рис. II.1). По графикам определяют соответствующую среднюю эффективную плотность  $\sigma_{эф. ср}$ . Эффективной эта плотность называется потому, что она определяется на основании априорного предположения об отсутствии связи между топографическими и глубинными аномальными массами, и истинная плотность промежуточного слоя может от нее отличаться.

Аналитический вариант гравиметрического способа определения промежуточного слоя дает более корректное решение поставленной задачи. Закон изменения аномалии Буге задают линейным или параболическим, т. е.

$$\Delta g_i'' = \Delta g_i - 2\pi f \sigma h_i - r_i \sigma = a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^2, \quad (II.25)$$

где  $\Delta g_i''$  — аномалия Буге;  $\Delta g_i'$  — аномалия в свободном воздухе в точке  $x_i$ ;  $h_i$  — высота точки  $x_i$ ;  $r_i$  — поправка за рельеф, вычисляемая при  $\sigma' = 1 \text{ г/см}^3$ ;  $a_0, a_1, a_2, \sigma$  — суть искомые величины, для нахождения которых нужно, чтобы  $i \geq 3$  для линейного и  $i \geq 4$  для параболического изменения аномалии глубинного фактора.

При избыточном числе измерений система  $k$  условных уравнений ( $k > 3$  или  $k > 4$ ) решается способом наименьших квадратов. Аналогичное решение имеет задача, когда гравиметрические измерения выполнены на некоторой площади, и закон изменения аномалии можно задать формулой

$$\Delta g_{ij} = a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^2 + b_1 y_j + b_2 y_j^2 + \dots \quad (II.26)$$

При сложном рельефе профиля удобно представить  $\Delta g_i$  и  $h_i$  рядами Фурье. Считая, что аномалии в свободном воздухе обусловлены только рельефом местности, т. е.

$$\Delta g_i = 2\pi f h \sigma, \quad (II.27)$$

можно написать равенство

$$C_0 + \sum_{k=1}^n C_k \cos \left( \frac{2\pi k x}{L} + \varphi_k \right) = 2\pi f \sigma \left[ C'_0 + \sum_{k=1}^n C'_k \cos \left( \frac{2\pi k x}{L} + \varphi'_k \right) \right], \quad (II.28)$$

где  $C_0, C_k, \varphi_k$  — коэффициенты разложения в ряд Фурье для  $\Delta g$ ;  $C'_0, C'_k, \varphi'_k$  — коэффициенты разложения для  $h$ ;  $x/L$  — расстояние (в единицах длины профиля);

$$\sigma = C_n / 0,0418 C'_n. \quad (II.29)$$

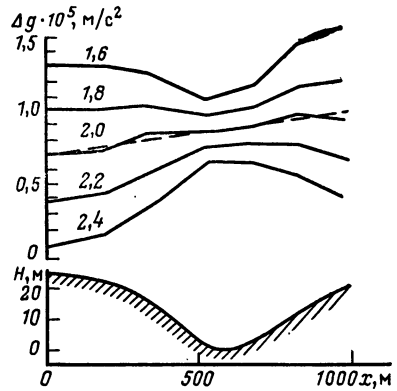


Рис. II.1. Определение плотности промежуточного слоя по методу Неттльтона (пунктирная линия — региональный гравитационный фон). Шифр кривых — значения  $\sigma$ ,  $\text{г/см}^3$

## § 7. ПЛОТНОСТЬ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И МИНЕРАЛОВ

### Зависимость плотности химических элементов от их атомного строения

Плотность химически чистых простых твердых веществ характеризуется постоянным, строго определенным значением. Наименьшую плотность имеют литий ( $0,53 \text{ г/см}^3$ ) и калий ( $0,86 \text{ г/см}^3$ ), наибольшую — осмий и иридий ( $22,5 \text{ г/см}^3$ ).

Атомы всех элементов крайне неоднородны по плотности. Большая часть массы атомов (99,95—99,97 %) сосредоточена в ядрах. Массы протонов и нейтронов равны  $1,672 \cdot 10^{-24} \text{ г}$  и  $1,675 \cdot 10^{-24} \text{ г}$  при массе электронов  $9,109 \cdot 10^{-28} \text{ г}$ , т. е. масса последних меньше в 1836 раз. Радиусы атомов элементов составляют  $10^{-8} \text{ см}$ ; радиусы ядер значительно меньше и равны  $10^{-13}$  —  $10^{-12} \text{ см}$ . Поэтому плотность ядра атома является огромной, округленно равной  $1,16 \cdot 10^{14} \text{ г/см}^3$ , при крайне малой плотности электронного облака, окружающего ядро.

В отличие от постоянных констант элементарных частиц масса атомов различна для каждого элемента, численно равна относительной атомной массе  $m_a$ ; она постепенно возрастает от элемента к элементу, в порядке их расположения в Периодической системе элементов Д. И. Менделеева от 1 до 227. Сосредоточение всей массы атомов в ядрах определяет очень большую зависимость плотности элементов от их объема. Последний изменяется примерно в 3 раза и зависит от атомного радиуса и формы кристаллической связи.

Атомный радиус свободного (не связанного) атома равен расстоянию от области максимальной плотности электронного облака до центра ядра [88]. В соединениях с металлической и ковалентной формами кристаллической связи межатомные расстояния близки к удвоенному атомному радиусу; для ионных соединений наблюдается существенное различие в орбитальных и эффективных ионных радиусах (В. Н. Лебедев, 1970 г.).

Для каждого ряда элементов, имеющих одинаковые главные квантовые числа, т. е. для каждого периода Периодической системы элементов, наблюдается возрастание плотности и уменьшение атомного радиуса элементов в первой половине ряда и понижение плотности и увеличение атомного радиуса — во второй половине ряда (см. рис. В.2). Максимальная плотность элементов в каждом ряду увеличивается от периода к периоду по мере повышения атомной массы. На периодичность изменения электропроводности, твердости и температуры плавления обращал внимание А. Е. Ферсман, связывая ее с химическими свойствами элементов.

Сущность направленного и периодического изменения физических и химических свойств элементов заключена в направленном изменении атомной массы и заряда и в периодичности строения электронных оболочек атомов.

Для элементов каждого периода наблюдается свой уровень кривых  $\sigma = f(R_a)$ , что соответствует дискретному изменению главных квантовых чисел электронов внешних орбит на единицу, увеличению количества орбит и номера периода. Расположение кривых с более высокими главными квантовыми числами выше, чем с меньшими; оно отвечает возрастанию внутренней энергии с увеличением заряда атомов (рис. П.2). В пределах периодов вид функций  $\sigma = f(R_a)$  однотипен. Это является следствием аналогичности строения и структуры внешних электронных орбит элементов по группам Периодической системы в связи с близостью значений орбитального и магнитного моментов.

Для элементов типа *sp* характерна четко выраженная зависимость плотности от атомного радиуса, с уменьшением которого  $\sigma$  возрастает. Для элементов типа *d* наблюдается зависимость плотности преимущественно от атомной массы. В промежуточную область попадают элементы как типа *sp*, так и типа *d*, но граничащие между собой в Периодической системе. Плотность этих элементов находится примерно в равной зависимости от атомного радиуса и атомной массы. На том же рисунке показаны области распространения геохимических типов элементов (А. А. Смыслов, 1973 г.). Литофильные элементы четко разделяются на две группы: *sp*-строения (петрогенные элементы) и *d*-строения (редкие элементы). Халькофильные элементы, имеющие *sp*- и *d*-строение, относятся к редким элементам; сидерофильные элементы, имеющие *d*-строение, обладают наибольшей плотностью; они представлены распространенными рудными элементами.



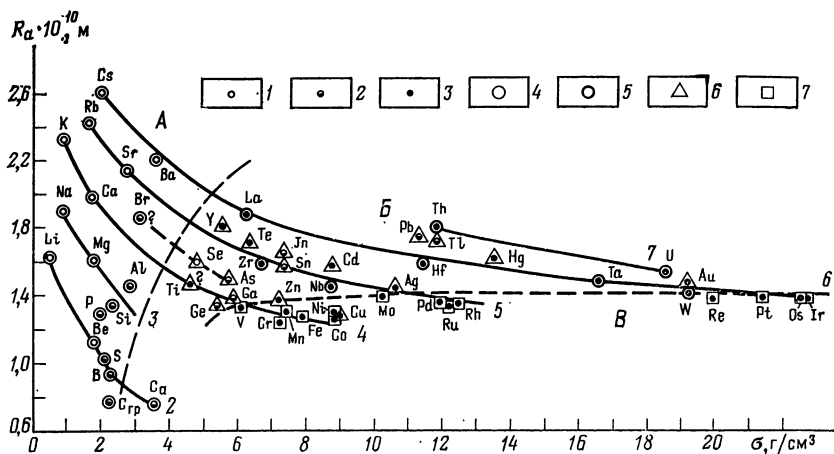


Рис. II.2. Зависимость плотности элементов разных геохимических типов от их атомного радиуса.

Химические элементы: 1 — s, 2 — p, 3 — d, 4 — литофильные I типа, 5 — литофильные II типа, 6 — халькофильные, 7 — сидерофильные; области преимущественного распространения элементов: А — литофильных I типа, Б — литофильных II типа и халькофильных, В — сидерофильных; 2—7 — периоды Периодической системы элементов Д. И. Менделеева

Таблица II.2

Константы атомов и плотность распространенных металлов [98]

Металл	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$m_a$	$R_a \cdot 10^{10}$ , м	Геохимический тип	Тип электронного строения	Структура кристаллов
Рубидий	0,53	85,467	2,48	Л	sp	К-8
Калий	0,86	39,09	2,35	Л	sp	К-8
Натрий	0,97	22,989	1,89	Л	sp	К-8
Кальций	1,55	40,08	1,97	Л	sp	К-12, Г-12
Магний	1,74	24,305	1,60	Л	sp	Г-12
Алюминий	2,70	26,981	1,48	Л	sp	К-12
Барий	3,50	137,3	2,21	Л	sp	К-8
Титан	4,54	47,90	1,46	С	d	Г-12
Ванадий	6,06	50,941	1,34	С	d	К-8
Цинк	7,13	65,38	1,45	С	d	Г-6
Хром	7,19	51,996	1,27	С	d	К-8
Марганец	7,43	54,938	1,30	С	d	К-12, К-8
Железо	7,87	55,84	1,26	С	d	К-8
Никель	8,90	58,70	1,25	С	d	К-12
Кобальт	8,96	58,933	1,25	С	d	Г-12
Медь	8,90	63,54	1,25	Х	d	К-12
Серебро	10,50	107,868	1,44	Х	d	К-12
Свинец	10,34	207,2	1,75	С	sp	К-12
Ртуть	14,19	200,5	1,60	Х	d	Г-6
Золото	19,32	196,966	1,45	Х	d	К-12

Примечание. Л — литофильный; Х — халькофильный; С — сидерофильный.

Различная связь плотности элементов с атомным радиусом и атомной массой хорошо согласуется с их другими особенностями.

Элементы типа *sp*, отличающиеся по структуре внешних электронных орбит, характеризуются яркой химической индивидуальностью. Для элементов типа *d* (различие в строении атома в которых проявляется на некоторой глубине) наблюдается менее четкая химическая индивидуальность и меньшая аналогичность строения орбит электронов одной группы Периодической системы (Д. П. Григорьев, 1966 г.).

Плотность элементов, определяющаяся размером атомов и массой их ядер, в большой мере зависит от строения электронной оболочки. Для элементов типа *sp*, к которому относится большинство петрогенных элементов (табл. II.2), входящих в состав породообразующих минералов, наиболее существенно на плотность влияет изменение атомного радиуса, т. е. объема атомов; плотность элементов типа *d*, входящих в состав сульфидных, многих окисных рудных минералов и самородных металлов, зависит преимущественно от массы ядер атомов.

### **Зависимость плотности минералов от их кристаллохимических особенностей и атомного строения элементов**

Плотность минералов определяется массой составляющих их элементов и строением электронных оболочек атомов, обуславливающих кристаллохимические особенности структур — формы кристаллической связи, конституцию и габитус кристаллов.

Большинство породообразующих минералов имеют ионную или ковалентную форму кристаллической связи и характеризуются плотностью 2,2—3,5 г/см<sup>3</sup> (реже до 4,5 г/см<sup>3</sup>). Рудным минералом с ковалентно-металлической и ионно-металлической формами связи присуща большая плотность — от 3,5 до 7,5 г/см<sup>3</sup>. Очень широкие пределы изменения плотности наблюдаются при металлической форме связи; самородные металлы имеют самую высокую плотность (табл. II.3).

Породообразующие минералы горных пород с ковалентной, ионной и смешанной формами кристаллической связи — сложные соединения; они характеризуются большим разнообразием структур и габитусов кристаллов. По физическим свойствам (в том числе плотности) сложные соединения существенно отличаются от составляющих их элементов, так же как по химическим свойствам. Несмотря на это, установленное для элементов различное влияние атомного радиуса и массы ядра на плотность при разной структуре электронной оболочки атомов (типы *sp* и *d*) сохраняется и для минералов и зависит от типа строения составляющих их атомов.

Средняя атомная масса большинства породообразующих минералов (полевого шпата, кварца и плагиоклаза) остается постоянной или незначительно повышается в пироксене и форстерите. Существенное возрастание средней атомной массы наблюдается лишь в железистом оливине — фаялите. В связи с этим отмечающееся повышение плотности минералов обуславливается главным образом увеличением плотности упаковки атомов в кристаллической решетке; последнее связано с изменением структуры минералов, возможным при строении петрогенных элементов типа *sp*. Исключение составляет железо, характеризующееся типом *d* и большой атомной массой, что и отражается на плотности минералов.

Та же зависимость плотности от структуры характерна для топаза, корунда и др. В рудных минералах увеличение плотности происходит главным образом за счет изменения массы при подчиненном влиянии структуры, что соответствует электронному строению атомов типа *d* для хрома, железа, свинца и других тяжелых элементов.

Увеличению плотности упаковки атомов в кристаллах соответствует возрастание координационных чисел минералов и изменение их структур. Структуры силикатных минералов определяются главным образом способом соединения между собой тетраэдров SiO<sub>2</sub>. Каркасные соединения тетраэдров SiO<sub>2</sub> образуют минералы невысокой плотности — полевые шпаты, кварц, плагиоклазы. Более плотные минералы возникают при кристаллизации тетраэдров SiO<sub>2</sub> в виде цепочек, что характерно для пироксенов. Еще выше плотность у минералов с островной формой связи соединения тетраэдров SiO<sub>2</sub> (оливин) и других элементов, образующих структуры, подобные силикатам, — гранаты, шпинель, корунд и др.

Изоморфизм — один из характерных явлений для породообразующих минералов. Непрерывные изоморфные ряды образуют широко распространенные в магматических

и метаморфических породах минералы группы плагиоклазов, оливина, амфибола, граната и др.

В изоморфном ряду плагиоклазов, начинающемся чисто натровым минералом альбитом, происходит постепенное замещение натрия кальцием с образованием натрово-кальциевых минералов — олигоклаза, андезина, лабрадора и битовнита; ряд заканчивается чисто кальциевым минералом анортитом. Плотность минералов увеличивается от альбита до анортита по мере возрастания содержания анортитовой молекулы. Средняя атомная масса возрастает от альбита до анортита с градиентом изменения плотности на единицу средней атомной массы, равной 0,13. В случае изоморфного замещения в альбите натрия калием и образования микроклина или ортоклаза происходит понижение плотности, что связано с уменьшением плотности упаковки атомов за счет большего радиуса калия.

Весьма характерно изменение плотности минералов в изоморфном ряду оливина. Плотность от магнезиального минерала форстерита постепенно возрастает за счет замещения магния железом. Увеличение плотности определяется более высокой атомной массой железа по сравнению с магнием; величина ионных радиусов этих элементов близка, плотность упаковки атомов и структура минералов всей группы одинаковы. Подобные изоморфные замещения, приводящие к изменению плотности минералов, характерны для группы гранатов, шпинели и др.

Полиморфизм, при котором наблюдается изменение структуры минералов без изменения их химического состава, выражается в изменении ряда физических свойств и прежде всего плотности минералов.

Образование различных полиморфных соединений связано с изменением температуры и давления и особенно характерно при региональном метаморфизме пород.

Характерным примером полиморфных соединений являются две модификации углерода — графит и алмаз. Графит имеет ковалентно-молекулярную, слоистую форму кристаллической связи, гексагональную сингонию ( $\sigma = 2,1 \div 2,25 \text{ г/см}^3$ ,  $v_p = 4 \div 4,3 \text{ км/с}$ ), высокую электропроводность, твердость 1. Форма кристаллической связи алмаза ковалентная, островная, сингония кубическая ( $\sigma = 3,6 \text{ г/см}^3$ ,  $v_p = 16,5 \div 18,3 \text{ км/с}$ ), электропроводность низкая (изолятор), твердость 10. Графит может кристаллизоваться при давлениях 2—12 МПа, при температурах 0—4000 °С; более высокие давления и температуры — область образования алмаза.

Сложный полиморфный ряд образуют модификации кремнезема —  $\text{SiO}_2$ . На рис. 11.3 приведены области устойчивости различных минералов и их плотности. Фазовые переходы между кварцем, тридимитом, кристобалитом и кварцем, коэситом и стишовитом происходят с существенным изменением структуры минералов (реконструктивные преобразования) и отражаются в плотности. Объем вещества сокращается в 1,8 раза. Переходы между  $\alpha$ - и  $\beta$ -минералами сопровождаются незначительными структурными перестройками со смещением.

Для метаморфических пород группа полиморфных минералов с химическим составом  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  (дистен, силлиманит, андалузит) имеет одинаковую форму кристаллической связи (ковалентную, цепочечную), но различается по сингонии и плотности (табл. 11.4). За счет образования более плотных минералов возрастает плотность всей породы. Так, эклогиты, в состав которых входят гранат и омфацит, имеют плотность 3,35—3,6 г/см<sup>3</sup>, тогда как тождественное по химическому составу габбро характеризуется плотностью 2,9—3,0 г/см<sup>3</sup>.

В природных минералах, слагающих горные породы, в результате изоморфизма, полиморфизма, дефекта структур, наличия химических и механических примесей, наблюдаются колебания плотности минералов, составляющие в общем случае десятки

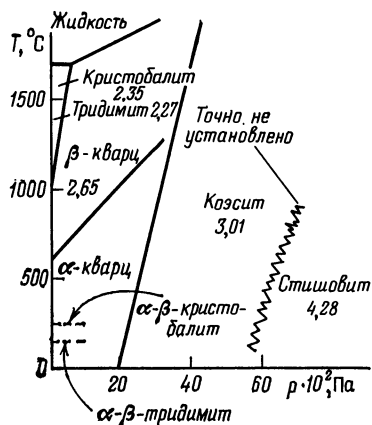


Рис. 11.3. Фазовые переходы модификации кремнезема  $\text{SiO}_2$  и отражение их в плотности (в г/см<sup>3</sup>) полиморфных минералов (по У. Файфу)

Плотность и кристаллохимическая характеристика наиболее распространенных породообразующих и акцессорных минералов [98]

Минерал	Химический состав	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$m_d$	Плотность упаковки атомов	Форма кристаллической связи	Сингония
Калиевый полевой шпат: микроклин ортоклаз	K[AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]	2,55	21,0	72	Ковалентная, каркасная То же	Триклинная Моноклинная
	K[AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]	2,57	21,0	72		
Плагиоклаз: альбит олигоклаз андезин лабрадор битовнит анортит	Na, Ca[AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]	2,61	20,15	78	Ковалентная, каркасная То же » » » »	Триклинная » » » » »
	Na[AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]	2,64	20,40	78		
	20 % Ап	2,67	20,65	78		
	40 % Ап	2,70	20,90	78		
	60 % Ап	2,73	21,15	78		
	80 % Ап	2,76	21,40	78		
Кварц	SiO <sub>2</sub>	2,65	20,0	79	Ковалентная, каркасная	Тригональная
Биотит	$K(MgFe)_3(OH, F)_2 \times [AlSi_3O_{10}]$	3,10	—	—	Слоистая	

Пироксен: энстатит	$Mg_2[SiO_6]$	3,18	21,0	90	Ковалентная, целочечная	Ромбическая
бронзит	(5—14 % Fe)	3,30	—	—	То же	»
гиперстен	$(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$	3,34	—	—	»	Моноклидная
диопсид	$Ca, Mg[Si_2O_6]$	3,27	22,0	91	»	»
авгит	$Ca(Mg, Fe, Al) \times [(Si, Al)_2O_6]$	3,28	—	—	»	»
диаллаг	То же	3,20	—	—	»	»
Оливин:						
форстерит	$Mg_2SiO_4$	3,22	21,0	94	Ковалентная, островная	Ромбическая
оливин	$(Mg, Fe)_2SiO_4$	3,3—3,5	25,0	94	То же	»
фаялит	$Fe_2SiO_4$	4,32	28,8	94	»	»
Топаз	$Al(F, OH)_2[SiO_4]$	3,4—3,55	17,0	128	Ковалентная, островная	Ромбическая
Шпинель	$MgAl_2O_4$	3,60	20,2	105	То же	Кубическая (шпинельная), тригональная
Корунд	$Al_2O_3$	4,02	20,0	117	»	То же
Хромит	$FeCr_2O_4$	4,5—4,1	32,0	95	Ковалентная металлическая	»
Пирит	$FeS_2$	5,02—4,91	40,0	75	То же	Кубическая
Магнетит	$Fe_3O_4$	5,17	32,0	99	»	»
Галенит	$PbS$	7,5—7,15	120,0	38	»	Гексагональная

Плотность (в г/см<sup>3</sup>) породообразующих и рудных минералов [98]

Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности	Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности
Аллофан	—	1,85—1,89	Касситерит	7,03	6,8—7,1
Алмаз	3,52	—	Кианит (дистен)	3,59	3,59—3,68
Алунит	2,58—2,75	2,5—2,8	Ковелин	4,59—4,65	4,5—4,76
Амфибол:			Кордиерит	2,57—2,66	2,57—2,78
астофиллит	3—3,15	2,8—3,4	Ксенотим	4,45—4,51	4,4—4,56
актинолит	3,1—3,2	2,9—3,35	Куприт	6—6,15	5,85—6,15
тремолит	2,99—3	2,9—3,1	Лейцит	2,5	2,45—2,5
роговая обманка	3,15—3,25	3—3,47	Лимонит (гидрогетит)	3,5—3,8	2,7—4,4
Амфибол щелочной:			Маггемит	4,88	—
арфведсонит	3,44—3,46	3,3—3,46	Малахит	—	3,9—4,03
гастингсит	3,37	3—3,45	Монацит	5,3	4,9—5,5
рибекит	3,44	3,3—3,46	Монтмориллонит	2,5	2,04—2,52
Анальцим	2,22—2,23	2,2—2,3	Нефелин	2,62	2,55—2,65
Ангидрит	2,96	2,8—3	Нонтронит	1,727—1,87	1,72—2,5
Андалузит	3,1—3,2	3,1—3,22	Опал	1,9—2,1	1,9—2,5
Антигорит	2,56—2,58	2,5—2,7	Пироксен:		
Апатит	3,18—3,21	3,16—3,27	волластонит	2,8—2,9	2,79—2,91
Барит	4,5	4,3—4,7	геденбергит	3,55	3,5—3,6
Бемит	3,01	3,01—3,11	пижонит	3,2—3,4	—
Борнит	—	4,9—5,2	эгирин	3,5—3,56	3,43—3,6
Вольфрамит	7,1—7,5	6,7—7,5	Пирролюзит	—	4,7—5
Галит	2,168	—	Пирофиллит	—	2,66—2,9
Галлуазит	2,0—2,2	1,9—2,6	Пирротин	4,7	4,58—4,7
Гидроаргиллит (гиббсит)	2,43	2,3—2,43	Пренит	—	2,66—2,9
Гипс	2,3	2,3—2,4	Рутил	4,23	4,18—4,0
Глауконит	2,3—2,7	2,2—2,9	Серпентин	—	2,5—2,6
Гранат:			Силлиманит	3,23—3,25	—
альмандин	4,25	3,69—4,33	Сильвин	1,99	—
андрадит	3,75—3,78	3,64—3,9	Скаполит:		
гроссуляр	3,53	3,53—3,71	дипир	2,6—2,68	—
пироп	3,51	3,5—3,8	мицонит	2,68—2,75	2,6—2,8
спессартин	4,18—4,27	3,8—4,25	мейонит	2,75—2,8	—
Графит	2,2	2,09—2,25	Слюда:		
Дистен	3,5—3,7	—	биотит	3—3,12	2,69—3
Диаспор	3,3—3,5	3—3,5	лепидолит	2,8—2,9	—
Ильменит	4,79	4,7—5,2	мусковит	2,76—3,1	2,5—3
Каолинит	2,58—2,6	—	флогопит	2,75—2,83	2,7—2
Карбонат:			Ставролит	3,74	3,65—3,77
анкерит	—	2,9—3,1	Сфалерит	3,9—4,0	3,5—4,2
арагонит	2,9—3	2,85—3	Сфен	3,4—3,56	3,29—3,56
доломит	2,87	1,8—3,15	Тальк	2,78	2,7—2,8
кальцит	2,715	2,6—2,8	Титаномагнетит	4,72	4,4—4,9
магнезит	2,96	2,9—3,1			
сидерит	3,89	3—3,9			

Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности	Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности
Турмалин:			клинохлор	2,65—2,78	—
дравит	3,05	—	Хлоритоид	3,4—3,6	3,3—3,6
шерл	3,16	2,9—3,2	Циркон	4,68—4,7	3,8—4,86
Уранинит	—	10,3—10,6	Шеелит	—	5,8—6,2
Флюорит	3,18	3,01—3,25	Шпинель	3,6	3,5—3,7
Халцедон	—	2,59—2,64	Эпидот:		
Халькозин	—	5,5—5,8	цоизит	3,25—2,36	—
Халькопирит	—	4,1—4,3	клиноцоизит	3,35—3,38	3,07—3,5
Хлорит:			ортит	4,1	3,5—4,1
пеннин	2,6—2,84	2,6—3,0			
амезит	2,71	—			

Примечание. Характеристика наиболее распространенных минералов приведена в табл. II.3.

доли грамма на кубический сантиметр. Однако для каждой петрографической группы пород, образующейся в определенных условиях (комплекс, формация), характерен определенный состав минералов, что приводит к более постоянной плотности последних и породы в целом.

## § 8. ПЛОТНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

### Зависимость плотности интрузивных пород от состава и структурно-текстурных особенностей

Для вычисления средней плотности наиболее распространенных пород использованы многочисленные данные, охватывающие породы различного возраста большинства складчатых регионов СССР (табл. II.5).

В породах нормального (щелочноземельного) ряда наиболее низкой средней плотностью характеризуются граниты. По химическому составу они отличаются от других интрузивных пород наибольшим содержанием кремнезема и наименьшим — феррических окислов.

Характерно также наименьшее (за исключением пород ультраосновного состава) содержание окислов алюминия и кальция. От гранитов до габбро наблюдается постепенное возрастание плотности, которое определяется увеличением содержания в породах феррических окислов и уменьшением кремнезема. Большое значение имеет также увеличение содержания окислов кальция (от альбита до битовнита), т. е. направленный их изоморфизм. В группе ультраосновных пород изменение плотности происходит более резко и определяется главным образом большим содержанием феррических компонентов.

Плотность пород щелочного ряда при одинаковом содержании кремнезема с породами нормального ряда ниже, что обусловлено высоким содержанием щелочных элементов с большим атомным радиусом, образующим минералы менее плотных упаковок.

Корреляционные связи плотности (коэффициенты корреляции) интрузивных пород, содержащих породообразующие окислы, высчитаны по 300 образцам, представленным гранитами, гранодиоритами, диоритами и габбро [34]:

Порода . .	SiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	FeO	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O
Гранит—									
габбро . . .	—0,93	+0,91	+0,83	—0,82	—0,76	+0,67	+0,53	+0,51	—0,48

## Средняя плотность и химический состав интрузивных и эффузивных пород [98]

Порода	$\sigma_{\text{ср}}$ , г/см <sup>3</sup>	Средний химический состав, %						
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , FeO, MgO, MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
Гранит	2,59	70,0	14,3	2,3	2,1	3,3	4,3	0,9
Гранодиорит	2,69	65,0	15,9	6,4	4,4	3,7	2,8	1,0
Диорит кварцевый	2,75	61,6	16,2	9,2	5,4	3,4	2,1	1,2
Диорит	2,81	56,8	16,7	11,8	6,7	3,4	2,1	1,4
Габбро	2,95	49,5	18,0	15,4	10,6	2,8	1,0	1,0
Пироксенит:								
диалагит	3,20	46,9	6,4	27,2	16,0	0,8	0,5	1,0
различного состава	3,19	—	—	—	—	—	—	—
Перидотит:								
гарцбургит	3,27	40,7	1,3	55,8	1,3	0,3	0,1	0,5
различного состава	3,19	—	—	—	—	—	—	—
серпентинизированный	2,90	—	—	—	—	—	—	—
Сиенит нефелиновый	2,66	54,6	19,9	6,7	2,5	8,3	5,5	1,1
Сиенит	2,62	58,7	16,4	9,9	4,5	3,5	4,8	0,9
Липарит	2,35	72,9	14,2	2,5	1,4	3,5	3,9	1,5
Порфир кварцевый	2,60	72,4	14,2	3,9	1,4	2,9	4,6	1,1
Андезит	2,49	59,6	17,3	9,4	5,8	3,6	2,0	1,3
Порфирит андезитовый	2,75	59,4	13,3	11,8	4,3	3,7	2,8	—
Базальт	2,54	49,0	15,7	18,2	8,9	3,1	1,5	1,6
Диабаз	2,85	50,5	15,3	17,6	8,9	3,1	1,0	1,3
Маймечит	2,90	35,7	2,9	40,6	5,8	0,3	1,2	9,2

Примечание. Число измеренных образцов каждой породы — от нескольких сотен до нескольких тысяч.

Корреляционные связи между плотностью и породообразующими окислами в пределах каждой петрографической группы пород принципиально аналогичны ряду гранит—габбро, но коэффициенты корреляции более низкие.

Закономерное изменение плотности интрузивных пород и их минерального состава<sup>1</sup> показано в табл. 11.6. Возрастание плотности пород в нормальном ряду гранит—перидотит происходит в результате постепенного уменьшения содержания микроклина и кварца, увеличения количества и основности плагиоклазов, изменения количества роговой обманки и появления пироксенов, которые в группе ультраосновных пород становятся главными породообразующими минералами (рис. 11.4). В группе сиенитов встречаются породы, состоящие почти исключительно из микроклина, в результате чего их плотность меньше плотности гранитов.

Характеристика плотности пород соответствует нормальному содержанию акцессорных минералов, которое сравнительно постоянно. В районах рудных месторождений часто наблюдается повышенное содержание акцессорных (рудных) минералов до 5—8 % и более, что приводит к возрастанию плотности пород, если одновременно не происходят их метасоматические изменения. Так, средняя плотность гранитов возрастает до 2,70—2,75 г/см<sup>3</sup>, основных пород — до 3,3—3,5 г/см<sup>3</sup>.

Уплотненные текстуры и полнокристаллические структуры интрузивных пород обуславливают их небольшую пористость, которая для невыветрелых пород изменяется от 0,2—2 % в гранитах до 0,1—1,5 % в габбро и 0,1—0,3 % в гипербазитах. Несколько повышенная пористость пород в обнажениях связана с их механическим выветриванием, фиксирующимся по плотности и скорости упругих волн даже в свежих сколах.

<sup>1</sup> Здесь и ниже минеральный состав пород приведен по А. Н. Заварицкому (1958 г.).



Плотность (в г/см<sup>3</sup>) и минеральный состав интрузивных пород [98]

Порода	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{min}} - \sigma_{\text{max}}$	Минеральный состав, %					
			Кварц	Калие- вый полевой шпат	Плагиоклаз	Биотит	Амфибол, оливин	Пироксен
Гранит (фанерозойские области)	2,58	2,55—2,67	35—25	60—35	0—40 (альбит— олигоклаз)	0—10	—	—
Гранит (докембрийские области)	2,60	2,56—2,68	—	—	35—60 (альбит— олигоклаз)	—	—	—
Гранодиорит	2,69	2,62—2,78	25—20	20—10	—	10—20	—	—
Диорит кварцевый	2,75	2,65—2,81	20—5	10—0	45—65 (андезин)	—	20—30 (амфибол)	—
Диорит	2,81	2,67—2,92	5—0	—	50—65 (андезин— лабрадор)	—	20—30 (амфибол)	10—20
Габбро	2,95	2,85—3,05	—	—	40—65 (лабрадор)	—	—	35—50 (диопсид, авгит)
Пироксенит	3,19	2,90—3,40	—	—	—	—	0,5 (оливин)	95—100
Перидотит	3,19	2,88—3,29	—	—	—	—	50—90 (оливин)	10—30
Сиенит	2,62	2,57—2,65	0—5	35—75	0—45	10—20	—	—
Сиенит нефелиновый	2,66	2,55—2,70	20—25 (нефе- лин)	55—65	—	20—45	20—45 (биотит, щелочные амфиболы и пироксены)	

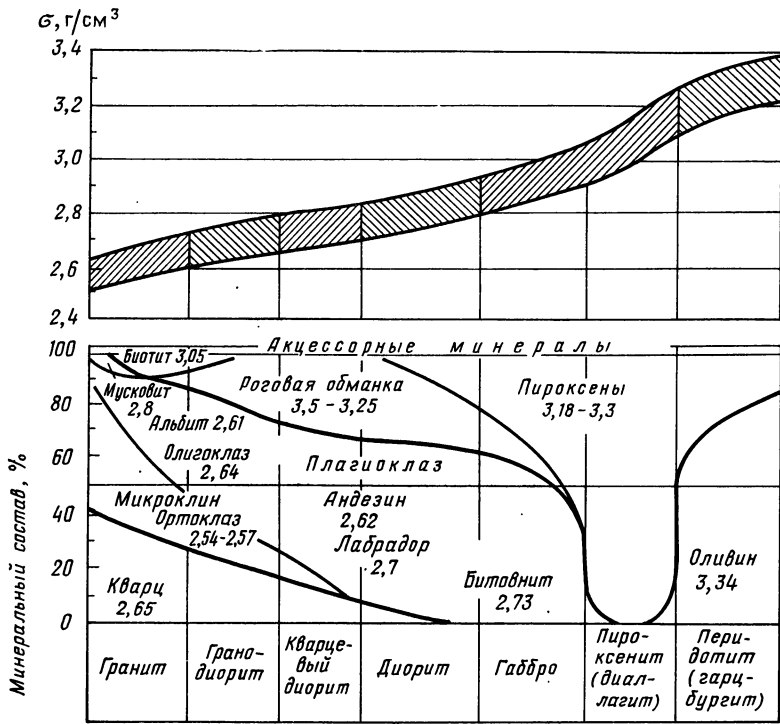


Рис. 11.4. Пределы изменения плотности и схема минерального состава средних типов интрузивных пород (цифрами указаны плотности минералов в г/см<sup>3</sup>)

Влияние структуры пород на их плотность наблюдается редко. Примером могут служить граниты рапакиви, которые по составу близки к биотит-роговообманковым гранитам, но отличаются особой овоидной структурой и пониженной плотностью. Несколько повышенная плотность пород характерна для мелкозернистых жильных пород, например аплитов. Для большинства интрузивных пород различие выражается в тысячных долях грамма на кубический сантиметр.

Для всех крупных петрографических групп интрузивных пород характерно изменение в определенных пределах плотности и состава. Так, средняя плотность крайних петрографических разновидностей группы гранитов различается на 0,12 г/см<sup>3</sup>, группы габбро — на 0,2 г/см<sup>3</sup>, группы гипербазитов — на 0,3 г/см<sup>3</sup>. Для отдельных массивов характерна кристаллизация пород с более постоянным составом и плотностью, т. е. развитие более узких петрографических групп пород. Их образование связано с особенностью магматизма и тектоники складчатых областей.

### Плотность интрузивных пород различных петрографических групп, комплексов и формаций

В процессе образования складчатых областей и платформ, сопровождающегося проявлениями магматизма, происходит закономерная смена одних естественных ассоциаций магматических пород<sup>1</sup> другими, отличающимися по вещественно-минеральному составу и физическим свойствам.

<sup>1</sup> Магматическая формация согласно Ю. А. Кузнецову, это естественная магматическая ассоциация изверженных горных пород и их производных, закономерно проявляющаяся в определенной геологической обстановке в ходе развития разновозрастных, но однотипных геотектонических элементов земной коры. Региональным проявлением формации является магматический (интрузивный, эффузивный) комплекс пород.

Плотность (в г/см<sup>3</sup>) и химический состав ультраосновных пород

Порода	Расчетное значение	Измеренное значение		Химический состав, %		
	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{min}} - \sigma_{\text{max}}$	SiO <sub>2</sub>	FeO, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO
Оливинит-дунит:						
оливинит	3,3—3,5	3,3	—	32—38	8—20	39—42
дунит	3,2—3,4	3,2	—	33—40	4—10	41—47
дунит слабосерпентинизированный	—	3,15	3,0—3,23	—	—	—
дунит серпентинизированный	—	—	2,60—3,0	—	—	—
Перидотит:						
гарцбургит	3,1—3,3	3,27	3,23—3,24	36—42	5—10	34—42
лерцолит	3,0—3,2	—	—	39—44	7—11	28—36
верлит	3,0—3,2	2,98	2,87—2,99	40—45	6—13	23—30
разного состава	—	3,20	3,29—2,88	—	—	—
серпентинизированный	—	—	2,60—3,00	—	—	—
Пироксенит:						
бронзитит	—	3,24	3,22—3,30	46—56	2—29	20—35
диаллагит	—	3,20	3,11—3,28	44—53	3—13	14—24
разного состава	—	3,18	2,90—3,40	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Число измеренных образцов каждой породы — от 10 до 1000.

Ультраосновные породы по содержанию кремнезема подразделяются на три крупные группы: оливинит-дуниты, перидотиты и пироксениты. Каждая из групп включает различные породы, отличающиеся минеральным составом и плотностью (табл. П.7). Для всех разновидностей пород характерна высокая плотность — наибольшая для оливинитов и дунитов, несколько меньшая для перидотитов и пироксенитов. При общей зависимости плотности от содержания SiO<sub>2</sub> очень большое значение имеет железистость минералов в рядах пироксенов и оливинов. Так, дунит при более низком содержании SiO<sub>2</sub> по сравнению с бронзититом за счет повышенной магнезиальности имеет равную или даже более низкую плотность, чем бронзитит. Предельно возможные вариации плотности оливинита, содержащего только форстерит или только фаялит, могут составлять более 0,5 г/см<sup>3</sup>, гарцбургита, наиболее магнезиального или железистого — 0,3—0,4 г/см<sup>3</sup>. Однако такие разновидности пород крайне редки и для массивов характерен полиминеральный состав пород с типичным соотношением разных минералов в различных формациях.

Одной из наиболее распространенных является формация гипербазитов (альпитипных гипербазитов), представленная преимущественно гарцбургитами с подчиненным содержанием дунитов или оливинитов. Этой формацией образованы протяженные цепочки массивов в пределах щитов и складчатых областей и гипербазитовые пояса вдоль островных дуг в океанах. Многими исследователями гипербазиты рассматриваются как протрузии (С. В. Москалева, 1974 г.; А. В. Пейве, 1971 г.), что подтверждается петромагнитными данными. Другими исследователями (Ю. Н. Кузнецовым, Н. П. Михайловым и др.) гипербазиты относятся к ранним магматическим образованиям.

Большинство массивов гипербазитов подвергнуто процессу серпентинизации, развитому в разной степени. Более типичны слабая серпентинизация пород и их высокая плотность (3,0—3,2 г/см<sup>3</sup>). Установлена также интенсивная серпентинизация, развивающаяся на значительную глубину (более 1 км), при которой происходит по-

Плотность (в г/см<sup>3</sup>) пород среднего и основного составов

Порода	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{min}} - \sigma_{\text{max}}$
Диорит:	2,81	2,67—2,92
кварцевый	2,75	2,65—2,81
биотит-роговообманковый	2,78	2,76—2,85
роговообманковый	2,89	2,83—2,90
Лабрадорит	2,67	2,63—2,69
Анортозит	2,73	2,70—2,76
Габбро:	2,95	2,85—3,05
пироксеновое	2,93	2,89—2,98
роговообманковое	2,90	2,87—2,99
кварцевое (лейкократовое)	2,85	2,75—2,99
оливиновое	3,08	3,02—3,10
Габбро-норит	2,95	2,90—3,09
Норит	3,00	2,94—3,05
Габбро и габбро-норит амфиболизированные	2,86	2,80—2,87

Примечание. Число измеренных образцов каждой породы от 110 до 3000.

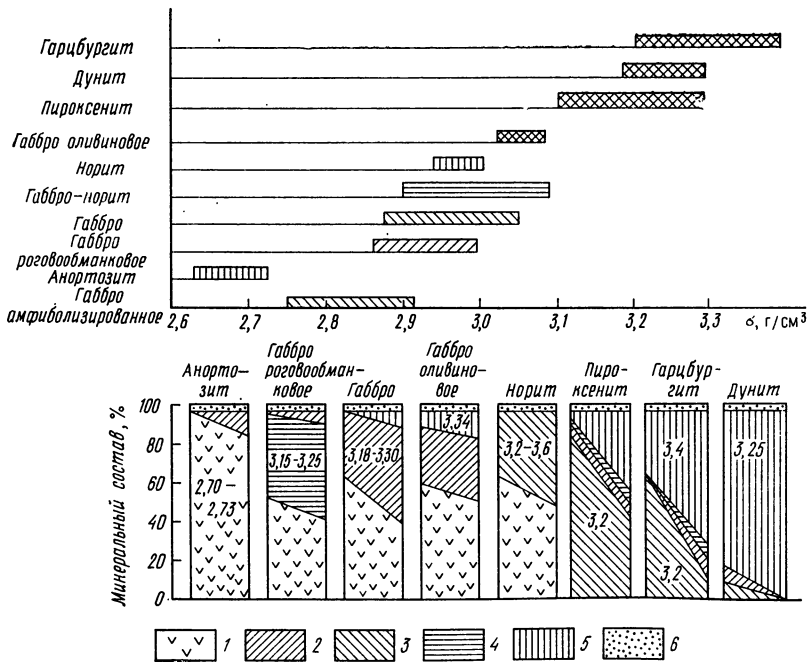


Рис. II.5. Диапазон изменения плотности и минеральный состав пород групп габбро и гипербазитов.

1 — лабрадор, битовнит; 2 — пироксен моноклинный; 3 — пироксен ромбический; 4 — роговая обманка; 5 — оливин; 6 — акцессорные минералы; цифрами указана плотность минералов в г/см<sup>3</sup>.

нижение плотности до 2,6—2,7 г/см<sup>3</sup> (см. § 9). Для глубинных горизонтов земной коры и мантии характерно, вероятно, развитие неизменных разновидностей пород.

Второй распространенной формацией является пироксенит-габбровая, в которой ультраосновные породы представлены пироксенитами, преимущественно диаллагитом. Серпентинизация этих пород, как правило, небольшая, а плотность пород высокая (более 3,0—3,2 г/см<sup>3</sup>). Образование пород большинством исследователей признается как магматическое.

Породы основного и среднего состава по содержанию породообразующих минералов подразделяются на разновидности, характеризующиеся различной плотностью (табл. II.8, рис. II.5).

Зависимость плотности от содержания цветных минералов в группе средних и особенно основных пород существенная, так как цветные минералы, представленные роговой обманкой или пироксеном, заметно отличаются по плотности от плагиоклазов, а в связи с их высоким процентным содержанием (до 50 %) возможны большие вариации в количестве. Особенно наглядно влияние цветного минерала видно при сравнении плотности нормального габбро и анортозита, а также нормального и лейкократового габбро.

На ранней стадии тектоно-магматического цикла образуются интрузии основных пород, сложенные оливинowymi и роговообманковыми габбро, габбро-норитами и диоритами (габбро-диабазовая и габбро-плагиогранитовая формации). Для образований этой стадии характерно развитие наиболее плотных разновидностей основных и средних пород. Однако во многих массивах основные породы существенно изменены процессом амфиболитизации, приводящим к понижению их плотности.

В среднюю стадию тектоно-магматического цикла наиболее ранние интрузии образуют сложные дифференцированные массивы пород от основного до кислого состава. Габбро и диориты формации этой стадии представлены разновидностями пород с плотностью, характерной для среднего типа. Реже встречающиеся кварцевые диориты обладают повышенной плотностью. Габбро, габбро-диориты и диориты в формациях существенно гранитоидных пород средней и поздней стадий имеют подчиненное значение. Развита, как правило, лейкократовые разновидности с более низкой плотностью по сравнению с породами среднего типа. Кварцевые диориты имеют также пониженную плотность.

Для платформенного и субплатформенного магматизма характерно преобладание пород основного состава и развитие разновидностей высокой плотности (пироксенное габбро, габбро-нориты, нориты, оливинное габбро).

Аномально низкую плотность для пород основного состава имеют анортозиты — существенно полевошпатовые породы (см. рис. II.5). Пояса и крупные массивы анортозитов распространены в докембрийских складчатых областях и щитах (массивах) и по времени образования относятся к раннегеосинклинальному и внегеосинклинальному этапам.

Породы кислого состава по содержанию минералов и плотности подразделяются на более узкие группы (табл. II.9, рис. II.6). Плотность аляскитовых существенно микроклиновых гранитов, биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов различается на 0,03—0,05 г/см<sup>3</sup>. Двуслюдяные граниты и плагиограниты близки по плотности соответственно с аляскитовыми или биотитовыми. Хотя указанные разности гранитов и гранодиоритов различаются по цветным минералам, что отражается в названии породы, в минеральном составе происходит изменение содержания не только цветных минералов, но также кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. При нормальном содержании цветных минералов это главным образом и определяет различие в плотности пород. При одинаковом составе главных породообразующих минералов и различном содержании цветных минералов изменение плотности обуславливается количеством последних.

В отдельных массивах аляскитовых, биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов дисперсия плотности пород очень небольшая (0,001—0,002 г/см<sup>3</sup>).

Гранодиориты и граниты, развитые в типичных формациях начала средней стадии (габбро-гранит-гранодиоритовой и др.) представлены, как правило, наиболее плотными разновидностями. Из гранитов преимущественно развиты биотит-роговообманковые и меланократовые биотитовые граниты; в некоторых комплексах наблюдаются плагиограниты.

К концу средней стадии большинство исследователей относят образования очень крупных батолитоподобных интрузий, приуроченных к ядрам антиклинорных струк-

Плотность (в г/см<sup>3</sup>) гранитоидов различного состава

Порода	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{min}} - \sigma_{\text{max}}$
Гранит:	2,59	2,55—2,68
алюскитовый микроклиновый	2,57	2,55—2,63
двуслюдяной	2,57	2,55—2,58
биотитовый	2,60	2,56—2,64
биотит-роговообманковый	2,64	2,60—2,68
рапакиви	2,59	2,56—2,60
Плаггиогранит	2,63	2,54—2,65
Пегматит и аплит	2,62	2,54—2,65
Гнейсо-гранит	2,61	2,50—2,65
Гранодиорит	2,69	2,64—2,78

Примечание. Число измеренных образцов каждой породы — более нескольких сотен.

тур или к разломам по границам геосинклинальных прогибов. Плотность гранодиоритов и гранитов в большинстве случаев соответствует породам среднего состава; реже развиты биотит-роговообманковые граниты. В конечных дифференциатах наблюдаются алюскитовые граниты.

В поздней стадии развития и в период тектонической активизации складчатых областей в существенно гранитоидных формациях образуются лейкократовые разновидности гранодиоритов и гранитов, алюскитовые и двуслюдяные граниты; широкое развитие получают породы повышенной щелочности (граносениты, сиениты и др.). Плотность пород в большинстве случаев ниже плотности пород средних типов. В более

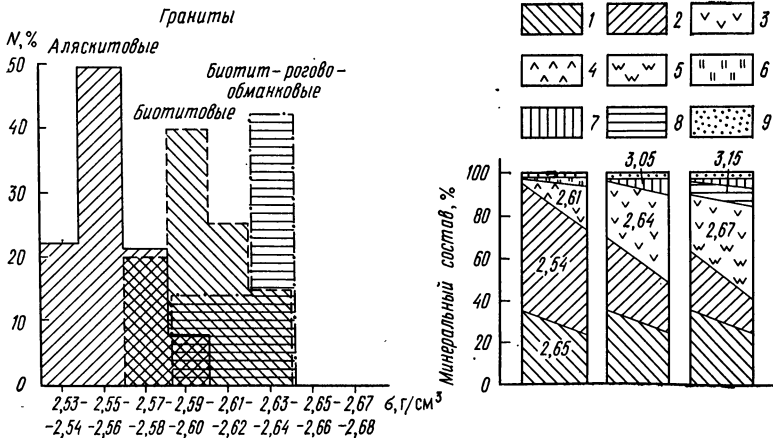


Рис. П.6. Плотность и минеральный состав пород кислого состава.

1 — кварц; 2 — микроклин; 3 — альбит; 4 — олигоклаз; 5 — андезин; 6 — мусковит и биотит; 7 — биотит; 8 — роговая обманка; 9 — акцессорные минералы; цифрами указана плотность минералов в г/см<sup>3</sup> (изучено более 10 тысяч образцов из 124 районов)

поздних формациях периода активизации увеличивается роль пород повышенной плотности.

К постплатформенному периоду относят образование крупных массивов гранитов рапакиви, развитых на Балтийском щите и в Украинском кристаллическом массиве.

Интрузивные комплексы пород, образующиеся в процессе магматической дифференциации как многофазные интрузии, сопровождаются закономерным изменением плотности [30, 33]. Плотность уменьшается от фазы к фазе с уменьшением основности пород. Независимо от основности и плотности пород первой фазы породы последней фазы каждого комплекса имеют наиболее кислый (нормальный или щелочной) состав и плотность 2,57—2,60, реже 2,62 г/см<sup>3</sup>.

Плотностная характеристика интрузивных комплексов остается в большинстве случаев постоянной в пределах складчатой области и отличается от плотностной характеристики других комплексов.

Плотностная характеристика интрузивных комплексов различных складчатых областей является выдержанной для типичных формаций разных стадий тектоно-магматического цикла.

Повышенная плотность характерна для формаций ранней стадии, средняя — для формаций средней стадии и пониженная — для типичных формаций поздней стадии (рис. II.7). В платформенных формациях плотность пород снова возрастает.

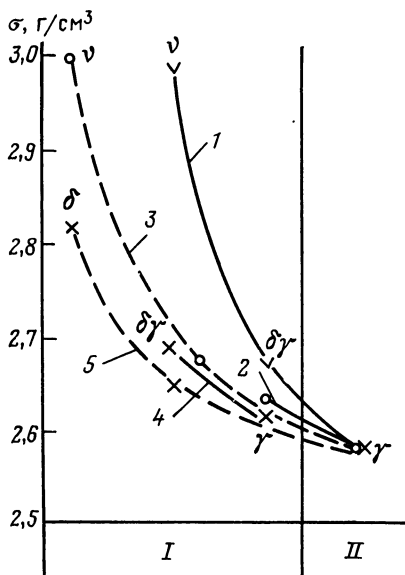


Рис. II.7. Плотность пород интрузивных комплексов различных формаций. Прибайкалье и Буренский массив.

Интрузивные комплексы: I — начальная и промежуточные фазы, II — конечная фаза; формация габбро-диорит-гранодиоритовая: 1 — кутимский комплекс, 2 — чуйско-кодарский комплекс; формация гранодиорит-гранитовая: 3 — харинский комплекс, 4 — ирельский комплекс, 5 — формация гранит-лейкогранитовая, комплекс бирибиджанский; породы:  $\nu$  — габбро,  $\delta$  — диориты,  $\delta\gamma$  — гранодиориты,  $\gamma$  — граниты

### Зависимость плотности эффузивных пород от состава, структурно-текстурных особенностей и диагенеза

Средние значения плотности наиболее распространенных петрографических типов эффузивных образований приведены в табл. II.5. Вычисленная плотность достаточно уверенно характеризует средний тип пород и соответствует их среднему химическому составу. При близком химическом составе эффузивных кайнотипных и палеотипных аналогов<sup>1</sup> (липарит — кварцевый порфир; андезит — порфирит; базальт — диабаз) средние плотности для них различны (рис. II.8). В нормальном ряду эффузивных пород от кислых к основным происходит возрастание содержания феррических компонентов и окислов кальция и соответственно уменьшение содержания кремнезема, окислов калия и натрия. Наиболее резкое изменение состава наблюдается при переходе от основных разностей к ультраосновным, как и в интрузивных породах нормального ряда. При общем повышении плотности от кислых к основным эффузивам устанавливается более высокие значения средней плотности для всех разновидностей палеотипных пород.

Повышение плотности в рядах липарит—базальт и кварцевый порфир — диабаз определяется уменьшением содержания щелочных элементов и увеличением содержания фер-

<sup>1</sup> Под палеотипными эффузивными породами понимаются согласно А. Н. Заварицкому породы, измененные в процессе диагенеза (диабазы, порфириты и др.), под кайнотипными — неизмененные или слабо измененные породы (базальты, андезиты и др.).

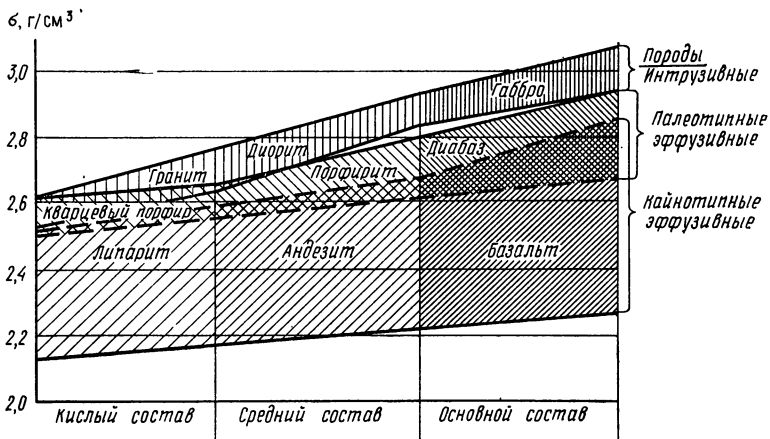


Рис. II.8. Пределы изменения плотности средних типов эффузивных пород (по сравнению с интрузивными)

мических минералов (табл. II.10). Отмечаются широкие пределы ее колебания. Эти пределы значительно больше для всех кайнотипных аналогов по сравнению с палеотипными; верхние же пределы для последних во всех случаях выше, чем для кайнотипных. На рис. II.8 для сравнения приведены пределы изменения плотности интрузивных аналогов, которые имеют более высокие плотности и меньшие пределы ее изменения.

Широкий диапазон изменения плотности эффузивных пород близкого минерального состава обусловлен: 1) различием первоначальной структуры и текстуры; 2) последующим диагенезом.

Структура и текстура липаритов, андезитов и базальтов (кайнотипных разновидностей) в большей мере зависит от скорости остывания лавовых потоков. При быстром остывании

Таблица II.10  
Плотность (в г/см<sup>3</sup>) эффузивных пород [98]

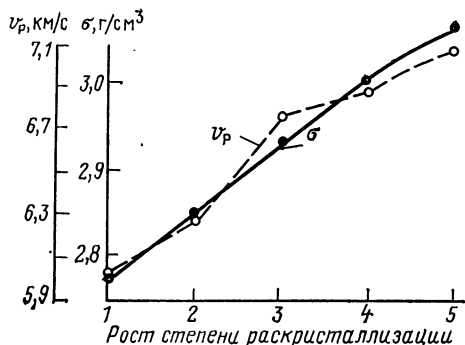
Порода	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{min}} - \sigma_{\text{max}}$
Липарит пемзовый:	2,10	1,90—2,20
миндалекаменный	2,30	2,15—2,45
массивный	2,50	2,40—2,60
Порфир кварцевый	2,60	2,55—2,65
Андезит пемзовый:	2,10	1,90—2,20
миндалекаменный	2,35	2,15—2,50
массивный	2,60	2,45—2,65
Порфирит андезитовый	2,75	2,60—2,80
Кератофир, альбитофир	2,65	2,60—2,70
Базальт пемзовый:	2,10	2,00—2,15
пузырчатый	2,30	2,10—2,45
миндалекаменный	2,50	2,40—2,60
массивный	2,75	2,60—2,80
Дабаз	2,85	2,75—3,10
Меймечит	2,90	2,90—3,00

Примечание. Число измеренных образцов каждой породы — более нескольких сотен.



Рис. 11.9. Влияние структурных особенностей (степени раскристаллизации) вулканитов толеит-базальтового ряда на плотность и скорость распространения продольных волн (по Л. Н. Вернику).

1 — базальтовое стекло; 2 — витрофириты; 3 — диабазы гналоофитовой структуры; 4 — офитовые диабазы; 5 — пойкилоофитовые диабазы



вании лав и значительном количестве газов образуются пористые текстуры (пемзовые, пузырьчатые, миндалекаменные и др.) и стекловатые структуры. При более медленном остывании стекло успевает раскристаллизоваться, и породы становятся кристаллическими. Различные структуры и текстуры пород могут наблюдаться в одном лавовом потоке (в различных его частях), что приводит к большой неоднородности пород по плотности.

Постепенное «старение» пород выражается прежде всего в их диагенезе. В стекловатой массе появляются микрокристаллиты, возникающие с течением времени как самопроизвольно, так и при воздействии температуры и давления. В дальнейшем в палеотипных разностях (порфиры, порфириты, диабазы) породы приобретают зернистую кристаллическую структуру. Одновременно с этим происходит видоизменение некоторых минералов, нередко сопровождаемое появлением вторичных новообразований. В кислых палеотипных разностях состав минералов становится таким же, как и в кислых интрузивных породах, а в средних и в основных — процесс видоизменения приводит одновременно к разложению плагиоклаза и образованию хлорита, серицита, эпидота и других минералов. По составу диабазы оказываются более близкими не к габбро, а к уже измененным амфиболизированным габбро (рис. 11.9).

Различие в первоначальной структуре и текстуре отражается на пористости и плотности главным образом кайнотипных эффузивов (рис. 11.10). Пористость определена для неветрелых образцов базальтов, не подвергшихся заметному разрушению, с наибольшим разнообразием текстур — от пемзовых до массивных. Зависимость плотности базальтов от их текстурных особенностей показана на рис. 11.10, б.

Пористость палеотипных эффузивных пород меняется в сравнительно неболь-

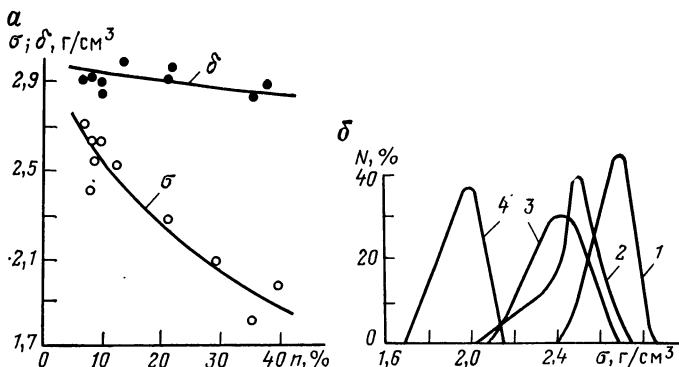


Рис. 11.10. Зависимость плотности и минеральной плотности базальтов от их пористости (а) и текстуры (б) [Дальний Восток, Шуфанское и Шкотовское плато кайнозойского возраста].

Текстура: 1 — массивная, 2 — миндалекаменная, 3 — грубобузырчатая, 4 — пемзовая

Плотность (в г/см<sup>3</sup>) эффузивных пород различного состава и возраста

Порода	KZ	MZ	PZ	AR, PR	KZ—AR
Липарит	—	2,35	—	—	2,35
Порфир кварцевый	—	2,59	2,61	2,55	2,60
Кератофир и 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
Диабазы	—	2,75	2,79	2,68	2,79
Меймечит	—	2,85	—	—	2,85

ших пределах. Изменение ее связано с процессами диагенеза. При полном диагенезе эти породы оказываются хорошо раскристаллизованными, зернистыми; влияние структуры на плотность уменьшается и последняя зависит главным образом от минерального состава пород. Это позволяет выделить по значению плотности более узкие группы кайнотипных эффузивов (петрофизические группы), различающиеся по текстуре и диагенезу (см. табл. П.10).

В целом для плотности эффузивных пород различного состава и возраста характерна значительная дифференциация (табл. П.11).

Устанавливается четкая зависимость между плотностью и составом палеотипных эффузивов и повышение плотности от молодых к древним.

Зависимость между плотностью и составом кайнотипных эффузивов наблюдается при большом числе ее определений. Средняя плотность пород (AR—KZ) возрастает от липаритов к андезитам и базальтам. В пределах отдельных систем такой зависимости не наблюдается. Здесь можно видеть влияние диагенеза, который более отчетливо проявляется в различии плотности палеотипных эффузивов, и текстуры, имеющей большее значение для плотности кайнотипных пород.

Плотностная характеристика эффузивных комплексов принципиально аналогична рассмотренной выше для интрузий. Существенным отличием является связь плотности с кайнотипностью и палеотипностью и текстурными особенностями в связи с разными условиями кристаллизации в покровной, экструзивной и пирокластической фациях. Образования ранней и средней стадии тектоно-магматических циклов характеризуются в среднем более высокой плотностью по сравнению с широко развитыми покровами кислого и смешанного состава конца средней — начала поздней стадий. Типичные эффузивные формации поздней стадии, периода активизации и особенно платформенные имеют существенно основной состав и соответственно повышенную плотность.

## § 9. ПЛОТНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

При метаморфических преобразованиях горных пород, приспособляющихся к новым термодинамическим условиям, происходит изменение их физических свойств и прежде всего плотности как за счет структурных перестроек при изохимических процессах, так и вследствие существенного изменения химического состава при метасоматических превращениях. Метасоматические образования породы часто выделяются в особую группу — метасоматитов.

По общему химическому составу метаморфические породы близки к магматическим, но в отдельных группах пород он менее постоянен. Коэффициенты корреляции плотности с породоразрушающими окислами ниже, чем для интрузивных пород, особенно с окислами алюминия, натрия и калия. Минеральный состав пород характеризуется большим разнообразием. Это приводит к значительным вариациям плотности одноименных петрографических групп пород; в ряде случаев характерны непрерывные ряды с постепенно меняющейся плотностью от исходной до полностью измененной породы.

Структуры пород — полнокристаллические, текстуры уплотненные, что определяет небольшую пористость пород (0,1—3 %, реже до 5 %) и зависимость их плотности преимущественно от минерального состава. Специфичная для метаморфических пород сланцеватость на плотность существенного влияния не оказывает, а брекчиевидность приводит к непостоянству значений параметра в отдельных образцах.

### Плотность регионально метаморфизованных горных пород

Региональный метаморфизм пород возникает вследствие изменения температуры и давления в земной коре в пределах значительных площадей; он проникает на большую глубину и проявляется при складчатых процессах. В зависимости от температуры и давления, а также химического состава исходных пород (осадочных, интрузивных, эффузивных) возникают ассоциации минералов, образующие породы определенного состава, объединяющиеся в фации регионального метаморфизма. Усиление степени метаморфизма пород от пренит-пумпеллитовой фации к эклогитовой сопровождается увеличением плотности. В изохимических рядах пород первично эффузивного и осадочного генезиса характер изменения плотности пород идентичен (рис. II.11). По данным Л. И. Верника (1982 г.), наиболее резкое увеличение плотности, достигающее 8—12 %, наблюдается в пренит-пумпеллитовой фации и обусловлено главным образом снижением пористости пород до 1—2 %. Дальнейшее повышение степени метаморфизма, сопровождающееся увеличением плотности, происходит вследствие образования полимерфных модификаций минералов с более уплотненными кристаллическими решетками. При этом первоначальный состав оказывает настолько существенное влияние, что кислые породы высоких стадий метаморфизма имеют меньшую плотность, чем основные породы более низких стадий (табл. II.12).

Анализ многочисленных данных по плотности метаморфических пород Балтийского щита позволил установить следующие закономерности. Во-первых, пределы возможного максимального увеличения плотности различны для пород разного состава: они наименьшие для пород кислого состава и наибольшие — для пород основного состава.

Во-вторых, идентичные изменения термодинамических условий различно воздействуют на породы разного минерального состава, например, в условиях зеленосланцевой фации при развитии мегадиабазов могут быть не подвергнуты метаморфизму песчаники, конгломераты, карбонаты. Как следствие, наблюдается значительная дифференциация плотностей регионально метаморфизованных первично осадочных и осадочно-вулканогенных толщ как в условиях низких, так и высоких фаций метаморфизма. Значения средней плотности архейских метаморфических толщ в пределах Балтийского щита (амфиболитовая и гранулитовая фации) изменяются от 2,6 до 3 г/см<sup>3</sup> (табл. II.13). По плотности характеристике большинство геологических формаций подразделяется на ассоциации салнических (2,6—2,7 г/см<sup>3</sup>), салничско-фемических (2,7—2,85 г/см<sup>3</sup>) и фемических (2,85—3,0 г/см<sup>3</sup>) образований. Разные плотностные ассоциации пород слагают протяженные зоны и крупные блоки, что свидетельствует о различии в условиях осадконакопления и вулканизма и разной интенсивности тектонических процессов, в результате которых эти метаморфизованные образования в глубоких горизонтах земной коры выведены в современный эрозионный срез [32].

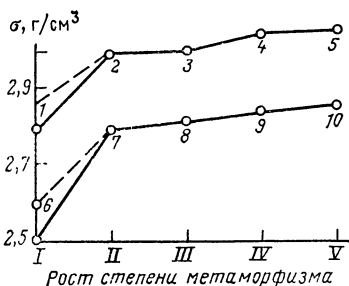


Рис. II.11. Изменение плотности пород изохимических рядов при региональном метаморфизме (по Л. И. Вернику).

I — неизменные породы; фации метаморфизма: II — пренит-пумпеллитовая, III — зеленосланцевая, IV — эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, V — рогово-обманково-гранулитовая; вулканисты толеит-базальтового типа: 1 — диабазы, 2 — уплотненные диабазы, 3 — мегадиабазы, 4 — амфиболиты, 5 — кристаллосланцы фемического состава; осадочные породы: 6 — глинистые сланцы, 7, 8 — филлиты, 9 — биотитовые гнейсы с гранатом, ставролитом и андалузитом, 10 — кордиерит-биотитовые гнейсы с гранатом

**Плотность (в г/см<sup>3</sup>) горных пород,  
образовавшихся в процессе регионального метаморфизма**

Фация	Порода	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{min}} - \sigma_{\text{max}}$
Зеленых сланцев	Филлит	2,70	2,60—2,80
	Кварцит серицитовый	2,58	2,56—2,60
	Сланец микрокристаллический:		
	кварцево-серицитовый	2,64	2,60—2,66
	кварцево-хлоритовый	2,70	2,62—2,75
	кремнистый	2,60	2,58—2,65
	хлоритовый	2,76	2,72—2,80
	Сланец актинолита-хлоритовый	2,86	2,80—2,90
	Сланец слюдястый	2,65	2,60—2,75
Известняк мраморизованный	2,67	2,65—2,68	
Эпидот-амфиболитовая	Кварцит	2,64	2,62—2,65
	Мрамор	2,70	2,68—2,72
	Сланец кристаллический:		
	биотитовый	2,63	2,62—2,63
	биотит-роговообманковый	2,70	2,68—2,75
	биотит-эпидот-роговообманковый	2,72	2,70—2,75
	роговообманковый	2,77	2,75—2,80
	глиноземистый со ставролитом и гранатом	2,75	2,70—2,80
Амфиболитовая	Гнейс:		
	двуслюдяной	2,60	2,58—2,62
	биотитовый	2,63	2,60—2,68
	глиноземистый	2,74	2,70—2,78
	амфиболовый †	2,85	2,75—2,90
	пироксеновый	2,87	2,80—2,99
	Амфиболит:		
	полевошпатовый	2,87	2,80—2,95
	мономинеральный	3,0	2,95—3,10
гранатовый	3,10	3,00—3,20	
Гранулитовая	Гранулит кислого состава	2,72	2,60—2,85
	Гиперстеновый сланец	3,05	2,90—3,25
Эклогитовая	Эклогит	—	3,20—3,40

При регрессивном метаморфизме и диафорезе плотность пород уменьшается. Если этим процессам сопутствует милонитизация, то образующиеся кристаллические сланцы отличаются резко пониженной плотностью. Последнее обусловлено увеличением пористости вследствие микротрещиноватости, развивающейся при милонитизации, и образования низкотемпературных минералов, характеризующихся более низкой плотностью по сравнению с высокотемпературными минералами гнейсов и амфиболитов.

## Плотность и намагнитченность метаморфических пород архейского возраста Балтийского щита

Первичная осадочно-вулканогенная формация	Фация регионального метаморфизма	Формация метаморфических пород	Порода	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Намагнитченность J. 10 <sup>5</sup> , А/м
Граувакко-песчанико-аргиллитовая	Амфиболитовая	Слюдяных и высокоглиноземистых гнейсов	Биотитовый, двуслюдяный гнейс Гранат-биотитовый, каолиновый гнейс	2,55—2,65 2,70—2,85	10—500 10—50, 150—700
Железисто-кварцитовая	То же	Джеспилитовая амфиболито-гнейсовая	Железистый кварцит и руда Кварц-биотитовый сланец Силлиманито-гранатовый, гранатовый сланец	3,00 2,60—2,65 2,70—2,80	500—2500 10—500 10—1500
Песчаниковая	»	Гнейсовая	Мигматизированная порода Биотитовый гранито-гнейс, мигматит	2,60—2,65 2,60—2,70	150—1500 10—50
Диабаз-граувакковая	Гранулитовая	Амфиболито-гнейсовая	Амфибол-биотитовый гнейс, мигматит Биотит-амфиболовый гнейс, амфиболит	2,60—2,70 2,70—2,85	10—500 10—1500
Андезит-диабазовая	Гранулитовая (1) и гранулит-эктолитовая (2)	Пироксенсодержащих сланцев и амфиболитов	Биотитовый, амфибол-биотитовый сланец, гнейс Биотит-амфиболовый, пироксен-биотитовый сланец Пироксеновый, гранатовый сланец, гнейс, амфиболит	2,60—2,75 2,75—2,85 2,85—3,00	300— 1500 (1); 10—50 (2) 150— 1500 (1); 10—50 (2) 3100— 2000 (1); 10—100 (2)

## Плотность горных пород, образовавшихся при ультраметаморфизме

Процессы ультраметаморфизма вызывают наиболее глубокие изменения горных пород, при которых происходит перекристаллизация, метасоматоз, селективное или полное расплавление. Все эти преобразования сопровождаются разуплотнением пород, что свидетельствует об их приспособлении к условиям более низких давлений и о протекании процесса в условиях повышенных температур. Чарнокитизация и гранитизация пород — одно из наиболее ярких проявлений ультраметаморфизма. Процессы чарнокитизации и гранитизации (мигматизации) приводят к существенному изменению физических характеристик пород в связи с образованием иных минеральных ассоциаций. Наблюдается непрерывный ряд формаций (Э. Б. Наливкина, 1976 г.). Габбро-диорит-чарнокитовая формация, типичная для архея, характеризуется в среднем повышенной плотностью ( $\sigma_{\text{ср}} = 2,75 \text{ г/см}^3$ ) при большой дисперсии параметра. Чарнокит-диорит-гранитовая формация (также развитая в архейских структурах) имеет плотность  $2,65\text{—}2,75 \text{ г/см}^3$ . Плотность пород чарнокит-гранитовой формации, характерной для протерозоя, составляет  $2,6\text{—}2,7 \text{ г/см}^3$ . Мигматит-гранитовые формации (AR и PR) характеризуются выдержанной плотностью, преимущественно равной  $2,6\text{—}2,65 \text{ г/см}^3$  (табл. II.14).

Таким образом, в процессе чарнокитизации и гранитизации происходит постепенное понижение основности и плотности пород, связанное с уменьшением давления и температуры при подъеме блоков из нижних горизонтов земной коры к ее верхней части.

Наблюдающийся при ультраметаморфизме кремне-калиевый метасоматоз охватывает любые породы как магматические, так и метаморфические. Характер его проявления различен. В одних случаях в породах образуются отдельные кварцево-микроклиновые прожилки, в других происходит замещение породы кварцево-микро-

Т а б л и ц а II.14

**Плотность (в  $\text{г/см}^3$ ) горных пород,  
образовавшихся при различных метаморфических процессах**

Метаморфизм	Порода, формация	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{min}}\text{—}\sigma_{\text{max}}$
Ультраметаморфизм	Чарнокит:		
	габбро-диорит-чарнокитовая	2,75	2,70—2,85
	диорит-чарнокит-гранитовая	2,70	2,65—2,75
	чарнокит-гранитовая	2,65	2,60—2,70
	мигматит-гранитовая	2,58	2,56—2,62
	Мигматит-плагмогранит	2,65	2,63—2,65
	Мигматит	2,65	2,62—2,70
Контактный	Сланец пятнистый	2,55	2,50—2,70
	Роговик	2,74	2,60—2,85
	Скарн	—	2,85—3,45
	Кварцит	2,62	2,57—2,68
Автометаморфизм	Гипербазит:		
	слабосерпентинизированный	—	2,90—3,10
	интенсивно серпентинизированный	—	2,60—2,90
	Серпентинит	2,50	2,45—2,55
	Карбонатит	2,65	2,60—2,70
	Габбро амфиболитованное	2,85	2,80—2,90

клиновым агрегатом с образованием мигматитов, чарнокитов или микроклиновых гранитов. При преобразовании пород отмечается замещение минералов с большой плотностью (амфибол, гранат и биотит) минералами малой плотности (кварц и микроклин), что вызывает понижение плотности пород. Плотность вновь образованной породы при неполном замещении минералов находится в зависимости от степени гранитизации и от плотности исходной породы. При полном изменении пород и образовании гранитов их плотность становится равной 2,57—2,58 г/см<sup>3</sup> и не зависит от исходной породы (рис. II.12).

### Плотность горных пород, образовавшихся при контактовом метаморфизме и динамометаморфизме

Процессы динамометаморфизма (катаклизического метаморфизма) развиваются вдоль тектонических нарушений, надвигов или сбросов и особенно характерны для зон глубоких разломов. Изменение пород возникает вследствие стресса (направленного давления) и проявляется в их рассланцевании и перекристаллизации. При слабом проявлении метаморфизма отмечается преимущественно только рассланцевание и образование катаклизированных пород (катаклизированных, габбро, гранитов, порфиритов и др.), сопровождающееся понижением плотности за счет текстурных изменений. При большем стрессе происходит одновременно перекристаллизация пород, часто сопровождающаяся приносом вещества, в результате чего плотность пород не изменяется или возрастает.

Процессы контактового метаморфизма могут быть без существенного изменения химического состава исходной породы, например при образовании роговиков (термальный метаморфизм); иногда они сопровождаются значительными метасоматическими изменениями. Возникающие при метаморфизме осадочных пород роговики характеризуются повышенной плотностью. Степень увеличения плотности определяется минеральным составом роговиков. Кристаллические сланцы, возникающие в результате контактового метаморфизма (с проявлением метасоматоза) глинистых и известково-глинистых осадочных пород, отличаются резко повышенной плотностью по сравнению с исходными породами, что обусловлено появлением минералов с высокой плотностью (см. табл. II.14) и резким уменьшением пористости пород.

### Плотность горных пород при автometаморфизме и гидротермально-метасоматических процессах

Процессы автometаморфизма (серпентинизация и амфиболизация) охватывают значительные площади массивов.

Серпентинизация пород характерна для большинства известных массивов гипербазитов. Изменение пород отмечается преимущественно с поверхности, но в ряде массивов оно захватывает глубокие горизонты (до 1000—1500 м), особенно вдоль разломов. В процессе серпентинизации происходит разложение минералов с высокой плотностью (пироксенов, оливина) и образование малоплотного серпентина при небольшом процентном содержании магнетита и других акцессорных минералов. Процесс протекает постепенно и характеризуется также постепенным уменьшением плотности пород. Наименьшую плотность имеют серпентиниты. Их дальнейшее изменение — карбонатизация приводит к новому увеличению плотности (рис. II.13).

Процесс амфиболизации наиболее характерен для габбро и габбро-норитов, но наблюдается также и в гипербазитах. При амфиболизации происходит разложение пироксена с образованием амфибола и плагиоклазов с кристаллизацией хлорита, серицита и эпидота, т. е. минералов с меньшей плотностью. Измененные породы, как

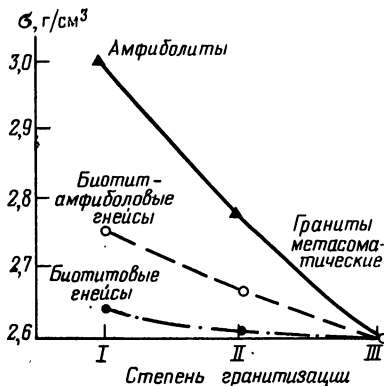


Рис. II.12. Изменение плотности пород при ультраметаморфизме.

I — исходные породы; II — средняя степень гранитизации; III — полностью измененные породы — метасоматические граниты (по Э. Я. Дубинчик)

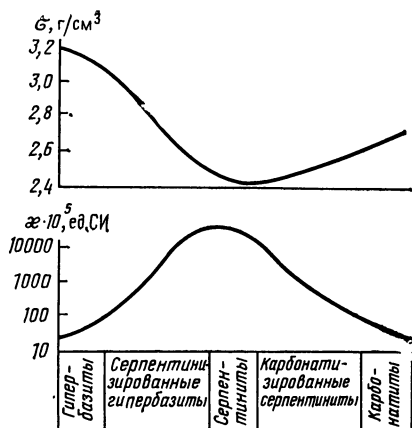


Рис. 11.13. Изменение плотности и магнитной восприимчивости гипербазитов в процессе серпентинизации и карбонатизации

Пористость в измененных породах увеличивается до 3—5% и реже до 8%. Процессы второго типа (эпидотизация и грейзенизация) протекают преимущественно с увели-

следствие, характеризуются пониженной плотностью.

Гидротермально-метасоматические изменения горных пород сопутствуют формированию главнейших типов магматогенных рудных месторождений. Эти процессы приводят к существенному изменению плотности и других физических свойств пород.

Наиболее полно физические свойства гидротермально-метасоматически измененных пород были изучены на ряде месторождений Казахстана [91] и в других районах [98] (табл. 11.15).

По влиянию на плотность пород гидротермально-метасоматические процессы подразделяются на два типа. В первый тип объединяются процессы серицитизации, хлоритизации, аргиллитизации и окварцевания пород, которые приводят к понижению плотности. Причиной этого являются образование новых, менее плотных минералов (по сравнению с минералами исходных пород) и увеличение пористости.

Т а б л и ц а 11.15

Изменение плотности горных пород при гидротермально-метасоматических процессах (по А. А. Смелову, Р. С. Сейфулину и др.)

Порода	Плотность неизмененной породы, г/см <sup>3</sup>	Процесс	Плотность измененной породы, г/см <sup>3</sup>	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-Кусмурун
Порфирит	2,74—2,80	Окварцевание и эпидотизация	2,65	То же
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 грейзенов	2,69—2,72	»
		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	»



чением плотности пород за счет новообразования таких плотных минералов, как эпидот или слюда и топаз. Последнее хорошо видно на примере грейзенизации пород: плотность кварцевых грейзенов почти не отличается от плотности гранита; в слюди-сто-кварцевых она является повышенной; в слюдисто-топаз-кварцевых достигает высоких значений.

При одновременном развитии нескольких процессов первого типа плотность пород понижается весьма существенно. При одновременном развитии процессов первого и второго типов плотность пород зависит от их интенсивности и может как понижаться, так и повышаться.

На гидротермально-метасоматические процессы часто накладываются процессы гипергенного изменения пород, приводящие к значительному понижению плотности пород. Поскольку в околорудных и надрудных зонах преимущественно развиты процессы первого типа и часто наблюдаются гипергенные изменения, в большинстве случаев вторичные изменения пород на рудных месторождениях сопровождаются понижением плотности.

## Влияние процессов гипергенеза на плотность горных пород

При гипергенных процессах вследствие механического и химического выветривания, главным образом в результате действия поверхностных вод, происходит существенное изменение состава пород с образованием разностей, близких к типичным метасоматам. Замена минеральных комплексов большей плотности минеральными ассоциациями меньшей плотности, а также разрушение пород и увеличение пористости приводят к значительному понижению плотности. Породы кислого состава подвергаются выветриванию значительно интенсивнее, чем основные. Особенно это характерно для гранитов, плотность которых понижается до 2,5 — 2,2 г/см<sup>3</sup>.

В результате гипергенных процессов создается кора выветривания обычно глинисто-слюдистого или хлорито-гидрослюдистого состава, часто пропитанная гидроксидами железа, содержащая обломки кварца, микроклина и чешуек биотита, в ряде случаев с повышенным содержанием циркона, апатита и редких элементов. Плотность пород коры выветривания изменяется в пределах 2,3—2,5 г/см<sup>3</sup>, пористость достигает 20—25%. Изменение плотности и других физических свойств (особенно скорости упругих волн) отмечается на значительно большей глубине (до 50—100 м), чем фиксируется глубина коры выветривания по геологическим данным.

## § 10. ПЛОТНОСТЬ И ПОРИСТОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

### Зависимость плотности пород от их минерального и фазового состава

Плотность осадочных пород зависит от плотности минерального скелета, пористости, обусловленной структурой и диагенезом пород, и плотности жидкой или газовой фазы, заполняющей поры. Плотность породообразующих минералов песчано-обломочных и глинистых пород составляет 2,5—3,0 г/см<sup>3</sup>, а карбонатных и гидрохимических 1,9—3,0 г/см<sup>3</sup>. Минеральная плотность пород, т. е. средняя плотность минерального скелета, изменяется от 2,56 до 2,88 г/см<sup>3</sup> в песчано-обломочных и от 2,12 до 3 г/см<sup>3</sup> в хомогенных образованиях (табл. II.16).

Различие в минеральной плотности пород составляет примерно 15%. Это различие проявляется в общей плотности пород при низкой пористости и становится несущественным в случае высокой и различной пористости пород.

Размеры пор и форма их зависят от размеров и формы породообразующих частиц. При одинаковом размере частиц наибольшей пористостью обладают породы с угловатыми и плоскими частицами, наименьшей — с окатанными зернами. С уменьшением размеров частиц и с увеличением отсортированности пористость породы возрастает. Пористость осадочных обломочных пород изменяется от 60 до 40% в период их образования и от 40 до 2% в период их основной геологической истории:

Порода n, % . .	Песчаник 35—2	Алевролит 26—5	Глина 38—5	Аргиллит 20—2	Мергель 35—5	Известняк 23—2
Порода n, % . .	Доломит 17—2	Ангидрит 17—2	Гипс 16—13	Опока 50—35	Кремень 6—1	Мел 39—25

Т а б л и ц а II.16

Минеральная плотность (в г/см<sup>3</sup>) основных типов осадочных пород

Порода	$\delta_{\text{ср}}$	$\delta_{\text{min}} - \delta_{\text{max}}$	Порода	$\delta_{\text{ср}}$	$\delta_{\text{min}} - \delta_{\text{max}}$
Песчаник	2,67	2,58—2,76	Ангидрит	2,96	2,92—3,00
Алевролит	2,69	2,62—2,76	Гипс	2,37	2,31—2,48
Глина	2,68	2,58—2,78	Соль каменная	2,16	2,12—2,22
Аргиллит	2,68	2,60—2,78	Опока	2,45	2,20—2,50
Мергель	2,70	2,58—2,80	Доломит	2,80	2,76—2,88
Известняк	2,72	2,62—2,80	Кремень	2,59	2,46—2,75
Мел	2,69	2,56—2,80			

Т а б л и ц а II.17

Плотность (в г/см<sup>3</sup>) осадочных горных пород

Порода	Пределы изменений плотности	Наиболее часто встречающиеся значения	Порода	Пределы изменений плотности	Наиболее часто встречающиеся значения
Глинистые породы			Карбонатные, гидрохимические, кремнистые породы		
Глина	1,2—2,4	—	Мергель	1,5—2,8	2,2—2,4
Аргиллит	1,7—2,9	2,3—2,4	Известняк	1,8—2,9	2,6—2,7
Глинистый сланец	2,3—3,0	2,4—2,6	Доломит	1,9—3,0	2,6—2,8
Песчано-обломочные породы			Гипс	2,1—2,5	2,4—2,5
Песок	1,3—2,0	1,5—1,7	Ангидрит	2,4—2,9	2,5—2,6
Алевролит	1,8—2,8	2,3—2,5	Соль каменная	2,2—2,3	—
Песчаник	2,0—2,9	2,5—2,6	Опока	1,0—1,6	—
Песчаный сланец	2,3—3,0	2,6—2,7	Кремень	2,3—2,6	—
Брекчия	1,6—3,0	—			
Конгломерат	2,1—3,0	—			

Пористость может изменяться вследствие уплотнения осадочных пород, геостатического и геотектонического воздействия, стресса или растрескивания при тектонических процессах, а также в результате выщелачивания или, наоборот, осаждения минеральных частиц из растворов в пустотах пород.

Плотность осадочных пород изменяется в пределах 1,2—3,0 г/см<sup>3</sup>, но более часто в пределах 1,5—2,8 г/см<sup>3</sup>. На изменение плотности песчано-глинистых пород в основном влияет степень их диагенеза (катагенез и метагенез). Плотность карбонатных пород в большей мере зависит от структуры и степени трещиноватости. В табл. II.17 приведены пределы изменения и наиболее часто встречающиеся значения плотности различных литологических разновидностей осадочных пород. Таблица составлена на основании статистических данных (несколько тысяч определений) по средним значениям плотности для отдельных районов.

Соотношение между плотностью осадочных пород и их минеральной плотностью при различной постоянной пористости  $n$ , а также между плотностью и пористостью при постоянной минеральной плотности выражается уравнениями:

$$\sigma_r = \delta (1 - n \cdot 10^{-2}); \quad (\text{II.30})$$

$$\sigma_{\text{вн}} = \delta + n \cdot 10^{-2} (1 - \delta). \quad (\text{II.31})$$

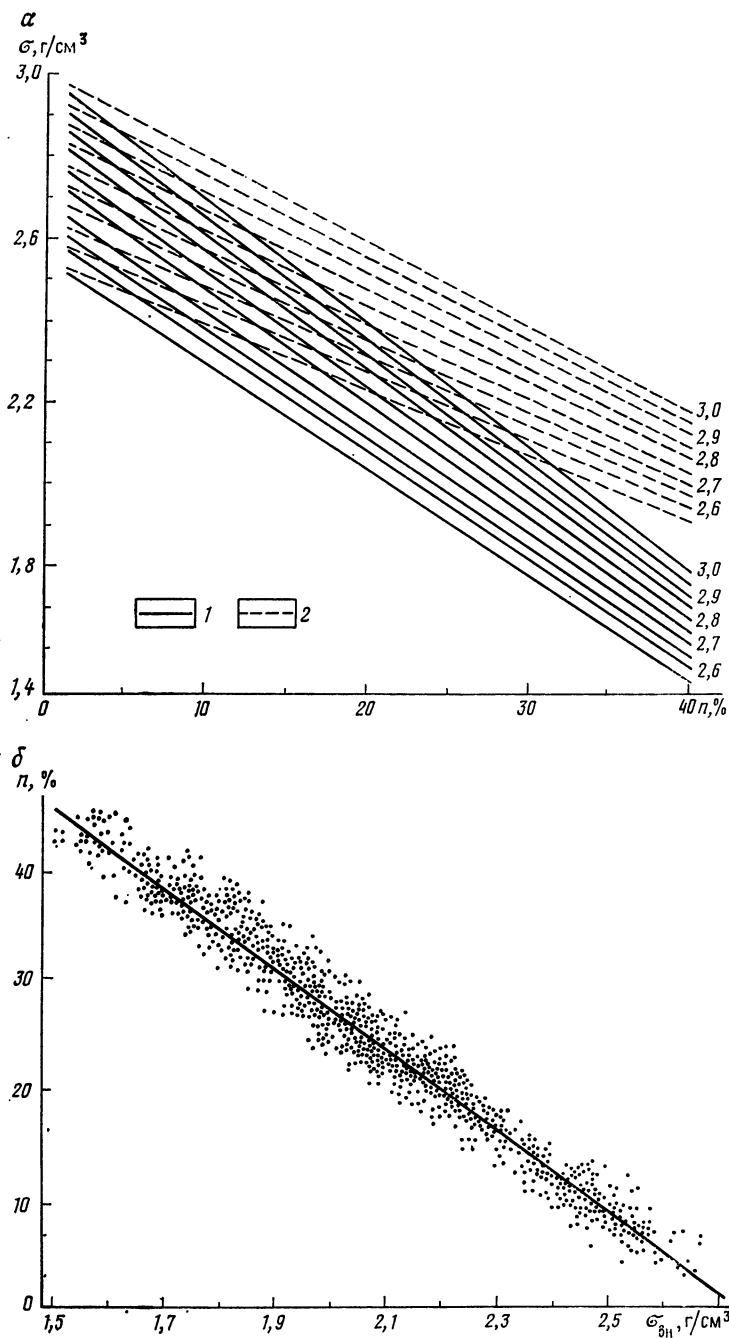


Рис. 11.14. Соотношение между плотностью и пористостью осадочных пород.  
 а — породы различной минеральной плотности: 1 — газонасыщенные, 2 — водонасыщенные;  
 шифр кривых —  $\delta$ ,  $\text{г/см}^3$  (по М. Л. Озерской); б — песчано-глинистые водонасыщенные  
 породы (по И. Х. Юдборовскому)

Плотность газонасыщенных  $\sigma_{г}$  и влагонасыщенных  $\sigma_{вн}$  пород  
при различных пористости  $n$  и минеральной плотности  $\delta$   
(Р. В. Калинина, 1960 г.)

$\delta$ , г/см <sup>3</sup>	$n$ , %							
	5	10	15	20	25	30	35	40
2,56	2,43	2,30	2,18	2,05	1,92	1,79	1,66	1,54
	2,48	2,40	2,33	2,25	2,17	2,09	2,01	1,94
2,58	2,45	2,32	2,19	2,06	1,93	1,80	1,67	1,55
	2,50	2,42	2,34	2,26	2,18	2,10	2,02	1,95
2,60	2,47	2,34	2,21	2,08	1,95	1,82	1,69	1,56
	2,52	2,44	2,36	2,28	2,20	2,12	2,04	1,96
2,62	2,48	2,36	2,23	2,10	1,97	1,83	1,70	1,57
	2,53	2,46	2,38	2,30	2,22	2,13	2,05	1,97
2,64	2,50	2,38	2,24	2,14	1,98	1,85	1,71	1,58
	2,55	2,48	2,39	2,31	2,23	2,15	2,06	1,98
2,66	2,52	2,39	2,26	2,16	1,99	1,86	1,73	1,59
	2,57	2,49	2,41	2,33	2,24	2,16	2,08	1,99
2,68	2,54	2,41	2,28	2,15	2,01	1,87	1,74	1,61
	2,59	2,51	2,43	2,35	2,26	2,17	2,09	2,01
2,70	2,56	2,43	2,30	2,10	2,02	1,89	1,75	1,62
	2,61	2,53	2,45	2,36	2,27	2,19	2,10	2,02
2,72	2,58	2,45	2,31	2,18	2,04	1,90	1,77	1,63
	2,63	2,55	2,46	2,38	2,29	2,20	2,12	2,03
2,74	2,60	2,46	2,33	2,19	2,06	1,92	1,78	1,64
	2,65	2,56	2,48	2,39	2,31	2,22	2,13	2,04
2,76	2,62	2,48	2,35	2,20	2,07	1,93	1,79	1,65
	2,67	2,58	2,50	2,40	2,32	2,23	2,14	2,05
2,78	2,64	2,50	2,36	2,22	2,08	1,95	1,80	1,67
	2,69	2,60	2,51	2,42	2,33	2,25	2,15	2,07
2,80	2,66	2,52	2,38	2,24	2,10	1,96	1,82	1,68
	2,71	2,62	2,53	2,44	2,35	2,26	2,17	2,08
2,82	2,68	2,54	2,40	2,26	2,11	1,97	1,83	1,69
	2,73	2,64	2,55	2,46	2,36	2,27	2,18	2,09
2,84	2,70	2,56	2,42	2,27	2,13	1,99	1,84	1,70
	2,75	2,66	2,57	2,47	2,38	2,29	2,19	2,10
2,86	2,72	2,58	2,43	2,28	2,14	2,00	1,86	1,71
	2,77	2,68	2,58	2,49	2,39	2,30	2,21	2,11
2,88	2,74	2,59	2,45	2,30	2,16	2,01	1,87	1,73
	2,79	2,69	2,60	2,50	2,41	2,31	2,22	2,13
2,90	2,75	2,61	2,47	2,32	2,18	2,03	1,88	1,74
	2,80	2,71	2,62	2,52	2,43	2,33	2,23	2,14

Примечание. В числителе дано  $\sigma_{г}$ , в знаменателе  $\sigma_{вн}$ .

Графическое представление этих уравнений при постоянной минеральной плотности дано на рис. II.14, а. В табл. II.18 приведены значения плотности  $\sigma_r$  и  $\delta_{вн}$  при разных величинах аргументов  $n$  и  $\delta$ .

Зависимость между плотностью и пористостью представляется следующим образом. Изменение пористости на 2 % вызывает изменение  $\sigma_r$  примерно на 0,06, а  $\sigma_{вн}$  на 0,04 г/см<sup>3</sup>. В естественных условиях даже в разновозрастных и однотипных породах минеральный состав пород может изменяться, поэтому соотношения между плотностью и пористостью для каждой исследуемой совокупности пород нередко представляют уравнениями регрессии между анализируемыми параметрами. Совпадение экспериментальных данных (рис. II.14, б) с данными табл. II.18 свидетельствует о постоянстве состава рассматриваемой совокупности пород.

В естественном залегании осадочные породы, расположенные ниже уровня грунтовых вод, характеризуются относительной влажностью  $w = 0,8 \div 1,0$ . Влага, насыщающая породы в естественном залегании, за исключением нефтесодержащих пород, представлена водой различной минерализации с плотностью 1,01—1,20 г/см<sup>3</sup> при температуре 20 °С. Поэтому приблизительно можно принять  $w = 1$ ,  $\sigma_v = 1$  г/см<sup>3</sup>. Различие в плотности газонасыщенной и водонасыщенной пород численно равно пористости.

### Влияние диагенеза на плотность и пористость осадочных пород

Для осадочного покрова платформ наблюдается четыре стадии диагенеза: ранний диагенез, превращающий осадки в породы; ранний катагенез, выражающийся в уплотнении и цементации пород; поздний катагенез, приводящий к образованию пород с сильно уплотненными текстурами; метадиагенез, при котором происходит частичное изменение состава пород, наблюдающееся при складчатых процессах.

Диагенез и катагенез пород происходят под действием возрастающего геостатического давления и выражаются в постепенном уменьшении пористости и увеличении плотности пород. Поэтому разновозрастные осадочные образования одного типа (но с разных глубин) могут существенно различаться по пористости и плотности. Наибольшее уплотнение испытывают глинистые породы, обладающие пластичными связями (системы мелкодисперсные), поэтому и более пористые в начальном состоянии (М. Л. Озерская, 1967 г.). При наличии в глинах песчаной фракции снижается минеральная плотность породы и увеличивается жесткость внутренних связей. Среди песчаников наиболее интенсивное уплотнение характерно для песчаников с глинистым цементом. Песчаники с более жестким кварцевым и карбонатным цементом уплотняются значительно меньше. При наличии жестких связей между породообразующими частицами высокая пористость песчаников может сохраниться и на больших глубинах. Карбонатные породы в зависимости от степени глинистости различаются по характеру уплотнения, приближаясь то к пластичным породам (мергели), то к породам с жесткими связями (известняки).

Для осадочных пород характерно необратимое компрессионное уплотнение, интенсивность которого замедляется по мере увеличения глубины залегания пород. Общая закономерность изменения пористости и плотности однотипных и разновозрастных пород с глубиной может быть выражена эмпирическими экспоненциальными уравнениями:

$$\bar{n} = n_{\max} e^{-0,45H}, \quad (II.32)$$

$$\bar{\sigma}_r = \delta (1 - n_{\max} 10^{-2} e^{-0,45H}); \quad (II.33)$$

$$\bar{\sigma}_{вн} = \delta + n_{\max} 10^{-2} (1 - \delta) e^{-0,45H}, \quad (II.34)$$

где  $n_{\max}$  — предельное значение пористости при  $H=0$ ;  $H$  — глубина залегания пород;  $\delta$  — минеральная плотность. Графическое представление уравнений (II.32) — (II.34) дано на рис. II.15.

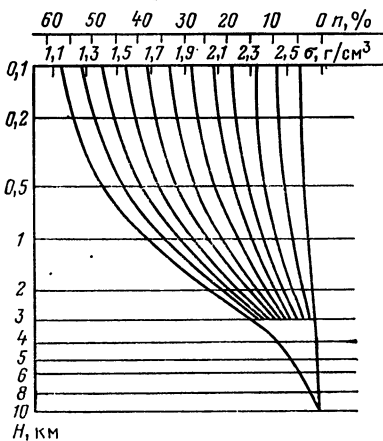


Рис. II.15. Палетка зависимости плотности осадочных пород и их пористости от глубины [60, 98]

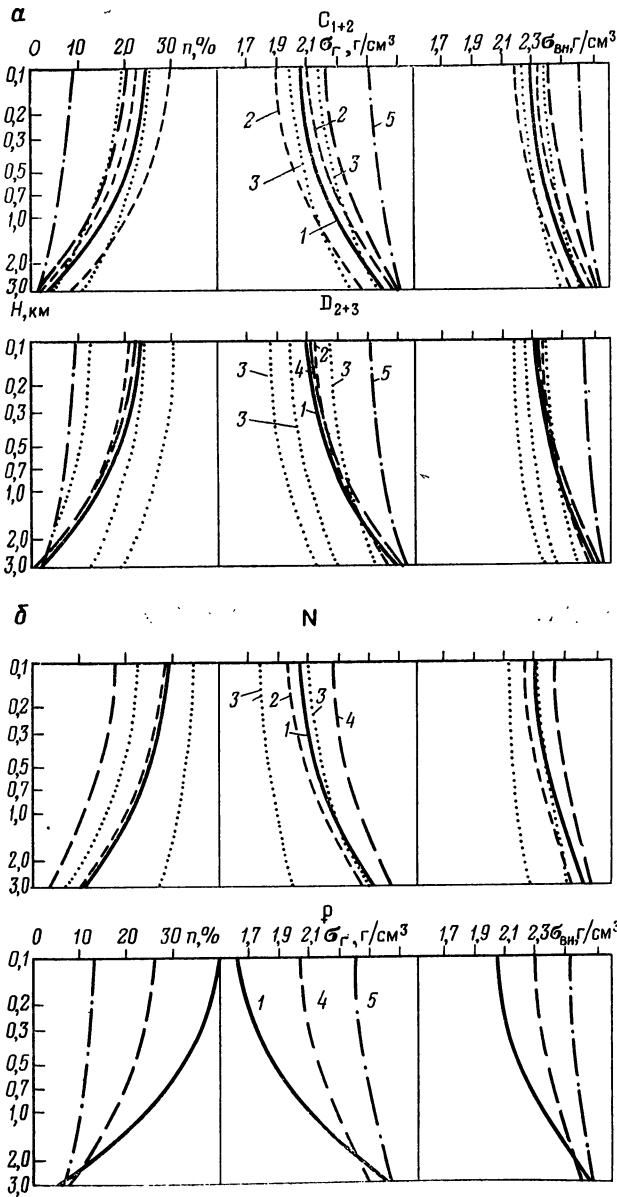


Рис. 11.16. Изменение пористости и плотности газонасыщенных и водонасыщенных осадочных пород различного типа с глубиной (по М. Л. Озерской и С. Г. Семеновой)  
 а — Русская платформа; б — Туранская плита; породы: 1 — глина, 2 — алевролит, 3 — песчаник, 4 — мергель, 5 — известняк

Влияние различных геологических факторов на пористость и плотность осадочных пород рассматривается по параметрическим разрезам, которые представляют собой соответствующую линию, рассчитанную по формулам (11.32)—(11.34) и совпа-

дающую со средним распределением по глубине физического параметра исследуемой совокупности. В этом случае, как показывает М. Л. Озерская, любое распределение может быть экстраполировано на одинаковый интервал глубин и представлено однотипным аналитическим уравнением линии совпадения и ее характерными параметрами: начальным значением параметра  $n_0$  (или  $\sigma_0$ ), условно означающим для исследуемой совокупности величину параметра при  $H = 0$ , и предельным значением  $n_{\max}$ , определяющим изменение начального параметра с глубиной. Параметрические разрезы пористости и плотности осадочных пород для разных пород и разных регионов приведены на рис. II.16.

Влияние тектонического режима на диагенез осадочных пород платформы и прогибов отражается на характере изменения параметров с глубиной в регионах разного строения. Однако более ярко это влияние фиксируется по наличию плотностных границ (скоростных и электрических), обусловленных скачкообразными изменениями литологического состава и пористости пород. Последнее определяется подъемом глубоко залегающих пород, их размывом и накоплением на них менее уплотненных осадков, т. е. при наличии разных структурных этажей.

В складчатых регионах плотность осадочных пород характеризуется резкими изменениями — в зависимости от степени диагенеза в отдельных структурно-тектонических зонах и в разных структурных этажах. Наибольшей плотностью характеризуются породы, подвергшиеся метабазису в период главной фазы тектогенеза района, т. е. породы, слагающие ранние флишодные формации, наименьшей — слабо дислоцированные образования (молассовые и другие формации). Наблюдается также латеральная зональность плотности пород.

### Изменение пористости и плотности отложений в различных регионах

Изменение плотности и пористости отложений осадочного чехла с глубиной изучено для большинства платформенных регионов (М. Л. Озерская, С. Г. Семенова, Н. В. Подоба, Н. А. Туезова, Н. К. Озолинь и др.), наиболее типичные разрезы по которым приведены на рис. II.17—II.20.

Плотностной разрез Русской платформы значительно дифференцирован; наблюдается ряд региональных плотностных границ с разными знаками, соответствующих структурным этажам [99].

На Сибирской платформе дифференциация разреза по плотностным параметрам имеет более сложный вид. Изменение плотности монопород обусловлено в основном изменением пористости и минерального состава. Так, для терригенных пород (наиболее распространенных здесь песчаников) отмечается возрастание плотности с глубиной и возрастом. Это особенно четко наблюдается в скважинах до глубины 500 м, так как наиболее интенсивное уплотнение пород, как показали исследования, происходит на малых глубинах (рис. II.21). При наличии в терригенных породах примеси карбонатного материала усиливается или ослабляется характер этой зависимости. Менее существенно изменяется плотность с глубиной у доломитов; известняки с глубиной практически не уплотняются.

На Сибирской платформе плотностная дифференциация разреза связана преимущественно с изменением фациально-литологического состава отложений. Карбонатным породам соответствуют в разрезе максимумы плотности по сравнению с терригенными, что подтверждается наличием корреляционных зависимостей между  $\sigma$  и  $\delta$  (минеральный состав), наряду с установленной для этих же пород зависимостью пористость—плотность. В частности, такие зависимости получены для терригенных пород, поскольку наряду с чистыми породами часть их «засорена» карбонатным материалом (табл. II.19).

Плотность пород уменьшается, когда в разрезе появляются битуминозные, засоленные, углистые породы, и возрастает при наличии ожелезненных, ангидритизированных разностей.

Для каждой тектонической провинции Сибирской платформы характерна присущая ей плотностная дифференциация. Так, сводный петрофизический разрез Куюмбинской нефтегазоносной структуры позволяет установить следующие плотностные границы в разрезе этой площади: границы между эвенкийской и ангарской свитами

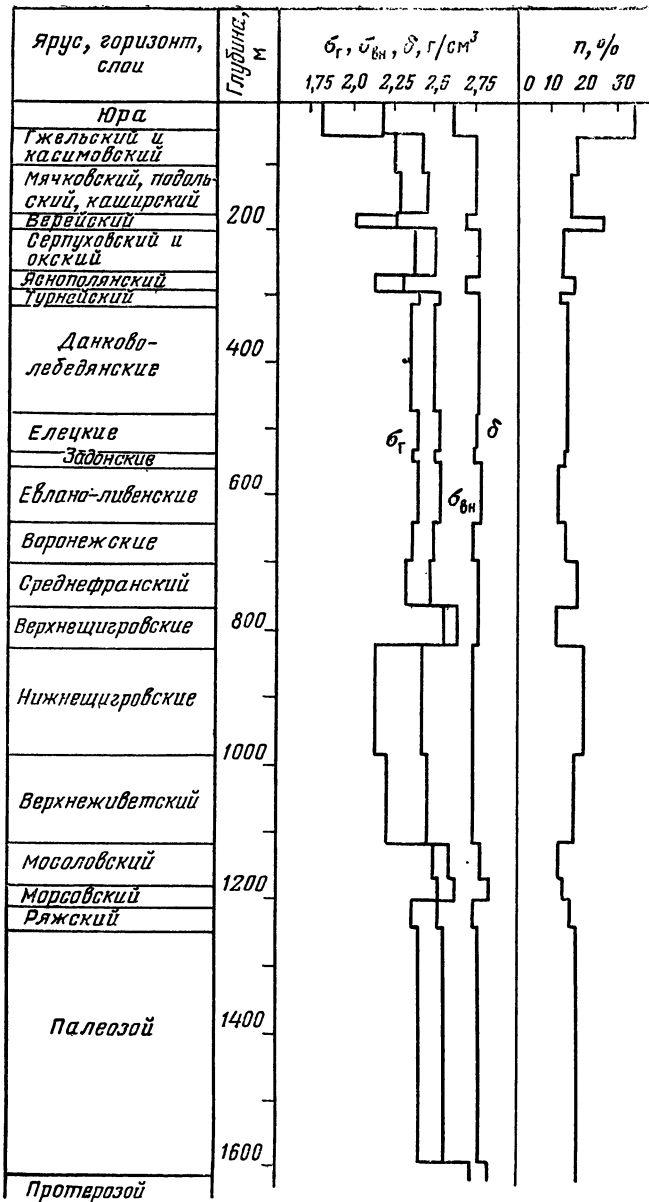


Рис. II.17. Изменение плотности и пористости пород по разрезу центральной части Русской платформы (по данным М. Л. Озерской, Н. В. Подобы, В. М. Румянцева и А. А. Сафонцева)



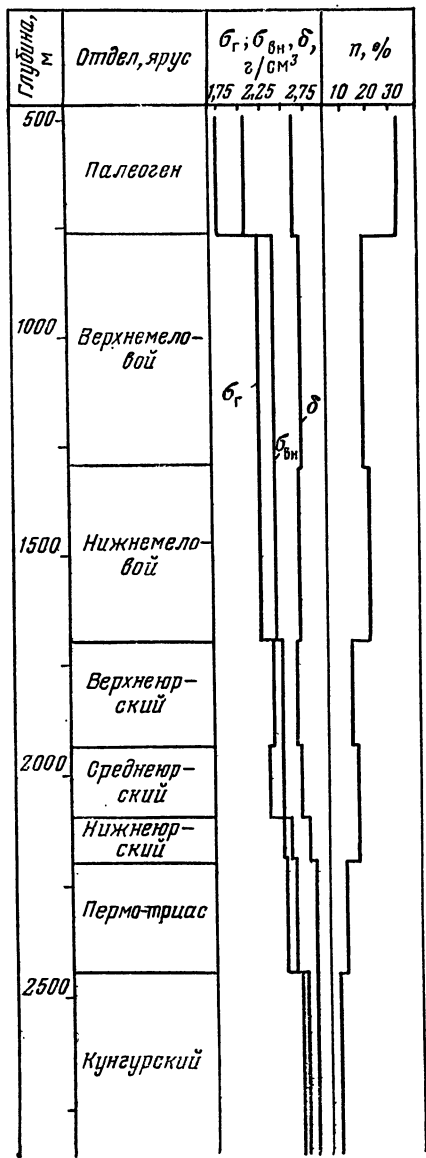


Рис. 11.18. Изменение плотности и пористости пород по разрезу Прикаспийской низменности (по М. М. Кузнецовой)

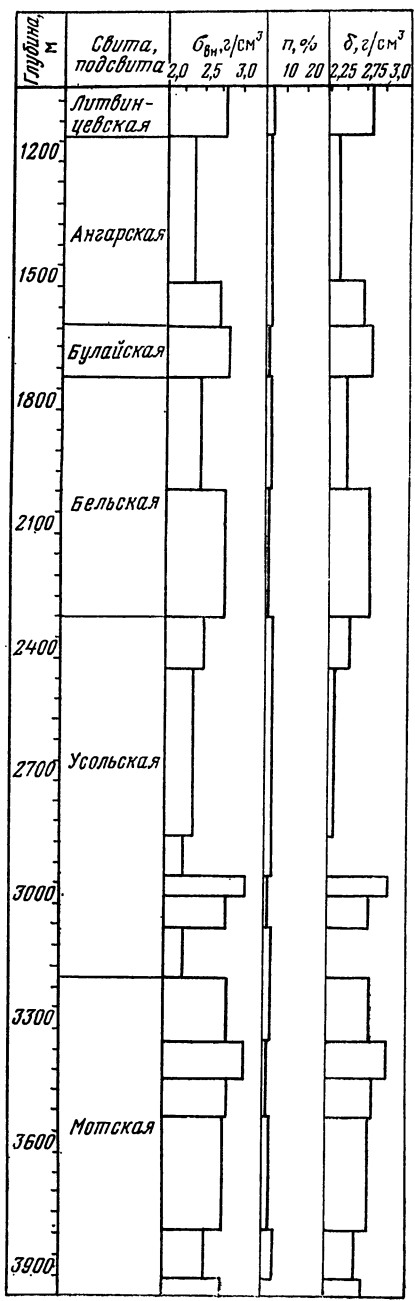


Рис. 11.19. Изменение плотности и пористости пород по разрезу Седанской скв. 108 Сибирской платформы (по Н. А. Туезовой)

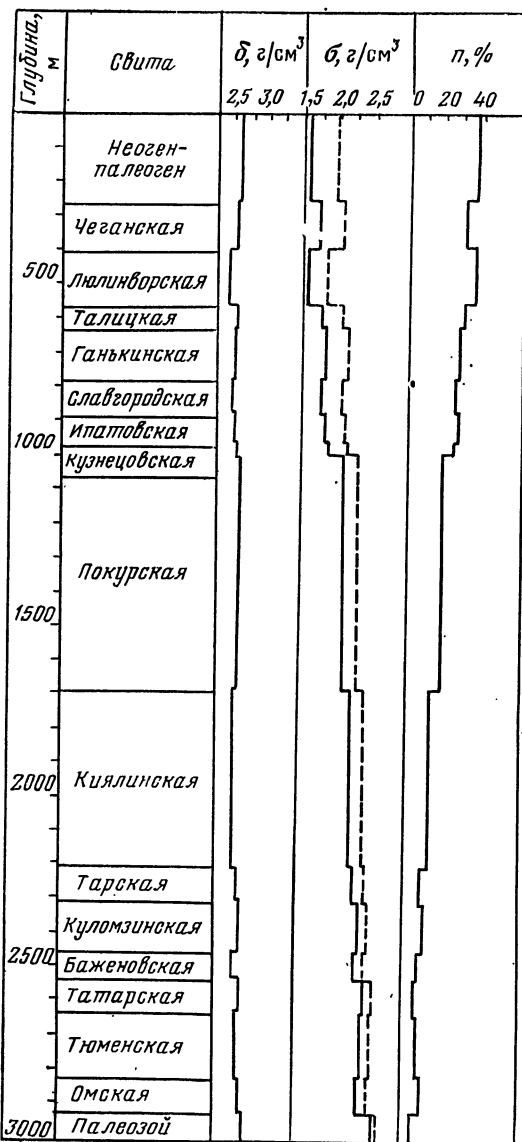


Рис. II.20. Изменение плотности и пористости пород центральной части Западно-Сибирской плиты (по Н. А. Туезовой)

(верхний + средний и нижний кембрий), соответствующую смене карбонатно-глинистой толщи на доломитовую ( $\Delta\sigma = -0,12$  г/см<sup>3</sup>); границу, приуроченную к кровле доломитовой толщи в верхнебельской подсвите ( $\Delta\sigma = 0,27$  г/см<sup>3</sup>); границу, соответствующую подошве долеритовой толщи ( $\Delta\sigma = -0,39$  г/см<sup>3</sup>); кровли осинского горизонта, выше которого залегает комплекс соленосных пород, а ниже — плотные карбонатные породы ( $\Delta\sigma = 0,12$  г/см<sup>3</sup>).

В строении Присяно-Енисейской синеклизы принимают участие карбонатные и терригенные образования, причем разрез насыщен пластами каменной соли, мощность которых местами достигает сотен метров; много в разрезе засоленных, ангидритизированных отложений. Здесь закономерно выделение плотностных минимумов, приуроченных к ангарской, верхнебельской и усольской свитам нижнего кембрия. Уменьшение плотности пород в этих стратиграфических горизонтах по сравнению с выше- и нижележащими отложениями различно в разных скважинах и достигает 0,35 г/см<sup>3</sup>. В глубоких скважинах этой площади естественно было ожидать возрастания плотности с глубиной, связанного с геостатическим уплотнением. Однако этого не наблюдается даже в скважинах, пробуренных до 4 км глубины. По-видимому, уплотнение это компенсируется увеличением с глубиной мощности толщ каменной соли, средняя плотность которой равна 2,17 г/см<sup>3</sup>, и общей засоленностью отложений разреза. Характер изменения плотности пород с глубиной и характеристика разреза осадочного покрова Западно-Сибирской плиты типичны для койлогенного развития. Плотность осадочных пород мезо-кайнозой-

ского чехла возрастает вниз по разрезу до значений, характерных для пород средней стадии катагенеза. В различных районах Западно-Сибирской плиты дифференциация плотностного разреза происходит по-разному. В ее центральной части в разрезе выделяются горизонты с минимальными плотностями. Наличие этих плотностных минимумов связано с изменением литологического состава пород; они представлены опоками, опокovidными глинами и кремнистыми битуминозными аргиллитами.

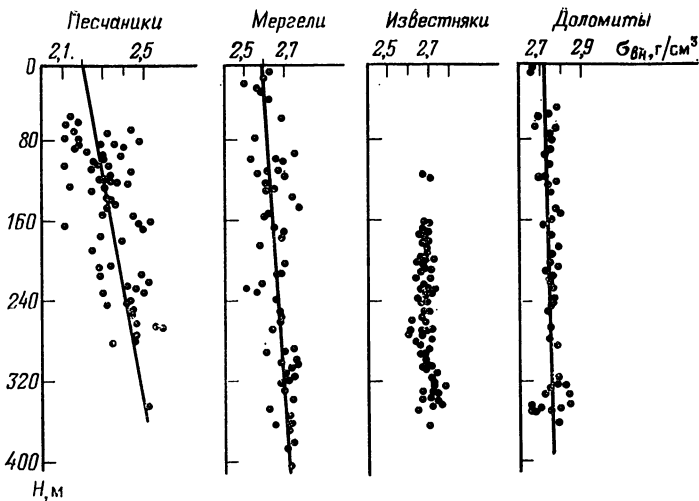


Рис. 11.21. Зависимость плотности пород от глубины их залегания (Бахтинская площадь)

Кроме горизонтов с аномальными значениями плотности в разрезе отмечаются плотностные контакты между неогеном и палеогеном, между покурской и киялинской свитами, между мезозоем и палеозоем с  $\Delta\sigma = 0,10 \div 0,20 \text{ г/см}^3$ .

На востоке плиты, в пределах Приенисейской ее части, на фоне возрастания плотности с глубиной наблюдаются горизонты итатской свиты, которые характеризуются минимальной плотностью за счет присутствия пропластков угля, плотность которых равна в среднем  $1,4 \text{ г/см}^3$ . Плотностные контакты фиксируются между кийской и илекской свитами и на границе мезозой-палеозой ( $\Delta\sigma = 0,15 \div 0,45 \text{ г/см}^3$ ).

На территории плиты, прилегающей к Уралу, разрез дифференцируется по плотностным свойствам гораздо более четко. Здесь уменьшается мощность отложений и увеличивается разница в средних значениях плотностей отдельных стратиграфических толщ. В Туринской, Березовской, Казымской, Леушинской и некоторых других скважинах каждая свита характеризуется плотностью, отличающейся от плотности выше- и нижележащих отложений (табл. 11.20). В Приуральской части плиты, как и в других районах, плотность пород возрастает с глубиной; минимальным значением плотности характеризуются в разрезе отложения люлинворской, березовской и тутлеймской свит. Плотностной контакт между мезозоем и палеозоем составляет  $0,45 \text{ г/см}^3$ .

Таблица 11.19

Корреляционные зависимости между  $\sigma$ ,  $\delta$  и  $n$   
для терригенных пород Сибирской платформы (по Н. А. Туезовой)

Порода	Уравнение регрессии	N	r	St
Песчаник	$\sigma_{вн} = -0,017n + 2,67$	408	-0,93	0,01
	$\sigma_{вн} = 1,18\delta - 0,78$	152	0,49	0,06
Алевролит	$\sigma_{вн} = -0,017n + 2,68$	77	-0,86	0,03
	$\sigma_{вн} = 0,90\delta + 0,0004$	74	0,53	0,08
Аргиллит	$\sigma_{вн} = -0,015n + 2,61$	57	-0,65	0,075
	$\sigma_{вн} = 0,84\delta + 0,187$	57	0,83	0,04

Т а б л и ц а II.20

Изменение по разрезу плотности влагонасыщенных осадочных пород (в г/см<sup>3</sup>)  
Приуральской части Западно-Сибирской плиты (по Н. А. Туезовой)

Свита	Скважина		
	Березовская	Уватская	Туринская
Бурлинская + некрасовская	2,17	—	—
Чеганская	—	2,07	1,55
Люлинворская	—	1,81	1,74
Талицкая	1,96	1,97	1,99
Ганькинская	2,12	2,18	1,98
Березовская	1,88	1,95	1,86
Кузнецовская	1,97	2,17	1,77
Уватская	1,93	2,21	2,00
Хантымансийская	2,16	2,40	2,17
Викуловская	2,13	2,40	2,18
Леушинская	2,26	2,43	—
Алясовская	—	2,50	2,35
Тутлеймская	2,36	2,41	2,18
Тюменская	—	2,51	—
	2,71	—	2,73

Т а б л и ц а II.21

Плотностные параметры осадочных отложений  
в регионах с различным тектоническим режимом (по И. Х. Юдборовскому)

Возраст	Копетдагский антиклинорий			Туранская плита (Центрально-Каракумская зона)		
	$\delta$ , г/см <sup>3</sup>	$\sigma_{вн}$ , г/см <sup>3</sup>	$n$ , %	$\delta$ , г/см <sup>3</sup>	$\sigma_{вн}$ , г/см <sup>3</sup>	$n$ , %
P	2,68	2,40	17	2,65	1,92	33
K <sub>2s</sub>	2,71	2,56	9	2,69	2,36	20
K <sub>2c</sub>	2,71	2,55	9	2,67	2,29	22
K <sub>1a1</sub>	2,70	2,57	9	2,67	2,31	21
K <sub>1a</sub>	2,72	2,62	7	2,69	2,37	16
K <sub>1n</sub>	2,76	2,68	4	2,69	2,44	18
J	2,81	2,68	4	2,63	2,40	14

Таким образом, для крупнейших регионов Западно-Сибирской плиты, западного (Приуральского), центрального и восточного (Приенисейского) типичен свой характер изменения плотности с глубиной.

Осадочные породы складчатых регионов по физическим свойствам существенно отличаются от пород платформенного чехла. В табл. II.21 приведены физические параметры разновозрастных интенсивно дислоцированных (Копетдагский антиклинорий) и недислоцированных пород осадочного чехла (Туранская плита). Дислоцированные породы отличаются от пород в ненарушенном залегании несколько повышенной минеральной плотностью, значительно более высокой плотностью и почти вдвое меньшей пористостью. Тектонические напряжения, приведшие к складчатости, одновременно обусловили уменьшение пористости и повышение плотности пород.

Различия в интенсивности проявления тектонических процессов внутри самой складчатой структуры Копетдага отразились также на плотности пород. Центральная часть структуры, где сходится целая серия складок, является областью максимальных тектонических напряжений. Как следствие этого, породы палеоцен-сенонского карбонатного комплекса из разреза, расположенного в пределах этого узла, характеризуются наиболее высокой плотностью по сравнению с литологически однотипными породами других разрезов. К западу и востоку (в направлениях ослабления тектонических напряжений) закономерно снижается и плотность рассматриваемых пород.

Средняя плотность пород палеоцен-сенонского карбонатного комплекса Копетдагского антиклинория (по И. Х. Юдборовскому) изменяется следующим образом: для западного погружения  $\sigma_{\text{ср}} = 2,56 \div 2,6 \text{ г/см}^3$ , для центральной части  $\sigma_{\text{ср}} = 2,61 \div 2,63 \text{ г/см}^3$ ; для восточного погружения  $\sigma_{\text{ср}} = 2,49 \div 2,62 \text{ г/см}^3$ .

# ГЛАВА III

## УПРУГИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

---

### § 11. УПРУГИЕ ПАРАМЕТРЫ ФИЗИЧЕСКИХ ТЕЛ И МЕТОДЫ ИХ ИЗМЕРЕНИЯ

Упругость тел — одна из основных физических констант, связанная с внутренним строением вещества. Она характеризуется рядом параметров, из которых для геофизики наибольшее значение имеет скорость упругих волн.

Упругость характеризует свойство веществ сопротивляться изменению их объема и формы (твердые тела) или только объема (жидкости, газы) под воздействием механических напряжений, что обуславливается возрастанием внутренней энергии веществ. При упругих деформациях вещество восстанавливает свои первоначальные объем и форму (или только объем) после прекращения действия сил, вызывающих их деформацию.

Для большинства горных пород, минералов и элементов в общем случае справедлив закон Гука, на котором основана теория упругости. Согласно этой теории малые деформации пропорциональны приложенной нагрузке. Такие тела получили название идеально упругих. Для характеристики свойств идеально упругих тел используется одна из пар констант: модуль Юнга  $E$  (модуль продольной упругости) и коэффициент Пуассона  $\sigma_{\Pi}$  (коэффициент поперечного сжатия); константы Ламе  $\lambda$  и  $G$  ( $G$  — модуль сдвига); скорость продольных  $v_p$  и поперечных  $v_s$  волн (табл. III.1).

Модуль Юнга характеризует способность тел сопротивляться деформации растяжения или сжатия:  $E = p/(\Delta l/l)$ , где  $p$  — нормальное растяжение;  $\Delta l/l$  — относительное удлинение.

Коэффициент Пуассона равен абсолютному значению отношения относительной поперечной деформации тела к относительной продольной деформации:

$$\sigma_{\Pi yx} = \varepsilon_y/\varepsilon_x; \quad \sigma_{\Pi zx} = \varepsilon_z/\varepsilon_x. \quad (III.1)$$

где  $\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z$  — деформации по соответствующим осям.

Модуль сдвига определяет способность тел сопротивляться изменению формы при сохранении их объема  $G = r/\alpha$ , где  $r$  — касательное напряжение;  $\alpha$  — угол сдвига.

Возникающие в телах под действием механического напряжения деформации имеют различный характер и вызывают разные по природе волны — продольные  $P$  и поперечные  $S$ . Продольные волны являются следствием деформаций растяжение—сжатие, поперечные — деформаций сдвига. В свободных газах и жидкостях возникают продольные волны и отсутствуют поперечные. Скорость упругих волн равна отношению длины пути соответствующей волны к времени пробега этого пути:

$$v_p = sp/t; \quad v_s = s_s/t. \quad (III.2)$$

Соотношение скорости упругих продольных и поперечных волн с другими константами упругости и с плотностью характеризуется следующими формулами: для скорости продольных волн

$$v_p = \sqrt{\frac{E}{\sigma} \frac{(1 - \sigma_{\Pi})}{(1 + \sigma_{\Pi})(1 - 2\sigma_{\Pi})}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2G}{\sigma}}; \quad (III.3)$$

для скорости поперечных волн

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{\sigma} \frac{1}{2(1 + \sigma_{\Pi})}} = \sqrt{\frac{G}{\sigma}}; \quad (III.4)$$

для отношения скоростей продольных и поперечных волн

$$\frac{v_P}{v_S} = \sqrt{2 \frac{1 - \sigma_{II}}{1 - 2\sigma_{II}}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2G}{G}}; \quad (III.5)$$

для модуля Юнга

$$E = \frac{\sigma v_S^2 (3v_S^2 - 4v_P^2)}{2 (v_P^2 - v_S^2)}; \quad (III.6)$$

для коэффициента Пуассона

$$\sigma_{II} = \frac{v_P^2 - 2v_S^2}{2(v_P^2 - v_S^2)}; \quad (III.7)$$

для модуля сдвига

$$G = \sigma v_S^2 = \frac{E}{2(1 + \sigma_{II})}; \quad (III.8)$$

для модуля объемного расширения

$$K = \sigma \left( v_P^2 - \frac{4}{3} v_S^2 \right). \quad (III.9)$$

При сейсморазведочных работах вычисляют ряд скоростных параметров разреза: граничную, пластовую, среднюю, эффективную и лучевую скорости, связанные со скоростями  $v_P$  и  $v_S$  определенными соотношениями.

Т а б л и ц а III.1

Параметры упругости

Параметр, индекс	Определение	Единица измерения	
		СИ	СГС
Скорость продольных волн $v_P$	Скорость упругих волн, возникающих вследствие деформаций растяжение—сжатие в твердых телах, жидкостях, газах	м/с (км/с)	см/с
Скорость поперечных волн $v_S$	Скорость упругих волн, возникающих вследствие деформаций сдвига в твердых телах	м/с (км/с)	см/с
Модуль Юнга (модуль продольной упругости) $E$	Отношение нормального напряжения к относительному удлинению, вызванному этим напряжением в направлении его действия	Па	дин/см <sup>2</sup>
Коэффициент Пуассона (коэффициент поперечного сжатия) $\sigma_{II}$	Отношение поперечного сжатия тела при одноосном растяжении к продольному удлинению	—	—
Модуль сдвига $G$	Отношение касательного напряжения к величине угла сдвига, характеризующее способность тел сопротивляться изменению формы	Па	дин/см <sup>2</sup>

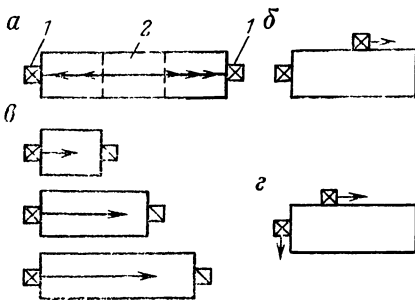


Рис. III.1. Схема расположения пьезоэлементов при измерении скоростей упругих волн и поглощения способами многократных отражений (а), дискретных колебаний (б), просвечивания с одного пикета (в) и просвечивания под углом (г).

1 — излучатель и приемник; 2 — горячая проволока

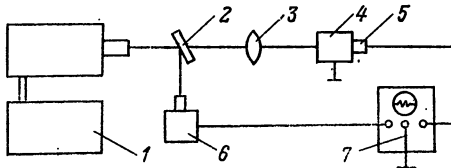


Рис. III.2. Блок-схема лазерной установки.

1 — лазер; 2 — расщепитель луча; 3 — фокусирующая линза; 4 — образец; 5 — пьезоприемник; 6 — система запуска; 7 — измеритель временных интервалов

При изучении процессов разрушения пород немаловажное значение имеет установление характера излучения упругих колебаний средой, подверженной напряжению (акустическая эмиссия). Скорость акустической эмиссии — это количество излучений в единицу времени, а амплитуда акустической эмиссии — максимальная амплитуда каждого зарегистрированного излучения в произвольных единицах.

Полное количество излучения в течение определенного времени характеризуется накопленной активностью, а сумма квадратов амплитуд в единицу времени — мощность излучения. Акустическая эмиссия имеет весьма широкий диапазон частот ( $10^{-1}$ — $10^3$  Гц).

Упругие модули горных пород измеряются двумя методами: статическим (изотермические модули) и динамическим (адиабатические модули).

Статический метод применяется для определения: модуля Юнга при одноосном сжатии, растяжении и изгибе стержня из породы; модуля сдвига при кручении образца; коэффициента Пуассона при измерении продольных и поперечных деформаций при одноосном сжатии; модуля объемного сжатия при сжатии образца всесторонним давлением. Во всех случаях измерение упругих параметров сводится к непосредственному измерению деформации сжимаемых образцов тензомерами различной конструкции.

При геофизических исследованиях наиболее широко применяют динамический метод.

С помощью динамического метода измеряют различные виды упругих волн в веществе и их затухание. Различают: динамический резонансный способ, где используются стоячие волны, возбуждаемые внешним источником на основной частоте или последующими гармониками; способ вращающейся пластины на пути непрерывной упругой волны; способ последовательных ультразвуковых импульсов.

Скорость упругих продольных волн определяют по первому вступлению импульсной ультразвуковой волны при прозвучивании образца с торцов с помощью аксиально-поляризованных датчиков; по первому вступлению и последующим фазам этой же волны при профилировании по разным поверхностям образца; по резонансной частоте колебаний образца.

При профилировании излучатель прижимается к одному из торцов образца, а приемник перемещается по его грани (рис. III.1). По времени первого вступления на различных расстояниях от излучателя строят годограф, тангенс угла наклона которого характеризует скорость распространения упругой волны в образце. Поскольку при профилировании скорость оценивается по годографу, точность оценки здесь выше, чем при способе прозвучивания. При массовых измерениях применяют также специальные насадки-концентраторы энергии различной формы или гидроакустические контакты.

При структурном анализе горных пород и минералов используют лазерный способ возбуждения упругих импульсов. Световой импульс высокой интенсивности при воздействии на поверхность исследуемого объекта поглощается, что способствует быстрому испарению поверхностного слоя вещества породы и разлету продуктов испарения. Это приводит к формированию импульса отдачи, который и возбуждает



в среде упругую волну. Данный процесс эквивалентен микровзрыву с давлением в очаге порядка  $10^3$ — $10^4$  МПа (рис. III.2).

Скорость упругих поперечных волн определяют по первому вступлению импульсной ультразвуковой волны при прозвучивании образца с торцов пьезоэлементами сдвигового типа; по вступлению поперечных волн при профилировании пьезоэлементами поршневого типа; по резонансной частоте колебаний образца при обмене волн под критическим углом (с помощью акустических призм); по результатам измерений скорости продольных волн при изменении размеров образца или частот продольных волн; динамическим импульсным способом с использованием обменных волн в цилиндрических образцах. Скорость  $v_S$  можно измерять также с помощью аксиально-поляризованных датчиков на различных критических углах. Сюда относится иммерсионный способ, основанный на различных критических углах полного внутреннего отражения продольных и поперечных волн.

Датчики с биморфным пьезоэлементом (Л. Н. Боканенко, 1966 г.) и датчики, основанные на использовании изгибных колебаний тонкой пластины под действием сил, перпендикулярно направленных к ее плоскости (Г. М. Авчян и др. 1979 г.), позволяют наблюдать поперечные волны в исследуемой среде в чистом виде. Используется также схема измерения  $v_S$  с помощью пьезоэлементов датчиков, работающих на принципе колебаний пластины под действием нормально направленной к ее поверхности силы. Тип возбуждаемой волны и формулы для расчета скорости приведены в табл. III.2 и на рис. III.3.

Все перечисленные способы динамического метода изучения распространения упругих волн применимы и для измерения коэффициента поглощения. Наиболее

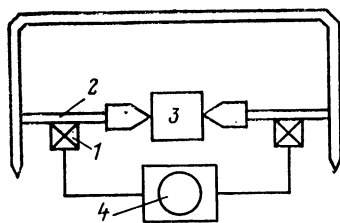


Рис. III.3. Схема измерения скорости поперечной волны с помощью пьезообразователей поршневого типа и пластины.

1 — пьезоэлементы; 2 — датчики, работающие на принципе колебаний пластины; 3 — образец; 4 — измерительный прибор

Т а б л и ц а III.2

Методы определения скорости поперечных волн на образцах горных пород

Метод	Тип возбуждаемой волны	Выражение для расчета скорости
Резонансный	S	$\lambda_S f_{рез}$
Стержневой волны	$P_M, P_{СТ}$	$\left[ v_{P_M}^2 \frac{1 - 2\sigma_{II}}{2(1 - \sigma_{II})} \right]^{1,2}$
Обменных волн	$P_M, PSP$	$d^2 v_P^2 / (\Delta t v_P^2 + d^2)$
Критического угла	$P_{жид}, S$	$v_{P_{жид}} / \sin \alpha$
Клина	S	$l/t$
Специальных датчиков (кварцевых кристаллов У и АС среза, сдвиговых пьезокерамических, биморфных, поршневых с пластинами)	S	$l/t$

Примечание. Здесь  $P_M$  — продольная волна в массиве;  $P_{СТ}$  — продольная стержневая волна;  $\lambda_S$  — длина поперечной волны;  $f_{рез}$  — резонансная частота волны;  $P_{жид}$  — продольная волна в жидкости;  $d$  — диаметр образца;  $l$  — длина образца;  $\Delta t$  — интервал времени между последовательной группой волн;  $\alpha$  — критический угол;  $t$  — время прохождения волны через образец.

точные значения поглощения продольных волн в породах, изготовленных в виде небольших тонких стержней, дает резонансный способ. В способе вынужденных колебаний тонких стержней определяется потеря упругой энергии за период колебания. Импульсный ультразвуковой способ применяется в нескольких вариантах.

В основе всех указанных способов лежит зависимость амплитуды волны от расстояния

$$A = A_0 \frac{e^{-\alpha x_i}}{x_i^n} kq, \quad (\text{III.10})$$

где  $A_0$  — начальная амплитуда;  $\alpha$  — коэффициент поглощения;  $k$  — число циклов отражений;  $n$  — показатель функции расхождения;  $q$  — коэффициент отражения.

В последние годы используется весьма перспективный частотный анализ упругих волн. Параметры акустической эмиссии регистрируются с помощью пьезоэлектрических датчиков и записывающих во времени систем (магнитофон, шлейфовые осциллографы, пятилучевые осциллографы и т. п.). Для определения упругих свойств горных пород применяют импульсную переносную аппаратуру (ИПА).

Для проведения работ, требующих повышенной точности регистрации времени прохождения импульса через образец горной породы, используют специальную установку, состоящую из трех приборов: ИПА, генератора задержанных импульсов Г8-4Б и осциллографа С-1-8. Эта установка позволяет определять время прохождения упругого импульса (20 мс) через образец с погрешностью  $0,1 \div 0,05$  мс. Существуют лабораторные установки, где время распространения ультразвуковой волны измеряют путем сравнения времени  $t$  с временем распространения  $t_{\text{эт}}$  в некоторой эталонной среде с известной скоростью ультразвука. В качестве эталонов используют ртуть или жидкость, в частности водный раствор этилового спирта. Зная расстояние между излучателем и приемником эталонной линии  $l_{\text{эт}}$ , скорость в эталонной жидкости  $v_{\text{эт}}$  и размер исследуемого образца  $l$ , легко вычислить скорость в образце по формуле

$$v_p = l/l_{\text{эт}} = v_{\text{эт}}. \quad (\text{III.11})$$

Если при прямом измерении времени погрешность определения скорости достигает 3 %, то при способе сравнения времен она не превышает 0,4 %.

Ультразвуковые импульсные дефектоскопы ДУК-20, УКБ-1М предназначены для измерения времени распространения упругих ультразвуковых колебаний и затухания их в различных материалах. Эти приборы позволяют определять скорость распространения продольных и поперечных ультразвуковых колебаний в различных материалах способом сравнения с эталонами.

## § 12. СКОРОСТЬ УПРУГИХ ВОЛН И УПРУГИЕ МОДУЛИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И МИНЕРАЛОВ

### Зависимость скорости упругих волн в химических элементах от их атомного строения

Упругая характеристика атомов как единого целого определяется их электронной оболочкой, являющейся упругой средой, и ядрами, обладающими различной массой. Значения скорости продольных волн, атомной массы элементов и их атомного радиуса приведены на рис. В.2. Скорость продольных волн увеличивается в первой половине и уменьшается во второй половине каждого периода. Изменение  $v_p$  обратно пропорционально изменению атомного радиуса. Максимальные значения скорости в каждом периоде уменьшаются от 2 к 6 периоду, тогда как максимальная плотность элементов и их атомная масса в этом направлении растут (Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид, 1969 г.). Наибольшая зависимость скорости продольных волн от атомного радиуса устанавливается в элементах с  $sp$ -строением электронной оболочки с большим размером атомов; зависимость параметра от атомной массы — незначительна. Для элементов с  $d$ -строением электронной оболочки с малым размером атома скорость продольных волн в основном определяется атомной массой вещества; она уменьшается при увеличении  $m_a$ .

Упругие свойства и константы внутреннего строения  
некоторых петрогенных и самородных элементов  
(по И. К. Кикоину, Г. В. Самсонову и др.)

Элемент	$v_p$ , км/с	$E$ , ГПа	$G$ , ГПа	$\sigma_{II}$	$\omega \cdot 10^{21}$ , м <sup>3</sup>
Литий	6,0	—	4,2	—	46
Бериллий	13,0	287,0	132,0	0,32	122
Углерод-алмаз	18,0	1162,0	—	—	176
Углерод-графит	4,3	—	—	—	116
Натрий	3,2	—	3,3	—	25
Магний	4,6	44,3	34,2	0,28	44
Алюминий	6,2	70,8	26,7	0,34	60
Кремний	9,0	168,0	—	—	50
Калий	2,0	—	—	—	13
Кальций	3,6—4,1	19,6	7,4	0,31	23
Титан	4,1—5,9	104,0	38,0	0,36	57
Хром	5,9	245,0	71,6	—	83
Марганец	5,1	198,0	—	—	81
Железо	5,1	211,0	81,2	0,28	85
Никель	4,9	196,0	73,6	0,32	91
Медь	3,6	129,0	45,5	0,35	84
Цинк	2,7	92,0	37,2	0,27	66
Рубидий	1,3	—	—	—	11
Молибден	6,0	329,0	197,0	0,31	64
Серебро	2,7	80	28,8	0,37	59
Олово	2,5	54,0	16,7	0,33	37
Барий	1,6	12,6	4,9	—	15
Вольфрам	5,2	407,0	149,0	0,30	63
Платина	2,7—3,9	170,0	52,0	0,44	66
Золото	2,0	77,0	27,7	0,42	59
Ртуть	2,2	—	—	—	41
Свинец	1,8—2,1	16,0	5,6	—	33

Примечание. Атомная масса и атомный радиус элементов приведены в табл. II.2.

Поскольку скорости продольных и поперечных волн связаны соотношением  $v_p/v_s \approx 1,6 \div 2,2$ , а значения  $v_p$  в элементах изменяются в несколько раз, то полученные зависимости справедливы и для скорости поперечных волн.

Согласно табл. III.3 упругие модули в элементах (как и скорость продольных волн) изменяются в зависимости от величины атомного радиуса в веществе и их средней атомной массы.

Для характеристики межатомных расстояний в элементах и особенно в минералах и горных породах вместо атомного радиуса удобнее пользоваться параметром плотности упаковки атомов  $\omega$  [68], который характеризует количество атомов в единице объема вещества (см. табл. III.3). Параметр  $\omega$  обратно пропорционален атомному радиусу; чем больше плотность упаковки, тем меньше атомный радиус. Таким образом, изменение упругих параметров прямо пропорционально изменению плотности упаковки вещества. Параметр вычисляли из выражения  $\omega = \sigma/1,66m_a$  ср (Н. З. Евзикова, Ю. В. Казизцын, В. А. Рудник).

### Зависимость скорости упругих волн в минералах от кристаллохимических особенностей и атомного строения элементов

Скорость продольных волн в минералах изменяется от 2000 до 18 000 м/с, поперечных — от 1100 до 10 000 м/с. Низкие скорости характерны для самородных металлов (золото, платина), высокие — для алюмосиликатных и окисных безжелезистых

Скорость упругих волн в породообразующих и акцессорных минералах  
[14, 22 и др.]

Минерал	$v_p$ , км/с	$v_s$ , км/с	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	Минерал	$v_p$ , км/с	$v_s$ , км/с	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>
Вода	1,45	—	1,00	Эпидот	7,42	4,25	3,40
Нефть	1,30	—	0,90	Ставролит	7,40	3,90	3,74
Газ	0,26—	—	0,0001—	Пироксен:			
	1,28	—	0,002	бронзит	7,25	4,22	3,38
Лед	3,70	1,7	0,90	гиперстен	—	—	3,40
Сильвин	4,07	—	1,99	диопсид	7,80	4,39	3,33
Галит	4,50	2,80	2,17	геденбергит	7,14	—	3,55
Кальцит	6,70	3,40	2,73	авгунит	7,20	4,17	3,40
Арагонит	5,67	3,54	2,94	диаллаг	7,01	4,25	3,30
Доломит	6,70	—	2,85	эгириин	7,25	4,06	3,55
Ангидрит	4,98	—	2,98	жадеит	8,83	—	3,33
Барит	4,36	2,26	4,50				
Гипс	5,20	2,58	2,32	Сподумен	9,47	—	3,16
Каолинит	—	—	2,60	Оливин:			
Нефелин	5,90	3,40	2,60	форстерит	8,45	5,70	3,32
Скаполит	6,40	3,34	2,66	фаялит	6,90	—	—
				Силлиманит	9,30	—	3,2
Калиевый полевой шпат:				Кшнит	9,43	5,18	3,6
микроклин	5,70	3,15	2,56	Топаз	8,90	—	3,5
ортоклаз	5,90	3,20	2,56				
Полевой шпат:				Гранат:			
альбит (5 %)	6,10	3,35	2,61	пироп	8,43	4,85	3,71
олигоклаз (20 %)	6,24	3,40	2,64	альмандин	8,50	5,20	4,32
лабрадор (60 % Ап)	6,45	3,50	2,70	спессартин	8,64	4,77	4,18
битовнит (80 % Ап)	6,55	3,54	2,73	гроссуляр	8,75	5,00	3,53
Кварц	6,50	4,11	2,62	Периклаз	9,70	—	3,56
Халцедон	6,25	4,15	2,63	Шпинель	9,95	5,68	3,55
Коэсит	7,70	—	3,01	Корунд	11,00	7,10	4,05
Сташовит	12,00	—	4,29	Углерод:	4,30	—	2,20
Флюорит	6,80	3,76	3,18	графит	4,30	—	2,27
Апатит	6,46	3,80	3,18	алмаз	16,0—	—	3,52
Серпентин	5,05	2,70	2,51				
Тальк	5,00	—	2,82	Рутил	18,0	5,20	4,32
				Циркон	9,26	4,00	4,69
Слюда:				Пирит	8,00	5,20	5,05
флогопит	5,39	3,10	2,78	Хромит	7,70	—	4,65
мусковит	5,80	3,36	2,88	Магнетит	7,45	4,30	5,18
биотит	6,05	3,10	3,07	Гематит	6,95	4,50	5,26
волластонит	7,25	—	2,92	Касситерит	6,95	3,40	7,02
Роговая обманка	7,21	3,99	3,26	Сфалерит	5,20	3,03	4,00
				Халькопирит	4,60	2,50	4,20
				Пирротин	4,50	2,70	4,64
				Вольфрамит	4,20	1,80	7,50
				Молибденит	3,90	1,88	4,85
				Борнит	3,80	1,68	5,05
				Галенит	3,40—	2,08	7,30
				Киноварь	3,77	—	—
					2,40	1,27	8,04

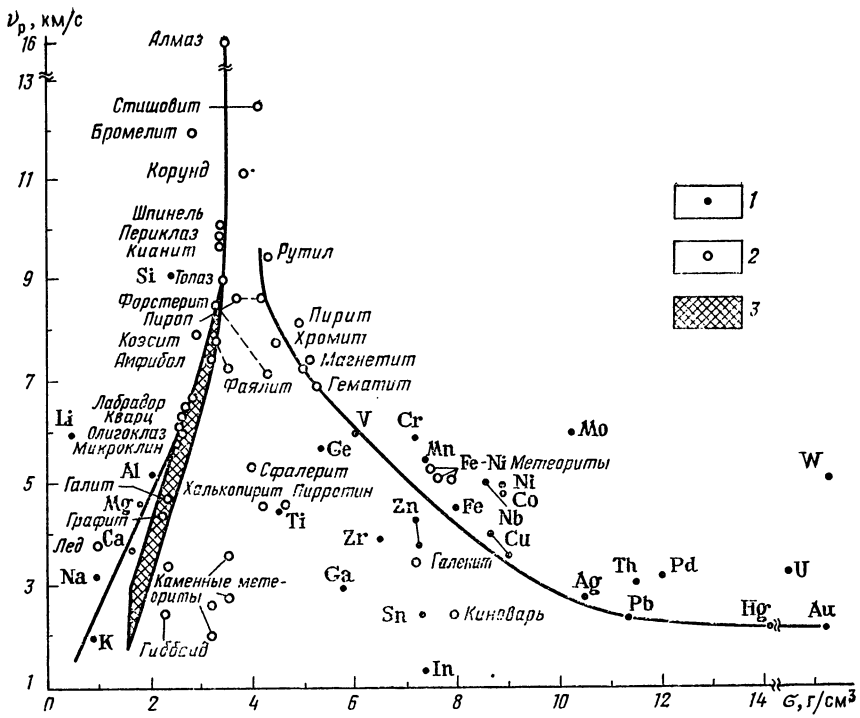


Рис. III.4. Диаграмма связи скорости продольных волн и плотности элементов (1), минералов (2), горных пород (3) [по Н. Б. Дортман, М. Ш. Магиду, 1968 г.]

минералов (топаз, шпинель, корунд); наибольшая скорость упругих волн установлена в алмазе (табл. III.4).

В гомогенных минералах, имеющих преимущественно металлическую форму кристаллической связи, реже ковалентную и ковалентно-ионную, скорость упругих волн равна скорости в элементах; часто несколько отличается от нее за счет химических и механических примесей, дефектов в структуре и пр. При образовании минералов из нескольких элементов скорость упругих волн изменяется существенно, но качественная связь параметра со структурным фактором или массой атомов, установленная для элементов, остается в силе.

Общее представление о величине и характере изменения скорости упругих волн в элементах, минералах и горных породах дает рис. III.4 (Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид, 1969 г.), где четко выделяются два типа связи между скоростью продольных волн и плотностью твердых образований:  $v_p = f(\sigma)$ ;  $v_p = f(1/\sigma)$ .

К первому типу относятся большинство твердых петрогенных элементов и породообразующие минералы (силикатные и частично окисные), состоящие преимущественно из элементов со структурой типа *sp*. Скорость упругих волн и плотность этих элементов и минералов в значительной степени зависят от плотности упаковки атомов в кристалле и его структуры. Плотность образований первого типа составляет 0,5—4,5 г/см<sup>3</sup>, скорость продольных волн 1—18 км/с. Уравнение связи между  $\sigma$  и  $v_p$  в образованиях первого типа имеет вид:  $v_p = v_{p0} [\exp 0,5 (\sigma - 2,6)] + 0,2 (20 - m_{sp})$  км/с, где  $v_{p0} = 6$  км/с.

Ко второму типу относятся тяжелые металлы, сульфиды, окисные рудные минералы и самородные металлы, состоящие преимущественно из элементов со структурой типа *d*. В этих элементах и минералах существенное влияние на физические параметры оказывает атомная масса.

## Упругие модули породообразующих и рудных минералов [14, 22 и др.]

Минерал	$E$ , ГПа	$G$ , ГПа	$\sigma_p$	Минерал	$E$ , ГПа	$G$ , ГПа	$\sigma_p$
Кальцит	81,0	30,7	0,28	Эгирин	146,8	57,5	0,28
Нефелин	77,4	31,2	0,24	Эпидот	154,2	61,3	0,26
Ортоклаз	63,6	24,2	0,31	Форстерит	200,1	80,8	0,24
Альбит	74,9	29,2	0,28	Альмандин	241,8	95,4	0,27
Олигоклаз	78,5	30,5	0,29	Гроссуляр	230,5	92,6	0,24
Лабрадор	87,0	33,6	0,29	Шпинель	293,3	116,5	0,26
Кварц	96,4	44,0	0,08	Корунд	460,9	203,0	0,13
Мусковит	78,9	31,6	0,25	Пирит	299,9	125,8	0,16
Биотит	69,6	27,4	0,25	Магнетит	230,8	91,4	0,26
Роговая обманка	128,8	50,4	0,28	Гематит	211,7	92,8	0,14
Бронзит	152,0	60,7	0,24	Сфалерит	70,1	26,0	0,35
Диопсид	160,3	63,6	0,26	Галенит	83,3	32,6	0,28

Сводные данные об упругих параметрах минералов и элементов приведены в табл. III.4 и III.5 и на рис. III.5.

Для минералов первого типа наблюдается увеличение скорости продольных и поперечных волн, модуля Юнга и модуля сдвига по мере возрастания плотности минералов. Это возрастание параметров обусловливается главным образом увеличением плотности упаковки атомов  $\omega$  в кристаллах (от 72 до 94 в породообразующих минералах и до 176 в алмазе). Средняя атомная масса при этом изменяется в меньших пределах, составляя в среднем 20—22 (рис. III.5). Закономерных изменений коэффициента Пуассона не наблюдается.

В минералах первого типа относительные изменения скорости продольных и поперечных волн в несколько раз меньше изменения модуля Юнга и модуля сдвига. Наименьшие относительные изменения характерны для плотности минералов. Этим объясняется прямо пропорциональная связь скорости и плотности образований первого типа, несмотря на то, что плотность в формуле (III.3) входит в знаменатель.

Для минералов второго типа отмечается закономерное уменьшение скорости упругих волн, модуля Юнга и модуля сдвига в элементах и минералах с ростом их плотности. Это обусловлено некоторым уменьшением плотности упаковки атомов в веществе и значительным увеличением их средней атомной массы (от 20 до 200) в связи с заменой легких катионов более тяжелыми.

Зависимость скорости упругих волн от атомной массы вещества особенно отчетливо видна в изоморфных минералах. Так, в изоморфных рядах оливинов (форстерит—фаялит) и клинопироксенов (диопсид—геденбергит) замещение магния ( $m_a = 24$ ) железом ( $m_a = 56$ ) сопровождается уменьшением скорости продольных волн на 10—25 %.

Зависимость скорости упругих волн от плотности упаковки атомов в веществе отчетливо устанавливается в полиморфных модификациях, характеризующихся кристаллизацией изохимических веществ в нескольких структурных типах. Типичными примерами таких модификаций являются графит—алмаз ( $\omega = 116 \div 176$ ), кварц—стишовит ( $\omega = 79 \div 129$ ), силлиманит—кианит ( $\omega = 97 \div 107$ ). Изменения составляют: для  $\omega$  до 50—60 %, для  $v_p$  до 50—300 %; для  $\sigma$  до 40—60 %. Во всех подобных превращениях наблюдается однонаправленное изменение скорости упругих волн и плотности минералов.

В ряде случаев это обусловлено увеличением координационного числа. Например, тройная координация в графите изменяется на четверную в алмазе. Четверная координация в ряду кварц—коэзит переходит в шестерную координацию в стишовите. Иногда рост плотности упаковки и соответственно скорости и плотности в минералах происходит без изменения координационного числа.

Влияние структуры минералов на их упругие свойства также четко видно в силикатных соединениях. Устанавливается закономерное изменение  $v_p$  в зависи-

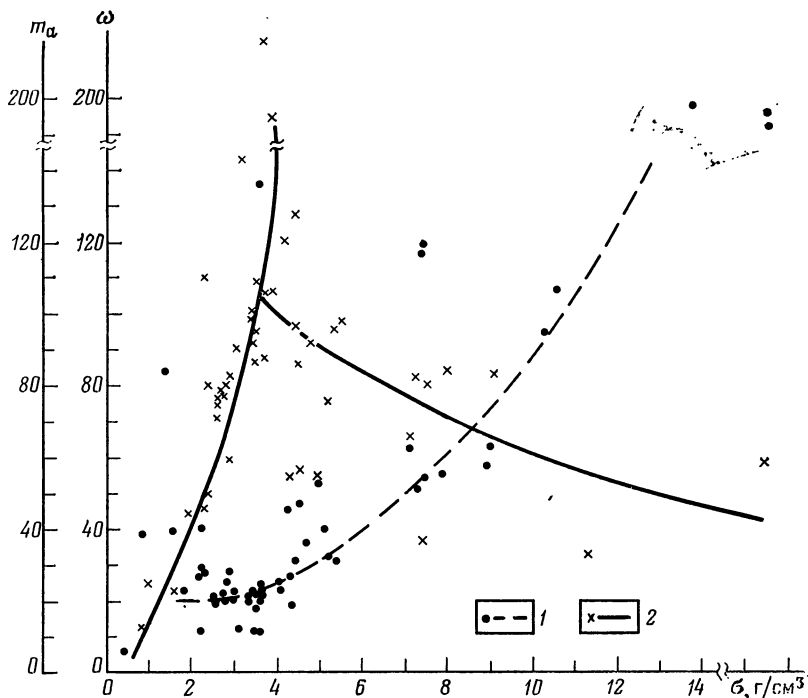


Рис. III.5. Диаграмма изменения средней атомной массы (1) и плотности упаковки (2) металлов и минералов

мости от типа упаковки кремнекислородных тетраэдров. Наблюдается увеличение скорости упругих волн от силикатов с каркасной структурой (кварц, полевые шпаты) к листовой (слюда), затем к силикатам с ленточной и цепочечной структурами (амфиболы, пироксены). Максимальные скорости характерны для силикатов с островной структурой — оливина (табл. III.6). Такую же островную форму связи имеют тетраэдры, образованные алюминием и кислородом в корунде, алюминием, кремнием и кислородом в алюмосиликатах, углеродом в алмазе.

Таблица III.6

Зависимость скорости продольных волн в минералах реакционного ряда Боуэна от типа сочетания кремнекислородных тетраэдров и от энергии кристаллической решетки

Минерал	$v_p$ , км/с	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	Энергия решетки в $10^8$ кДж/молекулу на ед. скелета (по К. Леммилейну)	Тип сочетаний кремнекислородных тетраэдров
Оливин	8,2	3,3	17,6	Островной
Пироксен	7,5	3,4	17,2	Цепочечный
Амфибол	7,2	3,2	16,0	Ленточный
Слюда	5,6	2,8	12,6	Листовой
Полевой шпат	6,0	2,6	10,1	Каркасный
Кварц	6,2	2,6	11,0	»

С типом соединения кремнекислородных тетраэдров тесно связана анизотропия упругих свойств в силикатных минералах. Так, в минерале с листовой структурой — биотите скорость продольных волн в направлении по слоям тетраэдров (010 и 100) равна соответственно 7,2 и 7,8 км/с; в перпендикулярном направлении (001)  $v_p = 4,2$  км/с. В клинопироксенах, состоящих из цепочек кремнекислородных тетраэдров, скорость продольных волн в направлении вытянутых цепочек 001 выше, чем в направлении 010 на 6—16 %. Наибольший коэффициент анизотропии наблюдается у диопсида, наименьший — у жадита. В группе оливина, представленной силикатами с изолированными кремнекислородными тетраэдрами, сгруппированными в линии, параллельные кристаллографическим осям, максимальные скорости наблюдаются вдоль этих осей. Величина анизотропии превышает 16 %. В группе гранатов, структура которых состоит из изолированных групп  $\text{SiO}_4$ , расположенных вдоль винтовой линии четвертого порядка, анизотропия практически не обнаруживается [22 и др.]. В общем случае наибольшей анизотропией упругих свойств характеризуются минералы с листовой структурой, меньшей — минералы, с ленточной, цепочечной и каркасной структурами. Сама анизотропия в элементах и минералах обусловлена различной плотностью упаковки и соответственно различной силой связи между атомами и молекулами по разным направлениям.

Высокой анизотропией обладает графит, в котором скорость продольных волн вдоль слоев, образованных тетраэдрами углерода с очень сильными ковалентными связями, значительно выше, чем поперек этих слоев, связанных между собой слабой, ван-дерваальсовой связью. Одинаковая сила связи в тетраэдрах углерода во всех направлениях в алмазе определяет его изотропность.

Разрыхлению внутренней структуры минералов с соответствующим уменьшением их упругих параметров в значительной степени способствует появление гидроксильных групп. Так, например, в ряду корунд ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) — гиббсит  $\text{Al}(\text{OH})_3$  устанавливается закономерное уменьшение скорости с 11 км/с в корунде до 1,5—2 км/с в гиббсите. Одной из обобщающих характеристик внутреннего строения вещества является энергия связи между ионами в кристалле.

Известна формула Борна—Кармана, характеризующая процесс распространения упругой волны вдоль цепочки атомов (М. Борн, Х. Кунь, 1959 г.):  $v = r \sqrt{S/m_a}$ , где  $r$  — межатомное расстояние;  $m_a$  — атомная масса;  $S$  — прочность связи между атомами, т. е. фактически энергия кристаллической решетки.

Из этого выражения следует, что скорость упругих волн зависит не только от межатомного расстояния и атомной массы вещества, но и от энергии связи [О. Андерсон, Р. Либерман, 1970 г., Н. В. Дортман, М. Ш. Магид, 1969 г., Г. Т. Продайвода, 1981 г. и др.]. Эмпирическое сопоставление плотности и упругих свойств с энергией кристаллической решетки подтверждает зависимость физических параметров от данной характеристики. Была установлена прямая корреляционная связь  $v_p$  с величиной среднего века (ВЕК), характеризующего по А. Е. Ферсману энергетическую величину единицы валентности иона.

Особенно четко зависимость скорости упругих волн в веществах от энергии кристаллической решетки устанавливается при их сопоставлении в реакционном ряду образования минералов из магматических расплавов по Н. Д. Боуэну (см. табл. III.6).

Таким образом, упругие свойства элементов и минералов определяются характеристиками их внутреннего строения. Наиболее информативными характеристиками являются плотность упаковки атомов и атомная масса. Скорость упругих волн увеличивается с ростом плотности упаковки и уменьшается с ростом средней атомной массы, являющейся мерой инерционности вещества. В общем виде эта зависимость может быть представлена выражением  $v = f(\omega/m_a)$ .

### § 13. ЗАВИСИМОСТЬ УПРУГОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ОТ ИХ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ

Основные факторы, определяющие упругие свойства горных пород, это химический и минеральный состав, состав порового заполнителя, текстурно-структурные особенности, агрегатное состояние вещества.

Влияние химического и минерального состава кристаллических пород на скорость упругих волн. Главными химическими компонентами горных пород являются окислы



**Обобщенная упругая и химико-минералогическая характеристика  
пород нормального ряда**

Состав пород	$\frac{v_p}{v_s}$ , км/с	Содержание породообразующих окислов, %					Главные породообразующие минералы
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Окислы Fe, Mg, Mn	CaO	K <sub>2</sub> O, Na <sub>2</sub> O	
Кислый (гранитонды, биотитовые гнейсы)	$\frac{5,8}{3,1}$	68	15	5	2—4	8	Кварц, калиевый полевой шпат, альбит, олигоклаз, биотит
Средний (диориты, биотит-амфиболовые гнейсы)	$\frac{6,2}{3,5}$	60	16	10	6,5	5,5	Кварц, калиевый полевой шпат, андезит и лабрадор, биотит, амфибол, пироксен
Основной (габбронды, амфиболиты, гранулиты, эклогиты)	$\frac{6,8}{4,2}$	50	18	15,5	10,5	4	Лабрадор, амфибол, пироксен
Ультраосновной	$\frac{7,8}{4,4}$	41	1,3	56	1,3	0,4	Пироксен, оливин

кремния, калия, натрия, алюминия, кальция, магния и железа. Соотношение содержания этих окислов в значительной степени определяет упругую характеристику геологических образований. Как следует из табл. III.7, наименьшей скоростью упругих волн характеризуются породы, обогащенные такими легкими окислами, как окислы кремния, калия, натрия. С уменьшением их содержания в породах возрастает содержание окислов кальция, магния, железа; породы становятся более основными и соответственно более упругими.

Из табл. III.7 следует также, что минимальные скорости упругих волн характерны для минеральных ассоциаций, сложенных малоупругими минералами кислого состава (кварц, калиевый полевой шпат, альбит, олигоклаз и др.). Максимальными скоростями обладают минеральные ассоциации, представленные высокоупругими минералами основного состава (лабрадор, амфибол, пироксен, оливин и др.).

Однонаправленная зависимость упругих свойств от химического и минерального составов отчетливо проявляется в интрузивных и метаморфических образованиях. Однако в метаморфических породах отмечается также зависимость  $v_p$  только от минерального состава. Это особенно характерно для регионально-метаморфизованных образований. В метаморфических породах близкого химического состава скорость упругих волн увеличивается от низших стадий метаморфизма к высшим (рис. III.6). Рост скорости упругих волн обусловлен образованием более плотных и упругих минеральных ассоциаций под действием высоких термодинамических параметров. Наблюдающееся уменьшение скорости от исходной породы диабаз к хлоритовому сланцу связано главным образом с появлением в условиях низкого давления и сравнительно высокой температуры зеленосланцевой фации значительной трещиноватости и образованием по трещинам структурно-рыхлых минералов, содержащих кристаллизационную воду.

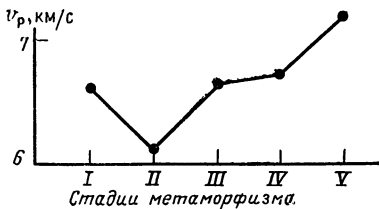


Рис. III.6. Изменение скорости продольных волн в горных породах основного состава в процессе регионального метаморфизма.

*I* — диабаз — исходная порода; *II* — диабаз хлоритизированный и соскряпированный — зеленосланцевая фация; *III* — амфиболит-амфиболитовая фация; *IV* — норитовый гранулит-гранулитовая фация; *V* — эклотит-эклотитовая фация

расчетные данные хорошо сопоставляются с экспериментальными [14].

Влияние текстурно-структурных особенностей и порового заполнителя кристаллических пород на скорость упругих волн. Экспериментальные и теоретические исследования показали, что магматические и метаморфические породы, несмотря на их малую пористость, следует рассматривать как дифференциально упругие среды, скорость упругих волн в которых зависит от упругих свойств минерального скелета и жидкости или газа, заполняющего пустоты между минералами.

Как было показано Н. Б. Дортман, М. Ш. Магиду (1968 г.), наблюдается резкое изменение скорости продольных волн в зависимости от водонасыщенности

пород при постепенном насыщении образцов водой (в вакуумном эксикаторе) и их высушивании (рис. III.7). Кривые  $v_p = f(k_B)$  для биотитового гранита, гиперстенового диорита и перидотита имеют однотипный нелинейный характер. Небольшой гистерезис кривых скорости, снятых при насыщении и высушивании образцов, обусловлен некоторой нестабильностью распределения жидкости и уменьшается со временем. Кривые  $v_p = f(k_B)$ , полученные для других кристаллических пород, аналогичны по типу приведенным, при разных абсолютных значениях параметров.

При насыщении образцов керосином под вакуумом или вакуумным маслом был получен тот же эффект увеличения скорости продольных волн. Значения скорости в максимально насыщенных маслом и водой образцах для одинаковых пород оказались равными (в пределах точности измерения  $v_p$ ).

В водонасыщенных магматических и метаморфических породах (табл. III.8) наблюдается более высокое значение скорости продольных волн по сравнению с газонасыщенными. Разность значений скорости в газонасы-

При серпентинизации гипербазитов, происходящих в условиях относительно высокой температуры и низкого давления, также происходит разложение высоко-упругого оливина с образованием структурно-рыхлого (с большим количеством гидроксильных групп, серпентина). Это приводит к значительному уменьшению скорости упругих волн от 8,2 до 5,0 км/с.

Зависимость скорости упругих волн в магматических метаморфических образованиях от их минерального состава подтверждается и расчетами упругих характеристики кристаллических пород по их минеральному составу [14 и др.]:

$$\ln A = \sum \ln A_i V_i, \quad (\text{III.12})$$

где  $A$  — один из модулей упругости;  $A_i$  и  $V_i$  — упругий модуль и содержание минерала в единице объема породы;

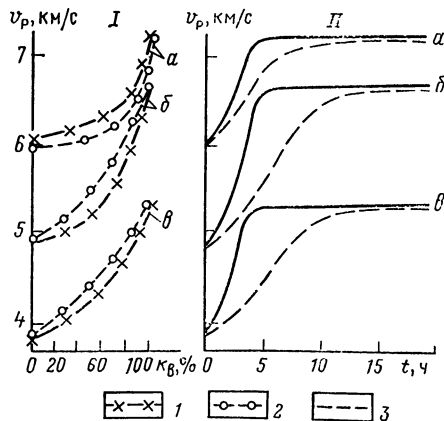


Рис. III.7. Изменение скорости продольных волн в кристаллических породах в зависимости от коэффициента водонасыщенности (*I*) и времени насыщения образца жидкостью (*II*) [по Н. Б. Дортман и М. Ш. Магиду, 1968 г.].

*a* — перидотит; *b* — диорит гиперстеновый; *c* — гранит биотитовый; *1* — при насыщении образца водой, *2* — при высушивании водонасыщенного образца, *3* — при насыщении образца вакуумным маслом

Скорость распространения продольных волн (в км/с)  
в кристаллических породах при различном газо- и водонасыщении  
(по Н. Б. Дортман и М. Ш. Магиду)

Порода	Газо- насыщенная порода	Водонасыщенная порода		$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	п. %
	$v_p \min$ — $v_p \max$	$v_p \min$ — $v_p \max$	$v_p$ ср		
Гранит биотит-амфибо- ловый <sup>1</sup>	2,3—4,2	4,9—5,4	5,2	2,61—2,66	1,4—3,0
Мигматит-плаггиогранит	3,0—5,3	5,45—6,3	5,8	2,63—2,68	0,4—1,1
Гнейс амфибол-биотито- вый <sup>1</sup>	1,9—3,6	4,7—5,2	5,0	2,59—2,65	1,2—4,5
То же	3,15—5,65	5,5—6,3	5,8	2,64—2,72	0,3—0,9
Гнейс кианит-гранит- биотитовый <sup>1</sup>	2,6—3,8	4,3—5,0	4,7	2,69—2,76	1,6—2,8
То же	4,0—5,4	5,65—6,1	5,8	2,74—2,80	0,4—1,5
Гранулит плаггиоклазо- вый	4,4—5,6	5,45—6,0	5,75	2,80—2,88	—
Сиенит нефелиновый	3,3—4,45	5,4—6,2	5,8	2,62—2,67	0,5—1,5
Сиенит	4,8—5,4	6,0—6,5	6,2	2,69—2,78	0,3—0,9
Гнейсо-диорит гиперсте- новый	4,1—5,85	5,9—6,4	6,2	2,79—2,83	0,2—0,7
Диорит-гиперстеновый	5,4—5,7	6,2—6,65	6,5	2,86—2,89	0,1—0,3
Габбро-норит	—	6,1—6,8	6,5	2,86—2,95	0,2—0,6
Норит	6,3—7,0	6,65—7,1	6,8	2,89—3,0	0,1—0,5
Пироксенит	7,1—8,2	7,7—8,5	8,1	3,29—3,33	0,1—0,5

<sup>1</sup> Образцы пород взяты из обнажений; остальные образцы взяты из скважин.

щенных и водонасыщенных породах находится в зависимости от их пористости и структуры порового пространства; с уменьшением пористости эта разность сокращается. Наибольшая разница в скоростях наблюдается в породах кислого (до 2 км/с), наименьшая — в породах основного и ультраосновного (0,1—1 км/с) состава.

Скорость поперечных волн в кристаллических породах также зависит от изменения газодонасыщения (рис. III.8) (М. Ш. Магид, 1972 г.). Эффект увеличения  $v_s$  при насыщении пород жидкостью обусловлен наличием в жидкости ассоциаций молекул с относительно фиксированным положением (прочно и рыхло «связанная» жидкость), способных передавать сдвиговые волны (У. В. Базаров, Б. В. Дерягин и др., 1966 г.). Величина приращения  $v_s$  определяется трещиноватостью, а также зазором микротрещин. Изменение скорости поперечных волн обычно в 1,2—1,5 раза меньше изменения скорости продольных волн.

Различный характер изменения скорости продольных и поперечных волн при насыщении пород жидкостью приводит к увеличению отношения  $v_p/v_s$  от 1,5—1,9 до 1,6—2,2. Соответственно возрастают модуль Юнга, модуль сдвига и коэффициент Пуассона. Исследования, выполненные статическими методами, также свидетельствуют о значительном росте коэффициента Пуассона и слабом изменении модуля Юнга при переходе образца из газодонасыщенного в водонасыщенное состояние (табл. III.9).

Изучение величины поглощения прямой продольной волны в кристаллических породах, показало, что замена газового заполнителя порового пространства жидкостью приводит к уменьшению поглощения. В биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсах оно составило 300—400 %. Параметр поглощения более чувствителен

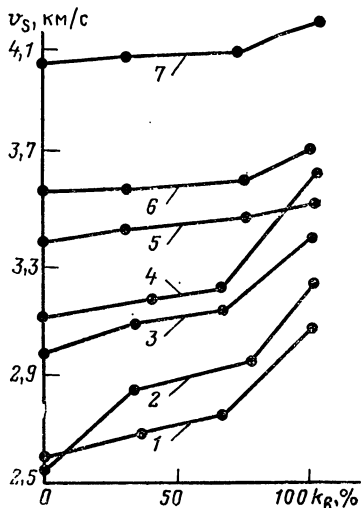


Рис. III.8. Изменение скорости поперечных волн в кристаллических породах в зависимости от коэффициента водонасыщенности.

Граниты микротрещиноватые: 1 — биотитовые, 2 — аляскитовые, 3 — массивные; диориты гиперстеновые: 4 — микротрещиноватые, 5 — массивные, 6 — габбро-норит, 7 — гипербазит

Экспериментальные исследования, выполненные на моделях (М. Ш. Магид, З. И. Стаховская и др.), показали, что влияние структурной пористости на скорость продольных волн незначительно (рис. III.9). В моделях с текстурной пористостью (обусловленной зазорами между твердыми пластинами) величина зазоров, их количество и характер заполнителя оказывают очень большое влияние на скорость продольных волн. При наличии зазора, заполненного воздухом, создается экран для прохождения упругой волны. Так, при воздушном зазоре между пла-

к виду заполнителя порового пространства по сравнению со скоростью продольных волн.

При наличии практически неупругого воздуха в порах и микротрещинах нарушается упругость пород, в то время как при заполнении их жидкостью увеличивается упругость среды и создаются благоприятные условия для распространения упругих волн. Это, в свою очередь, приводит к росту скорости упругих волн и уменьшению потерь их энергии, а следовательно и к уменьшению амплитудного коэффициента поглощения.

Таким образом, экспериментальные исследования свидетельствуют о значительном влиянии свойств фазы заполнителя на упругие свойства низкопористых кристаллических пород. Это хорошо согласуется с данными теоретического анализа и выводом о том, что кристаллические породы являются многофазными дифференциально упругими системами.

Магматические и метаморфические породы характеризуются пористостью различного вида. Встречаются изолированные поры, поровые каналы, поровые плоскости, образующиеся при трещиноватости или между слоями в породах слоистой текстуры и т. д. Поскольку поры и поровые каналы обусловлены преимущественно структурой пород, будем такую пористость называть структурной; третий тип пористости, связанный с текстурой пород и их макро- и микротрещиноватостью, — текстурной пористостью.

Т а б л и ц а III.9

Упругие модули в кристаллических породах в газонасыщенном (I) и водонасыщенном (II) состоянии (по М. Ш. Магиду)

Порода	Динамический метод						Статический метод			
	E, ГПа		G, ГПа		$\sigma_{II}$		E, ГПа		$\sigma_{II}$	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
Гранит биотитовый	54,5	71	23,4	29,0	0,20	0,24	71,4	70,3	0,22	0,27
Диорит гиперстеновый	79,0	92	31,0	38,5	0,23	0,24	84,0	84,2	0,24	0,25
Габбро-норит	120,5	134	49,5	54,0	0,20	0,23	122,0	117,2	0,27	0,29
Биотитовый гнейс	46,8	57	17,0	22,0	0,20	0,29	56,6	58,5	0,17	0,26

стинами и пористости 0,2—0,3 %  $v_p$  уменьшается на 10 %; увеличение величины пористости до 2 % приводит к понижению  $v_p$  на 36 %. В случае заполнения поровых плоскостей водой или маслом при пористости 0,2—0,3 % скорость продольных волн в модели равна скорости в твердых пластинах (в пределах точности измерений). С увеличением пористости до 2—3 % скорость продольных волн понижается на 10—20 %. Замена модели со структурной пористостью моделью с текстурной пористостью сопровождается также значительным увеличением коэффициента поглощения Р-волн при воздушном заполнении и меньшим — при водяном заполнении.

В кристаллических породах, по экспериментальным данным, величина  $v_p$  связана с пористостью пород отрицательной нелинейной корреляционной связью. Увеличение пористости на 1 % приводит к уменьшению  $v_p$  в водонасыщенных образцах кристаллических пород на 0,5—1 км/с. Величина уменьшения  $v_p$  прямо пропорциональна скорости продольных волн в минеральном скелете.

Такое значительное уменьшение скорости продольных волн сопоставимо с уменьшением этой величины, наблюдаемой в моделях с текстурной пористостью. Это позволяет сделать вывод о том, что в кристаллических породах, обладающих всеми видами пористости, основное влияние на упругую характеристику веществ оказывает пористость, представленная трещинами.

При расчетах упругой характеристики магматических и метаморфических пород используют различные формулы. Ряд авторов предлагает модель среды с порами эллипсоидной или дисковидной формы. Для такой среды Дж. Волш (J. V. Walsh, 1965 г.) вывел формулу вида

$$\frac{1}{E\alpha_i} = \frac{1}{E_n} \left( 1 + \frac{A l^2}{V} \cos^2 \alpha_i \right), \quad (\text{III.13})$$

где  $E\alpha_i$  — модуль Юнга в направлении действия силы;  $\alpha_i$  — угол между направлением действия силы и нормалью к плоскости изолированной поры диаметром  $l$ ;  $E_n$  — модуль Юнга твердого монолитного тела;  $A$  — коэффициент, зависящий от формы поры;  $V$  — объем всей породы.

Очень простой и часто применяемой формулой является формула среднего времени (см. § 15). Расчеты, выполненные по этим формулам (Г. И. Петкевичем, Т. З. Вербицким и др.), показали возможность их использования для приближенной характеристики упругих параметров кристаллических пород. Однако ни одна из формул не позволяет достаточно точно вычислить упругие свойства реальной горной породы, обладающей пористостью различного вида [45, 74 и др.].

Магматические и метаморфические породы в большинстве случаев являются анизотропными средами. Анизотропия упругих свойств, проявляющаяся в зависимости скорости упругих волн от направления распространения волны, отмечается в большинстве кристаллических пород. Она обусловлена закономерным расположением порового пространства, минеральных зерен и строением кристаллической решетки минералов.

Средняя величина коэффициента анизотропии скорости продольных волн  $\lambda = v_{\max}/v_{\min}$  в водонасыщенных образцах неизмененных пород варьирует в сравнительно узких пределах — от 1 до 1,23. Наименьшей анизотропией характеризуются изверженные породы с массивной текстурой ( $\lambda = 1,0 \div 1,06$ ). Более высокие значения анизотропии в метаморфических породах массивной текстуры (гранито-гнейсы, амфиболиты, гранулиты и эклогиты) —  $\lambda = 1,0 \div 1,11$ . Наибольшая анизотропия

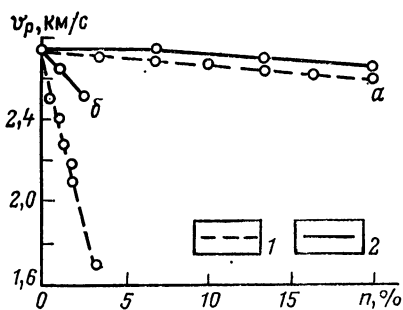


Рис. III.9. Скорость продольных волн в моделях с порами (а) и в моделях с поровыми плоскостями (б) [по М. Ш. Магиду].

Заполнитель порового пространства: 1 — воздух, 2 — вода

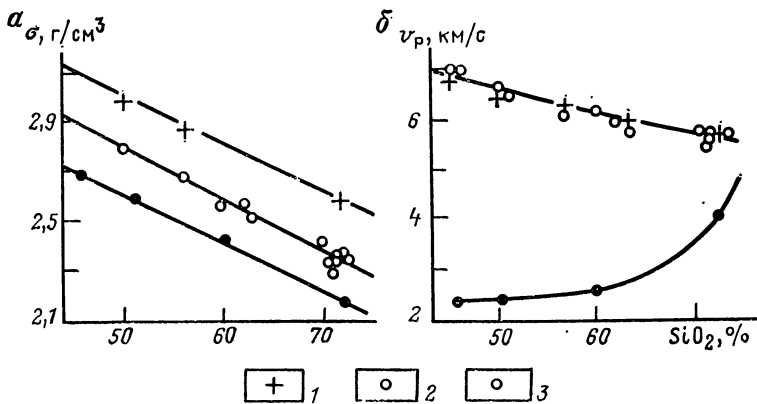


Рис. III.10. Зависимость плотности (а) и скорости продольных волн (б) в породах от содержания кремнезема.

Агрегатное состояние: 1 — кристаллическое, 2 — аморфное, 3 — расплавленное

характерна для метаморфических образований, обладающих гнейсовидной или сланцеватой текстурой (гнейсы биотитовые и биотит-амфиболовые —  $\lambda = 1,02 \div 1,19$ ; гнейсы высокоглиноземные —  $\lambda = 1,04 \div 1,23$ ).

Коэффициент анизотропии продольных волн в водонасыщенных породах значительно ниже, чем в газонасыщенных. Так, в наиболее анизотропных кианит-гранат-биотитовых гнейсах в водонасыщенных  $\lambda = 1,05 \div 1,23$ , в газонасыщенных  $\lambda = 1,12 \div 1,82$ .

Различия в величинах  $\lambda$  продольных волн в водонасыщенных и газонасыщенных образцах обусловлены влиянием порового пространства, в значительной степени определяющего анизотропию упругих свойств горных пород.

Сопоставление скорости продольных волн и плотности в изохимических веществах различного агрегатного состояния показывает, что наименьшие скорости и плотности характерны для расплавов, наибольшие — для кристаллических веществ. Величины  $v_p$  в кристаллических и аморфных образованиях близки. Скорость поперечных волн и отношение  $v_p/v_s$  также соответствуют данным по их раскристаллизованным аналогам [50]. Величина уменьшения скорости продольных волн и плотности при плавлении твердых образований соответственно составляет 6—64 и 2—14%. Максимальные уменьшения скорости  $\Delta v_p$  и плотности  $\Delta \rho$  связаны с горными породами [106, 112]. В самих горных породах наблюдается закономерное увеличение  $\Delta v_p$  и  $\Delta \rho$  от кислых и средних разностей к основным (рис. III.10).

Увеличение содержания кремнезема  $SiO_2$  в породе сопровождается прямолинейным уменьшением скорости продольных волн в кристаллических и аморфных образованиях. Увеличение содержания кремнезема в расплаве приводит к криволинейному росту скорости продольных волн [50]. Подобный аномальный характер изменения  $v_p$  может быть объяснен увеличением вязкости расплава при переходе от основных к кислым разностям, а также известной положительной связью между вязкостью жидкости и величиной скорости продольных волн.

#### § 14. СКОРОСТЬ УПРУГИХ ВОЛН В МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Результаты изучения более 4000 водонасыщенных образцов пород различного состава по керну скважин Кольского полуострова, Украины, Кавказа, Урала, Казахстана, Забайкалья и Приморья позволили охарактеризовать скорость упругих волн в большинстве образований земной коры и ее связь с плотностью пород (табл. III.10, III.11 и рис. III.11).

## Скорость упругих волн в магматических породах

Порода	$v_p$ , км/с	$v_s$ , км/с	$\alpha_p$ , см <sup>-1</sup>	$\sigma_{ср}$ , г/см <sup>3</sup>
Гранит биотитовый и биотит-амфиболовый	5,60	3,20	0,028	2,62
Гранит рапакиви	5,55	—	—	2,62
Гранит 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	6,0	—	—	2,73
Габбро	6,40	3,65	0,023	2,94
Габбро-норит, оливинорит	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
Ййолит лейкократовый	6,05	3,45	—	2,80
Ййолит мезократовый	6,65	—	—	3,03
Ййолит-уртит	6,25	—	0,020	2,91
Липарит	5,0	3,00	—	2,35
Андезит-базальт	5,05	2,90	—	2,71
Базальт	5,50	2,95	—	2,81
Обсидиан	5,80	3,45	—	2,33

Примечание. Коэффициент поглощения измерен в сухих образцах при частоте 330 кГц В. К. Бакулиным.

Таблица III.11

## Скорость упругих волн в метаморфических породах

Порода	$v_p$ , км/с	$v_s$ , км/с	$\sigma_{ср}$ , г/см <sup>3</sup>	$n$ , %
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:				
плагноклазовый	5,80	3,1	2,83	0,4
среднего состава (гиперстенный)	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

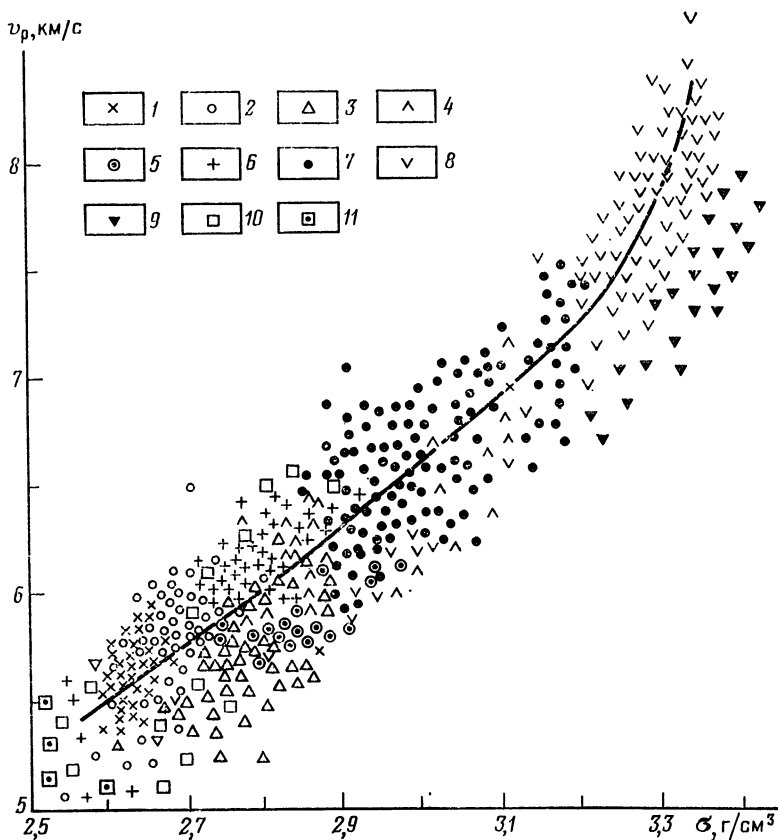


Рис. III.11. Зависимость скорости продольных волн от плотности интрузивных и метаморфических пород.

1 — граниты; 2 — биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; 3 — кyanит-гранат-биотитовые гнейсы; 4 — амфиболовые гнейсы и амфиболиты; 5 — плагиоклазовые гранулиты; 6 — диориты и габбро-диориты; 7 — габбро-нориты; 8 — гипербазиты; 9 — эклогиты; 10 — песчаники литифицированные; 11 — известняки и доломиты

В магматических и метаморфических образованиях наблюдается четко выраженная положительная корреляционная связь между скоростью продольных волн и плотностью пород; коэффициент корреляции между  $v_p$  и  $\sigma$  для пород, не измененных вторичными процессами, составляет 0,9. При плотности пород 2,5—3 г/см<sup>3</sup>, характерной для большинства кристаллических образований, зависимость между  $v_p$  и  $\sigma$  близка к линейной. При изменении плотности пород на 0,1 г/см<sup>3</sup> происходит изменение скорости в среднем на 0,25 км/с ( $v_p/\sigma \approx 2,5$ ), в более плотных породах изменение скорости увеличивается.

Уравнение связи между скоростью продольных волн и плотностью кристаллических пород, не подвергшихся вторичным изменениям, имеет вид

$$v_p = v_{p0} [\exp 0,5 (\sigma - 2,6)] \pm K_T, \quad (\text{III.14})$$

где  $v_{p0} = 5,45$  км/с;  $K_T$  — текстурно-структурный коэффициент, обусловленный влиянием трещиноватости пород на скорость продольных волн ( $K_T \approx \pm 0,5$  км/с).

Скорость продольных волн возрастает с увеличением основности пород. В интрузивных породах скорость  $v_p$  составляет: в гранитах 5,15—6,0 км/с, в диоритах 5,3—



**Сопоставление лабораторных и сейсмических данных  
по скорости продольных волн в кристаллических породах**

Сейсмический метод (по И. В. Литвиненко)		Лабораторный метод (по М. Ш. Магиду)	
Порода	$v_p$ , км/с	Порода	$v_p$ , км/с
Гнейсы кольской серии	5,9	Бiotит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы; амфиболиты кольской серии	5,95
Породы печенгской серии	6,3	Метадиабазы, диабазы печенгской серии	6,35
Кислые гранулиты ловнинской серии	6,0	Плагноклазовые гранулиты, гиперстеновые, гнейсо-диориты норит-диоритового комплекса ловнинской серии	5,8—6,2
Основные гранулиты ловнинской серии	6,2	Гиперстеновые гнейсо-диориты и диориты, реже основные породы ловнинской серии	6,2—6,4
Беломориды	5,5—5,9	Биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, кианит-гранат-биотитовые гнейсы беломорской серии	5,7—5,8

6,5 км/с, в габбро 6,1—7,2 км/с, в гипербазитах (неизмененных) 7,5—8,5 км/с. В метаморфических образованиях  $v_p$  равно: 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. При близких значениях плотности в ряде случаев породы магматического происхождения характеризуются более высокой скоростью продольных волн по сравнению с породами метаморфического происхождения. Это в значительной степени обусловлено большей микротрещиноватостью метаморфических пород и менее упругими слагающими их минералами. Так, например, эклогиты, близкие или превосходящие по плотности гипербазиты, характеризуются меньшими величинами  $v_p$  и  $v_s$ . По-видимому, это объясняется более низкой скоростью в омфците (главном породообразующем минерале эклогита) по сравнению с оливином (главном породообразующем минерале гипербазитов); это объясняется также наличием микротрещин на контакте крупных зерен граната с субстратом эклогита.

Скорость продольных волн в уплотненных осадочных породах (метаморфизованные песчаники, кристаллические известняки, доломиты) практически не отличается от скорости продольных волн, измеренных в магматических и метаморфических породах при одной и той же плотности.

Скорость поперечных волн во всех группах пород соответственно ниже, чем продольных, и  $v_p/v_s \approx 1,6 \div 2,2$ . Общие закономерные связи скорости поперечных волн с плотностью и основностью пород аналогичны рассмотренным.

Основность пород является функцией плотности упаковки атомов в породе и ее средней атомной массы. Устанавливается определяющая зависимость скорости упругих волн от плотности упаковки атомов. Влияние атомной массы незначительно. Действительно, для уплотненных кристаллических образований изменение скорости упругих волн составляет 45 %, плотности упаковки — 22 %, средней атомной массы — всего 7 %.

Сопоставление скорости продольных волн, измеренной в образцах с естественной влажностью, со скоростью, определенной в верхних слоях земной коры на глубине свыше 0,2—0,5 км, показывает сходимость значений  $v_p$  (для разных групп пород в пределах точности методов — (табл. III.12)). Разница сравниваемых значений не превышает 5 %.

На меньших глубинах скорости, измеренные в водонасыщенных образцах керна, несколько выше скоростей, определенных сейсмическими методами. Это связано с тем, что приповерхностный слой — зона интенсивной циркуляции подземных вод (Е. А. Басков, 1967 г.) — разбит многочисленными макротрещинами, снижающими сейсмические скорости.

Вследствие корреляционной связи плотности пород со скоростью упругих волн все рассмотренные закономерности изменения плотности пород в процессах образования (многофазных интрузивных комплексов, регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и метасоматических преобразований) справедливы и для скорости упругих волн. Однако при дальнейших исследованиях за счет выявления новых связей упругих параметров с микротекстурными особенностями пород могут выявиться новые зависимости скорости упругих волн в кристаллических породах от условий их образования.

## § 15. СКОРОСТЬ УПРУГИХ ВОЛН И УПРУГИЕ МОДУЛИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Скорость в осадочных породах, насыщенных различными флюидами (газ, вода, нефть), определяется составом породы, пористостью и типом флюида. По расчетам, выполненным разными авторами, различие скоростей за счет частотной дисперсии в насыщенных жидкостью цементированных осадочных породах невелико (менее 40 %), что позволяет использовать для практических расчетов простое выражение [4], вытекающее из динамической теории насыщенных жидкостью деформируемых пористых сред с жестким скелетом (В. Н. Николаевский, 1963 г.),

$$v_p = \sqrt{\frac{3(1 - \sigma_n)(1 + \sigma_n)}{A\sigma}}, \quad (III.15)$$

здесь

$$A = \beta_T + n \frac{\beta_n(\beta_{ж} - \beta_T)}{\beta_n + \beta_{ж} - \beta_T}, \quad (III.16)$$

$$\sigma = \delta(1 - n) + \delta_{ж}n,$$

где  $\beta_n$ ,  $\beta_{ж}$ ,  $\beta_T$  — сжимаемость пор, жидкой и твердой фаз породы;  $\delta$ ,  $\delta_{ж}$  — минеральная плотность жидкой и твердой фаз породы.

Влияние каждого из указанных факторов, в свою очередь, определяется начальными значениями других факторов, а также величиной сжимаемости твердой фазы, т. е. составом скелета. Последнее особенно заметно при малой пористости пород и снижается по мере ее увеличения.

Диапазон изменения скорости упругих продольных волн в осадочных породах намного шире, чем в магматических породах (табл. III.13). Скорость изменяется

Т а б л и ц а III.13

**Скорость распространения продольных волн (в км/с) в осадочных породах**

Порода	$v_p \min - v_p \max$	$v_s/v_p$	Порода	$v_p \min - v_p \max$	$v_s/v_p$
Алеврит	0,8—4,0	0,5—0,6	Конгломерат	1,45—5,6	0,5—0,6
Ангидрит	1,5—6,0	0,5—0,6	Лёсс	0,3—0,6	0,3—0,6
Аргиллит	0,9—4,5	0,5—0,6	Мергель	1,3—4,5	0,4—0,5
Брекчия	1,45—5,6	0,5—0,6	Мел	1,7—4,2	0,4—0,5
Глина	0,3—3,0	0,07—0,6	Песок	0,3—1,5	0,1—0,3
Гравелит	1,7—5,4	0,5—0,6	Песчаник	0,8—4,5	0,4—0,6
Гипс	1,5—4,6	0,5—0,6	Каменная соль	4,5—5,5	0,5—0,6
Доломит	0,9—6,3	0,5—0,6	Суглинок	0,8—1,8	0,5—0,6
Известняк	1,0—5,5	0,5—0,6			

от 300 м/с для неуплотненных песчано-глинистых пород до 6000—7000 м/с для карбонатных и хорошо сцементированных терригенных отложений.

Имеется много способов оценки влияния пористости на скорость продольных волн [30, 109]. Наиболее широко применяется уравнение среднего времени, связывающее интервальное время  $\Delta t$  с пористостью  $n$  линейным соотношением (М. Волш, М. Грегори, А. Гарднер, 1956 г.)

$$\Delta t = \Delta t_{жн} + \Delta t_{т} (1 - n), \quad (III.17)$$

где  $\Delta t_{т}$  и  $\Delta t_{ж}$  — интервальное время распространения волны в скелете породы и жидкости.

Уравнение среднего времени справедливо для хорошо сцементированных пород, насыщенных водой или нефтью, на глубинах 2,5—3,5 км. Для несцементированных осадочных пород (пески) более справедлива кубическая зависимость скорости от пористости (А. Х. Вахолз, 1962 г.).

Можно использовать [98] эмпирическую формулу, связывающую скорость продольных волн с пористостью:

$$v_p = (v_{psc} - v_{p \min}) e^{-Bn} + v_{p \min}, \quad (III.18)$$

где  $v_{psc}$  — максимальная для данного типа пород скорость в твердом скелете при  $n = 0$ ;  $v_{p \min}$  — минимальная наблюдаемая для этих пород скорость при максимальной пористости, т. е. скорость в ненагруженных породах;  $B$  — коэффициент, характеризующий размер и форму пор.

Графики, составленные по уравнению (III.18), приведены на рис. III.12.

Зависимость скорости от пористости для песчано-глинистых и карбонатных пород, рассчитанная по уравнению (III.15), приведена на рис. III.13.

При одинаковой пористости скорость определяется глубиной залегания пород, типом цементации и составом породы. Для карбонатных пород важно знать тип

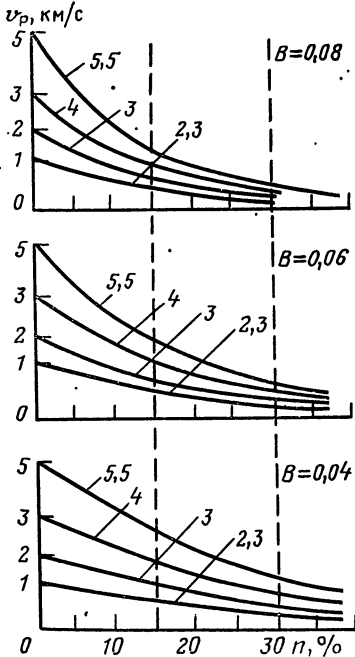


Рис. III.12. Зависимость скорости продольных волн в осадочных породах от пористости (по Л. М. Озерской).

Шифр кривых —  $v_{psc}$ , км/с

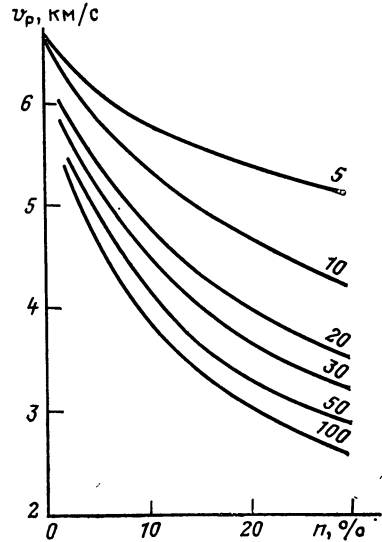


Рис. III.13. Зависимость скорости продольных волн в карбонатных породах от пористости.

Шифр кривых —  $\beta_{п} \cdot 10^{-5}$  МПа<sup>-1</sup>

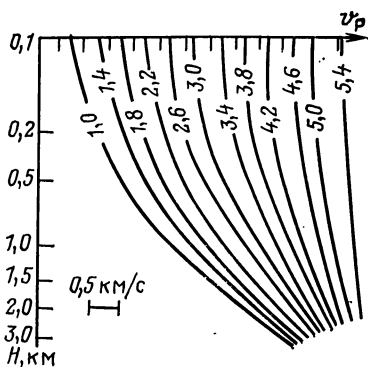


Рис. III.14. Палетка для определения скорости продольных волн в осадочных породах, измененных под влиянием геостатического давления.

Шифр кривых —  $v_{p \min}$  в км/с. По оси абсцисс засечки соответствуют для каждой кривой началу координат

$$v_p = v_{p \max} - (v_{p \max} - v_{p \min}) e^{-0,45H}, \quad (\text{III.19})$$

где  $v_{p \max}$  — скорость при глубине  $H$ ;  $v_{p \min}$  — скорость для неуплотненной породы ( $H = 0$ ).

Палетка для определения  $v_p$  с учетом  $v_{p \min}$  приведена на рис. III.14. Значение скорости упругих волн зависит также от типа заполняющего породы флюида. В случае насыщения порового пространства породы жидкостью, химически не взаимодействующей с твердой фазой, увеличивается упругость пористой системы и, следовательно, повышается скорость продольных волн. При насыщении песчаников и алевролитов раствором соли NaCl, не приводящим к большому эффекту размокания присутствующих в породе глинистых минералов, скорость продольных волн увеличивается с 5—10 до 100—120 %. Влияние насыщения на  $v_p$  зависит от состава основных породообразующих минералов и примесей в породе, структуры и степени цементированности. Относительное увеличение  $v_p$  при насыщении породы водой в зависимости от коэффициента пористости и состава цемента приведено на рис. III.15. Так как влияние насыщающей жидкости на скорость связано с пористостью породы, то количественно эффект насыщения пропорционален коэффициенту пористости породы.

Насыщение глин и глинистых песчаников водой приводит к разбуханию глинистых минералов, потере связности породы и уменьшению скорости [3].

Скорость распространения поперечных волн в осадочных породах при насыщении их жидкостью понижается (Г. И. Петкевич, 1970 г.). Наблюдается также повышение  $v_s$  на 10—20 %. При высоких давлениях скорость поперечной волны становится ниже в насыщенной водой или керосином породе по сравнению с сухой породой.

Анизотропия скоростей упругих волн обуславливается слоистостью и направлением трещиноватости пород. Особенно ярко выражено явление анизотропии для пород с тонким переслаиванием в них глинистых прослоев. Коэффициент анизотропии продольных волн  $\lambda_{v_p}$  в этих случаях может достигать 1,2—1,3. В большинстве случаев  $\lambda_{v_p} > \lambda_{v_s}$ . Если анизотропия скоростей обусловлена трещиноватостью, то согласно теоретическим и полевым наблюдениям [98] индикатриса скоростей представляет эллипс, длинная полуось которого расположена вертикально.

Процесс поглощения упругой энергии горными породами до настоящего времени наиболее слабо изучен, несмотря на многочисленные теоретические и эксперименталь-

пористости. Значения сжимаемости пор этих пород в зависимости от степени трещиноватости и кавернзности могут изменяться в широких пределах. При одинаковом значении пористости скорость максимальна у карбонатных пород с кавернзной пористостью, поскольку коэффициент сжимаемости каверн существенно ниже коэффициента сжимаемости гранулярных пор.

Влияние возраста на скорость распространения упругих волн в осадочных породах обусловлено тем, что древние породы подвержены более значительным диагенетическим изменениям и интенсивным влияниям на них складкообразовательных процессов. Поэтому скорость упругих волн для однотипных пород в пределах одного региона меньше у молодых отложений.

Влияние глубины залегания пород на скорость определяется термодинамической обстановкой. С увеличением глубины залегания повышаются давление и температура, что влияет на структуру и состав пород и на их физические параметры (см. § 16). Скорость распространения продольных волн изменяется с глубиной согласно зависимости

ные исследования в этой области. Для осадочных пород, являющихся пористыми неоднородными средами, более справедливой является теория распространения упругих волн, развитая в работах Я. И. Френкеля (1944 г.), В. Н. Николаевского (1963 г.), П. П. Золотарева (1965, 1966 гг.) и др. По этой теории предполагается, что поглощение упругой энергии обусловлено вязким трением между твердой и жидкой фазами при их относительном перемещении под воздействием звукового поля, а также теплообменом между фазами. Лабораторные экспериментальные исследования подтверждают основные положения этой теории. Однако абсолютные значения коэффициента поглощения для низких частот (сейсмические частоты) в нефтегазовых залежах, по полевым данным, на два порядка меньше определенных по лабораторным и теоретическим данным. Причина расхождения заключается в неучете в теории ряда факторов, как, например, поглощение упругой энергии породы в скелете, двухфазность порового заполнителя, состояние газа (растворенный или свободный) в пластовой жидкости.

Зависимость коэффициента поглощения от частоты определяется цементованностью среды. В насыщенном песке коэффициент  $\alpha$  возрастает пропорционально частоте (30—110 кГц), тогда как в цементованных двухфазных средах, по лабораторным экспериментальным данным,  $\alpha$  изменяется от частоты линейно (В. А. Гаранин, 1965, 1970 гг.). Между тем согласно теории Био и Николаевского значение  $\alpha$

должно возрастать с ростом частоты пропорционально  $\sqrt{f}$ . С увеличением пористости коэффициент  $\alpha$  возрастает так же, как и при увеличении диаметра зерен. Чем выше частота, тем больше это увеличение. Коэффициенты поглощения для реальных осадочных пород-коллекторов в естественном залегании приведены в § 51.

Коэффициент Пуассона  $\sigma_{II}$  осадочных пород, так же как и другие параметры, зависит от структуры и состава породы, глубины залегания и т. п. В зависимости от указанных факторов значение  $\sigma_{II}$  варьирует в диапазоне 0,1—0,45. Для пород, содержащих кварц, величина  $\sigma_{II}$  минимальна, поскольку кварц имеет anomalно низкие значения  $\sigma_{II}$  ( $\sigma_{II} = 0,07 \div 0,09$ ). Еще меньшими значениями  $\sigma_{II}$  обладают высокопористые газонасыщенные, трещиноватые рифогенные известняки. Если для водонасыщенных разностей  $\sigma_{II}$  колеблется от 0,2 до 0,37, то для газонасыщенных — от -0,3 до 0,3, т. е. в ряде случаев возможны отрицательные значения  $\sigma_{II}$ . Значения модуля упругости (модуля Юнга)  $E$  при одноосном сжатии для осадочных пород изменяются от  $0,03 \cdot 10^{10}$  (глины) до  $16,5 \cdot 10^{10}$  Па (доломиты). При определении  $E$  методом изгиба или растяжения результаты отличаются от приведенных выше. При изгибе модуль Юнга в 1,1—1,3 раза больше его значения при растяжении и составляет 0,25—0,35 модуля упругости при сжатии. Следует также учесть, что статический модуль упругости меньше динамического. Это различие может достигать для осадочных пород 20—35 %. Водонасыщение приводит к увеличению модуля Юнга, особенно для низкопористых образцов (увеличение достигает 100—120 %). Модуль сдвига вследствие водонасыщения может как увеличиваться (до 20—30 %), так и уменьшаться (до 20 %). Все рассмотренные упругие параметры с увеличением пористости уменьшаются. При этом чем больше сжимаемость пород, тем больше это уменьшение.

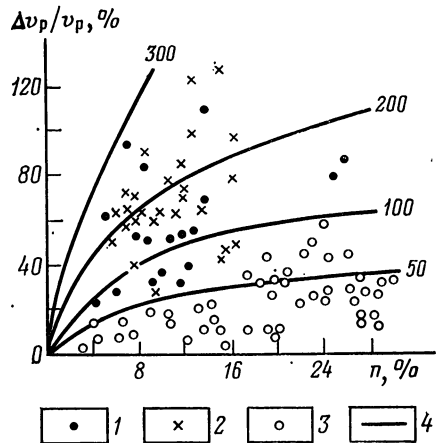


Рис. III.15. Относительное увеличение скорости распространения продольных волн в песчаниках и алевролитах при их насыщении раствором NaCl в зависимости от коэффициента пористости и состава цемента.

1 — цемент глинисто-слюдистый; 2 — цемент глинисто-карбонатный; 3 — цемент опаловый и кремнистый; 4 — расчетные значения.  
Шифр кривых —  $\beta_n \cdot 10^{-5}$  МПа<sup>-1</sup>

# ГЛАВА IV

## МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

### § 16. МАГНИТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ФИЗИЧЕСКИХ ТЕЛ И МЕТОДЫ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Магнетизм вещества связан с особенностями строения внешних и внутренних атомных орбит, а магнетизм горных пород, кроме того, и с кристаллохимией слагающих их минералов. По типу магнетизма выделяются диа- и парамагнитные химические элементы, образующие все главные породобразующие минералы, и ферромагнитные элементы и минералы, магнитные свойства которых во много раз сильнее магнитных свойств первых и обладают рядом специфических черт.

Теория магнетизма, методика измерения магнитных параметров, характеристика намагниченности минералов и горных пород рассмотрены во многих работах [24, 34, 53, 55, 64 и др.].

В веществе, помещенном в магнитное поле, появляется внутреннее магнитное поле, которое накладывается на внешнее (намагничивающее). Напряженность суммарного магнитного поля (внешнего и внутреннего) называется магнитной индукцией. Магнитная индукция

$$B = \mu_0 (H + J). \quad (IV.1)$$

Намагниченность вещества  $J$  является функцией внешнего поля (табл. IV.1). Для парамагнетиков связь между  $J$  и  $H$  в широкой области полей носит линейный характер:  $J = \kappa H$ , где безразмерная величина  $\kappa$  носит название магнитной восприимчивости. Для ферромагнетиков условно применяют ту же форму записи, но их  $\kappa$  сложным образом зависит от поля.

С той же оговоркой связь между величиной магнитной индукции и внешним полем выражается через магнитную проницаемость

$$\mu = \mu_0 (1 + \kappa). \quad (IV.2)$$

Для характеристики магнитной проницаемости вакуума используется величина  $\mu_0$ , равная  $10^7/4\pi$ .

Магнитные свойства вещества обуславливаются главным образом магнитными моментами электронов. Магнитные моменты протонов и нейтронов во много раз меньше. Как известно, одновременно с вращением электронов вокруг своей оси (спиновое движение) они совершают также движение по орбите вокруг положительно заряженных ядер (орбитальное движение). Оба вида движения эквивалентны круговому току, создающему магнитный момент. Внешнее магнитное поле взаимодействует с магнитными полями атомов, в результате чего возникает дополнительный момент, либо совпадающий с направлением внешнего поля, либо противоположный ему (диамагнетики). Восприимчивость диамагнитных веществ отрицательна, т. е. наведенные магнитным полем магнитные моменты ослабляют его. Восприимчивость парамагнитных веществ положительна, и магнитные моменты усиливают внешнее поле. Среди парамагнитных веществ выделяется особая группа веществ, называемых ферромагнитными. Вследствие особенности строения внутренних электронных орбит у веществ этой группы взаимодействие между атомами настолько велико, что магнитные моменты всех атомов даже при отсутствии внешнего магнитного поля располагаются параллельно друг другу, так как силы, обуславливающие взаимодействие атомов (обменные силы) при температурах ниже критической, оказываются сильнее дезориентирующего теплового движения.

Магнитные моменты группы атомов, ориентируясь параллельно, образуют элементарные объемы (домены), характерной особенностью которых является их самопроизвольная (спонтанная) намагниченность, не зависящая от величины внешнего магнитного поля. Каждый домен характеризуется магнитным моментом  $M_s = VJ_s$ , где  $V$  — объем домена;  $J_s$  — спонтанная намагниченность.

## Магнитные параметры

Параметр, индекс	Определение	Единица измерения	
		СИ	СГС
Намагниченность $J$	Магнитный момент единицы объема; состоит из двух компонент — индуцированного и остаточного магнитных моментов	$\text{А/м}$ ( $10^{-3} \text{ А/м}$ )	$\text{Гс}$ ( $10^{-6} \text{ ед. СГС}$ )
Магнитная восприимчивость $\kappa$	Способность веществ намагничиваться (изменять свой магнитный момент) под действием внешнего магнитного поля	ед. СИ ( $10^{-6} \text{ ед. СИ}$ )	ед. СГС ( $10^{-6} \text{ ед. СГС}$ )
Удельная намагниченность $J_{\text{уд}}$ , удельная магнитная восприимчивость $\chi$	Намагниченность и магнитная восприимчивость единицы массы с плотностью $\sigma$ $J_{\text{уд}} = J/\sigma; \chi = \kappa/\sigma$	$\text{А/м}$ ( $10^{-3} \text{ А/м}$ )	$\text{Гс}$ ( $10^{-6} \text{ ед. СГС}$ )
Намагниченность насыщения $J_s$	Максимальная намагниченность, возникающая в веществе под действием сильного магнитного поля	$\text{А/м}$ ( $10^{-3} \text{ А/м}$ )	$\text{Гс}$ ( $10^{-6} \text{ ед. СГС}$ )
Индукцированная намагниченность $J_i$	Намагниченность, создаваемая магнитным полем, исчезающая после прекращения его действия	$\text{А/м}$ ( $10^{-3} \text{ А/м}$ )	$\text{Гс}$ ( $10^{-6} \text{ ед. СГС}$ )
Остаточная намагниченность $J_r$ :	Намагниченность, создаваемая магнитным полем, сохраняющаяся после прекращения его действия	$\text{А/м}$ ( $10^{-3} \text{ А/м}$ )	$\text{Гс}$ ( $10^{-6} \text{ ед. СГС}$ )
естественная $J_n$	Остаточная намагниченность, создаваемая древним или современным полем Земли	$\text{А/м}$ ( $10^{-3} \text{ А/м}$ )	$\text{Гс}$ ( $10^{-6} \text{ ед. СГС}$ )
нормальная (изотермическая) $J_r$	Остаточная намагниченность, образуемая под действием постоянного магнитного поля при постоянной температуре	$\text{А/м}$ ( $10^{-3} \text{ А/м}$ )	$\text{Гс}$ ( $10^{-6} \text{ ед. СГС}$ )
термоостаточная $J_{rt}$	Остаточная намагниченность, сохраняющаяся после нагрева при понижении температуры в постоянном магнитном поле	$\text{А/м}$ ( $10^{-3} \text{ А/м}$ )	$\text{Гс}$ ( $10^{-6} \text{ ед. СГС}$ )
химическая $J_{rc}$	Остаточная намагниченность, образуемая при минеральных изменениях, происходящих в условиях действия магнитного поля	$\text{А/м}$ ( $10^{-3} \text{ А/м}$ )	$\text{Гс}$ ( $10^{-6} \text{ ед. СГС}$ )
вязкая $J_{rv}$	Остаточная намагниченность, возникающая вследствие релаксационных процессов в постоянном магнитном поле	$\text{А/м}$ ( $10^{-3} \text{ А/м}$ )	$\text{Гс}$ ( $10^{-6} \text{ ед. СГС}$ )
Пьезонамагниченность $J_{rp}$	Намагниченность, возникающая вследствие упругих деформаций в постоянном магнитном поле	$\text{А/м}$ ( $10^{-3} \text{ А/м}$ )	$\text{Гс}$ ( $10^{-6} \text{ ед. СГС}$ )

Параметр, индекс	Определение	Единица измерения	
		СИ	СГС
Коэрцитивная сила $H_c$	Величина магнитного поля, необходимая для полного размагничивания ферромагнетика	А/м	Э
Температура Кюри (точка Кюри) $T_c$	Температура, выше которой ферромагнитное состояние веществ переходит в парамагнитное (в частности $J_r = 0$ )	К	°С
Параметр (фактор) $Q$	Отношение остаточной намагниченности к индуцированной	—	—

Примечания. 1. В скобках приведены применяемые дольные единицы. 2. Переводные коэффициенты из системы СГС в СИ: для намагниченности  $10^{-6}$  ед. СГС =  $10^{-5}$  А/м; для магнитной восприимчивости  $10^{-6}$  ед. СГС =  $1,26 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

Под действием внешнего магнитного поля границы между доменами смещаются. При высоких значениях напряженности поля происходит поворот  $\vec{J}_s$  внутри доменов на  $90^\circ$ . В еще более высоких полях магнитное состояние ферромагнетиков изменяется путем постепенного вращения  $\vec{J}_s$  в направлении приложенного поля. При насыщении магнитные моменты располагаются параллельно внешнему полю. Изменение намагниченности при повышении напряженности внешнего поля графически изображают кривой намагничивания (рис. IV.1). Поскольку смещение границ доменов преимущественно носит обратимый характер, то в малых полях, где эти процессы преобладают, намагниченность также в основном обратима. В случае скачкообразного изменения намагниченности процесс необратим.

В зависимости от размеров, конфигурации, величины действующего поля и температуры каждая отдельная частица ферромагнитного вещества может быть однодоменной или многодоменной. Изометричные частицы магнетита могут существовать как однодоменные лишь до размеров, не превышающих долей микрометра. В сильных полях домены, в которых спонтанная намагниченность ориентирована в направлении внешнего поля, разрастаются, поглощая соседние домены с антипараллельным направлением  $\vec{J}_s$ , и частицы по магнитной структуре и свойствам постепенно приближаются к однодоменным. Вытянутые в одном направлении частицы способны оставаться однодоменными, даже имея объем, заметно превышающий критический, определенный для изометричных частиц. Свойство однодоменности особенно резко проявляется в частицах, имеющих форму «усов». При повышении температуры границы между доменами «размываются», что также проявляется в изменении свойств как отдельных частиц, так и их ансамблей.

Необратимые процессы приводят к остаточным явлениям и сохранению в веществе некоторой части намагниченности при уменьшении внешнего поля до нуля. Намагниченность, исчезающая с прекращением действия на вещество поля  $H$ , получила название индуцированной  $J_i$ . Намагниченность, остающаяся и после уменьшения поля до нуля, называется остаточной  $J_n$ . Для приведения остаточной намагниченности ферромагнетика к нулю необходимо приложить некоторое обратное по направлению поле. Величина этого поля носит название коэрцитивной силы  $H_c$  и является мерой стабильности остаточной намагниченности. Дальнейшее увеличение обратного магнитного поля снова приводит ферромагнетик в состояние магнитного насыщения. При уменьшении обратного поля весь цикл намагничивания повторяется, в результате чего образуется замкнутая петля, называемая петлей гистерезиса. Если в процессе намагничивания образец не доводится до состояния магнитного насыщения, кривую называют петлей частного гистерезисного цикла.



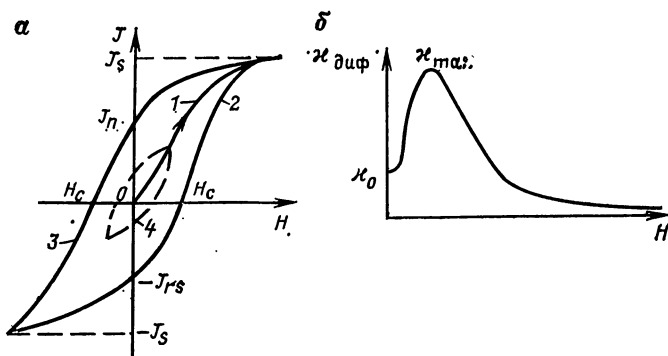


Рис. IV.1. Кривые намагничивания ферромагнитного вещества (а) и зависимости дифференциальной магнитной восприимчивости от напряженности поля (б).

1 — начальная кривая намагничивания; гистерезисная петля (полный гистерезисный цикл); 2 — восходящая кривая; 3 — нисходящая кривая; 4 — частный гистерезисный цикл

Однодоменные частицы обладают наиболее ярко выраженным свойством сохранять остаточную намагниченность. При прочих равных условиях остаточный эффект (реманентность, магнитная жесткость) проявляется тем сильнее, чем большее количество однодоменных частиц содержит образец. Магнитная жесткость отдельных частиц или их совокупностей тем меньше, чем больше частицы отличаются от однодоменных. Магнитная жесткость уменьшается не только с увеличением размеров частиц, но и при их заметном уменьшении (по сравнению с однодоменными). Ультратонкие частицы, не способные сохранять остаточную намагниченность в течение хотя бы нескольких секунд, называются суперпарамагнитными.

Намагниченность ферромагнетиков нелинейно зависит не только от внешнего поля, но и от дополнительных факторов — времени, температуры, механических напряжений и т. п. Магнитное состояние намагниченного ферромагнетика может быть графически представлено с помощью диаграммы Прейзаха, как показано в исследованиях Л. Е. Шолло, В. И. Белокопя и др.

Повышение температуры приводит к уменьшению спонтанной намагниченности. При определенной температуре, называемой температурой (точкой) Кюри ( $T_c$ ), в ферромагнетике происходит нарушение ориентации спиновых моментов, и выше этой температуры ферромагнетик ведет себя как парамагнетик.

Некоторые вещества (например, окислы железа) благодаря специфической структуре кристаллической решетки обладают особыми магнитными характеристиками. Имея однородную кристаллографическую решетку, они могут состоять из нескольких «магнитных подрешеток», как бы вставленных друг в друга. Элементарные ячейки кристаллографической и магнитной структур одного и того же вещества, характеризуясь в общем случае разной периодичностью, содержат, как правило, различное число элементов. В каждой из подрешеток магнитные моменты отдельных ионов (атомов) располагаются параллельно, а в соседних подрешетках — антипараллельно или под некоторым определенным для данного вещества углом, так что суммарные магнитные моменты отдельных подрешеток могут частично или полностью компенсировать друг друга. Вещества, в которых магнитные моменты подрешеток полностью скомпенсированы, называются антиферромагнетиками; к ним относится, например, гематит. Вещества, в которых происходит частичная компенсация магнитных моментов соседних подрешеток, относятся к классу некомпенсированных антиферромагнетиков, называемых также ферромагнетиками, или ферритами. Классический пример такого вещества — магнетит. В обоих упомянутых случаях вещества имеют две магнитные подрешетки (А и В), магнитные моменты которых располагаются антипараллельно друг другу. Известны и более сложные случаи магнитной упорядоченности.

Остаточная намагниченность, возникающая в ферромагнетике при кратковременном действии внешнего поля и постоянной температуре, называется нормальной

ной  $J_r$ . Ферромагнетик, нагретый выше температуры Кюри и охлаждаемый в постоянном магнитном поле, приобретает полную термоостаточную намагниченность ( $J_{rt}$ ). Если температура, до которой нагревался ферромагнетик, была ниже температуры Кюри, то в нем образуется при охлаждении парциальная, или частичная термонамагниченность  $J_{rip}$ . Одновременное воздействие постоянного и переменного полей приводит к возникновению в ферромагнетике идеальной, [или безгистерезисной намагниченности  $J_{ri}$ . Существуют также динамическая остаточная намагниченность  $J_{rd}$ , обусловленная кратковременными, но периодически повторяющимися напряжениями (например, ударами); пьезоостаточная намагниченность  $J_{rp}$ , возникающая под действием постоянного по величине и направлению механического напряжения; вязкая остаточная намагниченность  $J_{rv}$ , связанная с релаксационными процессами в ферромагнетике. Если в процессе химических превращений образуется ферромагнетик, на который в течение всего времени кристаллизации действует магнитное поле, то такая остаточная намагниченность называется химической  $J_{rc}$ .

Из различных видов остаточной намагниченности, полученной в одном и том же постоянном поле  $H$ , наибольшей по величине и наиболее стабильной по отношению к любым последующим воздействиям является термонамагниченность  $J_{rt}$ , а наименьшей и наименее стабильной — нормальная намагниченность  $J_r$ . Величина и стабильность остальных видов остаточной намагниченности зависит также от переменного поля, динамических напряжений, времени действия постоянного поля и т. п. При возрастании напряженности поля  $H$  различия между разными видами остаточной намагниченности постепенно сглаживаются.

Под действием очень сильного постоянного магнитного поля  $H$  (поля насыщения  $H_s$ ) в веществе возникает намагниченность насыщения  $J_s$  — предельная величина намагниченности, приобретаемая этим веществом. Остаточная намагниченность, сохраняющаяся в ферромагнетике после уменьшения поля  $H$  до нуля, называется остаточной намагниченностью насыщения  $J_{rs}$ . Диа- и парамагнитные вещества в отличие от ферромагнитных никакой остаточной намагниченности приобрести не могут. Остаточная намагниченность не сохраняется также в упомянутых выше суперпарамагнитных частицах ферромагнетика.

Индукция, обусловленная намагниченностью самого тела, в разных точках тела различна и является сложной функцией формы тела. Величина индукции максимальна для вытянутого эллипсоида или замкнутого однородного тороида. В остальных случаях она меньше. Этот эффект объясняется размагничивающим полем:  $H = H_e - NJ$ , где  $N$  — размагничивающий фактор;  $H_e$  — внешнее намагничивающее поле.

Наибольшее значение размагничивающий фактор имеет в очень тонкой пластинке, намагниченной перпендикулярно к ее поверхности. Для шара  $N = 4\pi/3$ , а для круглого цилиндра, намагниченного перпендикулярно к образующей,  $N = 2\pi$ . Коэффициент размагничивания тел с отличной от эллипсоидов формой зависит от магнитной восприимчивости слагающего их вещества. Магнитная восприимчивость вещества  $\kappa$ , размагничивающий фактор  $N$  и кажущаяся магнитная восприимчивость тела, или магнитная восприимчивость формы  $\kappa'$  связана между собой соотношением

$$\kappa' = \kappa / (1 + N\kappa). \quad (IV.3)$$

Определение размагничивающего фактора даже для тел правильной формы — очень трудоемкая задача, для решения которой в последние годы широко применяются ЭВМ (А. К. Вейнберг, О. А. Квачевский, 1981 г.). Учет внутренних полей необходим при интерпретации данных магниторазведки, особенно в тех случаях, когда геологические тела характеризуются высокой концентрацией ферромагнетика, так как их недооценка может внести в расчеты погрешность в несколько десятков процентов.

Основная кривая намагничивания ферромагнитных веществ позволяет вычислить магнитную восприимчивость  $\kappa = J/H$  или дифференциальную магнитную восприимчивость  $\kappa_{\text{диф}} = dJ/dH$  как функцию намагничивающего поля  $H$  (см. рис. IV.1). Обе функции имеют максимумы, располагающиеся в области наибольшей интенсивности процессов намагничивания и в общем случае не совпадают. Каждая из этих двух функций характеризуется двумя значениями: начальной магнитной восприимчивостью  $\kappa_0$  или  $\kappa_{0\text{диф}}$  при  $H \rightarrow 0$  и соответственно максимальной восприимчивостью. При массовых определениях магнитной восприимчивости горных пород

посредством магнитометрического или индукционного методов во многих случаях можно в первом приближении полагать  $\chi \approx \chi_0$ .

Ферромагнитные материалы, намагничивание которых связано с процессами обратимого смещения границ, имеют высокую магнитную восприимчивость. Они имеют малые потери на перемагничивание и называются магнитомягкими. Для получения больших величин остаточной намагниченности технические ферромагнитные материалы подвергают специальной обработке, в ходе которой отдельные частицы по свойствам приближаются к однодоменным (за счет уменьшения размеров отдельных частиц или приобретения ими резко анизотропной, например игольчатой формы), в другом случае в ферромагнетик вводят большое количество примесей или материал подвергают магнитному текстурированию чаще всего путем охлаждения от  $T > T_c$  до  $T_0$  в постоянном магнитном поле  $H$ . Материалы, полученные в результате такой обработки, называются магнитотвердыми, или магнитожесткими.

При намагничивании ферромагнетиков происходит упругая деформация кристаллической решетки, обусловленная изменением магнитного взаимодействия между атомами. Изменение формы и объема ферромагнетика при его намагничивании называется магнитострикцией. В случае положительной магнитострикции, т. е. при увеличении размеров кристалла в процессе намагничивания, воздействие механической нагрузки приводит к увеличению намагниченности. При отрицательной магнитострикции воздействие механической нагрузки обуславливает уменьшение намагниченности в заданном внешнем поле (рис. IV.2). В некоторых материалах, например железе, магнитострикция может изменять знак: в малых полях она положительна, в сильных — отрицательна.

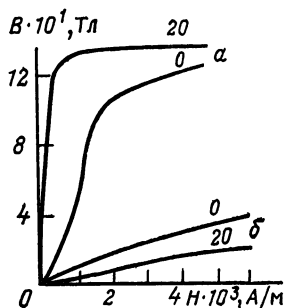


Рис. IV.2. Влияние одностороннего упругого растяжения на намагничивание пермаллоя при  $\lambda_s > > 0$  (а) и никеля при  $\lambda_s < < 0$  (б).

Шифр кривых — значения  $\rho$ , МПа

## Методы определения магнитных параметров

При лабораторных исследованиях измеряют магнитную восприимчивость породы, величину и направление естественной остаточной намагниченности  $\vec{J}_n$ . При палеомагнитных исследованиях определяют стабильность  $J_n$ , точку Кюри, намагниченность насыщения и коэрцитивную силу. Основные методы измерения магнитных параметров пород — магнитометрический и индукционный. Магнитометрический метод состоит в измерении магнитного поля, создаваемого исследуемым образцом. Если образец имеет неправильную геометрическую форму, то созданное им магнитное поле  $H$  аппроксимируется полем магнитного диполя. Магнитный момент образца связан с магнитными параметрами пород уравнением

$$M = (\chi H + J_n) V, \quad (IV.4)$$

где  $H$  — намагничивающее поле;  $V$  — объем образца.

Магнитометрический метод применяется в опτικο-механических приборах типа астатических магнитометров или магнитных весов. Этот же способ измерения магнитных параметров может применяться при любом индикаторе напряженности магнитного поля.

При индукционном методе измеряется ЭДС, индуцируемая образцом, например при вращении последнего вблизи катушек. ЭДС, измеренная таким способом, пропорциональна магнитному моменту образца и частоте вращения. Второй способ заключается в помещении образца внутрь катушки с током. Дополнительная ЭДС, возникающая в связи с изменением магнитного потока внутри катушки, пропорциональна магнитной восприимчивости породы.

Стабильность остаточной намагниченности горных пород обычно оценивается относительно тех факторов, которые могут воздействовать на породу в естественном залегании. Широкое применение в практике получил метод определения стабильности к переменному полю  $H_{\sim}$ . Стабильность остаточной намагниченности оценивают

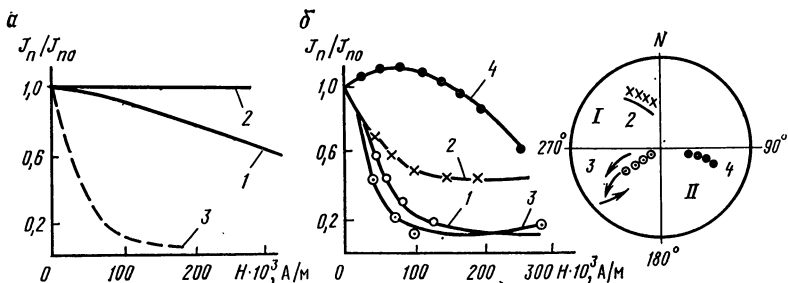


Рис. IV.3. Примеры размагничивания переменным полем  $J_n$  породы, состоящей из одной (а) и двух (б) компонент.

1 — эффузивный базальт; 2 — порфирит; 3 — базальтовая интрузия; 4 — магнетитовая руда; I — прямая намагниченность; II — обратная намагниченность

по форме кривой размагничивания (рис. IV.3). Путем сравнения кривой размагничивания естественной остаточной намагниченности с кривой размагничивания искусственной остаточной намагниченности, созданной в данной породе, можно судить о виде естественной остаточной намагниченности.

Оценка стабильности к постоянноному магнитному полю заключается в оценке напряженности поля, сводящего намагниченность к нулю  $J_{no}$ . Здесь возможны два процесса — компенсация существующей в породе намагниченности и образование новой. Поскольку жесткость ферромагнетиков характеризуется величиной  $H_c$ , то этот же параметр применяется и для оценки стабильности остаточной намагниченности. Величина  $H_c$  изменяется от 5 до  $2500 \cdot 10^3$  А/м; чаще всего пределы ее изменения в горных породах составляют  $(5 \div 200) \cdot 10^3$  А/м.

Оценка стабильности во времени сводится к определению самопроизвольного изменения вязкой намагниченности в данной породе. Изменение вязкой намагниченности в слабых полях определяется коэффициентом магнитной вязкости

$$S = \sqrt{J_{rv}} / \lg t, \quad (IV.5)$$

где  $t$  — время.

Определение коэффициента вязкости породы сводится к установлению возникшей в слабых полях остаточной намагниченности в некоторые промежутки времени, например, за  $10^2$ ,  $10^3$ ,  $10^4$  мин и т. д. Оценка стабильности намагниченности к нагревам, так же как и к переменным полям, сводится к изучению кривых температурного размагничивания  $J_n(T)$ . По этим кривым выявляют наличие в породе разных компонент намагниченности, обладающих разным характером изменения  $J_n$  при нагревании, а также наличие в породе ферромагнетиков с различными точками Кюри.

При лабораторных исследованиях магнитных свойств горных пород часто требуется проводить размагничивание естественной остаточной намагниченности, сопровождающееся уничтожением ее вторичных компонент и изменением направления  $\vec{J}_n$ . Применяют три вида размагничивания: временное, температурное и переменным полем.

Существует несколько способов температурных исследований горных пород и ферромагнитных минералов.

1. Температурное размагничивание  $J_n$ . Поскольку каждый вид остаточной намагниченности характеризуется довольно специфическими свойствами, это находит отражение в характере кривой  $J_n(T)$ , что позволяет делать предположения о породе  $J_n$ .

2. Исследование зависимости  $J_s(T)$  позволяет определить температуру Кюри минералов, входящих в исследуемую породу.

3. Исследование зависимости  $\chi(T)$ . Несколько большая чувствительность дает возможность определять компоненты,  $T_c$  которых меньше  $T_c$  преобладающего ферромагнитного минерала.

4. Исследование зависимости  $J_{rs}(T)$ . Позволяет разделять компоненты, обладающие различными блокирующими температурами  $T_b$ ; химические превращения минералов в процессе исследования не сказываются на результатах.

5. Терромагнитная сепарация. Минерал, нагретый выше  $T_c$ , становится парамагнитным, что дает возможность отделить его посредством магнитной сепарации от остальной части пробы, содержащей компоненты, еще не достигшие  $T_c$ .

6. Дифференциальный терромагнитный анализ. Является модификацией способа изучения  $J_{rs}(T)$ , но значительно превосходящий последний по производительности и разрешающей способности. По этим двум характеристикам он больше других способов терромагнитных исследований приближается к терромагнитной сепарации, уступая ей, однако, в возможности диагностики сосуществующих в породе магнитных фаз (Б. В. Буров, 1971 г.; Б. Н. Писакин, 1980 г.).

### Определение намагниченности горных пород по картам аномального магнитного поля<sup>1</sup>

Намагниченность горных пород может быть вычислена по аномальному магнитному полю, измеряемому при наземной съемке или на высоте 50—200 м и выше при аэромагнитной съемке. По наблюдаемому аномальному полю можно вычислить среднюю намагниченность тел, выходящих на поверхность и залегающих на глубине под толщей слабомагнитных пород.

Наиболее просто и достоверно намагниченность вычисляется в тех случаях, когда размеры тела по трем координатным осям во много раз превосходят расстояние от верхней поверхности намагниченного тела до плоскости измерений. В общем случае намагниченность  $J$  по наблюдаемому аномальному полю вычисляются посредством аналитических формул напряженности поля над изолированными телами простейших форм (шар, цилиндр, пласт и т. п.). Однако эти формулы не всегда применимы, так как в общем случае поля создаются телами, форма которых даже приближенно не может аппроксимироваться простейшими. Поэтому в каждом конкретном случае при расчете намагниченности учитывают дополнительные факторы (глубину до верхней кромки, магнитный азимут горизонтальной составляющей аномального магнитного поля и т. д.). В настоящее время для вычисления средней намагниченности возмущающих тел широко используют палетки, высшие производные и различные варианты способа касательных (Г. П. Тафеев, 1981 г.). Большинство из них предполагает существование изолированного однородно намагниченного тела, нижняя граница которого находится на значительно большей глубине по сравнению с верхней, что ограничивает возможность их применения.

Интегральный способ оценки средней намагниченности тел по аномальному магнитному полю ( $Z$  или  $\Delta T$ ), предложенный Л. В. Булиной и М. С. Рябковой (1974 г.), применим для открытых и закрытых<sup>\*</sup> регионов:

$$J = \int_{m_1}^{m_2} Z d\xi / (2\pi 2bk) = \Delta\xi \sum_{i=m_1}^{m_2} Z_i / (2\pi 2bk), \quad (IV.6)$$

где  $\Delta\xi$  — равные интервалы по оси, которая соединяет минимумы кривой  $Z$  или  $\Delta T$  (в пределах этих интервалов отрезки кривой  $Z$  или  $\Delta T$  не сильно отличаются от прямой линии);  $Z_i$  — величины, снимаемые по краям этих интервалов;  $2b$  — горизонтальные размеры тела, определенные по точкам перегиба кривой  $x_n$ ;  $m_1$  и  $m_2$  — точки касания оси  $\xi$  и кривой  $Z$  или  $\Delta T$ ;  $k$  — коэффициент, который находится графически (рис. IV.4).

В случае, когда горизонтальные размеры вертикально намагниченных тел превышают глубину его верхней границы в 5 раз, а влиянием намагниченности нижней границы можно пренебречь, формула (IV.6) приобретает вид

$$J = S / 2\pi 2b, \quad (IV.7)$$

где  $S$  — площадь, заключенная между кривой  $Z$  или  $\Delta T$  и осью  $\xi$ .

<sup>1</sup> Раздел составлен И. Ф. Зотовой.

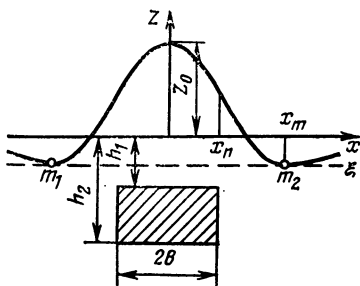


Рис. IV.4. Точки кривой  $Z(\Delta T)$ , используемые при определении намагниченности тела

ного массива слабомагнитных пород, расположенного вне зоны влияния изучаемого объекта, но в радиусе единой аномальной зоны. Учитывая среднюю намагниченность пород эталонного массива, измеренную по образцам  $\bar{J}_э$ , мы тем самым вводим в формулу условный нулевой уровень аномалий

$$J = \frac{10}{2\pi} (\Delta T - \Delta T_э) + \bar{J}_э, \quad (IV.8)$$

где среднее значение аномального магнитного поля:  $\Delta T$  — над изучаемым массивом,  $\Delta T_э$  — над эталонным массивом;  $\bar{J}_э$  — среднее значение намагниченности слабомагнитных пород эталонного массива.

Формула справедлива для случая равенства регионального поля над изучаемым и эталонным массивами (различие не должно быть более 20 %). Намагниченность, рассчитанная по формуле (IV.8), отличается от намагниченности, получаемой по измерениям образцов, на 10—20 %.

## Аппаратура

**Астатические магнитометры.** Подразделяются на два типа: оптико-механические и электронные оптико-механические, или магнитометры с обратной связью.

Приборы первого типа состоят из астатической магнитной системы — первичного преобразователя магнитного поля исследуемого образца и оптической отсчетной системы, предназначенной для визуального определения угла поворота системы под действием поля образца. В магнитометрах второго типа отраженный от зеркала системы луч направляется на фотозлектрический детектор; угол поворота системы преобразуется в электрическое напряжение, которое усиливается и подается в катушку обратной связи, создающую магнитное поле, возвращающее систему в исходное положение. Магнитное поле образца, определяемое по току в цепи катушки, преобразуется электронным блоком и выводится на цифровой индикатор (дисплей). Введение обратной связи и электронного преобразователя позволило в 10 раз и более сократить время успокоения системы, повысить точность и производительность, создало предпосылки для автоматизации обработки данных измерений.

Астатическая система, состоящая из двух или трех магнитов, жестко закрепленных на стержне, вертикально подвешивается в тубусе прибора на упругой нити. Высокая чувствительность системы к магнитному полю образца достигается ее астатированием — взаимным ориентированием магнитов на стержне, благодаря чему при достаточно высоком значении магнитного момента каждого из магнитов системы ее суммарный магнитный момент уменьшается в сотни — тысячи раз. На чувствительность резко влияет неоднородность (градиент) горизонтальной составляющей индукции внешнего поля в плоскости астатической системы.

Увеличение числа магнитов в системе позволяет уменьшить влияние на нее неоднородных магнитных помех, однако при этом снижаются эксплуатационные качества системы в связи с увеличением ее длины и момента инерции. В качестве оп-

Применение интегрального способа для оценки средней намагниченности сложных геологических объектов дает вполне удовлетворительные результаты (погрешность не превышает 30 %), что позволяет считать его пригодным для массовых расчетов по данным аномального магнитного поля.

При региональных исследованиях в случае массовых определений намагниченности пород, выходящих на земную поверхность, и при наличии определений намагниченности по образцам горных пород, может быть использовано соотношение  $J = 10\Delta T/2\pi$ . Расчеты намагниченности по этой формуле требуют определения в каждом конкретном случае условного нулевого уровня аномалии. При установлении этого уровня используют данные о намагниченности эталонного массива, расположенного вне зоны влияния изучаемого объекта, но в радиусе единой аномальной зоны. Учитывая среднюю намагниченность пород эталонного массива, измеренную по образцам  $\bar{J}_э$ , мы тем самым вводим в формулу условный нулевой уровень аномалий

тимальных используются двух- и трехмагнитные системы. Двухмагнитная система удобна для одновременного измерения  $J_i$  и  $J_r$ , а трехмагнитная — для измерения  $J_r$  при минимальном влиянии  $J_i$  как помехи.

Методика измерения магнитных параметров горных пород на астатическом магнитометре определяется расположением исследуемого образца относительно астатической системы (рис. IV.5).

В СССР наиболее распространен отечественный серийный магнитометр МА-21; начат выпуск магнитометра МАЛ-036, отличающегося от предыдущего наличием сменных двух- и трехмагнитной астатических систем и имеющего наряду с коллиматором внешний лазерный осветитель и шкалу. Используются также лабораторные астатические магнитометры серии ЛАМ, выпускаемые в ЧССР, последние модификации которых снабжены системой обратной связи.

**Индукционные измерители остаточной намагниченности.** Используются для измерения модуля и направления  $\vec{J}_r$  образцов горных пород, обладающих низкой намагниченностью, а также в условиях сильных магнитных помех (измерители остаточной намагниченности, рок-генераторы или спинер-магнитометры).

**Измерители магнитной восприимчивости.** На полюсах Н-образного сердечника из листового пермаллоя размещены соединенные последовательно катушки возбуждения, а на перемычке — измерительная катушка. Система катушек образует разомкнутый магнитный мост с двумя встречными магнитными потоками, компенсирующими друг друга при отсутствии образца. При замыкании одного плеча магнитного моста ферромагнитным образцом равновесие потоков нарушается и в измерительной катушке появляется ЭДС, пропорциональная магнитной восприимчивости и электропроводности образца. Для устранения влияния электропроводности применяют фазочувствительные детекторы. Этот принцип положен в основу конструкции приборов ИМВ-2, которые позволяют измерять  $\chi$  на образцах произвольной формы и на обнажениях.

Приборы КТ-3 (ЧССР) основаны на ином принципе измерения магнитной восприимчивости. Первичный преобразователь выполнен в виде катушки без сердечника; ее начальная (нулевая) индуктивность  $L_0$  определяется геометрическими размерами и числом витков. Катушка является элементом измерительного контура, собственная частота которого  $\omega_0$  зависит от индуктивности  $L_0$  и емкости  $C_0$ . При приближении к катушке образца, восприимчивость  $\chi$  которого отличается от восприимчивости воздуха  $\chi_b$ , происходит изменение индуктивности катушки  $L$  и соответствующее изменение частоты контура  $\omega$ . Изменяя емкость  $C$  контура градуированным конденсатором переменной емкости, можно, настроив контур на частоту  $\omega_0$ , определить  $\chi$ : так как  $LC = L_0C_0$ , то  $\chi \approx L = L_0C_0/C$ .

**Магнитные весы.** Для приближенной оценки магнитных параметров пород в полевых условиях могут применяться полевые Z-магнитометры. Поместив образец на некотором расстоянии от магнитометра, можно измерить магнитное поле, создаваемое образцом в месте его расположения. Магнитное поле, создаваемое образцом, связано с его магнитным моментом уравнением

$$H = \frac{2M}{R^3} = \frac{2(J_r + \chi Z)}{R^3} V, \quad (IV.9)$$

где  $Z$  — земное магнитное поле;  $R$  — расстояние образца от центра магнитной системы магнитометра.

Зная цену деления магнитометра и расстояние  $R$  легко определить  $\chi$  и  $J_r$  исследуемого образца.

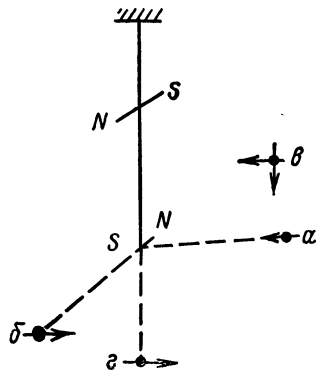


Рис. IV.5. Положение образца относительно магнитной системы астатического магнитометра.

Расположение образца по отношению к магнитной системе:  $a$  — на уровне магнита перпендикулярно к его оси,  $b$  — на продолжении оси одного из магнитов,  $c$  — равноудаленно от магнитов,  $d$  — на продолжении вертикальной оси одного из магнитов

Из числа имеющихся в лабораториях установок переменного магнитного поля можно отметить установки ВНИИГеофизики, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ, ИФЗ АН СССР и ИФ СО АН СССР.

Для термической чистки могут быть применены термомагнитометры и электропечи конструкции Института геофизики АН УССР, ИФЗ АН СССР, ИФ СО АН СССР. Может быть также изготовлена термическая приставка к любому аstaticкому магнитометру по примеру установки ВСЕГЕИ.

## § 17. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И МИНЕРАЛОВ

Большинство химических элементов являются диа- и парамагнитными за счет орбитальных и спиновых магнитных моментов электронов (третье и четвертое квантовые числа атомов). Магнитные моменты протонов и нейтронов намного меньше магнитных моментов электронов. На рис. В.2 приведен график изменения магнитной восприимчивости химических элементов в порядке Периодической системы элементов Д. И. Менделеева [98]. Характерна очень четко выраженная периодичность смены диамагнетизма на парамагнетизм элементов. Элементам первой половины периодов свойствен парамагнетизм в связи с незаполненностью электронами внешней орбиты, элементам второй половины — диамагнетизм, определяющийся полностью заполненными орбитами. Диамагнитная восприимчивость большинства элементов невелика и составляет  $(-10 \pm 0) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Наблюдается направленное изменение парамагнитной восприимчивости — ее повышение у элементов 4-го периода в направлении к группе железа, так же как и у элементов 5-го периода. Элементы группы железа (железо, никель, кобальт) ферромагнитны в связи с незаполненностью электронами внутренних орбит. Таким образом, направленное изменение  $\chi$  отличается от направленных изменений химических и других физических свойств элементов, а элементы группы железа, резко отличаясь по своим магнитным свойствам, подчиняются общей закономерности по другим химическим и физическим параметрам.

Установлена связь магнитной восприимчивости химических элементов с валентностью, обусловленная их общей зависимостью от свободных элементов, Та, Си, С, Ti, имеющие свободные электроны на внутренних орбитах ( $\pi$ -электроны), характеризуются повышенным магнитным моментом и являются парамагнитными. В соединениях ионы  $^{2}\text{Cu}$ ,  $^{5}\text{C}$ ,  $^{4}\text{Ti}$  не имеют несвязанных электронов, в связи с чем образуют диамагнитные минералы.

### Магнитная восприимчивость (в $10^{-5}$ ед. СИ) диамагнитных и парамагнитных безжелезистых минералов:

Кварц . . . . .	-1,6	Циркон . . . . .	-1,2
Микроклин . . . . .	0	Галенит . . . . .	-3,3
Ортоклаз . . . . .	-0,6	Касситерит . . . . .	-2,0
Плагиоклаз . . . . .	0	Ковелин . . . . .	-1,2
Мусковит . . . . .	4-21	Флюорит . . . . .	-1,2
Шпинель . . . . .	2,8	Барит . . . . .	-1,8
Рутил . . . . .	10,6	Сфалерит . . . . .	-6,5
Корунд . . . . .	1,8	Апатит . . . . .	-10,3
Топаз . . . . .	1,9	Графит . . . . .	-0,5

Большинство минералов диа- или парамагнитны (табл. IV.2). Их магнитная восприимчивость определяется химическим составом и структурой решеток, а также типом кристаллической связи. Ковалентные соединения обладают, как правило, очень слабым магнетизмом; магнитная восприимчивость ионных соединений измеряется в более широких пределах и связана с валентностью ионов.

Безжелезистые породообразующие минералы горных пород (кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, эпидот, скаполит, хлорит) диамагнитны или слабопарамагнитны. Парамагнитная восприимчивость железосодержащих силикатов и алюмосиликатов связана главным образом с двух- и трехвалентным железом. Двухвалентное железо имеет четыре неспаренных электрона и его магнитный момент равен 4,9,



Магнитные свойства железосодержащих породообразующих минералов  
( $\chi$  в  $10^{-5}$  ед. СИ;  $J_n$ ,  $J_{rs}$  в  $10^{-3}$  А/м) [64]

Минерал	Естественные минералы					Химически чистые минералы <sup>1</sup>			
	$\chi_{\max} - \chi_{\min}$	$\chi_{\text{ср}}$	$J_n$	$J_{rs \text{ max}}$	$J_{rs \text{ ср}}$	$\chi_{\max} - \chi_{\min}$	$\chi_{\text{ср}}$	$J_n$	$J_{rs}$
Биотит:									
из гранитов	65—10	20	5	7 700	2200	12—8	10	0	0
из гранодиоритов	100—10	40	5	4 500	2000	20—10	15	0	0
Аннит	950—575	750	5	10	7	10—6	9	0	0
Флагопит	100—25	50	5	1 700	900	—	7	0	0
Амфибол:									
из гранитов	140—10	50	5—100	50 900	3000	15—10	12	0	0
из гранодиоритов	105—7	75	5—200	36 400	1800	—	18	0	0
Пироксен (из базальтов)	450—30	80	—	44 500	1400	20—10	15	0	0

<sup>1</sup> После обработки в HCl.

трехвалентное железо имеет пять таких электронов и его магнитный момент 5,92. Двух- и трехвалентное железо, входя в состав слюд, оливинов, пироксенов, гранатов и других железистых минералов, создает повышенную парамагнитную восприимчивость. Исследования [64] показали, что для большинства таких минералов (биотита, амфибола, пироксенов, гранатов и др.) характерна смешанная природа магнетизма — параферромагнитная. Она обусловлена парамагнитной восприимчивостью чистых минералов, не превышающей  $20 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, и ферромагнитной восприимчивостью, связанной с микропримесями ферромагнетиков. Последние обнаруживаются внутри более крупных кристаллов железосодержащих минералов, что говорит об их образовании на ранней стадии кристаллизации магматических пород или при высокотемпературном метасоматозе. Содержание ферромагнетиков  $C_{\text{ФМ}}$  в минералах состав-

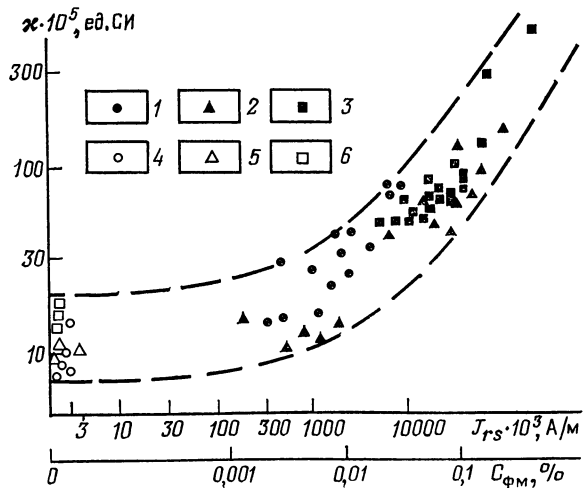


Рис. IV.6. Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность насыщения химически чистых и естественных железосодержащих породообразующих минералов [64].

1, 4 — биотиты; 2, 5 — амфиболы; 3, 6 — пироксены; 1—3 — в естественном состоянии; 4—6 — химически чистые (после обработки в HCl)

Магнитные свойства породообразующих минералов  
магматических и метаморфических пород

Минерал	$\chi \cdot 10^3$ , ед. СИ	$J_n \cdot 10^3$ , А/м	$J_{гс} \cdot 10^3$ , А/м
Биотит:			
из гранитов и гранодиоритов	85	<5	2 100
из гнейсов	10	<5	0—16 000
из кристаллических сланцев	10	<5	0—230
Гранат	0—100	0—10	0—15 000
Сфен	0—10	0—10	0—1 500
Андрадит	75	<5	285
Хлорит	3—10	<5	0—2 000
Турмалин	0—40	0—5	0—1 300
Гроссуляр	3—5	0—10	0—10
Эпидот	2	—	0
Пироп	1	—	0
Апатит	6	0—10	0—10
Топаз	3	0—10	0—10
Оливин	1—2000	0—750	0—100 000
Рубин	0	<5	140
Альмандин	0	<5	2 000
Амфибол	10—100	5—200	1 800
Пироксен	30—450	0—400	15 000

ляют  $10^{-5}$ — $10^{-1}$  % и коррелируется с остаточной намагниченностью насыщения  $J_{гс}$  (рис. IV.6). Микропримеси ферромагнетиков, преимущественно магнетита, в минералах магматических пород постоянны. При этом их более высокое содержание, а соответственно и большая магнитная восприимчивость темноцветных минералов типичны для магнезиальных разностей и более низки — для железистых разностей. Темноцветные минералы метаморфических пород в зависимости от исходных образований содержат различное количество микропримесей ферромагнетиков (иногда последние отсутствуют, табл. IV.3).

Наиболее распространенными ферромагнитными минералами являются окисные соединения железа — магнетит, титаномагнетит, маггемит, гематит; из сульфидных минералов — пирротин. Слабые магнитные свойства имеет еще ряд распространенных ферромагнитных минералов железа (табл. IV.4). Никель и кобальт естественных ферромагнитных минералов не образуют.

Наиболее постоянными параметрами для химически чистых ферромагнитных минералов являются намагниченность насыщения  $J_s$  и температура Кюри  $T_c$ . Остальные параметры — магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность насыщения, коэрцитивная сила меняются в значительных пределах. Магнитные свойства минералов зависят от химического состава, механических примесей, дефектов кристаллической решетки, а также от размеров кристаллов (Т. Нагата, 1964 г.).

**Магнетит.** Имеет кристаллическую решетку шпинели инверсионного типа с антипараллельным расположением магнитных моментов ионов железа в октаэдрических и тетраэдрических узлах решетки, что делает его типичным ферримагнетиком. Из ферромагнитных минералов (исключая якобит) магнетит обладает самой высокой магнитной восприимчивостью и намагниченностью насыщения. Коэрцитивная сила меняется в широких пределах,  $T_c = 578$  °С.

В магматических горных породах часто присутствует несколько поколений магнетита, образовавшихся на разных стадиях кристаллизации магматического расплава. В гранитоидах встречается раннемагматический магнетит в виде мелких хорошо ограниченных зерен, законсервированных в биотитах, амфиболах и реже плагиоклазах. Этот тип магнетита характерен для слабомагнитных и магнитных пород; в слабо-

магнитных гранитоидах таких включений меньше, чем в магнитных. В последних присутствует также позднемагматический магнетит — ксеноморфные зерна размером до 1,5 мм, приуроченные преимущественно к участкам развития темноцветных минералов. В базальтоидах и габбро встречаются раннемагматический магнетит и титаномагнетит, включенный во вкрапленники пироксена и плагиоклаза, и магнетит, рассеянный в стекле в виде тонкодисперсной пыли (в базальтах) или образующий крупные кристаллы (габбро).

Высоко- и низкотемпературные генерации магнетита различаются по магнитным свойствам. В частности, для раннемагматического ферромагнетика характерно большее количество различного рода дефектов в кристаллической решетке (примеси, микропустоты, микротрещины и т. д.). Как следствие этого, ферромагнетика, кристаллизующиеся при более высокой температуре, оказываются более магнито-жесткими (рис. IV.7).

Ферриты других металлов изучены меньше магнетита. Особенно мало известно о их роли в магнетизме горных пород. Возможно, что эти минералы окажутся весьма интересными для исследования условий образования магматических формаций.

Титаномагнетит. Представляет собой твердый раствор магнетита и ульвошиннели с переменным составом. При высоких температурах оба компонента могут смешиваться в любых соотношениях. При понижении температуры равновесие твердого раствора нарушается, поэтому естественные титаномагнетиты представляют собой распавшиеся твердые растворы, где обособившиеся фазы с различным составом образуют структуры тонкого прорастания. При изменении  $X$  от единицы до нуля постоянная решетки растет от 8,39 до  $8,53 \cdot 10^{-10}$  м, а магнитные параметры  $\chi$ ,  $J_s$ ,  $T_c$  монотонно уменьшаются.

Согласно теории Нееля при распаде твердого раствора во время медленной кристаллизации титаномагнетита ниже  $T_c$  магнетита возможно появление  $J_n$  обратной полярности, образующейся за счет намагничивания фазы с низкой температурой Кюри обратным полем фазы, уже прошедшей эту точку и обладающей магнитным моментом. Способность

Т а б л и ц а IV.4

Магнитные параметры ферромагнитных минералов

Минерал	Формула	$\chi$ , ед. СИ	$J_s$ , А/м	$H_c \cdot 10^3$ , А/м	$T_c$ , °С
Магнетит	$\text{Fe}_3\text{O}_4$	8,8—25	$4,9 \cdot 10^5$	0,8—1,2	578
Титаномагнетит	$x\text{Fe}_3\text{O}_4 \cdot (1-x)\text{TiFe}_2\text{O}_4$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$(0,8 \div 4,3) \cdot 10^5$	—	100—578
Треволит	$\text{NiFe}_2\text{O}_4$	6,3	$2,4 \cdot 10^5$	—	590
Якобит	$\text{MnFe}_2\text{O}_4$	250	$3,2 \cdot 10^5$	—	510
Магнезиоферрит	$\text{MgFe}_2\text{O}_4$	10	$1,4 \cdot 10^5$	—	310
Магнетит	$\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,8—25	$4,4 \cdot 10^5$	0,8—10	675
Гематит	$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$	$(1,3 \div 13) \cdot 10^{-3}$	$(1,5 \div 2,5) \cdot 10^3$	550—640	675
Пирротин	$\text{FeS}_{1+x}$	0,13—1,30	$(1,7 \div 7,0) \cdot 10^4$	1,2—8,8	300—325
Гетит	$\gamma\text{FeOOH}$	$2,5 \cdot 10^4$	$4,8 \cdot 10^5$	56	—
Лепидокрокит	$\alpha\text{FeOOH}$	0,01—0,03	—	—	—
Гидрогематит	$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	$(2,5 \div 7,5) \cdot 10^{-3}$	2,3	—	—
Сидерит	$\text{FeCO}_3$	—	—	—	238

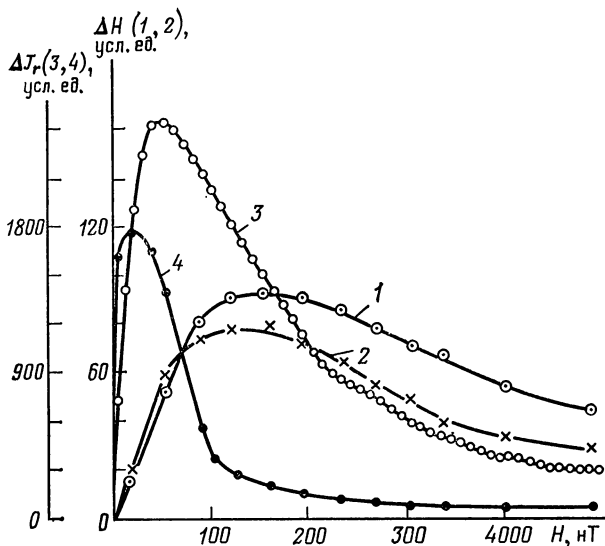


Рис. IV.7. Сопоставление спектров коэрцитивной силы амфибола (1), биотита (2), гранита (3), анфита (4) [по Л. Е. Шолпо]

титаномагнетитов образовывать твердые растворы с различающимся составом позволяет исследовать их с помощью термомагнитного анализа.

**Маггемит.** Образуется при частичном окислении магнетита. Как и магнетит, он имеет обратную шпинельную структуру с избытком вакансий катионов и близкие магнитные свойства. При нагревании необратимо переходит в гематит. Температура перехода по данным разных авторов составляет 275—800 °С.

**Гематит.** Представляет собой конечный член ряда гемоильменита. Типичный антиферромагнетик со слабо выраженными при комнатной температуре магнитными свойствами. Отличительными чертами гематита как носителя магнитных свойств горных пород являются его высокая магнитная жесткость и высокая температура Кюри. Другой конечный член ряда гемоильменита — ильменит ( $\text{FeTiO}_3$ ) при комнатной температуре парамагнитен. В естественных условиях часто встречается совместно с гематитом, образуя структуры распада. Магнитные свойства минералов ильменогематитового ряда сильно зависят от соотношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeTiO}_3$ .

**Пирротин.** При гексагональной структуре ( $X < 0,09$ ) является парамагнитным. При  $X > 0,09$  образуется моноклинный пирротин, характеризующийся ферромагнитными свойствами за счет образования свободных связей Fe. Различное содержание ионов Fe в моноклинном пирротине определяет разную величину  $\kappa$  [(80 — 2000) · 100<sup>-5</sup> ед. СИ] и  $J_n$ . Вследствие небольшой величины  $H_c$  моноклинного пирротина в естественном состоянии  $J_n \ll \kappa$ ; при намагничивании в сильном магнитном поле  $J_n$  резко возрастает. Отличительной особенностью пирротитов является наличие  $\alpha$ ,  $\gamma$  и  $\beta$ -пиков на кривой  $\kappa(T)$ . Наличие того или иного пика на кривой, а также соотношение их величин зависит от  $X$ . При нагревании пирротитов или содержащих их пород в них происходит необратимые минеральные изменения, сопровождающиеся изменениями магнитных свойств. В частности, при нагревании на воздухе увеличивается магнитная восприимчивость в связи с образованием магнетита за счет окисления пирротина.

**Гидроокисные минералы и сидерит.** Обладают невысокими магнитными параметрами.

Таким образом, выделяются четыре группы минералов: 1) безжелезистые диамагнитные и парамагнитные минералы, характеризующиеся очень низкой магнитной восприимчивостью, составляющие наибольшую часть (в процентном отношении) магматических и метаморфических пород кислого состава; 2) железистые минералы, ферропарамагнитные, магнитная восприимчивость которых изменяется от первого десятка до сотен  $\kappa \cdot 10^{-5}$  ед. СИ за счет микровключений ферромагнетиков; они входят в небольшом количестве в состав кислых магматических и метаморфических пород

и составляют существенную часть пород основного и ультраосновного состава; 3) ферромагнитные минералы с очень высокой восприимчивостью и часто очень высокой остаточной намагниченностью; являются характерными акцессорными минералами магматических и метаморфических пород; 4) ферромагнитные минералы с низкими магнитными свойствами; специфичны главным образом для осадочных и метасоматических измененных пород.

## § 18. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

### Зависимость магнитной восприимчивости магматических пород от их минерального и химического состава

Магматические породы характеризуются очень широким диапазоном значений магнитной восприимчивости — от единиц до десятков тысяч  $10^{-5}$  ед. СИ. Это обуславливает весьма различную намагниченность пород (индуцированную и естественную остаточную) и тем самым различную интенсивность аномального магнитного поля.

Общий статистический характер распределения магнитной восприимчивости интрузивных пород ряда гранит—габбро можно видеть на рис. IV.8. Гистограммы распределения значений  $\chi$  интрузивных пород различного состава идентичны по характеру, за исключением гипербазитов.

В область слабомагнитных и магнитных пород попадают все главнейшие типы интрузивных пород, что говорит об отсутствии общей закономерной зависимости между магнитной восприимчивостью и основностью интрузивных образований.

Диаграмма зависимости магнитной восприимчивости пород от содержания ферромагнитных минералов  $S_{\text{Фм}}$ , построенная по экспериментальным данным и теоретическим расчетам [98], резко делится на две части (рис. IV.9).

Для очень слабомагнитных пород [ $\chi = (0 \div 50) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ] закономерной связи между магнитной восприимчивостью пород и содержанием ферромагнитных минералов не обнаруживается. Содержание ферромагнитной фракции составляет 0,001—0,0001; ферромагнетик представлен редкими зернами — примесями в темновеселых минералах. Закон статистического распределения  $\chi$  для разных петрографических групп пород является нормальным. Термомагнитные кривые  $\chi$  слабомагнит-

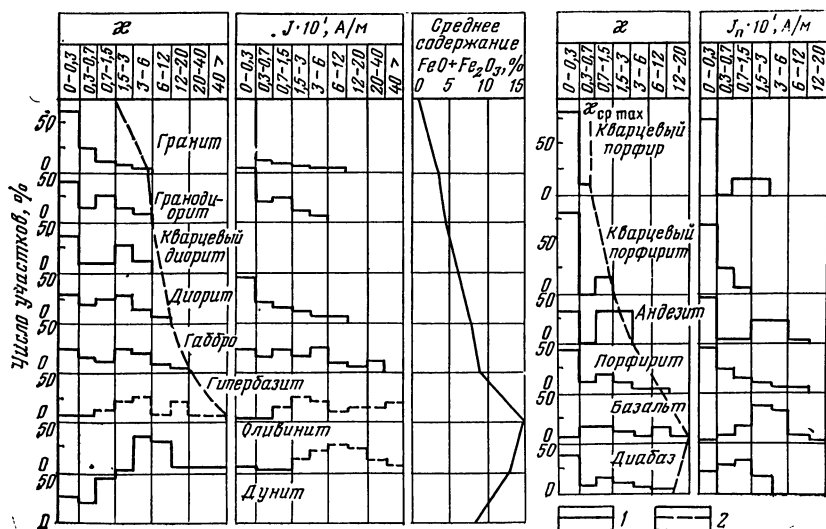


Рис. IV.8. Общая статистическая характеристика магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности интрузивных и эффузивных пород.

1 — неизмененные породы, 2 — серпентинизированные гипербазиты.  
Магнитная восприимчивость дана в  $1,26 \cdot 10^{-2}$  ед. СИ

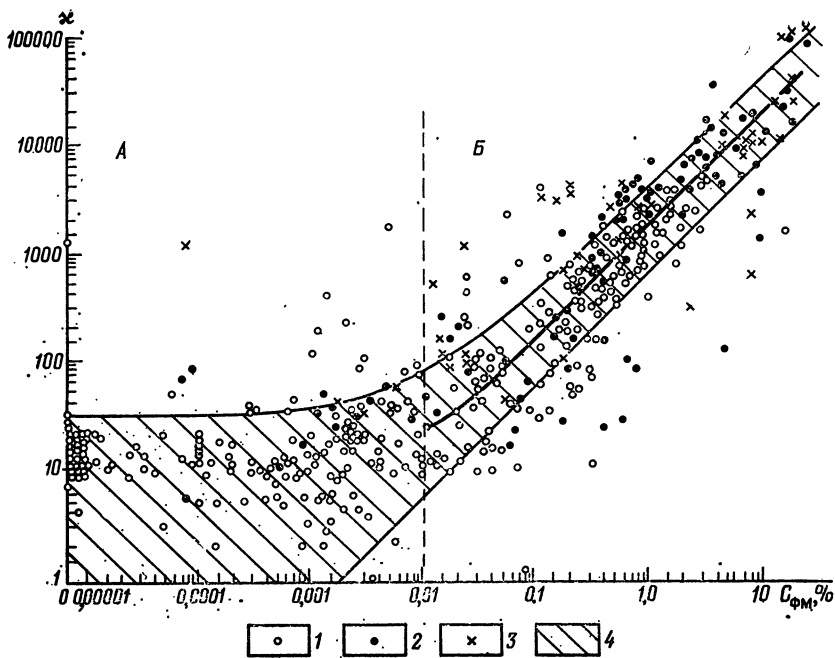


Рис. IV.9. Диаграмма зависимости магнитной восприимчивости от содержания ферромагнитной фракции в интрузивных породах по экспериментальным данным (Н. Б. Дортман, В. В. Ляхович) и теоретическим расчетам (А. К. Вейнберг).

1 — гранитоиды; 2 — диориты и габбро; 3 — гипербазиты; 4 — поле корреляции по теоретическим расчетам; А — класс ферропарамагнитных пород; Б — класс ферромагнитных пород (магнитная восприимчивость дана в  $1,26 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ)

ных пород, так же как и темноцветных минералов с примесями ферромагнетиков сложные; на них проявляется пара- и ферромагнитный эффект (см. § 37).

В магнитных породах [ $\chi > (50 \div 100) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ и содержание ферромагнитной фракции  $> 0,01$ ] ферромагнитный эффект создается главным образом крупными зернами магнетита (титаномагнетита). Для этих пород наблюдается закономерная корреляционная связь между  $\chi$  пород и  $C_{\text{фм}}$ . Средний коэффициент пропорциональности  $K_{\text{фм}}$  между магнитной восприимчивостью пород и содержанием ферромагнитных минералов равен  $1,3 \cdot 10^{-8}$ . В связи с разным составом ферромагнетиков, их структурой и текстурой включений  $K_{\text{фм}}$  уменьшается для гранитоидов до  $0,9 \cdot 10^{-8}$  и возрастает для габбро до  $1,5 \cdot 10^{-8}$ . Для различных петрографических групп пород статистический закон распределения  $\chi$  является логнормальным. Термомагнитные кривые  $\chi$  типичны для ферромагнетиков.

Различный статистический характер распределения магнитной восприимчивости пород, разная связь  $\chi$  с минеральным составом, разная генерация ферромагнетиков позволяют разделить интрузивные образования на два класса: ферропарамагнитные и ферромагнитные. По принципиально аналогичной характеристике эффузивные образования также подразделяются на два класса пород.

Зависимость магнитной восприимчивости пород от состава и концентрации минералов с разной восприимчивостью может быть выражена в общем виде формулой

$$\chi = f(\chi_{\text{п}} V_{\text{п}}) + f(\chi_{\text{фм}_1} V_{\text{фм}_1}) + f(\chi_{\text{фм}_2} V_{\text{фм}_2}), \quad (\text{IV. 10})$$

где  $\chi_{\text{п}}$  — магнитная восприимчивость диамагнитных и парамагнитных минералов;  $\chi_{\text{фм}_1}$  — магнитная восприимчивость ферромагнитных рассеянных микрочерен (при концентрации до 0,01—0,1 %);  $\chi_{\text{фм}_2}$  — магнитная восприимчивость ферромагнит-

ных минералов (при концентрации более 0,01 — 0,1%);  $V_{\Pi}$ ,  $V_{\Phi_{M1}}$ ,  $V_{\Phi_{M2}}$ —объемное содержание в породе соответствующих минералов.

Ввиду слабого магнитного взаимодействия диамагнитных и парамагнитных минералов создаваемый ими магнитный эффект определяется как произведение восприимчивости на концентрацию. Аналогичное можно принять для рассеянной вкрапленности ферромагнитных зерен ранней генерации:

$$f(\kappa_{\Pi} V_{\Pi}) = \sum_1^n \kappa_{\Pi} V_{\Pi}, \quad f(\kappa_{\Phi_{M1}} V_{\Phi_{M1}}) = \sum_1^n \kappa_{\Phi_{M1}} V_{\Phi_{M1}}. \quad (IV.11)$$

Для случая магнитного взаимодействия ферромагнетиков при их концентрации, типичной для магматических пород (0,1—5%), уравнение решено А. К. Вейнбергом (1967 г.):

$$\kappa = \sum_1^n \kappa_{\Pi} V_{\Pi} + \sum_1^n \kappa_{\Phi_{M1}} V_{\Phi_{M1}} + \frac{\kappa_{\Phi_{M2}}}{1 + \frac{4\pi}{3} \kappa_{\Phi_{M2}}} V_{\Phi_{M2}}. \quad (IV.12)$$

Формула справедлива для случая идиоморфного включения ферромагнетиков, наиболее характерного для магматических пород. При ксеноморфных включениях ферромагнетиков знаменатель в формуле (IV.12) принимает вид  $\sqrt[3]{1 + 4\pi\kappa_{\Phi_{M2}}}$ .

Для класса ферропарамагнитных пород в связи с отсутствием ферромагнетиков поздней генерации правый крайний член равен нулю и  $\kappa$  пород определяется равенством

$$\kappa \approx \kappa_{\Pi_1} V_{\Pi_1} + \kappa_{\Pi_2} V_{\Pi_2} + \dots + \kappa_{\Phi_{M1}} V_{\Phi_{M1}}, \quad (IV.13)$$

где  $\kappa_{\Pi_1}$ ,  $\kappa_{\Pi_2}$ — магнитная восприимчивость различных диа- и парамагнитных минералов;  $V_{\Pi_1}$ ,  $V_{\Pi_2}$  — их концентрация.

Для класса ферромагнитных пород крайний правый член равенства (IV.12) намного больше левых членов, и  $\kappa$  пород при идиоморфных включениях ферромагнетиков находится из формулы

$$\kappa \approx \kappa_{\Phi_{M2}} / \left( 1 + \frac{4\pi}{3} \kappa_{\Phi_{M2}} \right). \quad (IV.14)$$

При ксеноморфных включениях ферромагнетиков знаменатель в формуле (IV.14) меняется на выражение  $\sqrt[3]{1 + 4\pi\kappa_{\Phi_{M2}}}$ .

Изучение связи между магнитной восприимчивостью и химическим составом пород весьма сложно в связи с недостаточной чувствительностью химических анализов к тем тонким изменениям, которые влияют на магнитные свойства пород. Надежные результаты могут быть получены лишь при большом статистическом материале.

На рис. IV.10 приведены усредненные данные около 600 химических анализов, пересчитанных на элементарный состав пород. Для каждой группы пород рассматриваемых формаций элементарный состав получен по данным более 30 анализов, и магнитная восприимчивость по измерениям более 100 образцов [30]. При высоком содержании железа, что характерно для пород основного и среднего состава, может образовываться большое количество магнетита (титаномагнетита) и соответственно отмечаться более высокая магнитная восприимчивость пород. Однако эта возможность образования магнетита является лишь потенциальной. Как следствие, четко выраженной корреляционной связи между магнитной восприимчивостью пород и содержанием железа, а также кислорода не устанавливается. Корреляции  $\kappa$  с петрогенными элементами не наблюдается.

Наиболее общей и четко выраженной закономерностью является связь коэффициентов, отражающих отношение двух- и трехвалентного железа, с магнитной восприимчивостью пород [30, 33]. Коэффициент  $\phi = Fe^{III}/Fe^{II}$  для ферромагнитных пород варьирует от 0,43 до 0,98, в то время как для ферро-парамагнитных составляет 0,13—0,22.

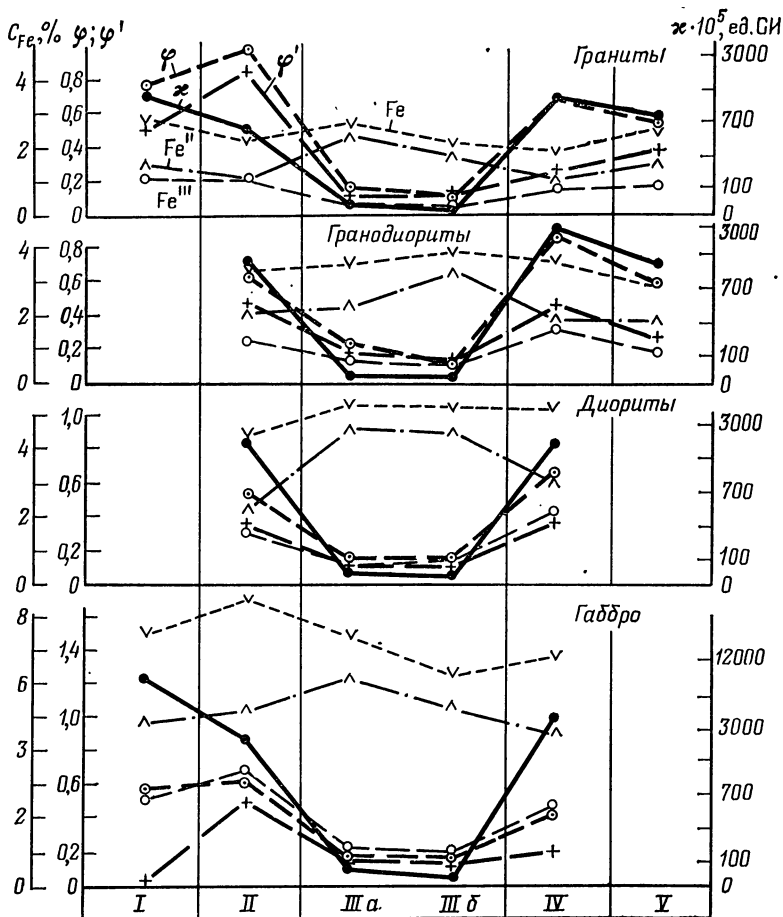


Рис. IV.10. Магнитная восприимчивость и химический состав интрузивных пород типичных формаций.

Формация: I — габбро-перидотитовая, II — габбро-диорит-гранодиоритовая, III — гранитовая (а — складчатых зон, б — срединных массивов), IV — гранодиорит-гранитовая, V — гранит-лейкогранитовая;  $\phi = C_{Fe''}/C_{Fe''}$  для естественного состава пород,  $\phi' = (C_{Fe''}/C_{Fe''})_п$  для пород с исключением Fe в магнетите

Коэффициент  $\phi' = (Fe'''/Fe'')_п$ , характеризующий отношение трех- и двухвалентного железа в породе, после исключения железа, связанного в магнетите, меняется в различно намагниченных породах аналогично коэффициенту  $\phi$ . Повышенное содержание трехвалентного железа в магнитных породах определяется не только присутствием в них магнетита, но и развитием изоморфных модификаций темноцветных минералов с более высоким содержанием  $Fe'''$  по сравнению со слабомагнитными.

Изучение состава темноцветных силикатных минералов показывает их существенное различие в ферро-парамагнитных и ферромагнитных породах. Так, в слабомагнитных гранитоидах биотит и амфибол представлены железистыми разновидностями; в магнитных породах часть железа идет на образование магнетита и те же минералы являются более магниезальными (рис. IV.11).



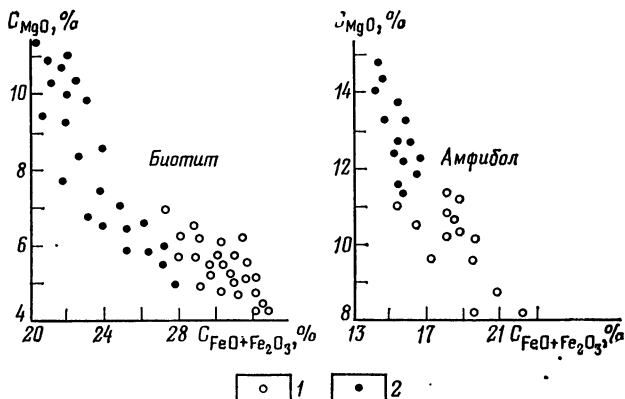


Рис. IV.11. Соотношение магния и железа в биотитах и амфиболах из слабомагнитных (1) и магнитных (2) гранитоидов (по Э. Я. Дубинчик)

Соотношение двух- и трехвалентного железа в гранитоидах различной магнитной восприимчивости изучено по данным многочисленных химических анализов и измерений  $\kappa$  [34]. Разные соотношения  $Fe^{III}$  и  $Fe^{II}$  в расплаве определяют возможность кристаллизации в породах ильменита  $Ilm$ , магнетита  $Mt$ , гематита  $Hem$ . Недостаток  $Fe^{III}$  является причиной преимущественной кристаллизации ильменита; при среднем соотношении образуется магнетит, при избытке  $Fe^{II}$  в породах появляется гематит (рис. IV.12). Существенное значение на соотношение двух- и трехвалентного железа в расплаве оказывает общая щелочность. При увеличении количества щелочей возрастает активность закисного железа, как более сильного основания по сравнению с окисным железом.

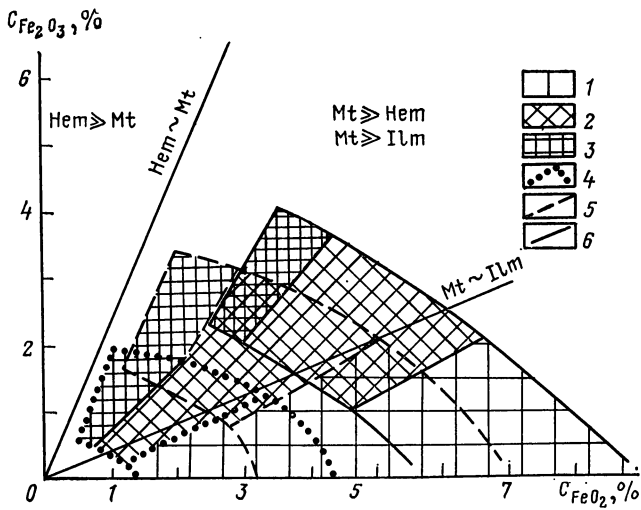


Рис. IV.12. Содержание двух- и трехвалентного железа в гранитоидах различных ассоциаций [33]

Поля корреляции гранитоидов: 1 — слабомагнитных —  $\kappa < 50 \times 10^{-6}$  ед. СИ, 2 — магнитных —  $\kappa = (1000 + 3000) \cdot 10^{-6}$  ед. СИ, 3 — сильномагнитных —  $\kappa > (3000 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ); границы распространения пород: 4 — гранитов, 5 — гранодиоритов, 6 — диоритов

Для эффузивных пород наблюдается общий характер распределения магнитной восприимчивости, подобный интрузивным.

Близкий химический и количественно-минеральный состав эффузивных пород и их интрузивных аналогов находит свое отражение в идентичности общей характеристики магнитной восприимчивости. Однако в силу различия условий кристаллизации, а также превращения кайнотипных эффузивов в палеотипные магнитная восприимчивость вулканогенных пород отличается от магнитной восприимчивости интрузивных пород.

Для вулканогенных образований, так же как и для интрузивных пород, характерна зависимость  $\chi$  от условий образования в разных формациях и наличие во всех группах пород ферромагнитных и ферро-парамагнитных разновидностей [98].

Быстрое и неравномерное остывание эффузивных пород, мало отражающееся на составе породообразующих минералов, сказывается на характере ферромагнетиков. Поэтому по магнитной восприимчивости эффузивные толщи, сложенные парамагнитными породами, существенно не отличаются от интрузий; это отличие отчетливо проявляется для ферромагнитных пород. Быстрая скорость кристаллизации способствует образованию в эффузивных породах не только магнетита, но и титаномагнетита, особенно в основных разностях; часто наблюдается распад последнего с образованием ильменита или ульвошпинели. Ферромагнетиты, как правило, кристаллизуются в мелких зернах — от пылевидных до 0,01—0,5 мм. Как следствие, средняя магнитная восприимчивость различных групп эффузивных пород ниже, чем их интрузивных аналогов. Кроме того, разный размер зерен, а также их неравномерное распределение в разных частях потоков, лав и вулканических аппаратах определяют большую дисперсию магнитной восприимчивости пород.

Особенностью эффузивных образований является зависимость магнитной восприимчивости от условий кристаллизации пород в различных фациях: покровной, пирокластической, экструзивной. Поэтому при принципиально тех же химических различных эффузивных пород разной магнитной восприимчивости (как и их интрузивных комагматов) наблюдаются специфические особенности, свойственные различным фациям.

На изменение магнитной восприимчивости существенное влияние оказывают также вторичные гидротермально-метасоматические и гипергенные процессы. Они приводят к новообразованию ферромагнетиков, их разрушению или окислению первичных ферромагнитных минералов с образованием менее магнитных разновидностей. Последнее характерно для рудных месторождений и является следствием изменения окислительно-восстановительных условий.

## Намагниченность магматических пород

**Общая намагниченность пород  $J$ .** Является векторной суммой индуцированной и естественной остаточной намагниченности. Наряду с геометрией тел определяет величину аномального магнитного поля.

**Индуцированная намагниченность пород  $J_i$ .** Пропорциональна магнитной восприимчивости и величине современного магнитного поля; по направлению соответствует последнему. Для большей части территории СССР магнитное поле приближенно равно 0,5 нТл; в районе Сибирской мировой магнитной аномалии оно повышается до 0,6 нТл, в южных районах Армении понижается до 0,4 нТл. Таким образом, в общем случае величина  $J_i$  может быть принята как половина магнитной восприимчивости, данные о которой приведены выше, с соответствующей поправкой в указанных районах.

**Естественная остаточная намагниченность  $J_n$ .** Интрузивные и эффузивные породы характеризуются широким диапазоном изменения значения  $J_n$ . Полярность и направление вектора  $J_n$  для разных образований различны, но в интрузивных и древних эффузивных породах преобладает прямое направление  $J_n$ , соответствующее современному магнитному полю Земли. Наиболее характерная особенность естественной остаточной намагниченности магматических пород — ее высокая чувствительность к различным факторам, обусловленным как особенностями образования пород, так и внешним воздействием.

По статистическим характеристикам  $\chi$  и  $J_n$  магматических пород устанавливается вероятностная пропорциональность параметров, являющаяся следствием их зависимости от процентного содержания ферромагнитных минералов [98]. Однако при

Намагниченность (в  $10^{-3}$  А/м) интрузивных пород [98]

Порода	В естественном состоянии (до намагничивания)		После намагничивания		
	$J_t$	$J_n$	в поле 200 нТл, 20 °С	при остывании от 700 °С, в поле 0,5 нТл	
			$J_{rs}$	$J_t$	$J_{rt}$

## Ферро-парамагнитный класс

Гранит:					
двуслюдяной	25	10	50	30	130
биотитовый	10	10	35	10	40
лейкократовый	10	0	140	10	1170
Гранодиорит	20	10	2 600	15	240
Диорит	50	5	160	65	510
Габбро	40	25	160	95	1790
Габбро амфиболлизированные	0	0	1 600	105	1870

## Ферромагнитный класс

Гранит:					
биотитовый	720	130	132 000	1040	820
лейкократовый	520	120	92 300	570	2760
Гранодиорит	1670	160	207 000	2120	1630
Габбро-диорит	2100	1120	119 000	3390	8250
Габбро	8000	990	319 000	6000	240

наличии корреляционной связи между средними величинами  $J_n$  и  $\kappa$  в отдельных группах пород (комплексах, массивах) наблюдается большой разброс предельных значений  $J_n$ , и функциональная зависимость между параметрами отмечается редко. Последнее определяется существенной зависимостью  $J_n$  от вида намагниченности (термоостаточная, химическая, вязкая) и коэрцитивной силы ферромагнетиков, обуславливающей стабильность величины  $J_n$  пород во времени (И. В. Розенталь, 1968 г.).

Характеристики величин  $J_n$ ,  $J_{rt}$  и  $J_{rs}$  типичных ферро-парамагнитных пород приведены в табл. IV.5. Нулевые значения  $J_n$  редки, а наиболее часто встречающиеся значения  $[(5 - 20) \cdot 10^{-3}$  А/м] характерны для всех петрографических групп пород, параметр  $Q$  колеблется в пределах 0,1—0,5, реже достигает 1. Более высокие значения  $J_n$  и  $Q$  в некоторых гранитоидах, по-видимому, связаны с присутствием гематита. При намагничивании образцов в сильном магнитном поле намагниченность гранитов не изменяется или повышается незначительно; в большинстве других пород она увеличивается в несколько раз.

Для класса ферромагнитных интрузивных пород характерен широкий диапазон изменения значений естественной остаточной намагниченности, увеличивающийся от кислых разностей к основным и ультраосновным за счет увеличения максимальных значений. Типичная особенность ферромагнитных пород — более низкая естественная остаточная намагниченность по сравнению с индуцированной намагниченностью, что устанавливается в большинстве случаев для интрузивных пород разного состава, возраста и тектонически различных регионов. Среднее значение параметра  $Q$  интрузивных пород преимущественно составляет 0,1—0,3, причем зависимости  $Q$  от состава или возраста пород в общем плане не наблюдается. Предельные значения  $Q$  варьируют в широком диапазоне, но, как правило, за счет отклонения величины  $Q$  для небольшого количества образцов от среднего значения. В ряде случаев такие образцы являются магнитно-стабильными и могут использоваться для палеомагнитных исследований [98].

Изменение термоостаточной намагниченности (в  $10^{-3}$  А/м)  
магматических пород со временем

Порода	В естественном состоянии (до намагничивания)		После намагничивания (при остывании от 700 °С, в поле 0,5 нТл)		
	$J_t$	$J_n$	1 сут	100 сут	360 сут
Гранит	25	10	130	70	65
»	25	30	420	90	90
Гранит измененный	14	135	210	—	110
Гранодиорит	15	20	200	200	60
Кварцевый диорит	30	5	1770	1750	750
Диорит	40	15	570	280	250
»	35	70	8500	8250	3700
Габбро	40	25	1790	1200	590
»	55	20	600	1000	490
Гранит	510	120	2760	—	1450
»	180	45	320	150	140
Кварцевый порфир	420	300	690	—	200
То же	450	340	1870	—	500
Габбро-диорит	2100	1120	8250	—	1255
Габбро	1100	1540	3550	—	1300
Базальт	490	1380	4990	—	1030

Повышенное значение  $Q$  (1—3 и более) характерно для пород метасоматического генезиса, вторично измененных пород в контактах интрузивных массивов, зонах тектонических нарушений, в пределах рудных месторождений.

В табл. IV.5 приведены значения намагниченности ферромагнитных интрузивных пород. Естественная остаточная намагниченность, как правило, меньше индуцированной; величина  $J_{rs}$  возрастает на несколько порядков; наблюдается также увеличение остаточной намагниченности  $J_{rt}$  по сравнению с первоначальной  $J_n$ ; отношение  $J_{rt}$  к  $J_n$  составляет 2—10.

Сопоставление данных табл. IV.5 показывает значительное различие в характере намагничивания ферро-парамагнитных и ферромагнитных интрузивных пород, которое обусловлено присутствием в них ферромагнетиков разной концентрации и различной магнитной жесткости. В ферромагнитных породах очень высокая термонамагниченность создается при их кристаллизации вследствие магнитного взаимодействия ферромагнитных минералов (магнетита, титаномагнетита); низкая же естественная остаточная намагниченность является результатом потери  $J_{rt}$  со временем. Подтверждением этому являются данные, приведенные в табл. IV.5 для пород различной намагниченности и состава.

Общая статистическая характеристика естественной остаточной намагниченности эффузивных пород и их отдельных петрографических групп сходна с характеристикой интрузивных пород. В то же время отличие в кристаллизации эффузивов сказывается на естественной остаточной намагниченности пород, особенно ферромагнитных молодого возраста. Это отличие выражается в величине параметра  $Q$ , а также в направлении и ориентировке вектора  $J_n$ .

В большинстве случаев для докембрийских и раннепалеозойских эффузивных образований средняя величина  $Q$  низкая (0,1—1); четко выраженной зависимости от возраста не устанавливается. В молодых вулканогенных породах — от мезозоя до четвертичных наблюдается более высокое значение  $Q$  по сравнению с древними, особенно резко возрастающее в неоген-четвертичных образованиях. Дисперсия значений  $Q$  сравнительно небольшая в древних образованиях, повышенная в молодых вулканиках покровной фации и очень высокая в пирокластической фации и экструзивных телах. Экспериментальные исследования естественной остаточной и термоостаточной намагниченности базальтов Тунгусской синеклизы (Б. В. Гусев

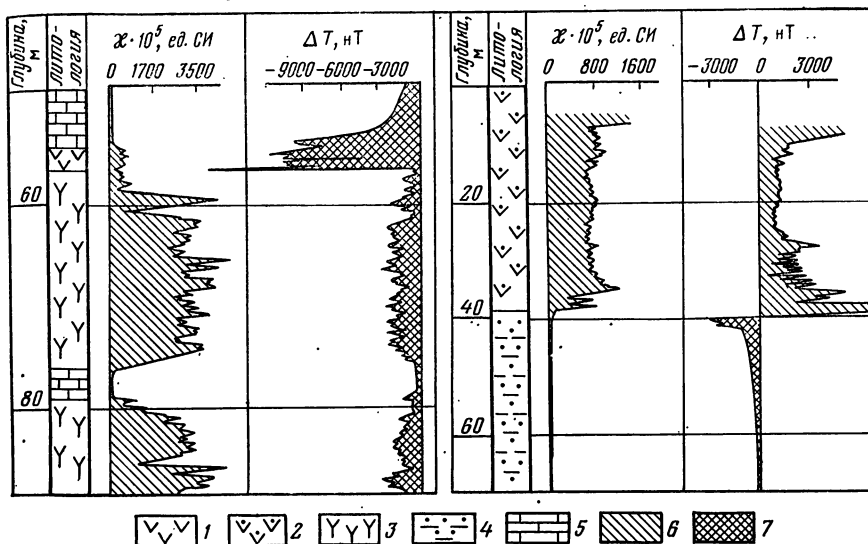


Рис. IV.13. Долериты Сибирской платформы прямой и обратной полярности вектора  $J_n$  по данным магнитного каротажа  $\chi$  и  $\Delta T$  (по Л. Г. Филиппычевой и А. К. Сараяву).

Долериты: 1 — прямой полярности  $J_n$ ; 2 — обратной полярности  $J_n$ ; 3 — кимберлиты; 4 — алеволиты; 5 — известняки; 6 — отрицательное поле  $\Delta T$ ; 7 — положительное поле  $\Delta T$

и др., 1967 г.) показали, что величина  $Q$  зависит от вида намагниченности и возрастает с увеличением доли  $J_{rt}$  и  $J_n$ ; чем выше  $Q$ , тем большая часть первичной намагниченности сохраняется в породе к настоящему времени.

Для ферро-парамагнитного и ферромагнитного классов эффузивных пород типична та же характеристика  $J_i$ ,  $J_n$ ,  $J_{rt}$  и  $J_{rv}$ , что и для интрузивных, но при повышенных значениях  $J_n$  и  $Q$  в молодых образованиях.

**Полярность вектора  $J_n$ .** В интрузивных породах в большинстве случаев полярность прямая; преобладающая ориентировка соответствует магнитному полю Земли. Обратная полярность вектора  $J_n$  в магматических породах и магнетитовых рудах впервые была обнаружена в Ангаро-Илимском районе Сибири, а затем установлена в ряде районов СССР, Европы и Америки. Однако случаи, когда обратная полярность  $J_n$ , характерная для целых интрузий, вызывает отрицательные магнитные аномалии, сравнительно редки, и в настоящее время в пределах СССР уверенно установлены лишь для интрузивных траппов Сибирской платформы. Интрузии отрицательной полярности представляют особый комплекс пород. Они сложены различными по составу долеритами, отличающимися по химическому составу от интрузий прямой полярности, и образуют преимущественно силы, реже покровы разного размера. Ферромагнитными минералами комплекса являются магнетит, титаномагнетит и ильменит. Обратная полярность  $J_n$  интрузивных траппов связывается с инверсией магнитного поля Земли в пермо-триасе (А. Н. Хранов, Л. Е. Шолпо, 1967 г.).

На рис. IV.13 приведена каротажная диаграмма  $\Delta T$ , полученная двухкомпонентным скажинным магнитометром Филиппычевой. На диаграмме впервые в естественных разрезах четко зафиксированы отрицательное и положительное магнитные поля, как следствие прямой и обратной полярности вектора естественной остаточной намагниченности разновозрастных горизонтов траппов.

Более часты случаи, когда в интрузивных массивах (с  $Q > 1$ ) обратная полярность вектора  $J_n$  наблюдается в отдельных образцах при преобладании образцов

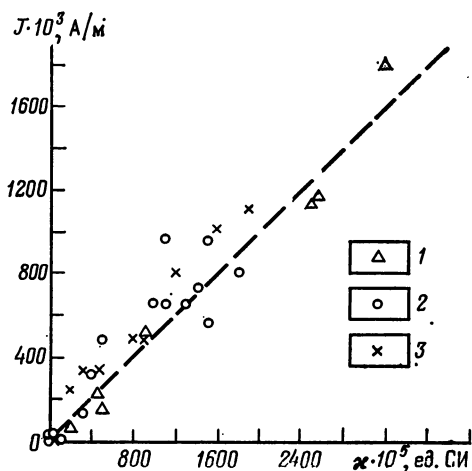


Рис. IV.14. Корреляционная зависимость между магнитной восприимчивостью и намагниченностью интрузивных пород (по И. Ф. Зотовой).

Интрузивные массивы: 1 — Становой области, 2 — Юго-Западной Забайкалья, 3 — Байкальской области ( $J_{ср}$  — значение, рассчитанное по  $\Delta T_a$ );  $\chi_{ср}$  — измеренное значение (каждая точка получена по данным 30—100 образцов)

в современном магнитном поле выделяются крайне редко. Отсутствие контрастных магнитных аномалий определяется также горизонтальным залеганием чередующихся горизонтов прямо и обратно намагниченных пород даже в случае сохранения их первичной намагниченности  $J_n$ .

Обратная полярность вектора  $J_n$  характерна для пород эктрузивных тел и метасоматитов и связана с самообращением вектора  $J_n$ , т. е. как и в интрузивных породах.

В некоторых случаях наблюдается соответствие направления естественной остаточной намагниченности пород их трещиноватости в связи со стрессовыми напряжениями; отмечается влияние на полярность и ориентацию  $J_n$  перемагничивания пород при молниевых разрядах, лесных пожарах и др. Указанные факторы имеют существенное значение, но относительно локальное распространение.

**Намагниченность пород.** Значительные пределы колебания отношения  $J_n$  к  $J_i$  ( $Q = 0 \div 20$  и более) определяют различный удельный вес каждой составляющей в общей намагниченности разных интрузивных и эффузивных образований и тем самым обуславливают закономерности изменения, характерные для магнитной восприимчивости либо естественной остаточной намагниченности, либо обоих параметров.

Выделяются следующие крупные группы магматических пород, различающиеся по намагниченности: а) слабомагнитные (ферро-парамагнитные) интрузивные и эффузивные породы с  $Q_{ср} = 0 \div 0,3$  (реже до 1), намагниченность  $J$  которых обусловлена главным образом индуцированной составляющей; б) магнитные (ферромагнитные) интрузивные и эффузивные породы с  $Q_{ср} = 0,1 \div 0,5$ , намагниченность которых обусловлена преимущественно индуцированной составляющей (рис. IV.14); в) магнитные (ферромагнитные) позднепалеозойские и более молодые эффузивные породы покровной фации, метасоматически измененные породы, реже интрузивные с  $Q_{ср} = 1 \div 3$ , намагниченность которых обусловлена  $J_i$  и  $J_n$ ; г) магнитные (ферромагнитные) молодые покровные эффузивные образования преимущественно основного состава, породы пирокластической фации и эктрузивных тел с  $Q_{ср} = 1 \div 20$ ,

с прямой полярностью  $J_n$ . Подобные факты установлены для пород габбро-лабрадоритового комплекса Украинского массива; они объясняются процессами самообращения термоэстабильной намагниченности [55]. На примере некоторых гранитоидных массивов Казахстана показана связь прямо и обратно намагниченных пород с их структурой (Л. П. Жоголев, 1966 г.).

В эффузивных породах вследствие мелкого размера зерен и соответственно их высокой коэрцитивной силы перемагничивание пород современным магнитным полем Земли наблюдается в меньшей степени, особенно в молодых образованиях с высоким параметром  $Q$ . В мезозойских и палеозойских образованиях число образцов с сохранившейся синхронной намагниченностью  $J_n$  постепенно сокращается, т. е. в естественном состоянии не фиксируется, но может быть выделена при палеомагнитных исследованиях после проведения магнитной чистки. Древние эффузивные породы, образовавшиеся в периоды прямой и обратной полярности магнитного поля Земли,

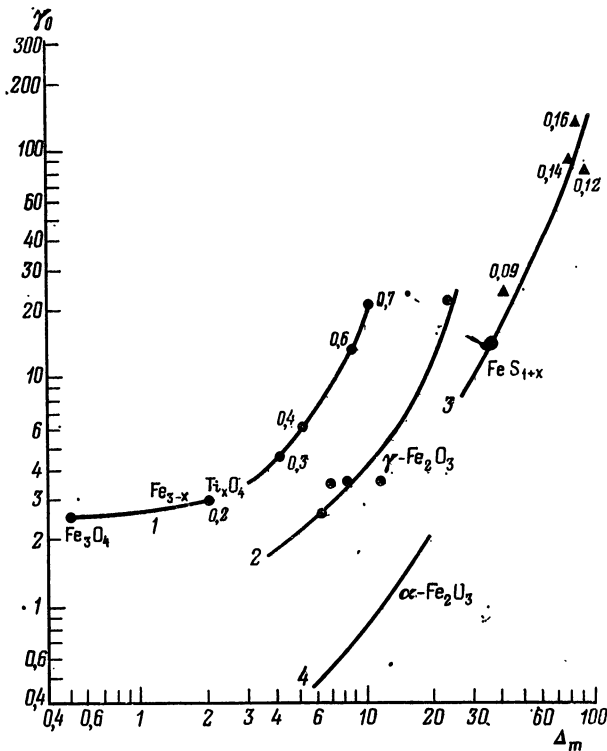


Рис. IV.15. Параметры коэрцитивных спектров  $\gamma_0$  и  $\Delta_m$  ферромагнитных минералов, используемые для определения их состава в горных породах (по Л. Е. Шолпо). 1 — ряд магнетита — титаномагнетита; 2 — ряд маггемита — титаномагнетита; 3 — пирротин (моноклинный); 4 — гематит; цифры у кривых — значения  $x$ , вычисленные по формулам (IV.15)

очень редко интрузивные породы. Намагниченность пород обусловлена главным образом остаточной составляющей.

Для изучения состава ферромагнитных минералов в горных породах, от которого в значительной степени зависят значения  $x$ ,  $J_n$ ,  $J$  пород, используют методы термомагнитного анализа, намагниченности насыщения и др. (см. § 37), а также параметры коэрцитивных спектров.

Параметры коэрцитивных спектров  $\gamma_0$  и  $\Delta_m$  (предложены Л. Е. Шолпо). Снижаются с дифференциальных кривых нормального остаточного намагничивания

$$\gamma_0 = \frac{10^3}{J_i} \frac{d^2 J_r}{dH^2}; \quad \Delta_m = \frac{10}{J_i} \left( \frac{dJ_r}{dH} \right)_{\max}, \quad (IV.15)$$

где  $J_i$  и  $J_r$  — остаточная и индуцированная намагниченность, образующаяся в поле  $H$ .

Эти параметры не зависят от концентрации ферромагнетика в образце породы и определяются лишь его составом и структурными особенностями. Результаты определений для изометричных образцов пород, содержащих примерно изометричные зерна различных ферромагнетиков, приведены на рис. IV.15. Для точной диагностики ферромагнитных минералов в образцах пород или их идентификации в породах одного комплекса, серии целесообразно совместно изучать указанные параметры и другие характеристики, например термомагнитные.

## Магнитные свойства магматических пород различных петрографических групп, комплексов и формаций

**Интрузивные образования.** Все петрографические группы и разновидности интрузивных пород (граниты, гранодиориты, диориты, габбро и др.) обладают идентичным характером распределения магнитной восприимчивости, а именно — широким диапазоном изменения значений, параметра — от  $(1-4) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ до нескольких тысяч  $10^{-5}$  ед. СИ. Максимальные значения  $\chi_{ср}$  пород различных петрографических групп увеличиваются с повышением основности. Для всех групп характерно наличие пород обоих классов — ферро-парамагнитного и ферромагнитного.

Названные петрографические группы пород формируются в весьма различных условиях; они встречаются в образованиях от архейского до кайнозойского времени и слагают массивы в древних щитах, в складчатых областях и зонах тектонической активизации. При идентичности состава пород, что характерно для разновозрастных, но аналогичных формаций, магнитная восприимчивость петрографических групп пород является значительно более постоянной.

**Гипербазиты.** Неизменные гипербазиты альпинотипных формаций характеризуются слабой магнитной восприимчивостью, составляющей преимущественно  $(20-300) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. При наиболее высоком содержании железа (по сравнению с другими интрузивными породами) ферромагнитные минералы ранней генерации кристаллизуются в крайне незначительных количествах [98], и железо почти полностью входит в состав силикатных темноцветных минералов. Присутствие в небольшом количестве магнетита ранней генерации или позднемагматического приводит в ряде случаев к увеличению магнитной восприимчивости до  $(500-700) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ (см. рис. IV.8). Слабая магнитная восприимчивость, низкая остаточная намагниченность и  $Q < 1$  характерны для всех разновидностей пород этих формаций — перидотитов (гарцбургитов, верлитов), пироксенитов, дунитов.

Массивы неизменных гипербазитов встречаются крайне редко (Мончегорский плутон, Караякская область); чаще они наблюдаются на отдельных участках крупных массивов (Урал, Казахстан). Большинство массивов гипербазитов как в древних, так и молодых складчатых системах континентов, в различных структурах океанов подвергнуты аутометаморфическому процессу серпентинизации, при котором резко возрастают значения  $\chi$  и  $J_n$  пород (см. § 19).

Принципиально иная магнитная характеристика свойственна гипербазитам, образовавшимся в эпоху платформенного развития земной коры. Наиболее ярким

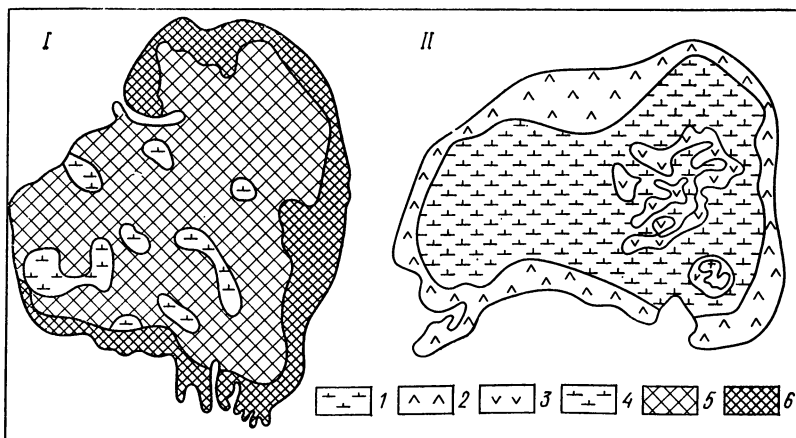


Рис. IV. 16. Магнитная восприимчивость гипербазитов различных формаций.

Формация: I — габбро-перидотитовая (Урал), II — щелочно-ультраосновная (Кольский полуостров); 1 — пироксениты ( $\chi > 8000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ); 2 — ийолиты ( $\chi = 1200 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ); 3 — карбонатиты ( $\chi = 300 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ); 4 — дуниты ( $\chi = 100 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ); 5 — серпентинизированные пироксениты ( $\chi = 300-1200$  ед. СИ); 6 — серпентиниты ( $\chi = 8000-12000$  ед. СИ)



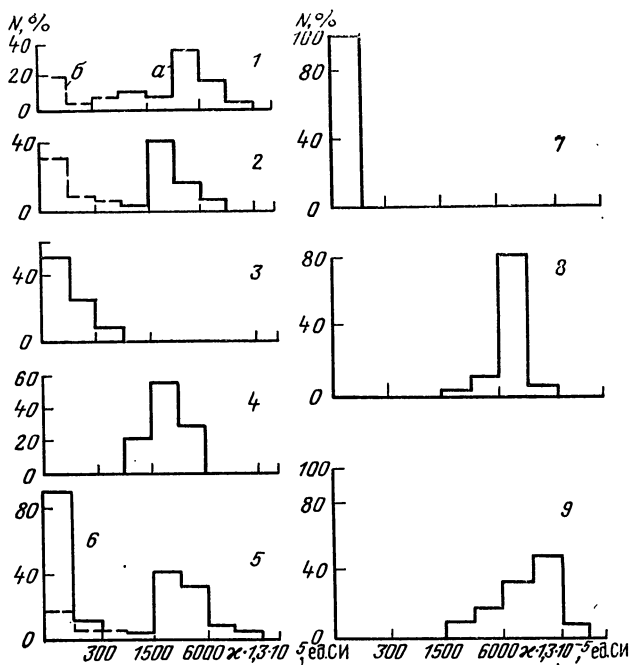


Рис. IV.17. Магнитная восприимчивость основных пород группы габбро различных формаций и месторождений [98, 67].

Формации складчатых областей: 1 — габбро-перидотитовая, 2 — габбро-диорит-гранодиоритовая, 3 — гранитовая, 4 — гранодиорит-гранитовая; формации платформ: 5 — габброидная, 6 — анортозитовая; массивы: 7 — габбро месторождений медно-никелевых руд, 8 — габбро-анортозитов месторождений титаномагнетитовых руд, 9 — габбро- и габбро-норитов месторождений магнетитовых руд; породы: а — неизменная, б — амфиболлизированная

примером служат гипабиссальные интрузии кольцевого строения существенно щелочного состава Кольского полуострова. Магнетит и титаномагнетит в ранней генерации образуются в значительном количестве, за счет чего магнитная восприимчивость неизменных разностей достигает нескольких десятков тысяч  $10^{-5}$  ед. СИ; соответственно возрастает величина  $I_n$  при низком значении  $Q$  (рис. IV.16).

Высокие значения  $\chi$  и  $I_n$  характерны для оливинитов, содержащих 5 % и более первичного магнетита, встречающихся в щелочных формациях севера Сибирской платформы и ассоциирующихся с щелочно-ультраосновными эффузивными породами — меймечитами, также обладающими высокими магнитными свойствами.

**Г а б б р о , д и о р и т ы .** Габбро формаций ранней и средней стадий содержат магнетит и титаномагнетит до 2—6 %. Магнитная восприимчивость слабоизменяемых основных пород высокая при значительном колебании средних значений в отдельных массивах. Большая дисперсия параметра  $\chi$ , наблюдающаяся в пределах комплексов, массивов, связана как с различным процентным содержанием ферромагнетиков, так и с их составом (от почти чистых сильномагнитных магнетитов до существенно титанистых титаномагнетитов с более низкой магнитной восприимчивостью); в ряде случаев наблюдается замещение последних парамагнитным ильменитом. Величина  $I_n$  пород высокая;  $Q = 0,3 \div 0,5$ , реже достигает 2—3. Высокие значения  $\chi$  и  $I_n$  характерны для всех разновидностей пород этих формаций — габбро, норитов, габбро-диоритов и др. (рис. IV.17).

Во многих массивах и комплексах широко проявлены процесс амфиболизации габбро и другие автотометасоматические изменения, приводящие к уменьшению магнетита и титаномагнетита и понижению магнитной восприимчивости пород. Процессы амфиболизации и другие автотометасоматические изменения основных пород ранней стадии, имеющие региональное распространение, приводят к обратному по сравнению с серпентинизацией эффекту — понижению магнитной восприимчивости.

Для диоритов ранних формаций также характерна высокая магнитная восприимчивость, однако меньшая, чем для основных пород; процессы автотометасоматоза в них проявлены слабее.

Габбро, габбро-диориты и диориты формации батолитов пестрого состава средней стадии в большинстве случаев магнитны; но средняя величина  $\chi$  и  $J_n$  ниже таковой для тех же групп ранней стадии. При этом в разных комплексах статистические параметры одноименных пород различны. Реже распространены комплексы слабомагнитных пород. Типичная характеристика магнитной восприимчивости габбро и диоритов приведена на рис. IV.17. Процессы изменения пород (левые максимумы на гистограммах  $\chi$ ) проявлены слабее, чем в раннюю стадию.

Габбро, габбро-диориты и диориты в формациях конца средней и начала поздней стадий имеют подчиненное значение. Они являются преимущественно ферропарамагнитными с  $\chi = (20 \div 200) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

В позднюю стадию тектоно-магматических циклов образуются массивы габбро и диоритов вновь с высокой магнитной восприимчивостью.

Для платформенного и субплатформенного интрузивного магматизма характерно преобладание пород основного состава, магнитная характеристика которых весьма различна. Так, интрузивные траппы, сложенные долеритами различного состава, титан-авгитовыми диабазами и габбро-диабазами, содержат в среднем 2—5 % ферромагнитных минералов, главным образом титаномагнетита. Магнитная восприимчивость их меняется от  $100 \cdot 10^{-5}$  до  $1500 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, но для наиболее распространенных комплексов составляет  $(500—1000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Величина  $J_n$  имеет высокое значение, различное по направлению (см. рис. IV.13). Различная контрастная намагниченность характерна для разных платформенных формаций и для одноконтинентальных формаций различных месторождений.

Массивы габброидов в никеленосных провинциях слабомагнитны. Примером может служить Мончегорский плутон и массивы Печенгского района, в пределах которого магнитная восприимчивость пород не превышает  $(20—30) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ на всю мощность массивов в несколько километров, вскрытых скважинами. Следует отметить, что никель и железо (ферромагнитные элементы) образуют парамагнитные минералы. Массивы основных пород в пределах железорудных провинций характеризуются высоким содержанием магнетита или титаномагнетита и имеют высокие значения  $\chi$  и  $J_n$ . Это массивы габбро-анортозитов, с которыми связаны месторождения титаномагнетитовых руд, массивы габбро-перидотитовой и щелочно-габброидной формаций, типичные для образования магнетитовых руд.

Особую характеристику имеют анортозиты, развитые в докембрийских щитах, срединных массивах и в некоторых древних складчатых областях. Магнитная восприимчивость и естественная остаточная намагниченность пород стабильно слабые и идентичные в разных регионах (Балтийский, Украинский, Алданский, Анабарский щиты).

Гранодиориты, граниты. В формациях ранней стадии установлены кислые интрузивные породы существенно натрового состава — плагиограниты, встречающиеся в виде небольших тел, но иногда образующие массивы среднего размера (габбро-плагиогранитовая формация). Плагиограниты имеют слабую магнитную восприимчивость и низкую естественную остаточную намагниченность, редко несколько повышенную  $\chi$  (до  $300 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ), что связано с их составом.

В средней и поздней стадиях гранодиориты и граниты играют основную роль среди интрузивных пород; реже гранитоидные комплексы начинаются с внедрения диоритов и еще реже с габбро.

Наиболее полное изучение магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности гранитоидов совместно с анализом минерального и химического составов пород и применением метода многоуровневого анализа выполнено Э. Я. Дубинчик и И. В. Розенталем [34]. Характер общего распределения гранитоидов по магнитным параметрам, полученного на основании 1217 парных определений  $\chi$  и  $J_n$  для образований различных комплексов и разных регионов, приведен

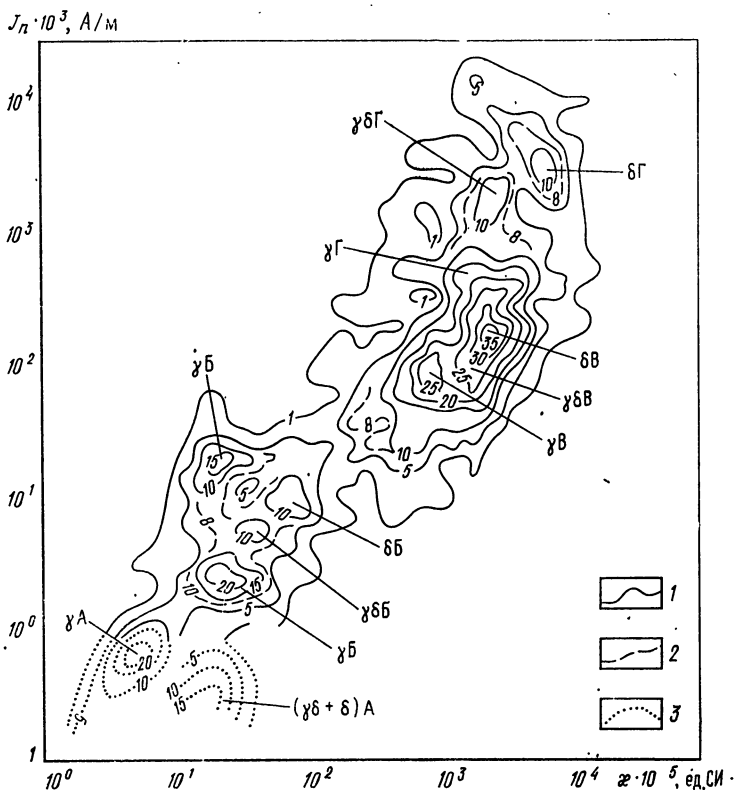


Рис. IV.18. Распределение интрузивных гранитоидов по магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности (по Э. Я. Дубинчик и И. В. Розенталю).

Изолинии: 1 — основные, 2 — дополнительные, 3 — проведенные по значениям  $\chi$ ;  $\gamma$  — граниты;  $\gamma\delta$  — гранодиориты;  $\delta$  — диориты; А, Б — группы слабомагнитных пород; В, Г — группы магнитных пород [34]. Оцифровка изолиний — в одной единице 0,1 % случаев

на рис. IV.18. По дискретной характеристике выделяются два класса пород — слабомагнитный, включающий группу А и группу Б, и магнитный с группами В и Г. Коэффициенты корреляции между  $\chi$  и  $J_n$  в целом для гранитоидов  $\geq 0,9$ , для обоих классов  $\geq 0,6$ . В каждую группу входят диориты, гранодиориты и граниты. При этом в породах идентичного химического состава наблюдается различие в содержании магнетита и гемойльменита, что определяет их разные магнитные свойства, принадлежность к разным классам и является следствием различных термодинамических условий образования.

В формации батолитов пестрого состава средней стадии гранитоиды характеризуются в большинстве высокими значениями  $\chi$  и  $J_n$ . При более дробном подразделении на ряд формаций каждая из них имеет специфический состав пород, а соответствующие им комплексы пород — различную магнитную характеристику (рис. IV.19).

Большинство исследователей относит образования очень крупных батолитоидных интрузий, приуроченных к ядрам антиклинальных структур или к разломам по границам геосинклинальных прогибов, к концу средней стадии. Эти многофазные интрузии с существенным преобладанием гранодиоритов или гранитов выделяются в гранит-гранодиоритовую и гранитовую формации.

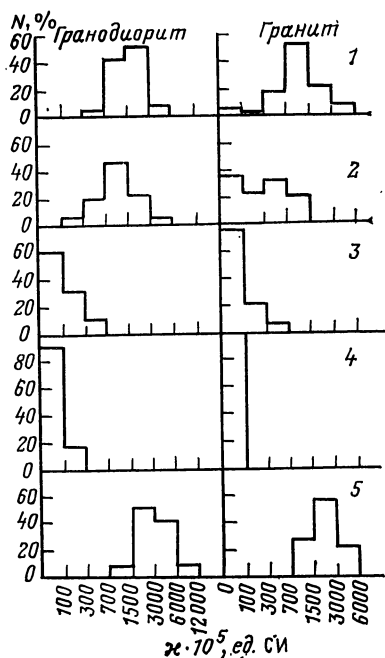


Рис. IV.19. Магнитная восприимчивость гранодиоритов и гранитов разных формаций.

Формация: 1 — габбро-гранит-гранодиоритовая (змеяногорский комплекс, Казахстан), 2 — гранит-гранодиоритовая, ферромагнитная субформация (зерендинский комплекс, Казахстан), 3 — парамагнитная (ирельский комплекс, Прабайкалье), 4 — гранитовая (хунгарский, биробиджанский комплексы, Дальний Восток), гранит-лейкогранитовая (бачелаский комплекс, Дальний Восток), 5 — гранит-граносиенитовая (прибрежный комплекс, Сихотэ-Алинь) (по М. В. Чернюк, И. И. Кроидову, А. А. Духовскому, Н. Б. Дортман, Э. Я. Дубинчик)

породы встречаются редко. Наиболее характерным примером являются гранитоиды мезозойского возраста Становой складчатой области, образование которых связано с поздними разломами. Магнитная восприимчивость этих пород высокая и резко отличается от слабой восприимчивости гранитоидов, образованных в конце средней стадии мезозойского тектоно-магматического цикла Монголо-Охотской складчатой области. Идентичную характеристику имеют гранитоиды периода активизации Буреинского и Ханкайского массивов [33] и других областей. Значительно реже встречаются ферро-парамагнитные комплексы.

Для платформенных областей характерно развитие специфических гранитов-рапакиви, магнитная восприимчивость которых не превышает  $50 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

**Интрузивные комплексы.** Различная магнитная восприимчивость характерна не только для одноименных петрографических групп пород, образовавшихся на разных стадиях тектоно-магматических циклов, но и для многофазных комплексов в целом. Для последних устанавливается весьма характерное изменение магнитной восприимчивости пород внутри комплекса. На рис. IV.20 приведены типичные кривые распределения пород по ряду районов, из которых видно, что

Гранит-гранодиоритовая формация по магнитной характеристике подразделяется на две субформации — ферромагнитную и парамагнитную. Магнитная восприимчивость пород первой субформации — высокая; в парамагнитной субформации все группы пород различных комплексов от габбро (или диоритов) до лейкократовых гранитов слабомагнитны.

Интрузивные породы, уверенно относимые к гранитовой формации, повсеместно ферро-парамагнитны. Магнитная восприимчивость гранодиоритов, как правило, не превышает  $50 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, биотитовых гранитов  $(20 \div 30) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, лейкократовых гранитов и аляскитов  $(5 \div 10) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

В поздней стадии гранодиорит-гранитовая формация подразделяется на две субформации — парамагнитную и ферромагнитную; в более поздней гранит-лейкогранитовой формации преобладают ферромагнитные породы. Как исключение, к этим формациям относят гранитоиды со слабой магнитной восприимчивостью.

Таким образом, в конце средней — начале поздней стадий тектоно-магматических циклов, т. е. во время завершения складчатости, образуются породы с очень слабой магнитной восприимчивостью, относящиеся к классу ферро-парамагнитных. Интрузии этих формаций и субформаций слагают батолитоподобные массивы крупнейших антиклинорных зон складчатых областей, развитых в фундаментах срединных массивов и во многих случаях в докембрийских образованиях древних щитов.

Во внегеосинклинальный период (автономная тектоническая активизация [33]) образуются диориты, гранодиориты, биотитовые и лейкократовые граниты, граносиениты и сиениты, имеющие преимущественно высокую магнитную восприимчивость; слабомагнитные по-

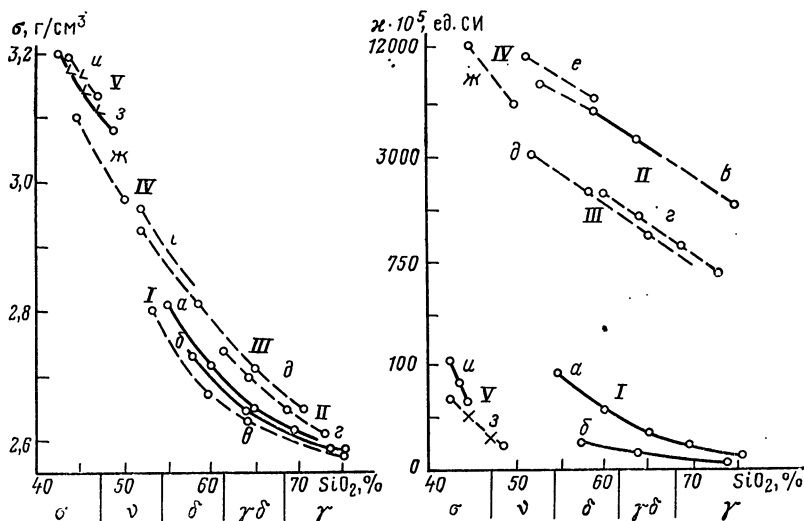


Рис. IV.20. Магнитная восприимчивость и плотность интрузивных пород различных петрофизических ассоциаций.

I — верхнекоровые магмы (гранитовая формация — а, парамагнитные гранитоидные субформации — б); II, III — нижнекоровые магмы (ферромагнитные гранитоидные субформации — в, г, габбро-диорит-гранодиоритовая формация — д); IV — мантийные подкоровые магмы (формации: пироксенит-габбровая — а, габбро-диоритовая — б); V — мантийные глубинные магмы, протрузии (формации: габбро-гипербазитовая — з, альпийских гипербазитов — и). Породы: σ — гипербазиты, υ — габбро, δ — диориты, γδ — гранодиориты, γ — граниты

в каждом комплексе наблюдается более высокая магнитная восприимчивость ранних фаз внедрения, представленных основными или средними разностями, и постепенное понижение  $\kappa$  от фазы к фазе по мере раскисления пород. При общем подобии кри-вых распределения  $\kappa$  различных комплексов они располагаются на разных уровнях, т. е. породы всех фаз внедрения являются ферро-парамагнитными или породы всех фаз ферромагнитными.

Из рис. IV.20 видна закономерная связь магнитной восприимчивости пород в каждом комплексе с их основностью; в то же время эта закономерная связь нарушается для разных комплексов — кислые породы одного комплекса могут иметь более высокую магнитную восприимчивость по сравнению с основными породами другого комплекса.

В интрузивных комплексах ферро-парамагнитных пород, характерных для формаций конца средней и начала ранней стадий тектономагматических циклов, изменение магнитной восприимчивости пород от первых фаз внедрения к последующим (а также для разных комплексов) связано с изменениями состава и процентного содержания парамагнитных породообразующих минералов (пироксенов, амфибола, биотита) и ферромагнитных примесей в них.

Эффузивные образования. Магнитные свойства всех групп и петрографических разновидностей эффузивных пород характеризуются широким диапазоном изменения значений магнитных параметров и большой дисперсией (по сравнению с интрузивными аналогами), зависящими от фацальной и формационной принадлежности пород. Намагниченность пород, кроме того, зависит от возраста.

Породы покровной фаши обладают сравнительно постоянным химическим и минеральным составом в пределах толщ (комплексов), выдерживаемым по простиранию на значительные расстояния — десятки километров и более. Магнитная восприимчивость таких толщ сравнительно стабильна, а средняя величина  $\kappa$  зависит от состава пород и от принадлежности комплекса к определенной формации.

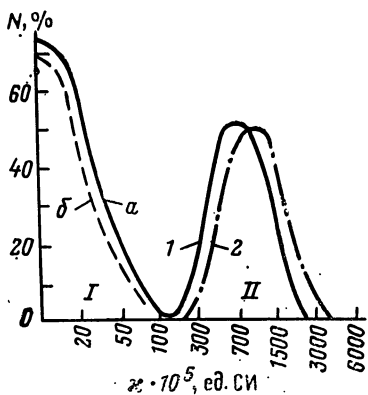


Рис. IV.21. Магнитная восприимчивость эффузивных пород кислого состава различных формаций (Сихотэ-Алинь).

Формации: I — липаритовая — липариты, дациты, андезиты ( $\alpha$  — верхнемеловая,  $\beta$  — палеогеновая); II — липарит-дацитовая, верхнемеловая (1 — липариты; 2 — дациты)

Магнитные игнибриты по естественной остаточной намагниченности резко отличаются от пород покровной фации. Рассмотрим магнитную характеристику эффузивных пород покровной фации.

Ультрасосновные породы. Типичные ультрасосновные эффузивные породы — пикриты встречаются в ранних формациях (крайне редко). Они имеют низкие значения  $\chi$  и  $J_n$ . Несколько шире ультрасосновные эффузивные породы представлены в платформенных формациях щелочного состава — меймечитов и кимберлитов. Меймечиты имеют высокую магнитную восприимчивость и высокую остаточную намагниченность (тысячи  $10^{-5}$  ед. СИ и  $10^{-3}$  А/м). Для кимберлитов характерно значительное различие  $\chi$  и  $J_n$ , как следствие разной интенсивности автотематоморфизма, в результате которого они образуются. Первичные породы — пикриты и пиропы имеют высокие значения  $\chi$  и  $J_n$ , но встречаются только в виде единичных мелких зерен. Кимберлиты даже в одной трубке взрыва имеют магнитную восприимчивость, изменяющуюся от единиц до  $6000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, и остаточную намагниченность, варьирующую от нуля до  $5000-10\,000 \cdot 10^{-3}$  А/м. В разных районах преобладают разновидности пород с более или менее высокими магнитными параметрами. Типично для кимберлитовых трубок кольцевое расположение пород с разной намагниченностью, что отражается на кольцевом строении магнитных аномалий.

Породы основного и среднего состава. Базальты и андезиты современных геосинклинальных систем и молодых вулканогенных поясов (Дальний Восток, Армения) преимущественно магнитны. Для них характерно более высокое значение  $J_n$  по отношению к  $\chi$ ; наблюдается прямое и обратное направление вектора  $J_n$ ; величина  $J$ , как правило, положительна.

Диабазы, андезитовые порфириты, альбитофиры, кератофиры, широко распространенные в формациях ранней и средней стадий (диабазовой, спилит-диабазовой, андезитовой) в фанерозойских складчатых областях в большинстве случаев ферромагнитны при различных значениях  $\chi$  и непостоянных величинах  $J_n$  и  $J$ . Значительные вариации магнитных параметров пород, а также относительно низкое значение  $\chi$  обусловлены окислением и разложением магнетита и титаномангнетита вследствие диагенеза и метаморфизма в зеленосланцевой фации. Особенно это характерно для диабазов ранних формаций; меньше процессами изменения пород затронуты андезитовые порфириты, образующиеся в средней стадии. В докембрийских складчатых системах магнитная характеристика пород среднего и основного состава зависит от характера изменений в условиях разных фаций регионального метаморфизма.

Породы пирокластической фации, вулканические конгломераты, брекчии, агломераты, туфы и пеплы отличаются очень большой дисперсией магнитной восприимчивости, обусловленной разным содержанием ферромагнетиков и изменением процентного соотношения последних. Сложная картина распределения магнитной восприимчивости характерна для пирокластических пород вблизи аппаратов извержения, где взрывной индекс вулканогенных образований особенно высок.

Породы экструзивных тел по дисперсии магнитной восприимчивости занимают промежуточное место между покровными и пирокластическими образованиями. Для извержений центрального типа характерно более высокое значение  $\chi$  по сравнению с покровными аналогами. Особое место среди вулканогенных пород занимают игнибриты, магнитная характеристика которых изучена на Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР. Игнибриты кислого состава — липариты, дациты и другие различия при образовании «полей большого объема» имеют  $\chi = (100-700) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ; реже они характеризуются слабой магнитной восприимчивостью.

Породы кислого состава. Липариты, кварцевые порфиры, дациты широко распространены в формациях конца средней, начала поздней стадий. Среди андезит-липаритовой и дацит-липаритовой формаций выделяются ферро-парамагнитные и ферромагнитные субформации соответственно со слабой или высокой магнитной восприимчивостью и намагниченностью. Породы липаритовой формации (как и гранитовой) повсеместно ферро-парамагнитны. Для формаций поздней стадии, а также для периода тектонической активизации складчатых областей характерно образование ферромагнитных пород (рис. IV.21).

Для платформенных эффузивных образований характерен основной состав пород и их преимущественно высокая магнитная восприимчивость.

### § 19. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Для метаморфических пород характерен наиболее широкий диапазон изменения значений магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности. Встречаются образования от диамагнитных до очень сильно ферромагнитных. Широкие пределы изменения  $\chi$ ,  $J_n$  и  $J$  обусловлены сравнительно редко распространенными породами — мраморами и кристаллическими известняками, характеризующимися отрицательной магнитной восприимчивостью и железистыми кварцитами, серпентинитами, скарнами, среди которых встречаются очень сильно магнитные разности, по значениям  $\chi$ ,  $J_n$  и  $J$  приближающиеся к магнетитовым рудам. Наиболее широко развитые метаморфические породы — микрокристаллические и кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и другие имеют меньший диапазон изменения значений параметров; они обладают более низкими максимальными значениями, чем магматические образования.

Среди большинства метаморфических пород выделяются два класса пород — ферро-парамагнитный и ферромагнитный. Породы имеют либо очень слабую магнитную восприимчивость, зависящую от состава породообразующих минералов, либо различное значение  $\chi = (100 \div 10\,000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, пропорциональное содержанию ферромагнитной фракции. Последняя в регионально метаморфизованных породах в основном представлена магнетитом, а в породах, измененных гидротермально-метасоматическими и гипергенными процессами, — магнетитом, маггемитом и другими ферромагнетиками. В пределах месторождений сульфидных руд часто встречается пирротин. По естественной остаточной намагниченности породы этих классов также различны. Мраморы и кристаллические известняки образуют самостоятельный класс — диамагнитные породы.

Все магнитные параметры метаморфических пород зависят от первоначального субстрата и от различий процессов его преобразования. Влияние состава первоначального

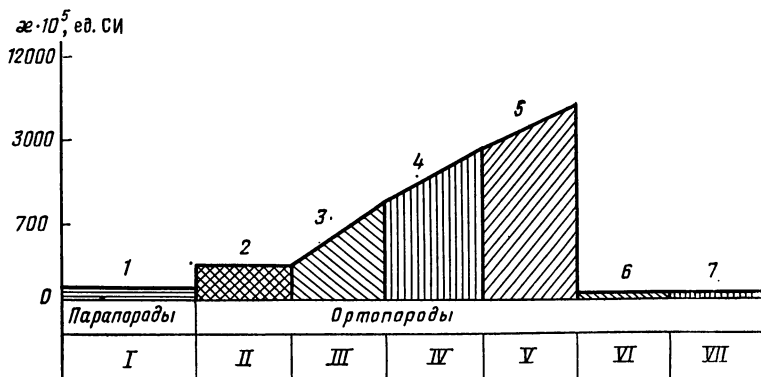


Рис. IV.22. Магнитная восприимчивость пород регионального метаморфизма.

Фация регионального метаморфизма: I — все фации, II — зеленосланцевая, III — эпидот-амфиболитовая, IV — амфиболитовая, V — гранулитовая, VI — гранулит-эктолитовая, VII — эктолитовая; 1 — сланцы и гнейсы различного состава; 2 и 3 — микрокристаллические сланцы и гнейсы разного состава, метадиабазы; 4 — амфиболовые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты; 5, 6 — кристаллические сланцы основного состава, грануляты 7 — эктолиты

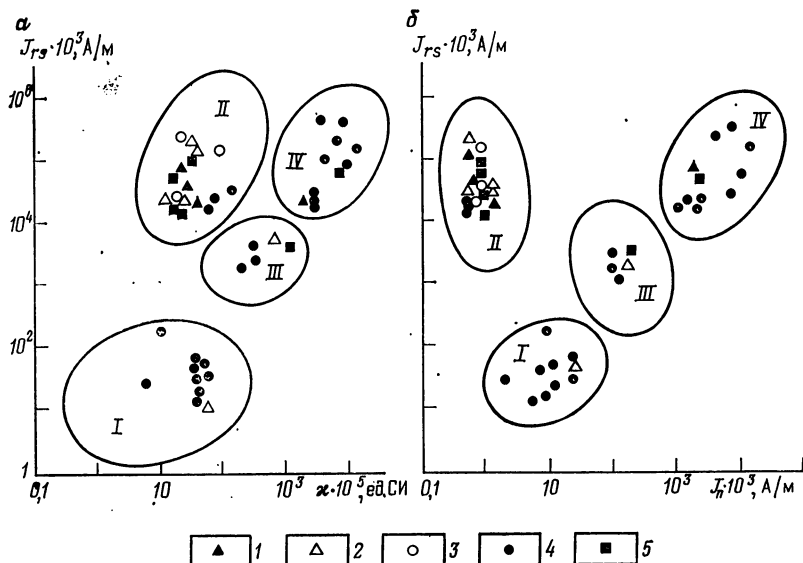


Рис. IV.23. Использование магнитных параметров для характеристики метаморфизма вулканогенных пород. Карелия, Онежский синклиниорий (по Н. Т. Кищенко).  
 Петромагнитная ассоциация пород: I — первично слабомагнитная, II — вторично слабомагнитная в результате зеленосланцевого метаморфизма, III — вторично магнитная в результате метасоматических процессов, IV — первично магнитная и частично вторично магнитная (в зонах оруденения); вулканыты нижнего протерозоя: 1 — пикритовые порфириды, 2 — плагио- и пироксеновые порфириды, низкотемпературный метаморфизм; диабазы, порфириды, миндалекаменные диабазы: 3 — интенсивный метаморфизм, 4 — слабый метаморфизм, 5 — метаморфизм высокой температуры зеленосланцевой фации

чальных пород отражается на магнитной характеристике парапород и ортопород, образованных соответственно из осадочных или магматических разностей (рис. IV.22). Парапороды характеризуются, как правило, свойствами, типичными для класса ферро-парамагнитных пород; реже они диамагнитны. Ортопороды по магнитным свойствам более разнообразны; среди них выделяются как ферро-парамагнитные, так и ферромагнитные группы, что зависит от первоначального минерального состава и аллохтонности или автохтонности процессов метаморфизма, термодинамических условий и времени преобразования.

**Региональный метаморфизм.** Наиболее резкие изменения магнитных параметров пород наблюдаются при метаморфизме в зеленосланцевой фации. Для метаморфических пород характерны следующие значения магнитной восприимчивости (в  $10^{-5}$  ед. СИ):

	Наиболее вероятная величина	Максимальная величина
Сланец микрокристаллический:		
тальковый, серицитовый . . . . .	10—100	1 500
хлоритовый, кварцево-хлоритовый, серицитохлоритовый . . . . .	10—100; 3 000—4 000	700; 7 000
Сланец кристаллический разного состава	10—100	500
Гнейс:		
биотитовый, двуслюдяной . . . . .	10—100	500
амфиболитовый, пироксеновый . . . . .	10—100; 1 000—3 000	5 000
Мрамор . . . . .	—2—5	—
Амфиболит . . . . .	10—100; 1 500—3 000	12 000
Кварцит . . . . .	0—20	—
Кварцит железистый . . . . .	$10^2$ — $10^5$	$2 \cdot 10^6$
Роговик . . . . .	0—100; 700—1 000	6 000
Скарн . . . . .	10—12 000	30 000



## Магнитная восприимчивость ультраметаморфических пород

Формация	Порода	$\chi \cdot 10^5$ , ед. СИ
Мигматит-гранитовая	Гранит микроклиновый, мигматит	0—50
	Гранит плагиомикроклиновый	0—50
	Мигматизированный гранит и плагиогранит	0—1500
Мигматит-плагиогранитовая	Гранит олигоклазовый, плагиогранит	0—500
Чарнокит-гранитовая	Чарнокит	100—1500
Диорит-гранит-чарнокитовая	Диорит чарнокитизированный, чарнокит	100—3000
Габбро-диорит-чарнокитовая	Чарнокит-гранит	500—5000
	Габбро-диорит чарнокитизированный, чарнокит	100—3000

Первично вулканогенные или интрузивные породы, имеющие высокие значения  $\chi$  и  $J_n$ , теряют свои магнитные свойства. Повышенная температура, невысокое давление и окислительная среда способствуют окислению магнетита и титаномагнетита с образованием менее магнитных или парамагнитных минералов — гематита, лимонита, лейкоксена. Часто сохраняются лишь микровключения ферромагнитных минералов, которые обнаруживаются в образцах при намагничивании в сильномагнитных полях и иногда устанавливаются по шлифам (рис. IV.23). Тот же процесс перекристаллизации ферромагнетиков характерен для раннего этапа эпидот-амфиболитовой фации [69].

Условия метаморфизма пород позднего этапа эпидот-амфиболитовой фации, амфиболитовой и гранулитовой фаций (повышенные термодинамические условия, низкий окислительный потенциал среды) являлись благоприятными для сохранения первичных ферромагнетиков и даже для их новообразования. Поэтому магнитные ортопороды, преобразованные в биотит-амфиболовые, амфиболовые и другие сланцы и гнейсы, амфиболиты, гранулиты, имеют высокие значения магнитной восприимчивости (см. рис. IV.22).

В некоторых крупных блоках древних щитов (например, Колвицком на Балтийском щите) те же породы, обладающие очень высокой плотностью, имеют невысокие магнитные параметры. Это позволяет выделить гранулит-эколитовую подфацию, по термодинамическим условиям близкую к эколитовой фации. Эколиты повсеместно слабомагнитны вследствие образования их при наиболее высоком давлении, при котором железо входит в темноцветные породообразующие минералы.

Таким образом, по магнитной характеристике регионально метаморфизованных пород может быть уточнена палеотермодинамическая обстановка их преобразования, а при специальных исследованиях — по величине  $J_{78}$  восстановлен характер первичных пород, в частности, их осадочный или магматический генезис.

**Ультраметаморфизм.** В процессе чарнокитизации основных пород первичного или архейского (катархейского) «базальтового» слоя наблюдается постепенное понижение  $\chi$  и  $J_n$  пород. Габбро-диорит-чарнокитовая формация повсеместно магнитна ( $\chi = (1000 \div 3000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ,  $J_n = (500 \div 1000) \cdot 10^{-3}$  А/м). Чарнокит-диорит-гранитовая и чарнокит-гранитовая формации более дифференцированы по свойствам, но в них преобладают магнитные породы. В общем ряду чарнокитизированных пород происходит постепенная перекристаллизация ферромагнетиков, их разложение и окисление с соответствующим изменением магнитных параметров (табл. IV.7).

При гранитизации пород и развитии кремнево-щелочного метасоматоза отмечается разложение железосодержащих силикатов с переходом части железа в закисную форму, что обуславливает образование магнетита и повышение магнитной восприимчивости пород. Последняя достигает максимального значения в средней

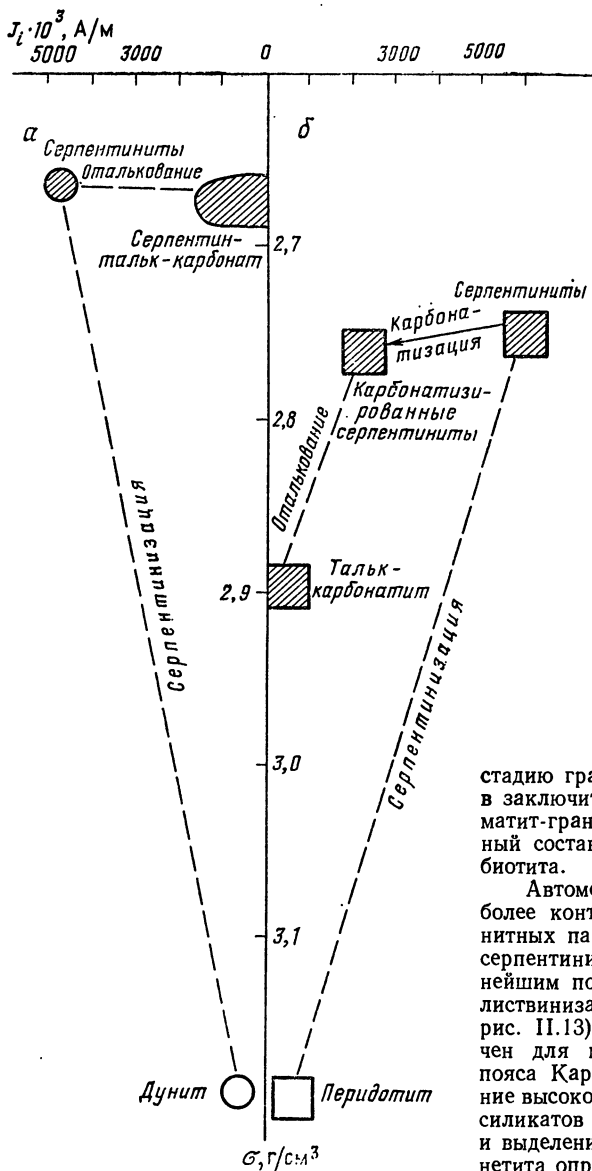


Рис. IV.24. Схема изменения намагниченности и плотности ультраосновных пород в процессе серпентинизации (по Ф. С. Файнбергу и И. В. Розенталю).

Ультрамафиты: *а* — оливкового ряда, *б* — перидотитового ряда

стадию гранитизации и минимального в заключительную стадию, когда мигматит-граниты приобретают однородный состав с небольшим содержанием биотита.

Автометаморфизм приводит к наиболее контрастному повышению магнитных параметров пород в процессе серпентинизации гипербазитов с дальнейшим понижением параметров при листвинизации и карбонатизации (см. рис. II.13). Детально процесс был изучен для массивов пород Ветреного пояса Карелии (рис. IV.24). Замещение высокоплотных железосодержащих силикатов низкоплотным серпентином и выделение при этом вторичного магнетита определяют значительное повышение магнитной восприимчивости по-

род. Более устойчивый пироксен на начальных стадиях процесса замещается слабо, тогда как оливин изменяется полностью. При более интенсивной степени серпентинизации пироксен также замещается серпентином (антигоритом) и магнетитом. Большая плотность и намагниченность серпентинитов гардбургитового ряда по сравнению с породами оливинитового ряда связана с повышенной концентрацией магнетита.

Естественная остаточная намагниченность пород, серпентинизированных в разной степени, в среднем равна индуцированной ( $Q \approx 1$ ), но может резко возрастать в пределах трещинных зон. На рис. IV.25 приведен результат микроисследований

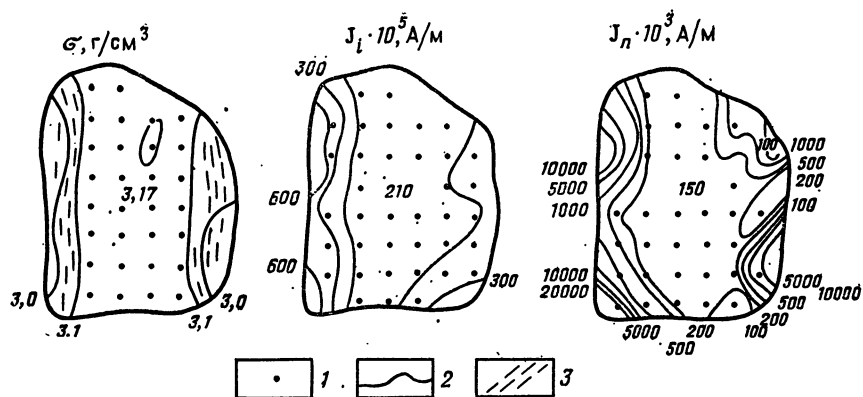
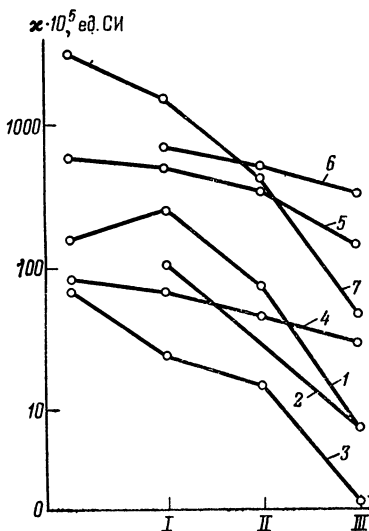


Рис. IV.25. Изменение плотности и намагниченности в образце перидотита в начальной стадии серпентинизации (по Ф. С. Файнбергу и Л. А. Чайке, 1982 г.).

1 — точки измерений; 2 — изолинии параметров; 3 — мелкие трещины в зонах серпентинизации

Рис. IV.26. Зависимость магнитной восприимчивости от степени метасоматических изменений горных пород (по А. А. Смелову). Окварцевание: 1 — порфиринов, 2 — их туфов; кварц-серпичитовые изменения: 3 — порфиринов и туфов, 4 — фельзит-порфиринов; 5 — серпичитизация гранодиоритов; 6 — хлоритизация гранодиоритов; 7 — эпидотизация порфиринов; I—III — увеличение степени изменения пород



образца перидотита, для чего он был распилен на кубики с ребром 7 мм. По мельчайшим трещинам в краях образца проявлен начальный процесс серпентинизации с выделением кристаллов магнетита, обусловившим повышение значений  $J_i$  примерно в 2 раза. Величина  $J_n$  возрастает в этих зонах в десятки и сотни раз, что может быть объяснено химическим намагничиванием магнетита в момент его образования суммарным магнитным полем Земли и окружающих зерен.

**Динамометаморфизм и контактовый метаморфизм.** Определяют образование пород, характеризующихся очень непостоянными магнитными свойствами, что зависит как от параметров исходных пород, так и от давлений и температур, обуславливающих метаморфизм.

**Гидротермально-метасоматические процессы.** Грейзенизация, аргиллитизация, серпичитизация и хлоритизация вызывают уменьшение магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности пород за счет перекристаллизации или выноса магнетита (или титаномагнетита). При этом часто наблюдается изменение соотношения  $J$  и  $J_n$  и увеличение  $Q$  до 2—3 и более. На рис. IV.26 приведены графики изменений магнитной восприимчивости пород, происходящих при различных метасоматических процессах [83].

Изменение магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности пород начинается на ранней стадии метасоматических процессов, не фикси-

рующихся визуально; в дальнейшем это проявляется в очень контрастном изменении магнитных параметров. Как следствие, окolorудные и надрудные зоны отмечаются во многих случаях в магнитных полях, что имеет существенное значение при проведении поисковых и разведочных работ в рудных районах.

Процессы гипергенных изменений в различной степени влияют на магнитную характеристику пород. Типично понижение магнитных свойств за счет превращения магнетита и титаномагнетита в слабые ферромагнетики (гематит и др.). При механическом выветривании часто наблюдается понижение магнитных свойств пород за счет частичного выноса ферромагнетиков. В зависимости от интенсивности гипергенеза, что обусловлено рядом геологических и климатических факторов, магнитные свойства пород изменяются в различной степени. Преимущественно понижение магнитных параметров различных пород варьирует от единиц до 20—30 % до глубины 10—20 м. Большие изменения магнитных свойств пород наблюдаются при наложении процессов гипергенеза на гидротермально-метасоматические изменения, особенно характерные для рудных месторождений.

## § 20. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Магнитные характеристики осадочных пород обусловлены главным образом акцессорными минералами, обладающими выраженными ферромагнитными свойствами—магнетитом и его разновидностями, маггемитом, гематитом и гидроокислами железа (гетит и гидрогетит, гидрогематит и лепидокрокит). Наиболее распространенные породообразующие минералы осадочных пород (кварц, кальцит, полевые шпаты, гипс, ангидрит, галит) являются диамагнетиками или слабыми парамагнетиками, не вносящими заметного вклада в магнитную восприимчивость пород. Среди сильных парамагнитных минералов наибольшую роль играют сидерит, хлорит, пирит, ильменит, биотит, иногда глинистые минералы [98]. Однако в значительной мере эта роль обусловлена примесями, реликтами и новообразованиями железозокисных минералов с ферромагнитными свойствами. С этими включениями и примесями связаны повышенные значения магнитной восприимчивости, ферромагнитные свойства указанных минералов, чистые разновидности которых относятся к парамагнетикам.

Минералы — носители ферромагнитных свойств осадочных пород встречаются в трех формах. Первая форма — рудные зерна магнетита, мартита и гематита (спекулярита). По размерам эти зерна принадлежат к песчано-алевритовой фракции (от 0,01 до 2 мм в поперечнике). К этой же фракции относятся зерна кварца и чешуйки биотита с магнетитовыми включениями. Вторая форма — тонкорассеянные в породе гематит, маггемит, иногда магнетит, а также скопления и пленки гидроокисей железа. Размеры этих частиц колеблются от долей микрона до нескольких десятков микронов; все эти частицы попадают в глинистую фракцию. Третья форма — различные позднеэпигенетические и эпигенетические образования лимонита, продукты окисления и замещения сидерита, пирита и магнетита.

### Магнитная восприимчивость

Магнитная восприимчивость осадочной породы, зависящая от содержания и состава акцессорных минералов, изменяется в широких пределах. Так, для пород осадочного чехла СССР значения  $\chi$  изменяются от  $-5 \cdot 10^{-5}$  до  $8 \cdot 10^{-2}$  ед. СИ. При этом широкие вариации  $\chi$  наблюдаются для каждой литологической разности. Вариационные кривые  $\chi$  для каждой литологической разности характеризуются главным максимумом, сильно сдвинутым в сторону меньших значений  $\chi$ , а также пологой ветвью в сторону больших величин, на которой наблюдается еще несколько максимумов, соответствующих, очевидно, нескольким типам пород, различающимся условиями образования [70]. Распределение  $\chi$  является логнормальным (рис. IV.27).

Прямой функциональной зависимости между концентрацией железозокисных минералов и магнитной восприимчивостью осадочных пород не наблюдается, однако статистическая зависимость такого рода существует. Высокие значения магнитной восприимчивости для песчаников и алевритов отмечаются вблизи источников сноса и обусловлены повышенным содержанием магнетита (в виде рудных зерен), а также их хорошей сохранностью. По этой же причине наблюдается различие в магнитных характеристиках осадочных пород складчатых и платформенных районов. Так, магнитная восприимчивость осадочных образований Русской платформы и

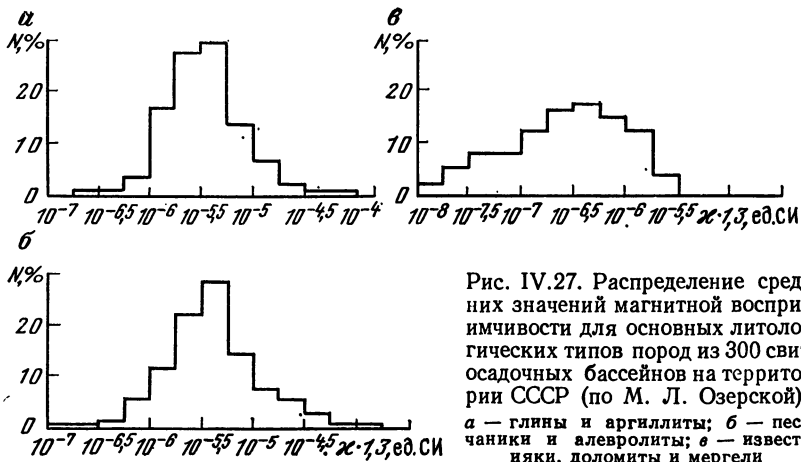


Рис. IV.27. Распределение средних значений магнитной восприимчивости для основных литологических типов пород из 300 свит осадочных бассейнов на территории СССР (по М. Л. Озерской). а — глины и аргиллиты; б — песчаники и алеволиты; в — известняки, доломиты и мергели

Западно-Сибирской низменности по сравнению с магнитной восприимчивостью рудных складчатых районов Урала, Забайкалья и Дальнего Востока в среднем ниже на порядок [98]. По величине магнитной восприимчивости можно судить о направлении и длине пути сноса, а также в какой-то степени о составе пород питающей провинции.

Слоистое строение большинства осадочных пород обуславливает анизотропию их физических свойств, в том числе и магнитной восприимчивости.

Анизотропия магнитной восприимчивости оценивается величиной

$$\lambda_k = (k_{\max} - k_{\min}) / 2k. \quad (\text{IV.16})$$

Она является наибольшей в сильнометаморфизованных осадочных породах, где  $k$  достигает значений 20 ед. СИ. Нормальные осадочные породы имеют гораздо меньшую величину  $\lambda_k$ , зависящую прежде всего от тектонического положения района. Осадочные породы складчатых зон имеют анизотропию магнитной восприимчивости, заметно превышающую таковую осадочных пород платформенных областей. Так например,  $\lambda_k = 0,1 \div 0,3$  для пород перми и триаса Верхоянской складчатой области, в то время как для осадочного чехла Сибирской платформы  $\lambda_k \leq 0,1$ .

### Естественная остаточная намагниченность

Почти все осадочные породы в естественном состоянии обладают остаточной намагниченностью  $J_n$ , которая может быть измерена современными приборами. Наиболее часто встречающиеся значения  $J_n$  лежат обычно в пределах  $10^{-3} - 10^{-1}$  А/м.

Процесс образования естественной остаточной намагниченности терригенных пород следующий. При размыве материнской породы частицы-носители  $J_n$  этой породы раздробляются, измельчаются и уносятся водой. Наиболее мелкие из них могут обладать намагниченностью, присущей областям самопроизвольной намагниченности — доменам. Более крупные — многодоменные частицы сохраняют ту намагниченность, которую они имели в составе материнской породы, т. е. термоостаточную  $J_{rt}$  или химическую  $J_{rc}$ . Попадая в водную среду, частицы стремятся расположиться таким образом, чтобы их вектор намагниченности оказался направленным по магнитному полю Земли. Степень этой ориентировки определяется напряженностью земного магнитного поля, остаточной намагниченностью частиц, их размерами и формой и, наконец, скоростью и характером движений водной среды.

При образовании осадка частицы-носители  $J_n$ , сохраняя свою ориентировку, оседают вместе с немагнитными зернами. При обезвоживании осадка полученная ориентация частиц закрепляется, обуславливая суммарный вектор остаточной намагниченности, совпадающий по направлению с полем, действовавшим в момент оседа-

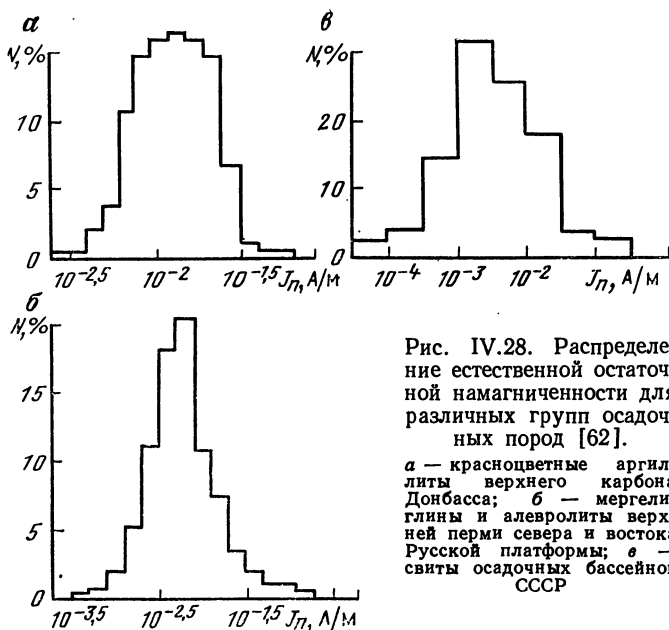


Рис. IV.28. Распределение естественной остаточной намагниченности для различных групп осадочных пород [62].

*a* — красноцветные аргиллиты верхнего карбона Донбасса; *б* — мергели, глины и алевролиты верхней перми севера и востока Русской платформы; *в* — свиты осадочных бассейнов СССР

ния. Такая намагниченность называется ориентационной (детритовой)  $J_{r0}$ . Таким образом, первичная намагниченность терригенных пород по способу образования является ориентационной независимо от намагниченности зерен, которая может быть термомагнитного, химического или однодоменного происхождения.

Многие осадочные породы приобрели химическую (кристаллизационную) намагниченность  $J_{rc}$  в результате химических изменений, ведущих к новообразованиям окислов железа, а также при раскристаллизации и дегидратации гидроокисей железа. Это — хемогенные карбонатные породы, сингенетические конкреции, древние почвы — латериты, бокситы и железные руды осадочного происхождения.

Возникшая остаточная намагниченность осадочной породы не остается постоянной: первичная намагниченность  $J_{n0}$  в результате процессов магнитного и структурного старения постепенно уменьшается. В то же время в результате длительной выдержки породы в земном магнитном поле возникает вязкая намагниченность  $J_{rv}$ , которая в осадочных породах играет гораздо большую роль по сравнению с магматическими, так как при одинаковых концентрациях ферромагнетиков ориентационная намагниченность значительно меньше термоостаточной. Так, для тонкозернистых песчаников Т. Нагата приводит значение  $J_{r0}/J_{rt} = 0,12$  (1965 г.).

Сложная природа естественной остаточной намагниченности  $J_n$  осадочных пород приводит к резко асимметричным распределениям значений  $J_n$  почти для любой выборки [98]. Распределение  $J_n$  в еще большей степени (чем распределение  $\chi$ ) соответствует логнормальному. Такие распределения характерны не только для очень узкой группы пород, как, например, для красноцветных аргиллитов верхнего карбона Донбасса, но и для более широких комплексов пород, например, мергелей, глин и алевролитов верхней перми всего севера и востока Русской платформы (рис. IV.28). Логнормальному распределению соответствует и распределение  $J_n$  всех нормальных осадочных пород.

Прямой связи между литологией пород и величиной  $J_n$  нет: как высокие, так и низкие значения  $J_n$  встречаются в песчаниках и известняках. В большей степени величина  $J_n$  связана с происхождением породы, с содержанием окислов железа, а следовательно и с окраской породы. Высокие значения  $J_n$  встречаются в бокситах, железных рудах осадочного происхождения, в некоторых породах, развитых в районах широкого распространения основных магматических пород и железных

руд, а также во многих терригенных породах континентального происхождения. Весьма малыми значениями  $J_n$  ( $< 3 \cdot 10^{-4}$  А/м) обладают белые известняки и доломиты, кварцевые песчаники, гилсы, каменная соль и другие породы с незначительным содержанием окислов железа.

Вопрос о том, какими именно частицами обусловлена  $J_n$  в красноцветах, тесно связан со временем возникновения первичной намагниченности этих пород, которые ввиду повышенных значений естественной остаточной намагниченности и ее большой устойчивости к размагничивающим воздействиям являются одними из основных объектов палеомагнитного изучения.

Особенность осадочных пород как носителей ферромагнитных свойств связана главным образом с наличием в составе этих пород весьма мелких слабомагнитных частиц и присутствием нестабильных к нагревам железосодержащих минералов. Поэтому термомагнитные характеристики осадочных пород, как правило, довольно сложны.

Гистерезисные свойства осадочных пород определяются относительным содержанием рудных зерен магнетита, гематита (спекулярита) и пигментирующих частиц гематита и гидроокисей в глинистой фракции породы. Типичным примером являются свойства красноцветных осадков. Те из разновидностей, которые не содержат магнетита, имеют почти прямоугольную петлю гистерезиса, так что остаточная намагниченность насыщения почти равна намагниченности насыщения ( $J_{rs} \approx J_s$ );  $J_{rs} = (3 \div 6)$  А/м,  $H'_c = (1 \div 6) \cdot 10^5$  А/м,  $J_n/J_s \rightleftharpoons 10^{-4} \div 10^{-3}$  [63]. Нижний предел  $H_c$  соответствует породам, богатым спекуляритом, верхний — красноцветам, магнитные свойства которых целиком определяются железоокисным пигментом. Насыщение в полях  $H_c = 10^6$  А/м обычно не достигается. Разрушающее поле естественной остаточной намагниченности красноцветов  $H'_c = (2 \div 16) \cdot 10^8$  А/м,  $Q = 1 \div 50$ . Параметры магнитной жидкости остальных осадочных пород обычно достигают лишь нижнего предела указанных величин.

Почти во всех группах осадочных пород обнаруживается прямая корреляционная связь внутри двух пар величин  $Q-H_c$  и  $J_n-Q$  и обратная корреляционная связь между любыми величинами из разных пар. Параметры насыщения, а также закономерности их температурных изменений применяются в магнитной минералогии и при палеомагнитных исследованиях для диагностики носителей магнитных свойств осадочных пород и вида их намагниченности.

## § 21. ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД

### Направления естественной остаточной намагниченности горных пород

Изучение магнетизма горных пород приобрело особенно большое значение для геологии и геофизики в связи с открытием и исследованием явлений палеомагнетизма. Эти явления составляют предмет быстро развивающейся в настоящее время отрасли геофизики — палеомагнитологии, которая изучает геологическое прошлое магнитного поля Земли по «отпечаткам» этого поля в горных породах — векторам естественной остаточной намагниченности  $J_n$ . В настоящее время наибольшее развитие получило изучение истории изменений направления магнитного поля Земли, которая отражается в направлениях  $J_n$  горных пород разного возраста.

Естественная остаточная намагниченность горных пород состоит из ряда намагниченностей, возникших в разное время и в разной степени разрушенных к настоящему моменту. Возмущающие факторы (анизотропия, взаимодействие магнитных частиц, движения застывающей лавы и формирующегося осадка и т. п.) вызывают отклонение вектора намагниченности пород от земного магнитного поля. Изменение этого поля обуславливает многообразие и сложность распределений направлений  $J_n$  в тех или иных группах горных пород. Однако эти распределения во многих случаях можно интерпретировать как результат сложения двух векторов — первичной намагниченности  $J_n^0$ , возраст которой совпадает с возрастом породы, и вторичной намагниченности  $J_n^h$ , которая возникла недавно и совпадает по направлению с современным земным магнитным полем в точке наблюдения. Значительно реже встречаются хаотические распределения, обусловленные наличием трех или более компо-

нентов  $J_n$  разного возраста, неоднородностью распределения магнитных минералов в породе или спецификой процесса намагничивания (например, при ударе молнии).

Распределения направлений  $J_n$ , контролируемые одной составляющей, подчиняются закону Фишера, т. е. обладают круговой симметрией относительно среднего направления  $J_n$ , а угловые отклонения  $\psi$  от этого среднего распределены в соответствии с функцией

$$P = (k/4\pi \operatorname{sh} k) e^{k \cos \psi}, \quad (\text{IV.17})$$

где  $P$  — плотность вероятности;  $k(N-1)/(N-R)$  — кучность нормализованных (единичных) векторов  $J_n$ ;  $R$  — их геометрическая сумма;  $N$  — усредненная величина.

Вид функции распределения (IV.17) непосредственно вытекает из распределения Больцмана ферромагнитных частиц пород по их магнитным энергиям в магнитном поле.

### Основы палеомагнитного метода

Надежную информацию о древнем земном магнитном поле несет только первичная намагниченность горных пород (термоостаточная, ориентационная или химическая), так как время ее возникновения вполне определено и большей частью точно известно. Поэтому главной задачей любого палеомагнитного исследования является выделение первичной намагниченности  $J_n^0$ , определение ее направления и величины, установление ее соответствия возрасту породы. Закономерности распределения направлений  $J_n$  горных пород показывают, что для решения этой задачи требуется применение статистических и различных способов магнитной чистки с целью удаления менее стабильных компонентов  $J_n$ , которые часто имеют вторичное происхождение (вязкая, нормальная, динамическая, химическая намагниченности). Для доказательства синхронности  $J_n^0$  кроме статистических методов применяют минералогические и магнитные исследования, позволяющие связать  $J_n^0$  с определенными минералами и показать их первичность. Поэтому основные данные, на

Т а б л и ц а IV.8

Средние координаты палеомагнитного полюса, соответствующие первичной намагниченности горных пород Русской и Сибирской платформ

Платформа	Возраст пород	$\Phi$	$\Lambda$	Преобладающая полярность
Русская и Сибирская	$Q_4-Q_2$	87	125	Прямая
	$Q_1-N$	80	178	Прямая и обратная
	$F-K$	76	170	Прямая
	$J-T_3$	70	152	»
	$T_2-T_1$	56	157	Прямая и обратная
	$P_2$	46	165	То же
	$P_1-C_3$	43	165	Обратная
	$C_2$	32	161	Прямая и обратная
	$C_1-D_2$	10	144	Обратная
	$D_1-S$	6	140	Прямая
Сибирская	$O_3-O_2$	-22	131	Прямая
	$O_2-E_3$	-40	127	Прямая и обратная
	$E_2-E_1$	-44	156	Обратная
Русская	V	8	189	Обратная
	$PR_3$	0	225	Прямая и обратная
	$PR_2$	42	234	Прямая



которые опирается любое палеомагнитное определение, представляют собой совокупность многих направлений  $J_n^0$ , измеренных в ориентированных образцах горных пород.

Осадочные и вулканогенные породы, не измененные или слабо измененные процессами метаморфизма и эпигенеза, могут быть объектом палеомагнитных исследований. Наиболее благоприятными объектами являются красноцветные, первично окрашенные осадочные породы и эффузии основных лав, а также бокситы, некоторые сероцветные осадки и малые интрузии — пластовые и секущие. Метаморфизованные и измененные породы (гидротермы, скарны, кора выветривания) исследуются при решении специальных задач.

Ориентированные образцы отбирают с помощью горного компаса повышенной точности или солнечного компаса; для магнитометрических измерений применяют магнитометры МАЛ-036, JR-4 LAM-24. Магнитная чистка ведется на лабораторных установках. Палеомагнитные исследования в настоящее время проведены на всех континентах от начала протерозоя до современной эпохи. Установлено, что направление первичной намагниченности пород есть функция их географического положения и возраста. Распределение направлений  $J_n^0$  одновозрастных пород в пределах стабильных в тектоническом отношении территорий соответствует полю диполя с определенными для данного возраста координатами палеомагнитных полюсов (табл. IV.8) и прямой или обратной полярностью (знак поля). В течение геологической истории магнитное поле Земли претерпело множество обращений (изменений полярности). Изменение координат палеомагнитных полюсов является отражением движения литосферных плит относительно оси вращения Земли. При этом для каждой плиты может быть построена своя траектория движения полюса, координаты которого (широта  $\Phi$  и долгота  $\Lambda$ ) в современной географической сетке рассчитываются по формулам:

$$\sin \Phi = \sin \varphi \sin \varphi_m + \cos \varphi \cos \varphi_m \cos D, \quad (IV.18)$$

$$\sin (\Lambda - \lambda) = \cos \varphi_m \sin D / \cos \Phi, \quad (IV.19)$$

где

$$\varphi_m = \arctg [(1/2) \operatorname{tg} I]; \quad (IV.20)$$

здесь  $\varphi$ ,  $\lambda$  — широта и долгота точки наблюдения;  $D$ ,  $I$  — средние значения склонения и наклона палеомагнитного поля, найденные по среднему вектору первичной намагниченности пород.

## Применение палеомагнитных исследований

**Стратиграфия и геохронология.** Миграция палеомагнитных полюсов при сохранении дипольности поля и многократные геомагнитные инверсии привели к тому, что разрезы осадочных и вулканогенных толщ оказались расчлененными на чередующиеся зоны прямой и обратной  $r$  намагниченностей (рис. IV.29). Каждая зона соответствует промежутку времени порядка  $10^6$  (редко  $10^7$ ) лет. Внутри зон часто выделяются интервалы противоположной полярности — субзоны ( $10^5$  лет). Палеомагнитные зоны группируются в суперзоны ( $10^7$  лет) и гиперзоны ( $5 \cdot 10^7$ — $10^8$  лет) с определенными характеристиками: соотношением  $n$ -зон и  $r$ -зон и средними координатами палеомагнитных полюсов. По этим единицам сопоставляют разрезы, а при наличии опорных данных — определяют геологический возраст пород. В качестве таких опорных данных используют таблицы рядов палеомагнитных полюсов для крупных регионов (см. табл. IV.7), а для более детальных определений — региональные и глобальные палеомагнитные шкалы, из которых наиболее известны магнитостратиграфическая шкала фанерозоя СССР [63] и магнитохронологическая шкала полярности Кокса (рис. IV.30).

**Изучение строения земной коры.** Тектонические движения, сопровождающиеся поворотом масс горных пород, обязательно вызовут соответствующие изменения в распределении векторов  $J_n^0$ . Кроме того, изменения географического положения блоков земной коры приведут к несоответствию их палеомагнитных широт  $\varphi_m$ , вычисленных по формуле (IV.20), современным географическим широтам. Поэтому палеомагнитный метод может быть использован для определения способа формирования складок (складки штампа или складки с деформирующимися в плане осями),

а также для изучения горизонтальных деформаций в складчатых поясах и островных дугах, процессов дробления и спаивания жестких массивов. Примерами могут служить работы по изучению структуры Альпийского складчатого пояса, островных дуг Японии и западного окончания системы Тянь-Шаня [63] (рис. IV.31).

Палеомагнитные данные составляют основу интерпретации данных результатов магнитной съемки в тех регионах, где в намагниченности аномалиеобразующих тел преобладает первичная составляющая вектора  $J_n$ , как, например, в области развития эффузивных траппов на Сибирской

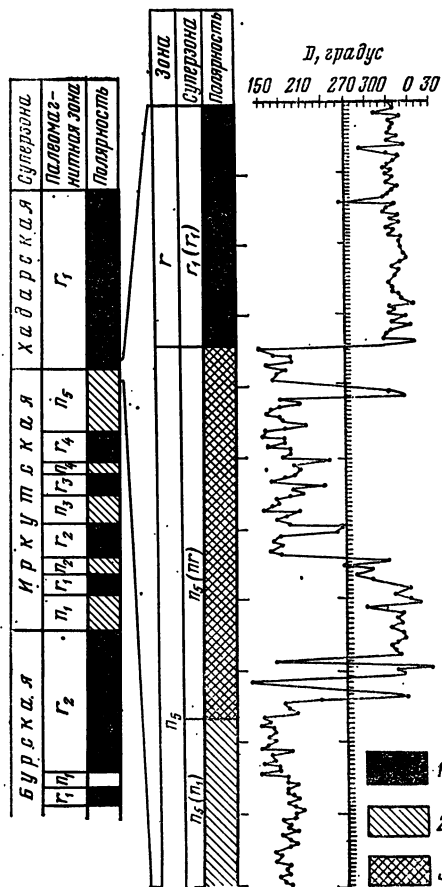


Рис. IV.29. Палеомагнитный разрез верхнего кембрия и нижнего ордовика юга Сибирской платформы и изменение склонения первичной намагниченности на границе магнитозон в разрезе у д. Змеиново [62].

Зоны: 1 — обратной полярности, 2 — прямой полярности, 3 — перехода

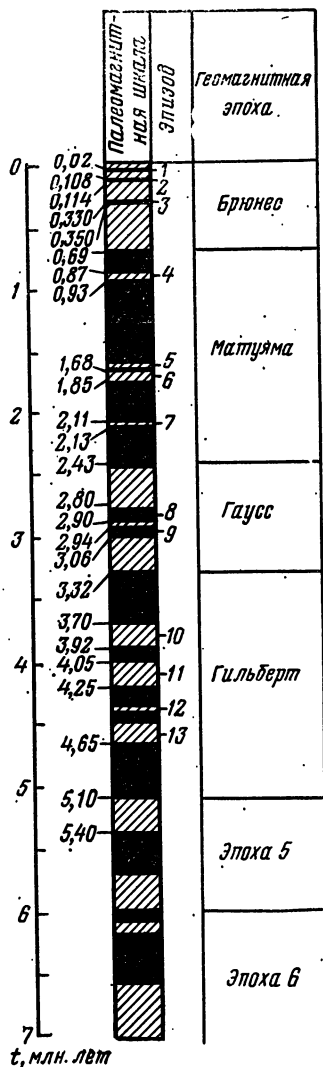


Рис. IV.30. Магнитохронологическая шкала за последние 7 млн. лет (Q, N) (по А. Коксу с дополнениями [63]).

Эпизод (ивент): 1 — Лашамп, 2 — Блейк, 3 — Y-зона, 4 — Харамильо, 5 — Гилса, 6 — Олдувай, 7 — Реюньон, 8 — Каена, 9 — Маммот, 10 — Кохитос, 11 — Нунивак, 12 — Сидуфилл, 13 — Твера

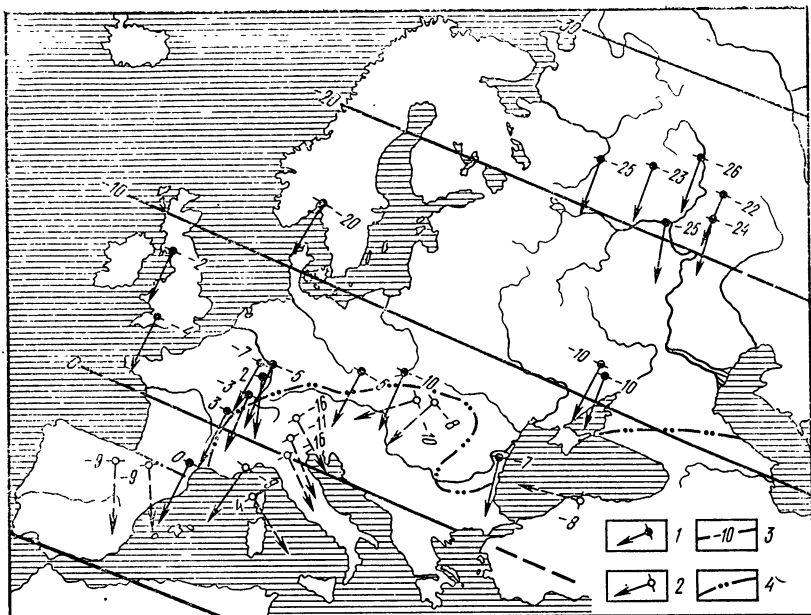


Рис. IV.31. Палеомагнитная карта Европы в перми и деформация пояса Тетиса [62].  
 1 — направления горизонтальной составляющей палеомагнитного поля обратной полярности и палеомагнитные широты (в градусах) мест в пределах эпигерцинской платформы; 2 — то же, в пределах зон альпийской складчатости; 3 — палеопараллели, соответствующие среднему палеомагнитному полюсу платформенной перми; 4 — северная граница альпийского складчатого пояса

платформе. Особенно это относится к линейным магнитным аномалиям на океанах, современная интерпретация которых основана на шкале геомагнитных инверсий для последних 150 млн. лет [63].

**Региональные геологические исследования.** При региональных исследованиях палеомагнитный метод применяют в комплексе методов стратиграфии для детального расчленения и корреляции разрезов вулканогенных и осадочных толщ, возрастного и генетического расчленения интрузивных комплексов, определения геологического возраста отдельных тел и немых осадочных толщ.

Основой работ в каждом регионе является составление эталонного палеомагнитного разреза, т. е. установление всей последовательности палеомагнитных зон в том стратиграфическом интервале, который представлен породами региона, и привязка этих зон к региональной стратиграфической шкале.

**Геологическое картирование.** Наличие в разрезе района горизонтов или других геологических тел прямой и обратной намагниченности позволяет проводить непосредственное палеомагнитное картирование таких горизонтов и пород по площади. Палеомагнитное картирование входит в комплекс методов государственной геологической съемки крупного масштаба на севере и востоке европейской части СССР, где оно проводится на основе опорного палеомагнитного разреза перми и триаса Русской платформы, как показано в работах Э. А. Молоствовского, Ю. П. Балабанова, Б. В. Бурова, В. П. Боронина и др.

# ГЛАВА V

## ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

### § 22. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВЕЩЕСТВ И МЕТОДЫ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Из электрических свойств веществ наибольшее значение в геофизике имеют удельное электрическое сопротивление, диэлектрическая проницаемость, естественная и вызванная поляризации и пьезоэлектрический эффект.

Возможность направленного движения заряженных частиц (электронов и ионов) под действием внешнего электрического поля обуславливает электропроводность веществ. Сопротивление возникающему электрическому току вызывается хаотическим (тепловым) перемещением заряженных частиц и зависит от строения электронной оболочки атомов, кристаллохимических структур минералов и ионизационных свойств водных растворов солей.

Удельное электрическое сопротивление (табл. V.1)

$$\rho = Rs/l, \quad (V.1)$$

где  $R$  — сопротивление вещества, Ом;  $l$  — длина тела, м;  $s$  — поперечное сечение его, м<sup>2</sup>.

Удельная электрическая проводимость  $\gamma = 1/\rho$ .

По природе электропроводности выделяются: проводники, полупроводники и диэлектрики (электронные и ионные).

Высокой электропроводностью обладают металлы ( $\rho = 10^{-4} \pm 10^{-8}$  Ом·м). Электропроводность металлов электронная. Она обуславливается специфической металлической формой кристаллической связи. Основная особенность последней — наличие нелокализованных электронов (или многоцентровых орбит), охватывающих весь кристалл металла. Чем больше нелокализованных электронов, тем выше проводимость металлов. Присутствие электропроводящих элементов в соединениях при ковалентно-металлической и ионно-металлической форме кристаллической связи определяет высокую электропроводность ряда минералов ( $\rho = 10^{-3} \pm 10^{-6}$  Ом·м).

Характерная особенность электронных проводников — увеличение сопротивления с повышением температуры, что обуславливается возрастающим хаотическим движением электронов. Наблюдается зависимость сопротивления от химических примесей и возрастание при этом  $\rho$ . Следствием сказанного является непостоянство удельного сопротивления рудных минералов, которое может меняться на 2—3 порядка.

Ряд минералов с ионной формой кристаллической связи характеризуется ионной проводимостью. Наиболее типична ионная проводимость для электролитов, а в естественных условиях — для воды, заполняющей поры горных пород. При отрыве электронов от атомов или при их присоединении нейтральность атомов нарушается и они становятся соответственно положительно или отрицательно заряженными ионами. Движение ионов под действием внешнего электрического поля вызывает электрический ток, который в отличие от тока в электронных проводниках сопровождается перенесением вещества. Удельное сопротивление ионных проводников уменьшается с повышением температуры, а в водных растворах солей — с увеличением степени минерализации.

Свойства полупроводников имеют ряд химических элементов и большинство силикатных и окисных элементов с ковалентной или ионной формами кристаллической связи. Хотя в строении многих минералов принимают участие элементы с электронной проводимостью, жесткие решетки минералов обуславливают слабую подвижность электронов и, как правило, высокое сопротивление ( $10^4$ — $10^8$  Ом·м).

Полупроводники могут обладать собственно электронной и дырочной проводимостью. Первая создается за счет движения электронов, но менее свободной, чем

## Электрические параметры

Параметр, индекс	Определение	Единицы измерения	
		СИ	СГС
Удельное электрическое сопротивление $\rho$	Сопротивление ( $R$ ) 1 м <sup>3</sup> горной породы (минерала) электрическому току, проходящему через породы (минерал) параллельно двум его граням	Ом·м	Ом·см
Кажущееся удельное электрическое сопротивление $\rho_k$	Измеряемое при электроразведочных и каротажных работах электрическое сопротивление, зависящее от условий измерения, типа и размеров установки и $\rho$ пород	Ом·м	Ом·см
Относительная диэлектрическая проницаемость $\epsilon$	Параметр, показывающий, во сколько раз уменьшается напряженность электрического поля $E$ в диэлектрике по отношению к $E$ в вакууме	—	—
Пьезоэлектрический модуль $d$	Коэффициент пропорциональности между компонентами вектора поляризации и тензора механических напряжений (деформаций)	Кл/Н	$\frac{\text{абс. эл. ед. зар.}}{\text{дин}}$
Пьезоэлектрическая константа $l$	Отношение вектора интенсивности поляризации к механической деформации	Кл/м <sup>2</sup>	$\frac{\text{абс. эл. ед. зар.}}{\text{см}^2}$
Самопроизвольная поляризация ПС, $\Delta U_{\text{ПС}}$ , $\Delta U_{\text{сп}}$	Свойство горных пород (минералов) создавать электрическое поле вследствие окислительно-восстановительных, фильтрационных, диффузионных, адсорбционных и других процессов	В (мВ)	мВ
Диффузионные $\Delta U_{\text{д}}$ , диффузионно-адсорбционные $\Delta U_{\text{да}}$ потенциалы	Естественные потенциалы, возникающие вследствие диффузионных или ионно-сорбционных процессов	В (мВ)	мВ
Вызванная поляризация $\Delta U_{\text{ВП}}$	Свойство горных пород (минералов) сохранять электрическое поле, возникшее под действием электрического тока, после его отключения	В (мВ)	мВ
Поляризуемость $\eta$	Параметр, равный отношению ЭДС поляризации $U_{\text{ВП}}$ к разности потенциалов возбуждающего электрического поля	%	%

П р и м е ч а н и е. В скобках приведены применяемые дольные единицы.

в проводниках. При этом движении все время освобождаются места на электронных орбитах соседних атомов (дырки), которые как бы передвигаются в обратном направлении. В химически чистых элементах и минералах количество передвигающихся электронов и дырок равно, но при наличии химических примесей даже в ничтожном количестве это равновесие нарушается и наблюдается типично электронная или типично дырочная проводимость, различающаяся по знаку; происходит резкое увеличение или уменьшение сопротивления с образованием на границе заборного слоя. Характерной особенностью полупроводников является уменьшение сопротивления с повышением температуры; при дырочной проводимости в некоторых полупроводниках увеличение  $t$  до  $800^\circ\text{C}$  сопровождается понижением сопротивления в  $10^6$  раз. Для всех полупроводников характерна очень большая зависимость сопротивления от малейших химических примесей, например избыток кислорода в  $0,1\%$  уменьшает сопротивление куприта в  $10^4$  раз. Особенность полупроводников проявляется в большой чувствительности к различного рода облучениям (фотоэффект и др.).

Диэлектриками являются химические элементы и минералы с ковалентной формой связи и наиболее плотными упаковками атомов в решетке (островные и цепочные структуры). Удельное сопротивление минералов  $10^{12}$ — $10^{16}$  Ом·м, а некоторых элементов  $10^{23}$ — $10^{26}$  Ом·м. В сильных электрических полях диэлектрики обладают электронной проводимостью. Зависимость их сопротивления от температуры аналогична зависимости для полупроводников. Наиболее характерное свойство диэлектриков — их поляризация, т. е. смещение заряженных частиц (электронов и ионов) и ориентировка полярных молекул под влиянием электрического поля. Поляризационными свойствами обладают также многие полупроводники.

Поляризация диэлектрика характеризуется вектором интенсивности

$$\bar{P} = mn, \quad (V.2)$$

где  $m$  — дипольный момент частицы;  $n$  — число поляризованных частиц в единице объема.

В изотропных диэлектриках  $\bar{P}$  совпадает с вектором напряженности  $\bar{E}$  электрического поля и связан с ним соотношением

$$\bar{P} = \kappa_3 \bar{E}, \quad (V.3)$$

где  $\kappa_3$  — диэлектрическая восприимчивость.

На практике для характеристики вещества пользуются понятием относительной диэлектрической проницаемости

$$\epsilon = 1 + 4\pi\kappa_3. \quad (V.4)$$

Относительная диэлектрическая проницаемость — безразмерная, в отличие от абсолютной диэлектрической проницаемости, которая в СИ имеет размерность Ф/м, в СГС — Ом/см; переводный множитель из СГС в СИ  $8,85 \cdot 10^{-12}$ .

В зависимости от строения диэлектриков различают два основных вида поляризации: поляризацию смещения и релаксационную поляризацию. Первая разделяется на поляризацию электронного и ионного смещения. Поляризация электронного смещения, обусловленная смещением электрона относительно ядра, проявляется практически мгновенно и наблюдается во всех твердых, жидких и газообразных веществах. Для диэлектриков, имеющих только поляризацию электронного смещения,  $\epsilon$  близка к квадрату показателя преломления  $\lambda$  согласно уравнению Максвелла:

$$\epsilon = \lambda^2. \quad (V.5)$$

Поляризация ионного смещения заключается в смещении иона одного знака относительно иона другого знака и происходит за время  $10^{-12}$ — $10^{-13}$  с. Она наблюдается в твердых веществах с ионной решеткой, а также в аморфных диэлектриках при наличии ионов. Диэлектрическая проницаемость таких материалов лежит в пределах 4—15.

Релаксационная поляризация связана с наличием в диэлектриках полярных молекул или молекул, объединенных в полярные радикалы (диполи) слабозакрепленных ионов, а также возбужденных тепловой энергией избыточных «дефектных» электронов или «дырок». В зависимости от того, какие частицы вызывают поляризацию, различают дипольную, ионную и электронную поляризации. Материалы,

в которых наблюдается релаксационная поляризация, обладают высокой диэлектрической проницаемостью.

К релаксационным видам поляризации относится также структурная поляризация, возникающая в неоднородных материалах.

В реальном диэлектрике поляризация является результирующей различных поляризационных процессов. Возникновение того или иного типа поляризации определяется химико-физическими свойствами вещества и диапазоном используемых частот (рис. V.1).

В переменных электрических полях для диэлектрика свойственны диэлектрические потери, связанные с переходом части электрической энергии в тепло. Последнее обусловлено проводимостью и медленно устанавливающейся поляризацией. Влияние поляризации зависит от времени ее установления и области применяемых частот. Поляризация электронного и ионного смещения, устанавливающаяся за  $10^{-12}$ — $10^{-15}$  с, потерь не вызывает. Время установления релаксационной поляризации значительно больше и обуславливает ток  $i'$ , который является суммой активного  $i'_a$  и реактивного  $i'_r$  токов. Тангенс угла диэлектрических потерь реального диэлектрика

$$\operatorname{tg} \delta = (i_a + i'_a) / (i_r + i_c), \quad (V.6)$$

где  $i_c$  — емкостный ток (ток смещения);  $i_a$  — ток проводимости.

Тангенс угла диэлектрических потерь в зависимости от частоты и величины диэлектрической проницаемости описывается формулой Дебая:

$$\operatorname{tg} \delta = (\epsilon_0 - \epsilon_\infty) \omega \tau / (\epsilon_0 + \epsilon_\infty \omega^2 \tau^2), \quad (V.7)$$

где  $\tau$  — время релаксации;  $\omega$  — угловая частота; диэлектрическая проницаемость:  $\epsilon_0$  — при  $\omega = 0$ ,  $\epsilon_\infty$  — при  $\omega \rightarrow \infty$ .

### Измерение удельного электрического сопротивления

Для измерения удельного электрического сопротивления пород применяют двух- и четырехэлектродный способы. В двухэлектродном способе путем измерения электрического сопротивления  $R$ , длины  $l$  и площади поперечного сечения  $s$  образца рассчитывают удельное сопротивление  $\rho$  по формуле (V.1). Электроды располагают симметрично друг относительно друга с противоположных сторон образца. В четырехэлектродном способе измеряется падение напряжения  $\Delta U$  между приемными электродами, происходящее при пропускании тока  $i$  через питающие электроды, тогда

$$\rho = \Delta U K / i, \quad (V.8)$$

где  $K$  — коэффициент, зависящий от формы, размеров образца и расстояния между приемными и питающими электродами.

Преимущество четырехэлектродного метода — исключение приэлектродной поляризации.

Основное условие получения по образцам данных, соответствующих удельному сопротивлению горных пород в естественных условиях залегания, — проведение измерений с предварительным насыщением образцов водой, идентичной по минерализации пластовым водам. При пористости пород более 5 % насыщение образцов проводится замачиванием, при меньшей пористости — под вакуумом в специальных эксикаторах.

Для измерения  $\rho$  низкоомных пород применяется метод амперметр-вольтметра (рис. V.2, А) или мостиковые схемы на постоянном токе; для высокоомных пород

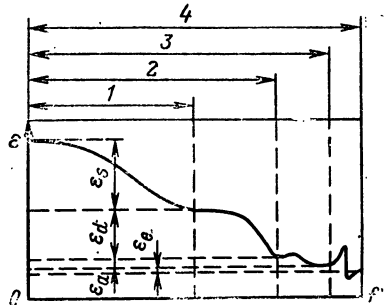


Рис. V.1. Идеализированная зависимость диэлектрической проницаемости от частоты тока при проявлении различных видов поляризации [65].

1 — структурная  $\epsilon_s$ , 2 — дипольная  $\epsilon_d$ , 3 — атомная  $\epsilon_a$ , 4 — электронная  $\epsilon_e$

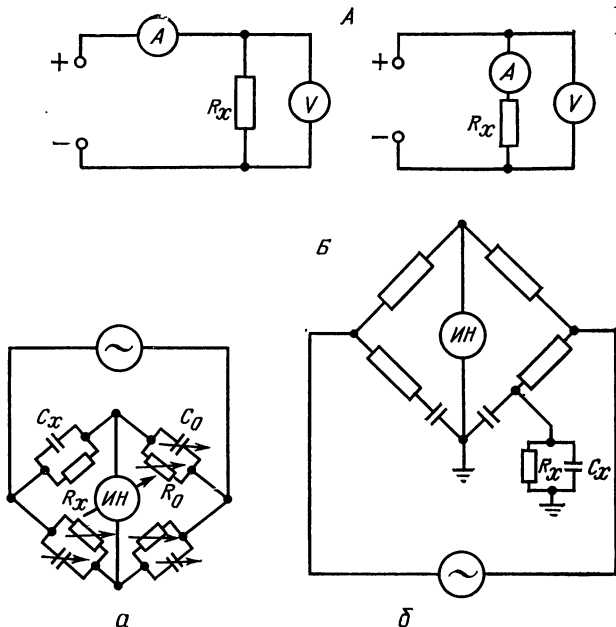


Рис. V.2. Схемы для измерения электрических свойств пород:

А — удельного электрического сопротивления при помощи амперметра и вольтметра; Б — удельного сопротивления и диэлектрической проницаемости на специальной установке; а — с параллельным включением сопротивления и емкости в плечах, б — с последовательным включением сопротивления и емкости в плечах.  $C_x$  — искомая емкость;  $C_0$  — компенсирующая емкость;  $R_x$  — искомое сопротивление;  $R_0$  — компенсирующее сопротивление; ИН — стрелочный индикатор

используется высокочувствительный гальванометр. При измерении сопротивлений более  $10^{16}$  Ом применяется электрометр. Измерительные электроды при двухэлектродном способе на постоянном токе могут быть плоскими, штыревыми, кольцевыми или точечными. При измерении электрического сопротивления двухэлектродным способом методом постоянного тока существенные погрешности вносят поверхностные токи, поляризация и переходное сопротивление. Переходное сопротивление уменьшается путем шлифовки поверхности образцов, покрытия контактных поверхностей графитом, распыленным металлом, специальной пастой, серебряной коллоидальной пленкой. Для учета влияния поляризации электродов измеряют ток поляризации.

Для исключения влияния поверхностных токов применяется охранное кольцо, которое изготавливается из того же материала, что и электроды, и включается в цепь тока, минуя прибор, измеряющий силу тока. Применение двух охранных колец позволяет проводить измерения при прямом и обратном направлениях тока через образец и тем самым уменьшить влияние токов поляризации. При массовых измерениях часто применяется двухэлектродный метод сопротивления заземления. Электроды погружаются в образец на глубину, равную их радиусу. Сопротивление заземлений  $R_0$  зависит от радиуса электродов  $r$  и удельного сопротивления образца  $\rho$ :

$$R_0 = \rho/4\pi r. \quad (V.9)$$

С целью уменьшения влияния поляризационных эффектов, а также изменения сопротивления в приэлектродных зонах широко применяются двухэлектродные способы измерения  $\rho$  на переменном токе. В переменных электрических полях с увеличением частоты тока уменьшается роль приэлектродных эффектов и объемной поляризации. Однако при измерении  $\rho$  на переменном токе следует учесть емкост-



ные эффекты, возникающие из-за отсутствия общей заземленной точки у генераторных и измерительных устройств и увеличивающиеся с увеличением частоты переменного тока. Измерение удельного сопротивления образцов на низких частотах производится мостовым методом (рис. V.2, Б), на радиочастотах — мостовым (рис. V.3), резонансным и импульсным методами [98]. Для горных пород с большими электрическими потерями применяется мостовая схема с параллельным включением сопротивления и емкости, для пород с малыми электрическими потерями — мосты с последовательным соединением сопротивления и емкости. При низких частотах индикатором баланса моста служит ламповый вольтметр или осциллограф. При высоких частотах используются радиокомпараторы. Резонансный метод определения удельного сопротивления базируется на измерении добротности контуров. Импульсный метод определения удельного сопротивления применяется для высокоомных пород. Схемы, основанные на импульсном принципе, свободны от поляризационных, емкостных эффектов и нагрева. Измеряя величину двух соседних амплитуд затухающего колебания, можно определить сопротивление пород, поскольку колебания контура затухают по закону, определяемому добротностью контура, а последняя зависит от сопротивления породы.

В четырехэлектродном способе ток в образце вводится с помощью двух питающих электродов. С помощью второй пары электродов (измерительные) измеряется разность потенциалов. Существуют две схемы расположения электродов. При линейном расположении (рис. V.4, а) коэффициент  $k$  определяется расстоянием между питающими  $L$  и измерительными  $l$  электродами; в случае расположения электродов по второй схеме (рис. V.4, б) коэффициент установки зависит от площади поперечного сечения образца:

$$R = \pi (L^2 - l^2) / 4l, \quad k = s/l. \quad (V.10)$$

При определении сопротивления высокоомных пород применяется охранное кольцо с целью устранения погрешностей, обусловленных поверхностными токами. При линейном расположении электродов форма образца может быть произвольной,

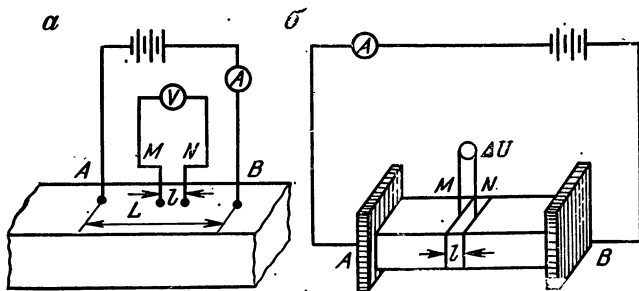


Рис. V.4. Четырехэлектродные установки для измерения удельного электрического сопротивления.

Расположение электродов: а — на одной поверхности, б — на торцах образца

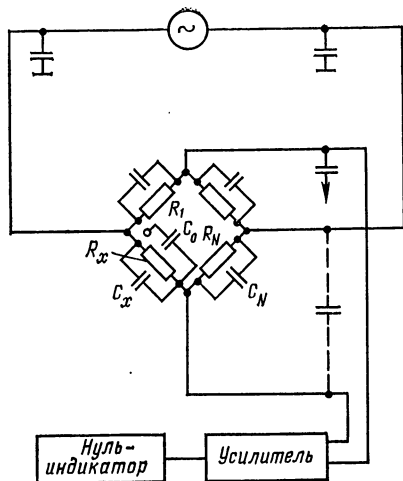


Рис. V.3. Мостовая схема измерения сопротивления горных пород на высоких частотах

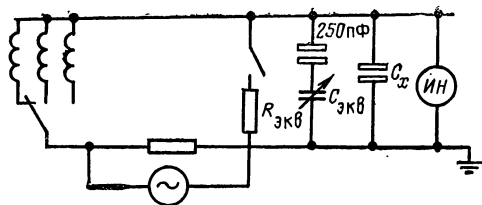


Рис. V.5. Схема измерения диэлектрической проницаемости и угла потерь методом замещения

пенсатором. При определении сопротивления высокоомных пород применяются также ламповые вольтметры с высоким входным сопротивлением либо электрометры.

### Измерение диэлектрической проницаемости и тангенса угла диэлектрических потерь

Основным методом определения диэлектрической проницаемости образцов пород, а также тангенса угла диэлектрических потерь является метод плоского конденсатора. Из образца породы вырезается пластина, которая в качестве диэлектрика помещается между электродами измерительного конденсатора. Размеры образца выбираются с учетом сохранности квазистационарности — эффективные размеры конденсатора с образцом должны быть намного меньше длины волны электрического поля. Измерение емкости плоского конденсатора можно производить в звуковом диапазоне с помощью мостовых схем, а в радиочастотном — мостовым, резонансным, импульсным методами и методом бений. При измерении  $\epsilon$  горных пород с большими потерями, как и при измерении удельного электрического сопротивления применяются мосты с параллельным включением сопротивления и емкости, с малыми потерями — мосты с последовательным включением. Значение диэлектрической проницаемости по измеренной емкости конденсатора  $C_x$  с образцом вычисляется по формуле

$$\epsilon = (4\pi d/s) C_x, \quad (V.11)$$

где  $d$  — толщина образца;  $s$  — контактирующая площадь образца.

Существуют две группы резонансных методов. Первая группа основана на настройке измерительного контура в резонанс с частотой генератора, питающего контур. Восстановление резонанса контура на измеряемой частоте, нарушенного внесением в контур конденсатора с образцом, производится изменением емкости эталонного конденсатора. Вторая группа методов основана на сравнении частот двух генераторов — эталонного (опорного) и рабочего, меняющего свою частоту в зависимости от величины измеряемой емкости, включенной в его колебательный контур. К резонансным методам первой группы относится метод замещения (рис. V.5, Э. И. Пархоменко, 1965 г.). В колебательный контур вместо измерительного конденсатора с исследуемым образцом включается конденсатор переменной емкости  $C_{эв}$  и непроволочный потенциометр  $R_{эв}$ , соединенные параллельно, (см. рис. V.5) или последовательно. Дважды контур настраивается в резонанс — с образцом и с его эквивалентом. Конденсатором и сопротивлением эквивалента восстанавливаются резонанс контура и напряжение на вольтметре, какие были в контуре с образцом. Диэлектрическая проницаемость и тангенс угла потерь вычисляются по формулам:

$$\epsilon = C_{эв}/C_0; \quad (V.12)$$

$$\operatorname{tg} \delta = 1/2\pi f R_{эв} C_{эв}, \quad (V.13)$$

где  $C_0$  — емкость измерительного конденсатора с воздушным диэлектриком, вычисленная по формуле для плоского конденсатора.

Разновидностью метода замещения является метод вариации емкости. Контур настраивается в резонанс на одной и той же частоте также дважды — с образцом между пластинками измерительного конденсатора и без него. Во втором случае нарушенный резонанс восстанавливается сближением пластин измерительного конденсатора. При измерении минералов используются также другие методы [98].

## Измерение поляризуемости пород

Методы измерения параметра вызванной поляризации  $\eta$  пород основаны на изучении переходного процесса, возникающего в горных породах под воздействием импульсного электрического поля. Простейший метод измерения  $\eta$  сводится к осциллографической записи напряжения с помощью светочувствительного осциллографа. Переходный процесс регистрируют также в цифровой форме с помощью цифрового магнитофона или цифрового дискретного накопителя с дальнейшей обработкой магнитограмм; возможна регистрация напряжения полуавтоматическим способом при проведении каротажа и с точечной записью при проведении полевых работ.

Лабораторные методы измерения поляризуемости аналогичны методам измерения электрического сопротивления и самопроизвольной поляризации пород. Наряду с  $U_{пс}$ , определяемой в момент прохождения тока в породе, измеряется значение  $U_{вп}$  через определенное время после отключения тока. Режим измерений — ток возбуждения и его частота, время зарядки образца и время записи спада напряжения — определяется экспериментальным путем [41].

В лабораторной практике, особенно при моделировании ВП, могут быть использованы полевые электроразведочные станции — ВП-62, СВП-74, КСПК-1 и др., выпускаемые серийно. Специально для лабораторных измерений сконструированы установки в ВИРГе, во ВНИИГеофизике и других организациях.

### § 23. УДЕЛЬНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

#### Электрическое сопротивление химических элементов и минералов

Атомы химических элементов характеризуются определенной величиной электрического заряда, но в свободном состоянии являются электрически нейтральными, поскольку суммарный отрицательный заряд электронов скомпенсирован равным по величине положительным зарядом протонов ядра. Количество протонов  $Z$  и электронов увеличивается от 1 до 94, а электрический заряд каждого протона и электрона равен соответственно  $1,6 \cdot 10^{-19}$  и  $-1,6 \cdot 10^{-19}$  Кл. Электрический ток возникает под действием внешнего электрического поля или других факторов вследствие

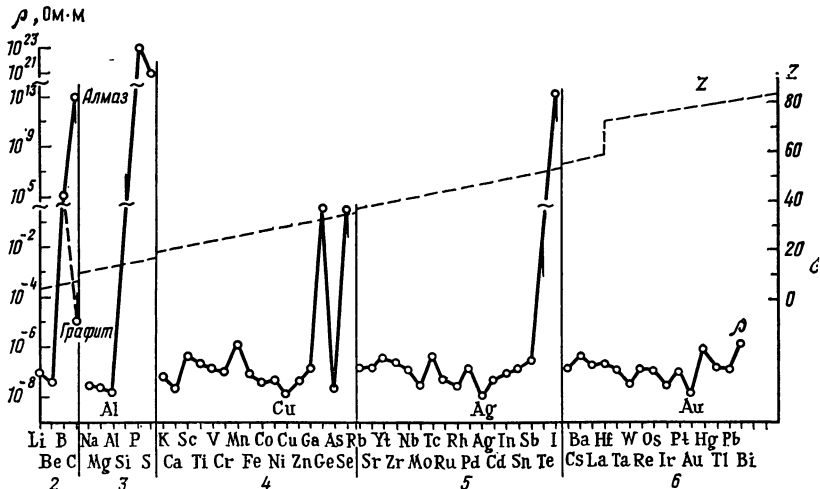


Рис. В.6. Удельное электрическое сопротивление химических элементов.

2—6 — периоды Периодической системы элементов Д. И. Менделеева;  $Z$  — порядковый номер элементов (число протонов)

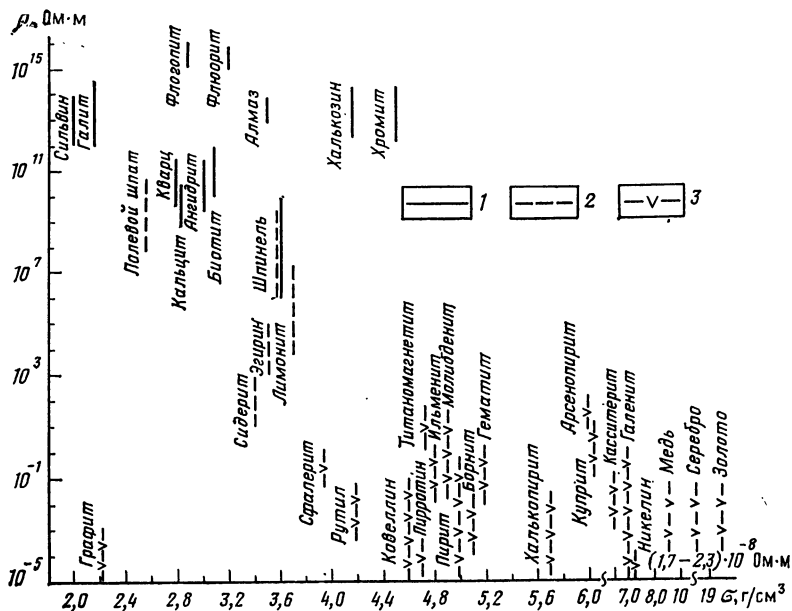


Рис. V.7. Удельное электрическое сопротивление и плотность минералов.

1 — диэлектрики; 2 — полупроводники; 3 — электронные проводники. Формы кристаллохимической связи; 1 и 2 — ковалентная и ионная, 3 — металлическая, ионно-металлическая и ковалентно-металлическая

движения электронов внешней электронной оболочки, что обуславливает периодичность изменения величины сопротивления и характера проводимости.

На рис. V.6 приведен график удельного электрического сопротивления химических элементов, построенный по справочным данным [98]. Можно видеть, что элементы начала каждого периода, имеющие незаполненные внешние орбиты, характеризуются высокой проводимостью, а конца периодов — высоким сопротивлением полупроводников и диэлектриков, что обусловлено малой подвижностью электронов заполненных орбит. Наилучшими проводниками являются элементы начала вторых полупериодов 3, 4, 5 и 6 больших периодов — Al, Cu, Ag, Au ( $1,6 \div 2,3 \times 10^{-8}$  Ом·м). Наиболее высокими полупроводниковыми параметрами характеризуются германий, селен, теллур и некоторые редкие элементы. Самое высокое сопротивление имеют углерод (алмаз), фосфор, силиций.

Большинство рудных минералов — галенит, борнит, ковеллин, магнетит, пирит, пирротин, халькопирит и др. (рис. V.7) обладают электронной проводимостью. Их удельное сопротивление  $10^{-6} - 10^{-2}$  Ом·м. Электронную проводимость имеет графит (за счет  $\pi$ -электронов внутренних орбит). Породообразующие минералы горных пород — калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, роговая обманка, пироксены, оливин, нефелин, кварц и др. характеризуются свойствами полупроводников или диэлектриков и обладают очень высоким сопротивлением ( $10^6 - 10^{12}$  Ом·м). Устанавливается связь между сопротивлением и плотностью минералов. Минералы с наиболее высокой плотностью (самородные металлы, рудные металлы) характеризуются высокой проводимостью в связи с металлической, ионно-металлической и ковалентно-металлической формой кристаллической связи. Удельное сопротивление минералов средней плотности может быть как очень высоким, что типично для ковалентных соединений, так и низким — при смешанной форме связи. Минералы относительно низкой плотности, имеющие ионную или ковалентную форму связи, обладают наиболее высоким сопротивлением. Удельные электрические сопротивления (в Ом·м) главных породообразующих и рудных минералов (по В. Н. Дахнову) следующие.

Ангидрит . . . . .	$10^7-10^{10}$
Галенит . . . . .	$10^{-5}-10^{-8}$
Галит . . . . .	$10^{12}-10^{14}$
Гематит (железный блеск) . . . . .	$10^{-2}-10^{-1}$
Графит . . . . .	$10^{-6}-10^{-4}$
Кальцит . . . . .	$10^7-10^{12}$
Каменная соль . . . . .	$10^{14}-10^{15}$
Кварц . . . . .	$10^1-10^{14}$
Лимонит . . . . .	$10^6-10^8$
Магнетит . . . . .	$10^{-1}-10^{-2}$
Марказит . . . . .	$10^{-2}-10^{-1}$
Молибденит . . . . .	$10^{-1}-10^{-3}$
Мусковит . . . . .	$10^{-1}-10^1$
Нефть . . . . .	$10^9-10^{16}$
Пирит . . . . .	$10^{-4}-10^{-1}$
Пирролюзит . . . . .	$1-10$
Пирротин . . . . .	$10^{-5}-10^{-4}$
Полевой шпат . . . . .	$10^{11}-10^{12}$
Сера . . . . .	$10^{12}-10^{15}$
Сидерит . . . . .	$10-10^8$
Сильвин . . . . .	$10^{12}-10^{15}$
Слюда . . . . .	$10^{14}-10^{15}$
Сфалерит . . . . .	$10^5-10^7$
Халькопирит . . . . .	$10^{-3}-10^{-1}$

### **Зависимость удельного электрического сопротивления горных пород от их фазового и минерального состава и структурно-текстурных особенностей**

Механизм электропроводности горных пород может быть ионный, электронный и смешанный в связи с различием их фазового состава и разной природой проводимости породообразующих и акцессорных или рудных минералов. Удельное электрическое сопротивление твердой фазы (минерального скелета) превосходит сопротивление жидкой фазы на 6—8 порядков; газовая фаза является диэлектриком. Поэтому влияние различных фаз, заполняющих поровое пространство пород, и структура последнего являются определяющими для удельного сопротивления большинства горных пород. Исключение составляют глины, глинистые породы и гипс. При развитии акцессорных или рудных минералов с электронной проводимостью основное значение приобретает структура их включений.

В поле переменного тока сопротивление пород может проявлять дисперсию (рис. V.8). Степень изменения их сопротивления с увеличением частоты тока зависит от диапазона частот, величины сквозной проводимости и наличия включений минералов, имеющих электронный или дырочный характер проводимости. В песчаниках, доломитах, алевролитах и других породах, обладающих сопротивлением менее  $10^6$  Ом·м в области частот 0— $10^5$  Гц, как правило, дисперсия  $\rho$  не наблюдается. При наличии же рудных включений в породе или в области более высоких частот, но при  $\rho = 10^4 \pm 10^6$  Ом·см она обнаруживается [25, 65].

Наиболее общее теоретическое решение вопроса зависимости удельного электрического сопротивления горных пород от структуры порового пространства и характера вкрапленности проводящих компонентов дано в работах А. С. Семенова [82]. Из рис. V.9 можно видеть, что если в породе с высоким сопротивлением породообразующих минералов проводящие компоненты (заполненные водой поры, рудные минералы) находятся в виде изолированных включений, то они не оказывают влияния на удельное сопротивление породы. Необходимо более 70 % сферических включений и более 50 % сферических и эллипсоидальных включений для того, чтобы сопротивление пород начало снижаться. Присутствие в породе нескольких процентов непрерывно связанных между собой проводящих компонентов оказывается достаточным, чтобы уменьшить удельное сопротивление породы на несколько порядков. При содержании проводящих компонентов более 10—20 % удельное сопротивление пород становится близким к удельному сопротивлению проводников. Экс-

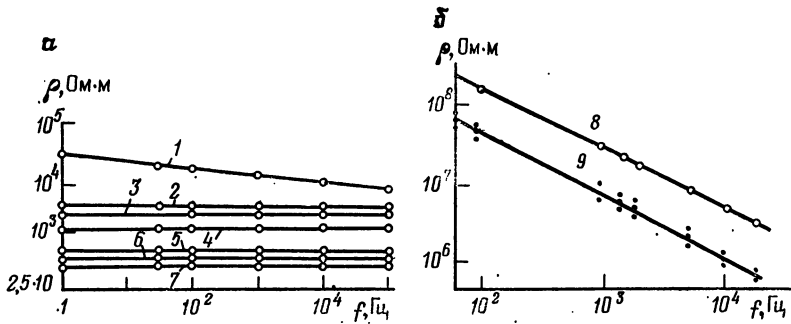


Рис. V.8. Зависимость удельного электрического сопротивления пород от частоты тока.

а — осадочные породы (по Э. И. Пархоменко): 1—4 — доломит при влажности соответственно 0,36; 0,63; 0,88; 1,7 %. 5—7 — песчаник при влажности соответственно 1,08; 1,26; 1,47 %; б — метаморфические породы (по М. И. Голоду): 8 — биотитовые гнейсы, 9 — биотитовые гнейсы с сульфидной минерализацией

периментальные данные по изучению влияния на удельное сопротивление магматических пород электропроводящих (рудных) включений и результаты исследования осадочных пород с различной структурой порового пространства и разной влажностью соответствуют теоретическим кривым и конкретизируют их применительно к различным условиям.

Зависимость удельного электрического сопротивления магматических пород от водонасыщенности приведена на рис. V.10. Наблюдается понижение удельного электрического сопротивления с возрастанием коэффициента водонасыщенности, происходящее менее резко при появлении в сухих породах гигроскопической влаги и более резко при заполнении водой всего порового пространства. Изменение сопротивления магматических пород от газонасыщенных до максимально водонасыщенных составляет 2—4 порядка.

Удельное сопротивление газонасыщенных интрузивных и эффузивных пород разного состава различно за счет сопротивления породообразующих минералов. Так, граниты и кварцевые порфиры, содержащие наиболее плохо проводящие минералы — кварц и биотит, имеют более высокое сопротивление, чем габбро и базальты, состоящие из минералов с несколько меньшим сопротивлением (полевые шпаты, пироксены). В газоводонасыщенных образцах связь между отдельными молекулами гигроскопической воды слабая или вообще отсутствует, за счет чего удельное сопротивление остается очень высоким.

По данным экспериментальных работ, при изменении влажности образцов базальтов от 0,3—0,5 % (газоводонасыщенные) до нуля (газонасыщенные) удельное электрическое сопротивление увеличивалось от  $10^6$ — $10^8$  до  $10^7$ — $10^8$  Ом·м; высушивание образцов диабазов и перидотитов с исходной влажностью 0,17—0,1 % к изменению  $\rho$  не привело.

Рассмотрим характеристику водонасыщенных образцов пород при максимальной капиллярной влажности.

В водонасыщенных образцах интрузивных и эффузивных пород (см. рис. V.10 и табл. V.2) наблюдается увеличение удельного сопротивления от кислых разностей к основным и ультраосновным на 2—3 порядка. При этом  $\rho$  всех разностей пород остается высоким ( $10^3$ — $10^6$  Ом·м), значительно превышающим удельное сопротивление насыщающей воды (60 Ом·м). Сопоставление рис. V.10 и V.9 показывает, что изученные малопористые породы ( $n = 0,7 \div 5$  %) попадают в область совместного влияния на их удельное сопротивление минерального скелета породы и поровых вод. Последний фактор имеет большее значение, что следует из противоположного изменения удельного сопротивления от кислых к основным разностям в газонасыщенных и водонасыщенных породах и из зависимости  $\rho = f(n)$ .

Кривые  $\rho = f(n)$ , построенные для водонасыщенных образцов, приведены на рис. V.10, б. При увеличении пористости от нуля до 5 % устанавливается законо-

Рис. V.9. Теоретические кривые зависимости удельного электрического сопротивления горных пород от структуры электропроводных включений.

1 — нормальная кривая при сферических включениях; 2 — кривая при сферических включениях с небольшим количеством (20 %) эллиптических включений (по А. С. Семенову)

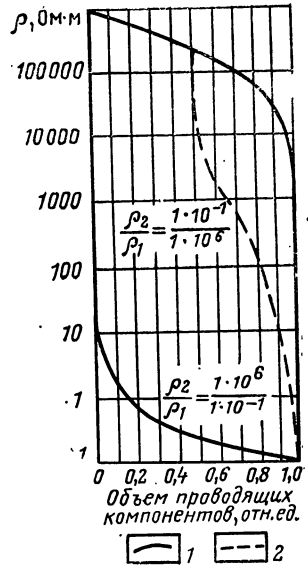
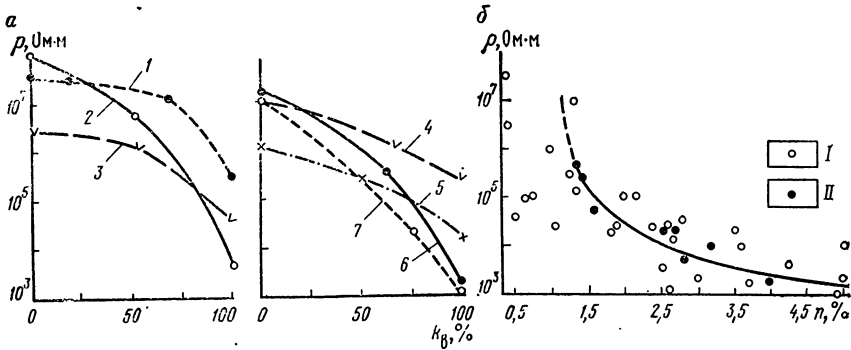


Рис. V.10. Зависимость удельного электрического сопротивления интрузивных и эффузивных пород от коэффициента водонасыщенности (а) и от пористости (б) (по Н. Б. Дортман).

1 — перидотит,  $n = 1,4\%$ ; 2 — гранит,  $n = 2,8\%$ ; 3 — габбро,  $n = 2,8\%$ ; 4 — диабаз,  $n = 0,7\%$ ; 5 — порфирит,  $n = 2,7\%$ ; 6 — кварцевый порфир,  $n = 3,2\%$ ; 7 — базальт,  $n = 4\%$ ; I — данные по отдельным образцам; II — средние значения



мерное уменьшение сопротивления от  $10^6-10^7$  до  $10^3-10^4$  Ом·м; градиент изменения  $\rho$ , вначале очень высокий, постепенно уменьшается, что совпадает с теоретическими кривыми рис. V.9. С увеличением объема проводящих поровых каналов (от 0 до 5 %) в общей величине сопротивления кристаллических пород возрастает роль ионной проводимости водных растворов солей и уменьшается влияние полупроводниковой проводимости минерального скелета пород.

Таким образом, повышение сопротивления водонасыщенных магматических пород от кислых разностей к основным и ультраосновным определяется преимущественно уменьшением пористости и соответственно влажности. Те же закономерности изменения удельного сопротивления характерны для метаморфических пород.

В кайнотипных эффузивных породах с пористостью выше 5—10 % наблюдается еще более резкое изменение удельного сопротивления от газонасыщенных к водонасыщенным разностям, достигающее 4—6 порядков; сопротивление водонасыщенных пород составляет  $10^2$  Ом·м, реже  $10^3$  Ом·м. По характеру изменения сопротивления эти породы близки к осадочным.

Зависимость удельного электрического сопротивления осадочных обломочных и малоглинистых пород (песчаников, песков, известняков, доломитов) от влажности и пористости однозначна. Чем больше пористость, тем выше влажность и меньше сопротивление пород. Эта зависимость хорошо изучена для пород различного лито-

Удельное электрическое сопротивление (в Ом·м) газонасыщенных интрузивных и эффузивных пород

Порода	Образцы				$n_{\text{ср}}$	$n_{\text{min}} - n_{\text{max}}$
	Газонасыщенные		Водонасыщенные			
	$\rho_{\text{ср}}$	$\rho_{\text{min}} - \rho_{\text{max}}$	$\rho_{\text{ср}}$	$\rho_{\text{min}} - \rho_{\text{max}}$	%	
Гранит	—	—	$7 \cdot 10^3$	$3 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^4$	2,8	1,1—5,2
Диорит кварцевый	—	—	$4 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^3 - 7 \cdot 10^4$	3,3	2,8—3,7
Габбро	$4 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^6 - 9 \cdot 10^6$	$7 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^4 - 2 \cdot 10^5$	1,6	0,6—2,5
Габбро-амфиболит	—	—	$3 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^4 - 6 \cdot 10^4$	2,6	2,6—2,9
Перидотит слабо-серпентинизированный	$5 \cdot 10^7$	$4 \cdot 10^7 - 7 \cdot 10^7$	$4 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^4$	1,4	0,7—2,0
Порфир кварцевый	$2 \cdot 10^7$	$4 \cdot 10^5 - 6 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^3 - 5 \cdot 10^3$	3,2	—
Порфирит	$1 \cdot 10^6$	$9 \cdot 10^4 - 2 \cdot 10^6$	$3 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^4 - 3 \cdot 10^4$	2,7	—
Базальт	$3 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^6 - 6 \cdot 10^8$	$2 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^3 - 3 \cdot 10^3$	4,0	—
Диабаз	$1 \cdot 10^7$	$5 \cdot 10^6 - 4 \cdot 10^7$	$6 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^5 - 2 \cdot 10^6$	1,4	0,7—2,2
Гнейс	—	—	$1 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^4$	3,2	2,6—3,6

Примечание. Высушивание проводилось при температуре 110 °С; насыщение — пресной водой (0,1 г/л NaCl) с удельным сопротивлением 60 Ом·м под вакуумом в течение 3—4 ч.

логического состава, разной цементации и структуры и используется для определения пористости по  $\rho$ . Для исключения влияния минерализации вод применяется параметр пористости  $P_{\text{п}}$ , равный отношению удельного сопротивления пористой водонасыщенной породы  $\rho_{\text{пв}}$  к сопротивлению

насыщающего ее раствора  $\rho_{\text{в}}$ . Для неоднородных пород в интервале пористости от 3—5 до 20—40 % (В. Н. Дахнов, 1962 г.)

$$P_{\text{п}} = a_{\text{п}} / k_{\text{п}}^m, \quad (\text{V.14})$$

где  $a_{\text{п}}$  — коэффициент, варьирующий от 0,4 до 1,4;  $m$  — показатель степени, зависящий от структуры порового пространства и степени цементированности породы;  $k_{\text{п}}$  — коэффициент пористости. Структурный показатель  $m$  может изменяться от 1,3 для рыхлых песков и оолитовых известняков до 2—2,2 для сильно цементированных песчаников с низкой пористостью.

Усредненные кривые  $P_{\text{п}} = f(k_{\text{п}})$  представлены на рис. V.11. Для малопористых пород ( $k_{\text{п}} = 0 - 4\%$ ) наблюдается более резко выраженная зависимость  $\rho$  от влажности, чем для высокопористых. Низкий процент порового раствора содержат плотные песчаники, известняки, доломиты, ангидриты.

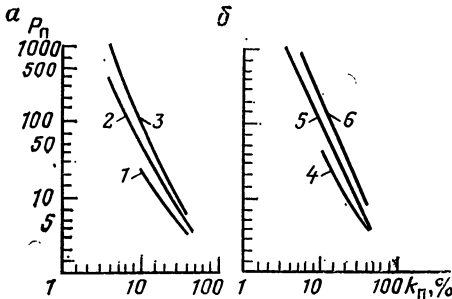


Рис. V.11. Усредненные кривые зависимости параметра пористости от коэффициента пористости (объемной влажности) для песчаных и арбонатных пород (по В. Н. Дахнову).

Породы: а — песчано-глинистые, б — карбонатные; 1 — рыхлые пески; 2 — слабоцементированные песчаники; 3 — среднечемпированные песчаники; 4 — ракушечники и рыхлые известняки; 5 — известняки и доломиты крупнокристаллической, средней плотности; 6 — известняки и доломиты плотные, мелкокристаллические



Глинистые породы следует рассматривать как трехкомпонентные ассоциации, поскольку наряду с высокоомными минералами и поровым раствором в них присутствуют минералы из групп цеолитов и глин, которые имеют относительно низкое сопротивление. Поэтому сопротивление глинистой породы существенно зависит от количества глинистого материала и характера его распределения.

### Зависимость удельного электрического сопротивления горных пород от сопротивления жидкой фазы

В естественных условиях залегания, ниже уровня грунтовых вод, горные породы обводнены поровыми, пластовыми, трещинно-жильными или карстовыми водами, минерализованными разными солями и в различной концентрации.

Удельное электрическое сопротивление воды находится в зависимости от количества и состава растворенных в ней солей. Как видно из рис. V.12, удельное сопротивление уменьшается по линейному закону по мере возрастания степени минерализации воды при любом солевом составе. Удельные сопротивления наиболее распространенных в горных породах натриевых вод приведены в табл. V.3.

Наиболее характерное изменение степени минерализации вод от 0,01 до 1 г/л может привести к изменению удельного сопротивления вод в 100 раз, а при наличии солевых растворов — на несколько порядков. При содержании в воде  $KCl$ ,  $CaSO_4$  или  $CaCl_2$  в таком же количестве, в каком содержится  $NaCl$ , сопротивление воды изменяется очень незначительно (см. рис. V.12). Большее отличие в сопротивлении наблюдается при растворении в воде  $HCl$ ; при одинаковой концентрации  $HCl$  и  $NaCl$  сопротивление воды в первом случае в 5 раз меньше.

Зависимость удельного сопротивления воды от температуры в интервале 0—100 °C прямолинейная. На глубинах до 1000—3000 м температура воды в большинстве случаев изменяется на 40—50 °C, что может изменить сопротивление воды в 2—2,5 раза, а при более высоких температурных градиентах — в 4—5 раз. Таким образом, основное влияние на удельное электрическое сопротивление воды оказывает степень ее минерализации. В отдельных районах играют роль солевой состав и температура.

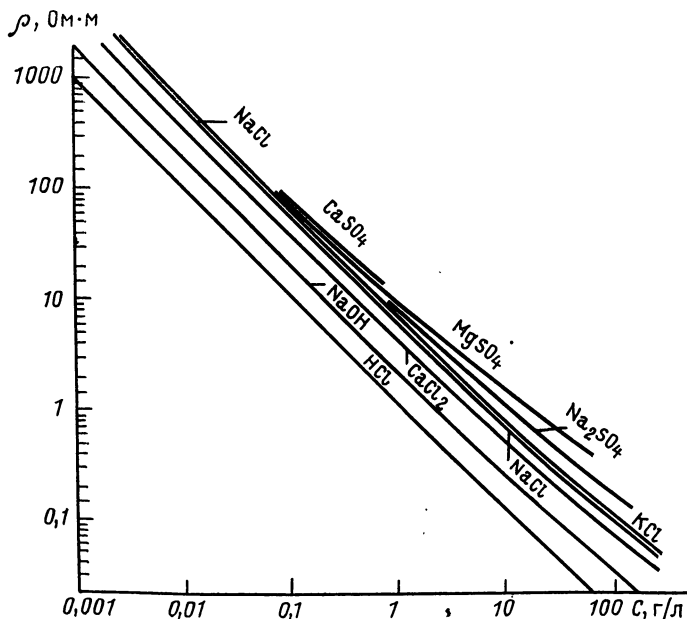


Рис. V.12. Зависимость удельного электрического сопротивления различных растворов от степени их минерализации (по В. Н. Дахнову)

Зависимость удельного электрического сопротивления воды (в Ом·м) от концентрации NaCl и температуры

Концентрация, г/л	$\rho$ при $t$ , °C				Концентрация, г/л	$\rho$ при $t$ , °C			
	0	20	60	100		0	20	60	100
0,005	—	1050	—	—	1	10	5,8	2,7	1,8
0,01	900	530	270	170	5	2,2	1,3	0,6	3,8
0,05	180	110	60	33	10	1,1	0,65	0,4	0,2
0,1	90	55	25	18	50	0,28	0,15	0,08	0,05
0,5	19	12	5,3	5,3	100	0,18	0,08	0,05	0,03

На рис. V.13 приведены зависимости  $\rho$  образцов малопористых пород от минерализации воды. Наибольшее влияние на  $\rho$  пород оказывает изменение минерализации от 0,01 до 0,1—0,5 %.

Зависимость удельного электрического сопротивления осадочных пород от степени минерализации поровых и пластовых вод подчиняется общей закономерности, но несколько отличается для различных литологических групп (рис. V.14). В глинистых породах нарушается прямая зависимость между сопротивлением породы и минерализованного раствора. Сопротивление мелкозернистых глинистых пород при высокой концентрации порового раствора всегда больше сопротивления средне- и крупнозернистых пород, насыщенных этим же раствором. При низкой концентрации установлена обратная зависимость. Пониженное удельное сопротивление глинистых пород обусловлено явлением поверхностной проводимости.

Поры осадочных пород в газоносных пластах обычно лишь частично заполнены поровым раствором. В нефтеносных же пластах наряду с проводящей жидкостью в порах находится нефть, обладающая высоким сопротивлением. Для исключения влияния минерализации раствора при сравнении

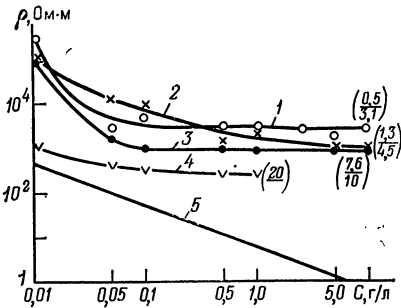


Рис. V.13. Удельное электрическое сопротивление магматических пород при различной минерализации капиллярных вод и удельное сопротивление воды (по Н. Б. Дортман).

1 — габбро, 2 — гранит, 3 и 4 — базальт, 5 — вода; в скобках приведена пористость, в числителе — открытая, в знаменателе — общая

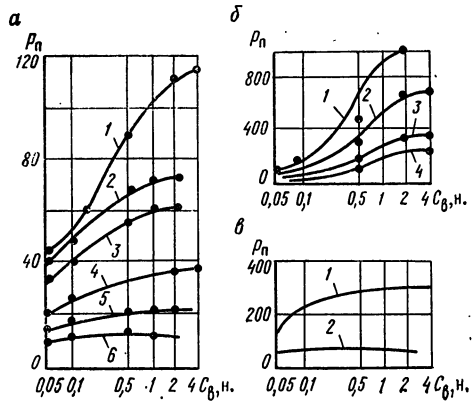


Рис. V.14. Зависимость параметра пористости пород от концентрации раствора хлористого натрия, насыщающего поры (по В. Н. Кобрановой).

а — для песчаников: 1 и 2 — глинистых, 3 и 4 — слабоглинистых или алевролитистых, 5 и 6 — чистых; б — для различных аргиллитов; в — для известняков: 1 — пелитоморфных, 2 — мелкокристаллических

коллекторов по степени их газо- или нефтенасыщенности введена безразмерная величина — параметр насыщения порового раствора породы  $P_n$ , указывающий на степень насыщенности породы нефтью или газом:

$$P_n = \rho_{нп} / \rho_v = a_n / (1 - k_n)^n = a_n / k_v^n, \quad (V.15)$$

где  $k_v$  — число долей объема порового пространства, заполненного водой, а  $k_n$  — нефтью;  $a_n = 0,6$ ,  $n = 2,25$  для песчано-глинистых пород (при  $k_n < 40\%$ );  $a_n = 0,4$ ,  $n = 2,1$  для карбонатных пород (при  $k_n < 25\%$ ).

С увеличением содержания нефти или газа в породах возрастает сопротивление и параметр насыщения, а следовательно и сопротивление гидрофобного коллектора может быть на порядок больше сопротивления гидрофильного. Высоким сопротивлением обладают также породы, содержащие водонефтяные эмульсии, так как в них диспергированная вода изолирована нефтью и практически не принимает участия в электропроводности.

### Влияние включений минералов с электронной проводимостью на удельное электрическое сопротивление горных пород

Проводящие минералы влияют на удельное сопротивление пород только в случае, когда зерна их в породе контактируют друг с другом. Для изменения сопротивления породы на несколько порядков достаточно, чтобы объем включений составлял несколько процентов от объема породы (см. рис. V.9).

Наиболее распространенными в породах минералами, характеризующимися электронной проводимостью, являются магнетит, графит, а в пределах месторождений также и сульфидные минералы. Включения магнетита в виде тончайших прожилок и ксеноморфных выделений, цементирующих породу, особенно характерны для серпентинизированных перидотитов и пироксенитов, дунитов, встречаются в рудном габбро и иногда в базальтах. В этих случаях указанные высокоомные породы характеризуются сравнительно низким сопротивлением, составляющим десятки или первые сотни Ом·м. Так, кажущееся сопротивление серпентинизированных ультраосновных пород (по данным электропрофилеирования) составляет 200—400 Ом·м. В гранитоидах, эффузивах среднего и кислого состава и в метаморфических породах магнетит, как правило, включен в виде изолированных зерен и поэтому не оказывает влияния на их удельное сопротивление.

Включения графита наиболее характерны для метаморфических сланцев и гнейсов, где он в виде тончайших чешуек пронизывает породу по сланцеватости; известна графитизация других пород, особенно в пределах рудных месторождений. Благодаря очень высокой электропроводности графита сопротивление графитизированных пород колеблется от единиц до сотен Ом·м. Так, графитизированные сланцы на полиметаллических месторождениях Алтая характеризуются удельным сопротивлением 2—15 Ом·м. Графитизированные сланцы Кольского полуострова и Карелии имеют сопротивление от 1 до 500 Ом·м. Аналогичное понижение сопротивления пород вызывают тончайшие прожилки и включения высокометаморфизованного угля, имеющего электронную проводимость.

Сульфидизация пород присуща многим рудным месторождениям и при соответствующей структуре вкрапленности понижает удельное сопротивление пород до сотен и единиц Ом·м.

### Удельное электрическое сопротивление горных пород различных генетических типов и состава

#### Магматические и метаморфические породы

Удельное электрическое сопротивление магматических и метаморфических пород в естественных условиях залегания зависит от ряда факторов. Выше уровня грунтовых вод породы характеризуются гигроскопической влажностью; их сопротивление достигает  $10^3$ — $10^6$  Ом·м. Наблюдаются значительные колебания сопротивления пород в зависимости от климатических условий. Ниже уровня грунтовых вод водообильность кристаллических пород определяется наличием в них связанных (капил-

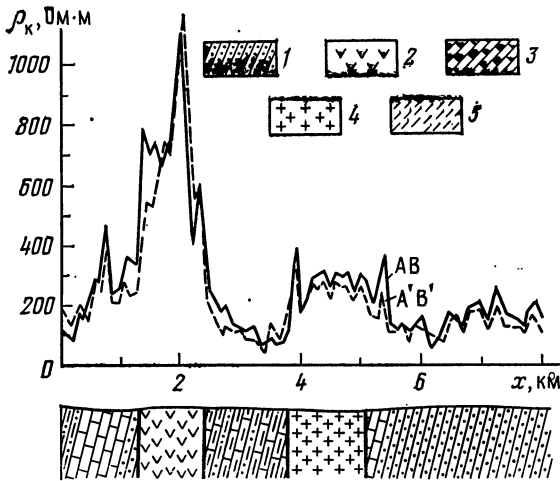


Рис. V.15. Дифференциация горных пород по электрическому сопротивлению (симметричное электропрофилирование  $AB = 600$  м,  $A'B' = 400$  м, район Приморья, по М. Г. Илаеву). 1 — глинистые сланцы и песчаники; 2 — диориты; 3 — известняки; 4 — граниты; 5 — графитизация и углефикация пород

электроразведочных работ, проведенных в разных районах с целью геологического картирования. Для примера на рис. V.15 приведен график электропрофилирования над породами различного петрографического состава. Граниты, характеризующиеся большей пористостью и влажностью, отличаются пониженным кажущимся сопротивлением по сравнению с диоритами, влагоемкость которых меньше.

Дифференциация по сопротивлению характерна также для эффузивных пород, причем она устанавливается как по определениям в естественных условиях залегания, так и по измерениям водонасыщенных образцов.

Удельное сопротивление кристаллических пород, обводненных трещинно-жильными водами, в несколько раз меньше сопротивления тех же пород в ненарушенных массивах. Механизм проводимости аналогичен механизму в рассмотренном выше случае наличия в породе с высоким сопротивлением непрерывно связанных между собой проводящих каналов. Плохо проводящими компонентами в этом случае являются целиком ненарушенных пород, сопротивление которых определяется капиллярной влажностью, а в качестве проводящих каналов выступают связанные между собой и заполненные водой трещины. Удельное сопротивление пород, обусловленное развитием гравитационных вод, может быть определено только с помощью параметрических ВЭЗ и электрокартажа скважин.

Для разных районов величина удельного сопротивления пород в зоне развития трещинных вод неодинакова в связи с различной интенсивностью процесса выветривания и различием в степени минерализации вод. В большинстве случаев сопротивление пород составляет десятки или сотни Ом·м. В гранитах и гранито-гнейсах пониженное сопротивление определяется, кроме того, их каолинизацией, широко развитой в коре выветривания. В пределах отдельных районов интрузивные породы могут отличаться по удельному сопротивлению в случае неодинаковой степени их трещиноватости (например, граниты и габбро). Сопротивление одних и тех же пород обычно значительно изменяется по площади.

Удельное сопротивление пород, залегающих ниже зоны выветривания, определяется преимущественно их капиллярной влажностью, а на участках развития жильных вод — этими водами. Имеется много данных по параметрическим ВЭЗ и картожау скважин, показывающих, что удельное сопротивление пород в контактовых

лярных) и свободных (гравитационных) вод. Капиллярная влажность характерна для ненарушенных массивов и толщ, главным образом ниже зоны выветривания. Свободные гравитационные воды в складчатых областях и древних щитах являются трещинно-жильными; они подразделяются на трещинные воды зоны выветривания (до 100 м), жильные воды (до 1—2 км) и трещинно-карстовые.

Для магматических и метаморфических пород с капиллярной влажностью справедлива характеристика удельного электрического сопротивления, полученная в результате измерений в водонасыщенных образцах, приведенная выше. При развитии только связанных капиллярных вод разные группы магматических и метаморфических пород отличаются по удельному электрическому сопротивлению за счет их различной пористости и влажности.

Справедливость сказанного

подтверждается данными многих

электроразведочных работ, проведенных в разных районах с целью геологического картирования.

Для примера на рис. V.15 приведен график электропрофилирования над породами различного петрографического состава.

Граниты, характеризующиеся большей пористостью и влажностью, отличаются пониженным кажущимся сопротивлением по сравнению с диоритами, влагоемкость которых меньше.

Дифференциация по сопротивлению характерна также для эффузивных пород, причем она устанавливается как по определениям в естественных условиях залегания, так и по измерениям водонасыщенных образцов.

Удельное сопротивление кристаллических пород, обводненных трещинно-жильными водами, в несколько раз меньше сопротивления тех же пород в ненарушенных массивах.

Механизм проводимости аналогичен механизму в рассмотренном выше случае наличия в породе с высоким сопротивлением непрерывно связанных между собой проводящих каналов.

Плохо проводящими компонентами в этом случае являются целиком ненарушенных пород, сопротивление которых определяется капиллярной влажностью, а в качестве проводящих каналов выступают связанные между собой и заполненные водой трещины.

Удельное сопротивление пород, обусловленное развитием гравитационных вод, может быть определено только с помощью параметрических ВЭЗ и электрокартажа скважин.

Для разных районов величина удельного сопротивления пород в зоне развития трещинных вод неодинакова в связи с различной интенсивностью процесса выветривания и различием в степени минерализации вод.

В большинстве случаев сопротивление пород составляет десятки или сотни Ом·м. В гранитах и гранито-гнейсах пониженное сопротивление определяется, кроме того, их каолинизацией, широко развитой в коре выветривания.

**Удельное электрическое сопротивление (в Ом·м)  
пород Чарского ультрабазитового пояса Алтая (по ВЭЗ)**

Порода	Неизменные участки	Зона смятия
Порфирит	1200—1400	300—800
Порфирит, интенсивно измененный	—	60—90
Серпентинит	350—1000	80—150
Кварцит и яшмокварцит	1500—2000	80—100
Известняк	2500	150—160
Известняк дробленый	—	20—50
Барбит	—	50—80
Лиственит	—	350

Т а б л и ц а V.5

**Изменение удельного электрического сопротивления (в Ом·м)  
кристаллических пород в зависимости от регионального различия  
минерализации подземных вод  
(по параметрическим ВЭЗ и каротажу)**

Район, порода	$\rho_{\min}$	$\rho_{\max}$	Район, порода	$\rho_{\min}$	$\rho_{\max}$
К а р е л я Гранит и гранодиорит	12 000	20 000	Порфирит	2000	4000
			Габбро	2000	4000
			Кварцит	1000	5000
Порфирит	2 000	10 000	А л т а й		
			Порфиرويد и амфиболит	3 000	5 000
Кварцит	3 000	10 000	Гранит	1000	3000
			Сланец (различный состав)	500	4 000
У к р а и н с к и й щ и т	1 000	3 000	Альбитофир кварцевый	600	3000
			Туф кислого состава	200	6000
Гранит и гранодиорит	1 000	3 000	Сланец хлорит-серицитовый, серицит-кварцевый	300	2000

зонах и зонах тектонических нарушений при развитии гравитационных вод значительно ниже, чем в ненарушенных участках. Снижение сопротивления пород характерно как для крупных зон тектонических разломов, так и отдельных трещин. Например, в пределах тектонической зоны смятия Чарского пояса Рудного Алтая все породы имеют пониженное сопротивление, особенно низкое  $\rho$  свойственно наиболее измененным породам (табл. V.4).

В связи с различием в минерализации природных вод сопротивление однотипных пород в разных районах неодинаково. Наблюдается региональное повышение минерализации вод от северных районов к южным аридным областям. Так, в пределах Балтийского щита трещинно-жильные воды имеют минерализацию 0,01—0,02 г/л, реже 0,2 г/л; на Украинском щите минерализация вод на севере 0,5 г/л и возрастает к югу до 1 г/л; в Азовском массиве — 1—3 г/л и увеличивается с глубиной до 2—4 г/л. Поэтому более высокие значения удельного сопротивления пород характерны для северных районов (табл. V.5).

**Удельное электрическое сопротивление (в Ом·м) магматических  
и метаморфических пород (по литературным [98] и фондовым данным)**

Порода	Измерения на образцах		Измерения с помощью ВЭЗ и каротажа в породах	
	с гигроскопической влажностью	с максимальной капиллярной влажностью	с максимальной капиллярной влажностью	с вкраплениями рудных минералов, графита, углистого вещества
Гранит, гранодиорит	$1 \cdot 10^8$ — $8 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^8$ — $1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^8$ — $2 \cdot 10^4$	$10$ — $5 \cdot 10^3$
Сиенит, диорит кварцевый, диорит, габбро	$1 \cdot 10^8$ — $3 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^8$ — $2 \cdot 10^5$	—	$50$ — $5 \cdot 10^3$
Пироксенит, перидотит	$1 \cdot 10^8$ — $1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^5$ — $1 \cdot 10^6$	—	$10$ — $1 \cdot 10^3$
Порфир кварцевый	$5 \cdot 10^4$ — $1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^3$ — $1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^3$ — $5 \cdot 10^4$	$50$ — $1 \cdot 10^3$
Порфирит	$5 \cdot 10^4$ — $5 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^3$ — $5 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^3$ — $5 \cdot 10^4$	—
Диабаз	$5 \cdot 10^5$ — $5 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^5$ — $1 \cdot 10^6$	—	—
Липарит	—	—	$1 \cdot 10^4$ — $1 \cdot 10^8$	—
Андезит	$5 \cdot 10^3$ — $1 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^2$ — $1 \cdot 10^4$	—	$1 \cdot 10^2$ — $1 \cdot 10^3$
Базальт	$5 \cdot 10^3$ — $1 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^2$ — $1 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^2$ — $1 \cdot 10^3$	—
Сланец микрокристаллический и кристаллический	$1 \cdot 10^3$ — $1 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^2$ — $1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^2$ — $4 \cdot 10^5$	$50$ — $1 \cdot 10^3$
Филлит	$1 \cdot 10^4$ — $1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^3$ — $1 \cdot 10^4$	—	$10$ — $50$
Гнейс	$1 \cdot 10^4$ — $1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^3$ — $1 \cdot 10^4$	—	$10$ — $50$
Амфиболит	$1 \cdot 10^6$ — $1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^5$ — $1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^3$ — $5 \cdot 10^8$	—
Мрамор	$1 \cdot 10^6$ — $1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^5$ — $1 \cdot 10^6$	—	—
Кварцит	$1 \cdot 10^6$ — $1 \cdot 10^8$	$1 \cdot 10^3$ — $1 \cdot 10^5$	—	$50$ — $1 \cdot 10^3$
Роговик	$1 \cdot 10^6$ — $1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^3$ — $1 \cdot 10^6$	—	$50$ — $1 \cdot 10^3$
Скарн	$1 \cdot 10^6$ — $1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^3$ — $1 \cdot 10^6$	—	$50$ — $1 \cdot 10^3$

В отдельных районах установлена зависимость минерализации вод от ландшафта местности. При равнинном ландшафте быстро меняются солевой состав и степень минерализации вод по площади и в разрезе, соответственно удельное сопротивление пород меняется в широких пределах. Для среднего ландшафта характерны преимущественно пресные воды с минерализацией 0,1—0,5 г/л. Реже встречаются воды с минерализацией до 6—8 г/л. С высокогорным ландшафтом связаны очень пресные и пресные воды с минерализацией 0,02—0,5 г/л. Удельное электрическое сопротивление пород, слагающих горные массивы, наиболее высокое. В пределах рудных месторождений степень минерализации вод выше, чем в регионально-распространенных породах.

Необходимо отметить, что в пределах эксплуатируемых рудных месторождений в результате вскрытия их горными выработками и нарушения естественной циркуляции вод рудничные воды характеризуются значительно более высокой минерализацией (10—20, реже 100 г/л) по сравнению с водами неэксплуатируемых месторождений. Поэтому сопротивление пород, полученное в результате параметрических измерений на эксплуатируемых месторождениях, может быть значительно ниже, чем сопротивление аналогичных пород в пределах нескрытых месторождений.

Графитизация и сульфидизация пород долгое время считались явлением относительно локальным, распространенным в пределах рудных месторождений. Современные данные (А. А. Джамалетдинов, 1978 г.; А. С. Семенов, 1970 г.) показывают региональный характер графитизации, приуроченной к зонам разломов и трещиноватости, а также к отдельным горизонтам метаморфизованных первично-осадочных толщ, вероятно, обогащенных органикой. Протяженность зон низкого сопротивления достигает десятков и первых сотен километров. Выявление зон пониженного сопротивления пород может иметь большое значение при общем геологическом изучении

Удельное электрическое сопротивление (в  $10^8$  Ом·м)  
по параметрическим измерениям (М. И. Голод, Б. Н. Клабуков,  
А. С. Гришин, 1979 г.)

Порода	Северная Карелия	Бело-море	Южная Карелия
Граниты, гранито-гнейсы	10—20	10—40	10—20
Гранодиориты	6—20	—	—
Кварцевые порфиры	6—10	—	—
Кератофиры	8—10	—	—
Метагаббро	6—10	—	—
Габбро-нориты	—	6—13	—
Метадиабазы	8—10	8—10	—
Диабазы	—	—	4—6
Пироксениты	8—10	—	—
Пириротиты серпентинизированные	2—4	3—4	3—5
Гнейсы разного состава	8—10	6—15	8—15
Кварц-альбит-актинолитовые сланцы	—	—	6—8
Зеленые сланцы по основным эффузивам	4—6	4—6	4—6
Филитовидные сланцы	3—4	3—4	—
Туфосланцы	—	2—3	—
Кварц-карбонатные сланцы	—	2,5—3,5	—
Кварцито-песчаники	1—2	1—3	—
Мраморизованные известняки, доломиты	1,2—3	—	0,5—3
Графитсодержащие сланцы	—	—	0,001—1
Шунгитовые сланцы	—	—	0,005—0,2

складчатых областей и щитов, для обнаружения углеродистых горизонтов и формаций, выделения перспективных участков на сульфидную минерализацию в рудных регионах.

В табл. V.6 сопоставлены статистические данные об удельном электрическом сопротивлении магматических и метаморфических пород, полученные при проведении электроразведочных работ в разных регионах, и лабораторные данные. Для отдельных районов наблюдается более узкий диапазон значений  $\rho$  каждой группы пород и большая дифференциация различных пород по сопротивлению (табл. V.7).

#### Осадочные породы

Для осадочных пород характерна ионная проводимость. Водоносность пород определяется развитием пластовых подземных вод. Особенности этих вод являются: формы их распространения, приближающиеся к форме залегания пластов пород; сравнительно равномерное распределение воды в пластах, отчетливая зависимость распределения воды в породе от генезиса, характера слоистости, состава и залегания породы. Режим подземных вод, солевой состав, температура и другие характеристики в значительной мере зависят от глубины залегания водосодержащих пород и связи их с дневной поверхностью. В складчатых районах распространены пресные воды. В направлении к центральным частям платформ — артезианских бассейнов, появляются двух-, трех- и четырехзональные пояса слабосоленоватых (1—3 г/л), сильносоленоватых (3—10 г/л), соленых (10—50 г/л) вод и рассолов (свыше 50 г/л).

Влияние гидрогеологического и гидрохимического режимов на удельное электрическое сопротивление пород разного литологического состава различно. Удельное сопротивление песчано-обломочных пород: алевролитов, песчаников, песчанистых сланцев, конгломератов, насыщенных порово-пластовыми водами, сильно зависит от степени минерализации этих вод. Их водонасыщенность находится в прямой зависимости от пористости, т. е. от структуры и диагенеза. Однако структура и степень

Удельное электрическое сопротивление и плотность пород угольных месторождений [98]

Породы	ρ, Ом·м, в районах развития			σ, г/см <sup>3</sup> , в районах развития		
	бурого угля	каменного угля	антрацита	бурого угля	каменного угля	антрацита
Аргиллит	5—10	8—20	100	1,9—2,2	2,1—2,5	2,4—2,7
Алевролит	10—30	20—60	200	1,8—2,2	2,0—2,6	2,5—2,7
Песчаник	30—100	50—500	1000	1,8—2,2	2,0—2,6	2,5—2,7
Известняк	100—1000	100—1000	100—1000	2,3—2,5	2,3—2,6	2,3—2,6

диагенеза имеют значение для песчано-обломочных пород только при одинаковой степени минерализации. В этом случае более плотные и сцементированные алевролиты и песчаники обладают более высоким удельным сопротивлением. Так, в пределах геосинклинальных угольных бассейнов, где при глубинах до 300—500 м воды пресные, наблюдается возрастание удельного сопротивления алевролитов и песчаников от месторождений бурых углей к месторождениям каменных углей и антрацитов за счет катагенеза пород, происходящего одновременно с метаморфизмом углей (табл. V.8).

Аналогичная зависимость удельного сопротивления песчано-обломочных пород от степени их метадиагенеза, проявляющегося в региональном плане и на локальных участках, характерна для открытых складчатых районов. По вертикальному разрезу мощного осадочного покрова платформы при наличии различных гидрохимических зон основное значение приобретает степень минерализации вод. Пласты песчаников и алевролитов в более глубоких частях разреза имеют более низкое сопротивление, чем в верхних горизонтах.

Для карбонатных пород (мергелей, известняков, доломитов) основное значение имеют трещинно-пластовые и карстово-пластовые воды. Удельное электрическое сопротивление этих пород зависит от структуры, трещиноватости их и гидрохимического режима вод. Наиболее высокое удельное сопротивление имеют доломиты и плотные кристаллические известняки. При закарстованности или трещиноватости пород удельное сопротивление определяется минерализацией вод, оно резко снижается с увеличением солёности вод. В верхних частях разрезов в связи с непостоянством водного режима удельное сопротивление карбонатных пород, как правило, также колеблется в значительных пределах. Для более глубоко залегающих пластов известняков и доломитов наблюдается сравнительно постоянное удельное сопротивление.

Для глинистых пород (глин, аргиллитов, глинистых сланцев), а также для гидрохимических пород (ангидрита, гипса) гидрогеологический и гидрохимический режимы имеют меньшее значение. Глинистые породы характеризуются низкими и сравнительно постоянными сопротивлениями. Высокое удельное сопротивление ангидрита и очень высокое гипса также сравнительно постоянны (табл. V.9). Следует сказать, что в отдельных районах для пород, залегающих в одной гидрохимической зоне, эти пределы значительно уже.

Смешанная электронно-ионная проводимость осадочных пород наблюдается в рудных районах. Электронная проводимость обуславливается вкрапленностью сульфидных минералов и очень часто графитизацией и углефикацией пород. Как правило, в этих случаях значение электронной проводимости большее, чем ионной, и породы характеризуются значительно более низким сопротивлением, чем аналогичные разности, не обогащенные минералами с электронной проводимостью. Удельное сопротивление осадочных пород, так же как интрузивных и метаморфических, зависит от удельного сопротивления минералов с электронной проводимостью, от характера вкрапленности этих минералов и их количества.

Для слонстых пород — осадочных и метаморфических (глинистые сланцы, кристаллические сланцы, гнейсы и др.) — наблюдается анизотропия электрического



Удельное электрическое сопротивление (в Ом·м) осадочных горных пород

Порода	Измерения на образцах с гигроскопической влажностью	Измерения с помощью ВЭЗ и каротажа в породах		
		насыщенных пресными и слабосоленоватыми водами (до 3 г/л)	насыщенных солеными водами и рассолами (>3 г/л)	с вкраплениями рудных минералов, графита и углестого вещества
Глина	$1 \cdot 10^8 - 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10 - 1 \cdot 10^2$	1—10	—
Аргиллит	$1 \cdot 10^8 - 1 \cdot 10^5$	$2 \cdot 10 - 2 \cdot 10^2$	1—20	—
Сланец глинистый	$1 \cdot 10^8 - 1 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10 - 5 \cdot 10^2$	1—50	$1 - 1 \cdot 10^2$
Алевролит	$1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^6$	$2 \cdot 10 - 2 \cdot 10^2$	$5 - 1 \cdot 10^2$	$1 - 1 \cdot 10^2$
Песчаник:				
пористый	$1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$	$3 \cdot 10^1 - 2 \cdot 10^2$	1—10	$1 - 1 \cdot 10^2$
плотный	$1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^3$	$5 - 1 \cdot 10^2$	$1 - 1 \cdot 10^2$
Конгломерат	$1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^3$	$5 - 1 \cdot 10^2$	—
Мергель	$1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^3$	$10 - 1 \cdot 10^2$	—
Известняк:				
трещиноватый	$1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^3$	$50 - 1 \cdot 10^2$	$1 - 1 \cdot 10^2$
плотнокристаллический	$1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^3$	$1 - 1 \cdot 10^2$
Доломит	$1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^3$	$1 - 1 \cdot 10^2$
Ангидрит	$1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^4$	—
Гипс	$1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$	—

сопротивления; сопротивление  $\rho_{\perp}$  пород вкрест напластования всегда больше сопротивления  $\rho_{\parallel}$  по напластованию. Коэффициент анизотропии электрического сопротивления

$$\lambda_p = \sqrt{\rho_{\perp} / \rho_{\parallel}}. \quad (V.16)$$

В слоистых породах он меняется в пределах 1,05—1,2.

В разрезе толщ при переслаивании слоев с высоким и низким сопротивлением также наблюдается анизотропия (макроанизотропия);  $\lambda_p$  достигает значения 1,2—1,4.

Приведенные материалы позволяют выделить три класса горных пород, характеризующихся разными природой проводимости и величиной (пределами изменения) удельного электрического сопротивления.

К первому классу могут быть отнесены большинство магматических и метаморфических пород с уплотненными текстурами, а также катагенезированные песчаники, кристаллические известняки и доломиты. Им свойственна смешанная проводимость (ионная за счет водных растворов и полупроводниковая или диэлектрическая минерального скелета пород) и высокое удельное сопротивление. Наблюдается разное сопротивление различных петрографических и литологических групп в связи с отличием в капиллярной влагоемкости, определяющей структурно-текстурными особенностями пород.

Второй класс пород составляют осадочные и эффузивные кайнотипные образования с пористыми текстурами и невысоким сопротивлением, обусловленным в основном ионной проводимостью вод при резко подчиненном влиянии минерального скелета. По природе проводимости к этому же классу могут быть отнесены кристаллические и уплотненные обломочные породы, залегающие в зонах развития трещинно-жильных вод. Для пород первого и второго классов существенно зависимость удельного электрического сопротивления от минерализации поровых и пластовых вод.

Третий класс составляют горные породы со связанной вкрапленностью рудных минералов и графита, проводимость которых в основном электронная, а удельное электрическое сопротивление низкое.

Для каждого класса пород удельное электрическое сопротивление может изменяться на несколько порядков. Однако для отдельных регионов и районов геологические и гидрогеологические условия являются либо выдержанными, либо подчиняются определенным закономерностям изменения по латерали и вертикальному разрезу. Это обуславливает выдержанность электрической характеристики петрографических групп пород, пластов и толщ и геоэлектрических разрезов на значительных площадях, а также в пределах месторождений различных полезных ископаемых.

## § 24. ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

Минералы и горные породы являются анизотропными материалами, и для них зависимость между слагающими векторов интенсивности поляризации  $\vec{P}$  и напряженности электрического поля  $\vec{E}$  выражается в виде тензора

$$\left. \begin{aligned} P_x &= \kappa_{011}E_x + \kappa_{012}E_y + \kappa_{013}E_z, \\ P_y &= \kappa_{021}E_x + \kappa_{022}E_y + \kappa_{023}E_z, \\ P_z &= \kappa_{031}E_x + \kappa_{032}E_y + \kappa_{033}E_z. \end{aligned} \right\} \quad (V.17)$$

Зависимость между вектором электрической индукции  $\vec{D}$  и  $\vec{E}$  в анизотропной среде описывается тензором

$$\left. \begin{aligned} D_1 &= \varepsilon_{11}E_x + \varepsilon_{12}E_y + \varepsilon_{13}E_z, \\ D_2 &= \varepsilon_{21}E_x + \varepsilon_{22}E_y + \varepsilon_{23}E_z, \\ D_3 &= \varepsilon_{31}E_x + \varepsilon_{32}E_y + \varepsilon_{33}E_z. \end{aligned} \right\} \quad (V.18)$$

Эти два тензора симметричны. Поэтому при надлежащем выборе системы координат остаются три диэлектрические восприимчивости и три диэлектрические проницаемости. Они называются главными и обозначаются  $\kappa_{01}$ ,  $\kappa_{02}$ ,  $\kappa_{03}$  и  $\varepsilon_1$ ,  $\varepsilon_2$  и  $\varepsilon_3$ .

**Диэлектрическая проницаемость минералов.** Величина диэлектрической проницаемости минералов существенно зависит от типа катиона и аниона, их ионного радиуса и поляризуемости и в меньшей мере от структурных особенностей минералов.

У минералов в зависимости от типа образующих их частиц — атомов, молекул или ионов, а также от характера химических связей проявляются различные виды поляризации. В области радиочастот лишь незначительная часть минералов обладает одной электронной поляризацией смещения. К ним относятся, например, алмаз, сера, селен, эвксинит, шеелит, циркон, сфен. Диэлектрическая проницаемость этих минералов практически совпадает с квадратом показателя преломления  $\lambda^2$ . Для других она превышает  $\lambda^2$  на различную величину, что указывает на одновременное проявление двух и более механизмов поляризации.

Минералы с высокой диэлектрической проницаемостью наблюдаются в основном среди двух классов — сульфидов и окислов (табл. V.10), что обусловлено большими ионными радиусами анионов  $S^{2-}$  и  $O^{2-}$ . При одинаковом катионе соединения серы, как правило, отличаются большей величиной диэлектрической проницаемости, чем окислы, по двум причинам: радиус иона  $S^{2-}$  больше радиуса  $O^{2-}$ ; ион серы значительно легче образует слабые гомополярные соединения, чем кислород.

Среди сульфидов и окислов наиболее высокой диэлектрической проницаемостью обладают минералы, образованные катионами таких тяжелых металлов, как Pb, Fe и Cu. Это объясняется не столько превышением их ионного радиуса над радиусом других катионов, сколько повышенными значениями их поляризуемости ( $\alpha_{Pb} = 4,32$ ;  $\alpha_{Cu} = 1,81$ ). Весьма высокая диэлектрическая проницаемость рутила и других минералов, имеющих структуру типа перовскита, связана с особенностями строения их кристаллической решетки.

Диэлектрическая проницаемость большинства силикатов находится в пределах 6—7. У силикатов, в составе которых преобладают катионы  $Ca^{2+}$  и  $Fe^{2+}$ ,  $^{3+}$ , она выше и колеблется около 10. Повышающее влияние катиона  $Ca^{2+}$  на величину  $\varepsilon$  особенно хорошо прослеживается в ряду альбит—анортит.

Диэлектрическая проницаемость некоторых минералов  
(Э. И. Пархоменко, 1965 г.; А. С. Поваренных, 1979 г.; С. Кларк, 1969 г.)

Минерал	ε в области		λ <sup>2</sup>
	радиочастот	оптических частот	
Алмаз	5,7	—	5,76
Сера	4,1	—	4,2
Селен	10,7	—	11,2
Графит	>81,0	—	4,0
Галенит	17,0—81,0	—	—
Сфалерит	6,9—12,1	5,6—6,1	5,7
Пирит	33,7—81,0	—	—
Пирротин	>81,0	—	—
Молибденит	33,7—81,0	—	4,0—18,5
Арсенопирит	>81,0	—	—
Халькозин	>81,0	—	—
Глет	26,0	—	6,25
Цинкит	11,0	—	4,0
Куприт	5,65—6,35	—	8,3
Тенорит	18,1	—	6,8
Гематит	25,0—170,0	8,65 (II) 10,33 (I)	9,0
Рутил	80,0—173,0	6,82 (II) 8,42 (I)	8,4
Касситерит	23,4—24,3	3,98 (II) 4,36 (I)	—
Галит	5,7—6,2	2,39	2,4
Сильвин	4,39—6,2	2,2	2,2
Флюорит	6,26—6,79	2,06	2,05
Кальцит	7,5—8,7	2,21 (I)	2,2—2,8
Магнезит	10,6	2,75 (II)	2,2—2,9
Сидерит	5,2—7,4	—	2,6—3,5
Церуссит	22,7	—	4,27
Стронцианит	7,0	—	2,8
Витерит	5,7	—	2,8
Родохрозит	6,8	—	3,5
Ангидрит	6,5	2,48 (a) 2,49 (b) 2,61 (c)	2,46 3,5 —
Англезит	14,0	3,52—3,59	—
Целестин	7,0	2,62 (a) 2,64 (b)	2,7 —
Гегит	11,7	—	5,3
Лимонит	3,2	—	4,0
Диаспор	6,2	—	2,9
Гидраргиллит	8,4	—	2,5
Оливин	6,8	—	2,56
Диопсид	0,0	2,9	2,9
Сподумен	8,4	—	2,7
Авгит	6,8	—	2,8
Геденбергит	9,0	—	2,9
Эгирин	7,2	—	2,9
Актинолит	6,6	—	—
Роговая обманка	4,9—5,8	—	—
Термолит	7,6	—	2,56

Минерал	ε в области		λ <sup>μ</sup>
	радиочастот	оптических частот	
Альмандин	4,3	—	2,7
Андрадит	8,2	—	3,2
Альбит	5,39—5,63	2,33—2,36	2,5
Олигоклаз	6,03—6,06	2,39	—
Андезит	6,2	2,41	—
	6,47	2,41	2,5
Лабрадор	6,61	2,45	—
	6,51	2,45	—
Анортит	7,05—7,16	2,49—2,51	2,5

Примечание. В скобках указаны оптические оси.

Карбонаты, сульфаты, фосфаты, за исключением минералов, образованных катионами Pb (церуссит, англезит, пироморфит), имеют диэлектрическую проницаемость 5—7,5.

В области оптических частот наблюдается аналогичная картина в распределении минералов по величине ε. Наибольшее значение ε имеют окислы и сульфиды, образованные катионами Fe<sup>2+</sup>·<sup>3+</sup> и Pb<sup>2+</sup>. Ввиду того что вектор интенсивности поляризации определяется не только дипольным моментом, но и числом поляризованных частиц в единице объема, отмечается прямая зависимость между диэлектрической проницаемостью и плотностью минералов [87].

Сопоставление значений диэлектрической проницаемости, измеренной в области оптических частот, показывает хорошее совпадение со значениями квадрата показателя преломления.

Поскольку диэлектрические свойства минералов описываются симметричным тензором, при совмещении системы координат с главными кристаллографическими направлениями одноосные минералы характеризуются двумя значениями ε, а двуосные — тремя. Расхождение в значениях ε по разным кристаллографическим направлениям может достигать 30 % (барит), что указывает на влияние структурного фактора.

**Диэлектрическая проницаемость горных пород.** Горные породы, лишенные влаги, являются двухфазными системами, диэлектрические свойства которых наряду с частотой электрического поля определяются минеральным составом, количественным соотношением минералов с разной диэлектрической проницаемостью, текстурными и структурными особенностями породы, а также коэффициентом пористости. Диэлектрическая проницаемость горных пород, представляющих гетерогенную систему, может быть рассчитана по формуле Максвелла, когда порода содержит включения в виде шаров, по размерам значительно меньших расстояния между ними. Более точной в этом случае является формула Рэлея, при выводе которой учитывалось взаимодействие включений. Для изотропных пород наилучшую сходимостью расчетных данных с экспериментальными дают формула Лихтенекера

$$\lg \varepsilon = \theta_1 \lg \varepsilon_1 + \theta_2 \lg \varepsilon_2 \quad (V.19)$$

и формула Лорентц—Лоренца

$$\frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} = \frac{\varepsilon_1 - 1}{\varepsilon_2 + 2} \theta_1 + \frac{\varepsilon_2 - 1}{\varepsilon_2 + 2} \theta_2, \quad (V.20)$$

где ε, ε<sub>1</sub>, ε<sub>2</sub> — диэлектрическая проницаемость смеси и отдельных компонент; θ<sub>1</sub> и θ<sub>2</sub> — объемные концентрации компонент, удовлетворяющие соотношению θ<sub>1</sub> + θ<sub>2</sub> = 1.

## Диэлектрическая проницаемость горных пород

Порода	$f$ , Гц	$\epsilon$	Порода	$f$ , Гц	$\epsilon$
Песчаник:			Диорит сухой	$10^4-10^7$	10,8—8,6
сухой	$10^3-10^5$	4,6—5,9	Далит	$3 \cdot 10^6$	6,8—8,16
аркозовый сухой	$10^2-10^7$	5,9—5,3	Габбро сухое	$10^2$	15,0
водонасыщенный	—	7,4—12,1		$10^4$	10,2
Аргиллит	—	5,53		$10^7$	8,8
Доломит сухой	$10^2-10^7$	11,9—7,7	Диабаз	$5 \cdot 10^5$	11,6
Известняк сухой	$10^2-10^7$	15,4—9,2	Диабаз сухой	$10^2-10^7$	23,5—8,5
Сланец роговообман- ковый сухой	$10^2-10^7$	10,3—8,9	Базальт	$10^5$	18,8
Кварцит	$5 \cdot 10^5$	4,4—4,9	Перидотит	$10^5-10^7$	12,4— 15,7
Амфиболит	$10^5-10^7$	7,9—8,9	Пироксенит	$10^5-10^7$	6,2—9,5
Гнейс сухой	$10^2$	9,7	Дунит	$10^5-10^7$	8,5—6
Силлиманит	$10^4$	8,8	Ювит	$10^5-10^7$	11,1—8,6
Гнейс гранатовый	$10^7$	8,1	Уртит	$10^5-10^7$	8,5—7,3
Серпентинит	$10^2-10^7$	10,1—6,2	Рисчоррит	$10^5-10^7$	5,8—4,9
Гранит	$5 \cdot 10^5$	4,5—5,4	Луяврит	$10^5-10^7$	11,4—9,7
Гранит роговообман- ковый	$10^2-10^7$	11,1—8,5			

При значительном различии диэлектрических проницаемостей компонент смеси правильнее применять формулу Оделевского

$$\epsilon = B - \sqrt{B^2 + (\epsilon_1 + \epsilon_2)/2}, \quad (V.21)$$

где

$$B = [(3\theta_1 - 1)\epsilon_1 + (3\theta_2 - 1)\epsilon_2]/4.$$

Согласно экспериментальным данным диэлектрическая проницаемость поликристаллических мономинеральных пород всегда больше  $\epsilon$  составляющих ее компонент.

Основными породообразующими минералами осадочных пород являются кварц, кальцит, доломит и различные глинистые минералы. Диэлектрическая проницаемость кальцита и доломита в 1,5—2 раза больше проницаемости кварца, поэтому карбонатные породы характеризуются ббльшими значениями  $\epsilon$ , чем песчаники и другие кварцсодержащие породы (табл. V.11). Аналогичное соотношение значений диэлектрической проницаемости наблюдается для метаморфических пород — кварцитов и мрамора. Диэлектрическая проницаемость гнейсов при отсутствии в них сульфидов и карбонатов невелика. Метаморфические амфиболовые породы проявляют повышение диэлектрической проницаемости по мере увеличения в них амфибола.

Высокие значения диэлектрической проницаемости ( $\epsilon = 20 \div 40$  при  $f = 10^2$  Гц) среди изверженных горных пород наблюдаются у габбро, диабазов, базальтов, перидотитов в том случае, когда они содержат в значительном количестве рудную компоненту, особенно в виде мелкодисперсной

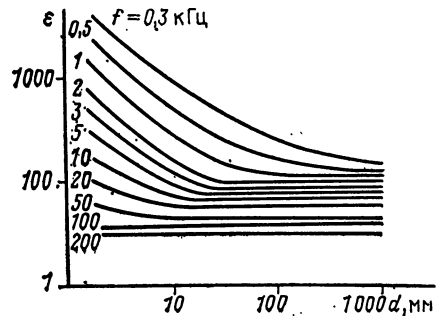


Рис. V.16. Зависимость диэлектрической проницаемости системы «зерна полевого шпата—вода» от размера зерен при различных частотах электрического поля

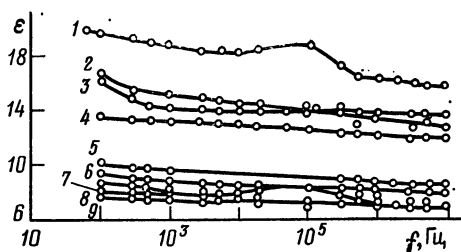


Рис. V.17. Зависимость диэлектрической проницаемости от частоты тока для различных пород, лишенных гигроскопической влаги.

1 — перидотит плагноклазовый; 2 — серпентинит; 3 — оливиновый пироксенит; 4 — перидотит; 5 — пироксенитовый оливин; 6 — амфиболит; 7 — дунит серпентинизированный; 8 — перидотит слабо-серпентинизированный; 9 — пироксенит

правило, преобладает NaCl. Поровый раствор в породах находится в виде прочно связанной, рыхло связанной и свободной воды. Кроме того, в некоторых минералах, а следовательно и в горных породах, может содержаться кристаллизационная и конституционная вода, которая является химически связанной. Наличие в порах пород минерализованного раствора вызывает увеличение диэлектрической проницаемости горных пород, поскольку  $\epsilon$  порового раствора значительно больше ( $\epsilon \approx 80$ ), чем твердой фазы. Влияние влаги на величину диэлектрической проницаемости тем больше, чем ниже частота электрического поля. Высокие значения диэлектрической проницаемости влагонасыщенных пород обусловлены не только большей величиной  $\epsilon$  раствора, но и процессами в двойном электрическом слое на контакте с твердой фазой. С увеличением концентрации порового раствора диэлектрическая проницаемость пород уменьшается. Особенно чувствительна к изменению концентрации порового раствора  $\epsilon$  при низкой частоте тока, причем наиболее интенсивно она уменьшается в области малых концентраций раствора. С увеличением дисперсности пород при одинаковом примерно объемном содержании раствора значение диэлектрической проницаемости возрастает (рис. V.16). Рисунок V.17 иллюстрирует также сильную зависимость диэлектрической проницаемости влагонасыщенных сред от частоты тока. Для сухих пород значение диэлектрической проницаемости всегда меньше, а ее дисперсия выражена слабее (рис. V.17).

Определенная закономерность в расположении зерен минералов, их ориентировка относительно кристаллографических осей, а также чередование слоев разного минерального состава создают анизотропию горных пород. Диэлектрическая проницаемость вдоль слоистости больше, чем поперек. При этом для влагонасыщенных пород она выражена более резко, чем для сухих (табл. V.12).

Т а б л и ц а V.12

Диэлектрическая проницаемость анизотропных горных пород

Порода	$\epsilon_{\perp}$ породы		$\epsilon_{\parallel}$ породы	
	сухой	влажной	сухой	влажной
Мрамор серый	6,2	6,8	8,3	9,4
Известняк	8,3	10,4	8,5	12,2
Долерит хлоритизированный	8,3	9,7	8,2	10,7
Трапы Декана	11,2	13,0	12,0	15,5

фракции, распределенной равномерно по всему объему породы.

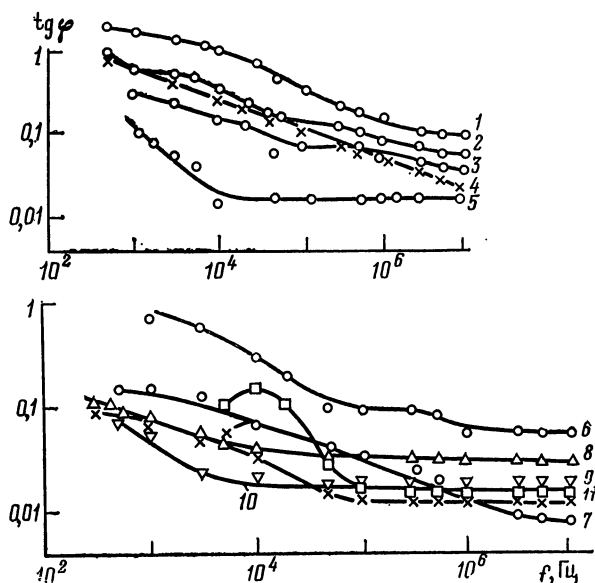
Повышенной диэлектрической проницаемостью по сравнению с гранитами обладают также некоторые щелочные породы за счет содержания эгирина, нефелина и других минералов.

Диэлектрическая проницаемость сухих горных пород с увеличением пористости уменьшается, так как  $\epsilon$  газообразной фазы намного меньше  $\epsilon$  пород и равна единице. Если в породе преобладают трещинообразные поры, то они оказывают наибольшее влияние при измерении в направлении, перпендикулярном к направлению трещин.

В естественном залегании поры пород заполнены минерализованным раствором, в котором, как

Рис. V.18. Частотная зависимость  $\operatorname{tg} \varphi$  для различных минералов.

1 — ювит; 2 — трахитонд-ный ийолит; 3 — рихсчоррит (вакуум); 4 — эгирин; 5 — нефелин; 6 — перидотит; 7 — слабосерпентинизированный перидотит; 8 — оливинный пироксенит; 9 — дунит серпентинизированный; 10 — пироксенитовый оливин; 11 — амфиболит



**Диэлектрические потери.** Диэлектрические потери в минералах и горных породах обусловлены медленно устанавливающимися видами релаксации. Последние проявляются вследствие наличия в веществе полярных молекул, сложных комплексных анионных радикалов, химически связанной воды, а также процессов на границе твердой и жидкой фаз, на контактах диэлектрика и полупроводника и т. д. Количественной характеристикой диэлектрических потерь в минералах и горных породах служит тангенс угла диэлектрических потерь. В зависимости от используемой аппаратуры он определяется непосредственно или вычисляется по данным измерения диэлектрической проницаемости и удельного сопротивления.

Минералы-диэлектрики, обладающие высоким сопротивлением, характеризуются малыми диэлектрическими потерями, а их  $\operatorname{tg} \varphi$  в диапазоне частот  $10^5$ — $10^7$  Гц находится в пределах  $10^{-4}$ — $10^{-2}$ . Если диэлектрические потери обусловлены только проводимостью,  $\operatorname{tg} \varphi$  плавно убывает с увеличением частоты (рис. V.18). У минералов, содержащих кристаллизационную или конституционную воду, наблюдаются релаксационные максимумы, которые с повышением температуры смещаются в область более высоких температур [98].

Величина  $\operatorname{tg} \varphi$  горных пород сильно зависит от содержания порового электролита и рудных минералов с низким сопротивлением; с увеличением их количества  $\operatorname{tg} \varphi$  растет. Глины, пески, песчанник во влагонасыщенном состоянии при частотах  $10^2$ — $10^6$  Гц имеют  $\operatorname{tg} \varphi$  0,1—1, а иногда и выше. Тангенс угла диэлектрических потерь изверженных горных пород колеблется от 0,1 до 2 в зависимости от содержания в их химической формуле катионов  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , существенное значение имеет количество и характер выделения магнетита и других низкоомных минералов. Дисперсное выделение рудной компоненты или расположение по границам зерен породообразующих минералов значительно увеличивает  $\operatorname{tg} \varphi$  пород.

## § 25. ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

Пьезоэлектрический эффект — свойство определенных кристаллических веществ проявлять электрическую поляризацию под действием механических напряжений или деформаций. Пьезоэлектрическая поляризация наблюдается как в монокристаллах определенного типа симметрии, так и в поликристаллических агрегатах, содержащих ориентированные пьезоэлектрические кристаллы (У. Кэди, 1949 г., А. В. Шубников, 1975 г.).

Пьезоэлектрический эффект характеризуется пропорциональной зависимостью между плотностью зарядов  $\sigma$ , образующейся под влиянием механических напряжений на поверхности кристаллического вещества, и механическим напряжением или деформацией; постоянством знака заряда, возникающего на определенной поверхности при воздействии механического напряжения одного и того же вида и направления или деформации; наличием обратного эффекта. Последний заключается в возникновении механических напряжений и деформаций под воздействием приложенного электрического поля.

Количественной характеристикой пьезоэлектрического эффекта служит пьезоэлектрический модуль  $d$ , равный отношению вектора интенсивности поляризации  $\vec{P}$  к механическому напряжению  $t$  или заряда  $Q$  к усилию  $F$ :

$$d = \vec{P}/t = Q/F, \quad (V.22)$$

а также пьезоэлектрическая константа  $l$  (см. табл. V.1).

Поскольку пьезоэлектрический эффект обнаруживается только у анизотропных сред, он описывается тензором второго порядка, который отражает зависимость между вектором интенсивности поляризации и тензором механических деформаций или напряжений и имеет 27 компонент ( $d_{ikh}$  или  $l_{ikh}$ ). Вследствие равенства  $t_{ik} = t_{ki}$  и  $r_{ik} = r_{ki}$  трехзначные индексы у пьезомодулей заменяются двухзначными, и пьезоэлектрические тензоры соответственно имеют вид:

	$t_{11}$	$t_{22}$	$t_{33}$	$t_{23}$	$t_{31}$	$t_{12}$
$P_1$	$d_{11}$	$d_{12}$	$d_{13}$	$d_{14}$	$d_{15}$	$d_{16}$
$P_2$	$d_{21}$	$d_{22}$	$d_{23}$	$d_{24}$	$d_{25}$	$d_{26}$
$P_3$	$d_{31}$	$d_{32}$	$d_{33}$	$d_{34}$	$d_{35}$	$d_{36}$
	$r_{11}$	$r_{22}$	$r_{33}$	$r_{23}$	$r_{31}$	$r_{12}$
$P_1$	$l_{11}$	$l_{12}$	$l_{13}$	$l_{14}$	$l_{15}$	$l_{16}$
$P_2$	$l_{21}$	$l_{22}$	$l_{23}$	$l_{24}$	$l_{25}$	$l_{26}$
$P_3$	$l_{31}$	$l_{32}$	$l_{33}$	$l_{34}$	$l_{35}$	$l_{36}$

Здесь первый индекс обозначает номер строки, а второй — номер столбца.

Обратный пьезоэлектрический эффект описывается уравнениями, связывающими приложенное электрическое напряжение с вызванными им упругими деформациями или механическими напряжениями. При выборе системы координат, оси которой по возможности совпадали бы с элементами симметрии кристалла или текстуры, некоторые пьезоэлектрические модули и константы обращаются в нуль. Размерность пьезоэлектрических параметров см. в табл. V.1.

Методы измерения пьезоэлектрических параметров делятся на две группы: использующие прямой пьезоэффект и связанные с обратным пьезоэлектрическим эффектом. Методы, основанные на измерении прямого эффекта, подразделяются на статические и динамические.

При измерении пьезоэлектрического эффекта горных пород статическим методом для создания механического усилия применяются различные гидравлические машины, позволяющие создавать напряжение сжатия 10—50 МПа за 2—3 с (Е. И. Пархоменко, 1968 г.). Разность потенциалов, возникающая в испытуемом образце в процессе воздействия механического усилия, измеряется электрометром или микроамперметром с подключенным к нему усилителем постоянного тока, работающим в электрометрическом режиме, или ламповым вольтметром и т. п. Емкость системы образец — провода — измерительный прибор определяется различными приборами и радиосхемами, пригодными для измерения емкости в пределах 20—100 пФ с точностью  $\pm 1$  пФ.

По экспериментальным данным, пьезоэлектрический модуль при продольном эффекте рассчитывается по формуле

$$d = CU/F, \quad (V.23)$$

где  $C$  — емкость, Ф;  $U$  — напряжение, В;  $F$  — усилие, Н.



Применение статического метода требует специальной подготовки образца — полного удаления гигроскопической влаги, тщательной очистки от загрязнений; угол расхождения граней образца не должен превышать 1—2'. Для измерения пьезоэффекта низкоомных минералов и горных пород статический метод из-за большой утечки зарядов малопригоден. В этом случае используется динамический метод, который отличается от статического импульсным (периодическим) характером прикладываемой нагрузки. Динамический метод основан на использовании ультразвуковой аппаратуры (сейсмоскопа ИПА, ДУКА и др.) и пьезоэлемента — сегнетовой соли, титанат бария, ЦТС-19 и т. п. Он служит для качественного установления пьезоэффекта минералов и горных пород, а также для приближенного определения их пьезомодулей с точностью  $\pm(10-30\%)$ . Методика определения пьезоактивности исследуемого объекта заключается в следующем: электрические импульсы, вырабатываемые блоком генераторов, подаются на пьезоизлучатель и преобразовываются в нем в упругие колебания ультразвуковой частоты (рис. V.19). Упругие колебания через цилиндр из плексигласа (высотой 6 см, диаметром 3 см), который служит одновременно акустической задержкой и электрической изоляцией, поступают в исследуемый образец горной породы (М. П. Володарович, Э. И. Пархоменко, 1970 г.). При наличии в образце пьезоэлектрического эффекта упругие колебания преобразовываются в электрические, которые через усилитель поступают на экран электронно-лучевой трубки.

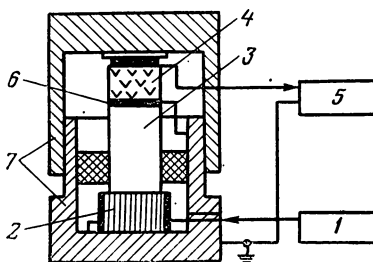


Рис. V.19. Схема установки для определения пьезоактивности.

1 — генератор; 2 — пьезоизлучатель; 3 — акустическая задержка; 4 — образец; 5 — усилитель; 6 — электроды; 7 — металлический экран

Количественные измерения в сравнении амплитуды электрических колебаний (в мкВ), регистрируемых при испытании образца горной породы, с амплитудой, возбуждаемой эталонным образцом. Оценка амплитуды осуществляется по амплитудным кривым, построенным для всего диапазона усиления прибора в линейной части характеристики.

Пьезоэлектрический модуль

$$d_X = d_{эТ} C_X U_X / C_{эТ} U_{эТ}, \quad (V.24)$$

где  $d_{эТ}$  — пьезомодуль при продольном эффекте эталона (кварца X-срезы);  $C_{эТ}$  — емкость, слагаемая из емкостей прибора, подводящих проводов и эталона;  $C_X$  — то же, при наличии исследуемого образца;  $U_{эТ}$  и  $U_X$  — амплитуда электрических колебаний для эталона и образца.

**Пьезоэлектрический эффект минералов.** Всего насчитывается 32 группы минералов с точечной симметрией. Из них 11 групп имеют центр симметрии, в результате чего компоненты пьезоэлектрического тензора  $d_{ik}$  и  $l_{ik}$  обращаются в нуль. Кроме того, у минералов, принадлежащих к группе  $3/4$ , все пьезоэлектрические параметры также равны нулю. В результате пьезоэлектрический эффект возможен лишь в ацентричных кристаллах, принадлежащих к одной из следующих групп симметрии:  $1; 2; 3; 4; 6; 4 : m; 3 : m; 3/4; 2 : m; 3 : m; 4 : m; 6 : m; 2 : 2; 3 : 2; 4 : 2; 6 : 2; 4 : m; m : 3 : m; 3/2$ . Буква  $m$  означает наличие плоскости симметрии, точка указывает на параллельность, а две точки — на перпендикулярность друг к другу элементов симметрии. Установлено, что из 2000 минералов около 260 по типу симметрии должны обладать пьезоэлектрическим эффектом. Из них качественно пьезоэффект выявлен примерно у 70 минералов и у 24 измерен количественно (табл. V.13). Наибольшим пьезоэлектрическим эффектом обладают минералы, характеризующиеся полупроводниковыми свойствами (теллур, селен, гринокит, цинкит и кадмосолит). Пьезомодули других минералов отличаются не более чем на порядок от пьезомодулей кварца.

В зависимости от кристаллохимических признаков наблюдается следующее распределение минералов — пьезоэлектриков по системам симметрии. Наибольшее число пьезоактивных минералов принадлежит к силикатам (67), сульфидам (44) и сульфатам (22), т. е. около 55 % всех ацентричных минералов, а 45 % приходится на минералы другого состава. Максимальное число пьезоэлектрически активных минера-

Значения пьезомодулей (ед. СИ) пьезоэлектрических активных минералов

Минерал	Симметрия	Пьезоэлектрические модули
Теллур	3 : 2	$d_{11} = 10^{-9}$
Пирролюзит	( $m \cdot 4 : m$ )	$d_{11} = 7,9 \cdot 10^{-10} \div 2,6 \cdot 10^{-9}$
Селен	3 : 2	$d_{11} = 1,0 \cdot 10^{-11} \div 1,7 \cdot 10^{-10}$
Цинкит	$6 \cdot m$	$d_{33} = 1,2 \cdot 10^{-11}$ ; $d_{31} = -4,6 \cdot 10^{-12}$ ; $d_{15} = -10^{-12} \div 1,3 \cdot 10^{-11}$
Гринолит	$6 \cdot m$	$d_{33} = 10^{-11}$ ; $d_{31} = -3,3 \cdot 10^{-12}$ ; $d_{15} = 1,4 \cdot 10^{-11}$
Кадмоселит	$6 \cdot m$	$d_{33} = 7,8 \cdot 10^{-12}$ ; $d_{31} = -5,9 \cdot 10^{-12}$ ; $d_{15} = 10^{-11}$
Канкринит	$m \cdot 6 : m$	$d_{33} = 4,3 \cdot 10^{-12}$ ; $d_{31} = 6,6 \cdot 10^{-13}$ ; $d_{15} = -8,0 \cdot 10^{-13}$
Берлинит	3 : 2	$d_{11} = 10^{-13}$ ; $d_{14} = 1,5 \cdot 10^{-12}$
Турмалин	$3 \cdot m$	$d_{33} = -1,8 \cdot 10^{-12}$ ; $d_{22}, d_{31} = 3,3 \cdot 10^{-13}$ ; $d_{15} = -3,6 \times 10^{-12}$
Ретгерсит	4 : 2	$d_{14} = 6 \cdot 10^{-12}$
Эпсомит	2 : 2	$d_{36} = 3,6 \cdot 10^{-12}$ ; $d_{25} = -2,4 \cdot 10^{-12}$ ; $d_{14} = 2 \cdot 10^{-12}$
Моренозит	2 : 2	$d_{36} = -3,2 \cdot 10^{-12}$ ; $d_{25} = -2,9 \cdot 10^{-12}$ ; $d_{14} = 2 \cdot 10^{-12}$
Госларит	2 : 2	$d_{36} = -3 \cdot 10^{-12}$ ; $d_{25} = -3,3 \cdot 10^{-12}$ ; $d_{14} = 1,9 \cdot 10^{-12}$
Кварц	3 : 2	$d_{11} = 2,2 \cdot 10^{-12}$ ; $d_{14} = 6,6 \cdot 10^{-13}$
Кварц	$6 : 2$	$d_{14} = 1,9 \cdot 10^{-13}$
Сфалерит	3/4	$d_{14} = 3,1 \cdot 10^{-12}$
Лед	6	$d_{33} = 1,6 \cdot 10^{-12}$
Содалит	3/4	$d_{14} = 1,4 \cdot 10^{-12}$
Нефелин	6	$d_{33} = 4,9 \cdot 10^{-13} \div 1,3 \cdot 10^{-12}$
Нашатырь	3/2	$d_{14} = 1,12 \cdot 10^{-14}$
Штиллит	3/4	$d_{14} = 1,1 \cdot 10^{-12}$
Борацит	$2 \cdot m$	$d_{33} = 5,4 \cdot 10^{-13}$
Нагролит	$2 \cdot m$	$d_{11} = 3,6 \cdot 10^{-13}$
Анальцим	—	$d_{11} = 3,3 \cdot 10^{-13}$
Бромеллит	$6 \cdot m$	$d_{33} = 2,4 \cdot 10^{-13}$ ; $d_{31} = 1,2 \cdot 10^{-13}$

лов в классе силикатов составляют каркасные минералы. Второе место занимают слоистые силикаты, а среди других подклассов силикатов пьезоактивных минералов значительно меньше (У. Кэди, 1949 г.; Е. К. Микульская, 1970 г.). Примерно половина минералов-пьезоэлектриков содержат кристаллизационную или конституционную воду. В классе силикатов водосодержащие пьезоминералы составляют около 70 %, причем основная часть их содержит кристаллизационную воду.

Пьезоэлектрические минералы по системам симметрии также распределены неравномерно. Наибольшее их число принадлежит к ромбической (59), моноклиной (47) и кубической (40) системам, а наименьшее установлено в триклинной.

**Пьезоэлектрический эффект горных пород.** Пьезоэлектрическим эффектом могут обладать не только монокристаллы, но и поликристаллические агрегаты при условии их принадлежности к одной из пространственных групп (текстур): ( $\infty$ )  $T$ ; ( $\infty \cdot m$  : 2)  $T$  и ( $\infty$  : 2)  $T$ . Символ  $T$  указывает на образование текстур путем произвольных по величине и направлению параллельных переносов, символ  $\infty$  — наличие оси бесконечного порядка.

Горные породы, в составе которых находятся пьезоэлектрически активные минералы, образуют обширную и распространенную группу пьезоэлектрических текстур (Э. И. Пархоменко и др.). Тип симметрии пьезоэлектрических текстур горных пород и величина их пьезоэффекта находятся в зависимости от следующих свойств пьезоактивного минерала: типа кристаллографической симметрии, величины пьезомодулей, характера пространственной ориентировки полярных (электрических) и других осей, процентного содержания минерала и его пространственного положения относительно нейтральной компоненты в породе.

К наиболее распространенным в природе минералам-пьезоэлектрикам относятся кварц, турмалин, сфалерит, нефелин. Особое место среди них занимает кварц, являющийся основным минералом в кварцевых жилах и пегматитовых телах, с которыми, как правило, связаны разнообразие типы месторождений полезных ископаемых — золота, олова, горного хрусталя, слюды, цветных и редких металлов. Кварцосодержащие породы при наличии в них в статистически равных количествах кварца правой и левой форм могут принадлежать к текстуре типа симметрии  $(\infty \cdot m) T$  или  $(m \cdot 3 : m) T$ . Текстура  $(\infty \cdot m) T$  проявляется при ориентировке зерен кварца относительно одной из электрических осей (осей второго порядка) и наличии поясового расположения оптических осей, а текстура  $(m \cdot 3 : m) T$  — при линейной ориентировке одновременно электрических и оптических осей, если первые одноименными концами направлены в одну сторону.

Пьезоэффект идеальных кварцевых текстур, выраженный через пьезомодули кварца, описывается соответственно тензорами:

$$\begin{array}{l}
 \left. \begin{array}{l}
 P_1 \quad 0 \quad 0 \quad 0 \quad 0 \quad \partial_{11} \quad 0 \\
 P_2 \quad 0 \quad 0 \quad 0 \quad \partial_{11} \quad 0 \quad 0 \\
 P_3 \quad -1/2\partial_{11} \quad -1/2\partial_{11} \quad \partial_{11} \quad 0 \quad 0 \quad 0
 \end{array} \right\} \begin{array}{l}
 \text{текстура} \\
 (\infty \cdot m) T
 \end{array} \\
 \left. \begin{array}{l}
 P_1 \quad \partial_{11} \quad \partial_{11} \quad 0 \quad 0 \quad 0 \quad 0 \\
 P_2 \quad 0 \quad 0 \quad 0 \quad 0 \quad 0 \quad 2\partial_{11} \\
 P_3 \quad 0 \quad 0 \quad 0 \quad 0 \quad 0 \quad 0
 \end{array} \right\} \begin{array}{l}
 \text{текстура} \\
 (m \cdot 3 : m) T
 \end{array}
 \end{array}$$

Кварцосодержащие горные породы даже при ориентировке электрических осей зерен кварца в соответствии с рассмотренными выше схемами не обладают идеальными пьезоэлектрическими текстурами, так как промежутки между зернами кварца заполнены пьезоэлектрически нейтральными компонентами при некотором разбросе в ориентировке электрических осей зерен кварца. Поэтому пьезомодули горных пород  $d_{ik}$  всегда меньше пьезомодулей кварца  $\partial_{ik}$ .

Нефелинсодержащие породы при параллельном расположении кристаллов нефелина относительно полярной оси шестого порядка образуют текстуру  $(\infty) T$ . Пьезомодули этой текстуры, за исключением  $d_{31} = d_{11}/2$ , равны пьезомодулям монокристалла нефелина. Из сфалерита может быть образована лишь пьезоэлектрическая текстура  $3/4$  при линейной ориентировке кристаллов сфалерита относительно его кристаллографических осей. Поликристаллические агрегаты турмалина проявляют пьезоэффект в случае направленности одноименных концов осей симметрии третьего порядка кристаллов турмалина в одну сторону [тип симметрии текстуры соответствует  $(\infty) T$ ].

Большая часть количественных данных о пьезоэффекте горных пород относится к продольному эффекту, измеренному в произвольной системе координат. При сопоставлении пород используется пьезомодуль  $d_{33}$  [текстура  $(\infty \cdot m) T$  или  $d'_{11}$  ( $m \cdot 3 : m) T$ ], измеренный по осям координат, составляющим наименьший угол соответственно с осью  $\infty$  или осью третьего порядка.

По величине пьезоэффекта в порядке его возрастания кварцосодержащие породы можно разделить на три группы: I — песчаники, аморфизованные жильные кварцы; II — граниты, гнейсы и сахаровидные кварцы; III — жильные кварцы (табл. V.14). Наблюдаемое различие в величине пьезомодулей горных пород связано с их генезисом, содержанием минералов пьезоэлектрика и степенью его ориентировки. В процессе отложения осадочных пород типа песчаника зерна кварца принимают самые разнообразные положения и вероятность образования текстуры в подобных условиях мала. В жильном же кварце в зависимости от степени действия двух ориентирующих факторов — длительности и интенсивности воздействия механического напряжения, а также внешнего электрического поля в процессе кристаллизации кварца зерна его приобретают различную степень ориентировки относительно кристаллографических осей. Поэтому высокотемпературные кварцы, как правило, отличаются более высокими значениями пьезомодулей, чем низкотемпературные. А халцедон, имея кристаллическую структуру, эффекта практически не обнаруживает.

Пьезомодули горных пород (в ед. СИ) при продольном эффекте по двум направлениям в произвольной системе координат

Порода	$d'_{\max}$	$d'_{\min}$
I г р у п п а		
Песчаник:		
мелкозернистый	$0,03 \cdot 10^{-15}$	$0,003 \cdot 10^{-15}$
крупнозернистый	$0,16 \cdot 10^{-15}$	$0,03 \cdot 10^{-15}$
Кварц жильный:		
халцедоновидный	$0,16 \cdot 10^{-15}$	$0,001 \cdot 10^{-15}$
сахаровидный	$0,33 \cdot 10^{-15}$	$0,16 \cdot 10^{-15}$
II г р у п п а		
Кварцит	$0,2 \cdot 10^{-15}$	$0,1 \cdot 10^{-15}$
Гранит разных месторождений	$0,2 \cdot 10^{-15}$	$0,06 \cdot 10^{-15}$
	$1,6 \cdot 10^{-15}$	$0,33 \cdot 10^{-15}$
	$5,7 \cdot 10^{-15}$	$4,3 \cdot 10^{-15}$
	$22 \cdot 10^{-15}$	$11 \cdot 10^{-15}$
Пегматит	$16,5 \cdot 10^{-15}$	—
	$(12 \div 59) \cdot 10^{-15}$	$(7,6 \div 40) \cdot 10^{-15}$
Кварцит, интенсивно фельдшпатизированный (40—50 % кварца)	$(6,6 \div 50) \cdot 10^{-15}$	$(3,3 \div 40) \cdot 10^{-15}$
III г р у п п а		
Кварцит:		
слабофельдшпатизированный крупногранобластовой структуры мономинеральный, катаклазированный	$(0,66 \div 1) \cdot 10^{-13}$	$0,66 \cdot 10^{-13}$
слабофельдшпатизированный, сливной	$2,6 \cdot 10^{-13}$	$0,83 \cdot 10^{-13}$
слабофельдшпатизированный, сливной	$12 \cdot 10^{-13}$	$4,9 \cdot 10^{-13}$
Кварц жильный:		
молочно-белый	$(0,33 \div 7,9) \cdot 10^{-13}$	$(0,23 \div 0,49) \cdot 10^{-13}$
молочно-белый, катаклазированный	$1,0 \cdot 10^{-13}$	$0,66 \cdot 10^{-13}$
серовато-белый, катаклазированный	$3,3 \cdot 10^{-13}$	$10^{-13}$
прозрачно-серый, катаклазированный	$12,54 \cdot 10^{-13}$	$0,1 \cdot 10^{-13}$

Породами, в состав которых в значительном количестве входит нефелин, являются уриты, нефелиновые сиениты, хибиниты, фойяиты, луавриты, ийолиты и др. Наибольший продольный эффект, равный 10 % от  $d_{33}$  монокристалла нефелина, наблюдается у пород, преимущественно сложенных нефелином. Породы (луаврит, хибинит, рисчорриты и др.) с содержанием нефелина 40 % и менее имеют пьезомодули от  $1,3 \cdot 10^{-15}$  до  $3,3 \cdot 10^{-14}$  ед. СИ. Турмалиновые мономинеральные поликристаллические агрегаты также обладают существенным продольным эффектом, который может достигать  $10^1 \cdot 10^{-13}$  ед. СИ. Турмалин часто ассоциирует с кварцем. Пьезоэлектрический эффект образцов турмалино-кварцевых пород обычно характеризуется высокими значениями пьезомодулей ( $10^{-14}$ — $10^{-13}$  ед. СИ).

Сфалеритовые руды аналогично другим пьезоэлектрическим текстурам горных пород характеризуются широким диапазоном значений пьезомодулей ( $10^{-15}$ — $10^{-13}$  ед. СИ). Спектр значений пьезомодулей поликристаллических минеральных образований обусловлен неодинаковым содержанием в них пьезоактивных минералов и разной степенью ориентировки зерен кристаллов относительно полярных осей. Чем больше

процентное содержание минералов-пьезоэлектриков и совершеннее их ориентировка в породе или модельном материале, тем выше пьезомодули. Кварцевые, нефелиновые и турмалиновые поликристаллические агрегаты наряду с продольным пьезоэлектрическим эффектом обнаруживают поперечный эффект. Под последним понимают возникновение зарядов на гранях, нормаль к которым перпендикулярна к направлению приложенного усилия. Согласно теоретическим расчетам и экспериментальным данным у кварцевых и нефелиновых пород при вырезке образца в произвольной системе координат поперечный эффект  $d'_{ik}$  может быть существенно больше продольного  $d'_{ii}$ . Например, у одного из кварцитов отношение  $d'_{ik}/d'_{ii}$  около пяти.

На основании свойства ряда горных пород проявлять пьезоэлектрический эффект разработан пьезоэлектрический метод разведки, который внедряется в производство в виде наземного, шахтного и скважинного вариантов. Метод применяется при разведке месторождений кварца, олова, золота, флюорита, слюды и других полезных ископаемых.

## § 26. ЕСТЕСТВЕННАЯ И ВЫЗВАННАЯ ПОЛЯРИЗАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

### Естественная поляризация

Естественные электрические поля (ЕП), наблюдаемые на поверхности Земли над рудными залежами, над толщами различного состава и в скважинах, порождаются электрохимическими процессами, протекающими в горных породах. Различаются две группы процессов: во-первых, происходящие на контакте электронных проводников с ионной средой и, во-вторых, образующиеся в ионной среде вследствие диффузионных, фильтрационных и других явлений. Первые получили условное название «рудных ЕП», вторые — «безрудных ЕП» (А. С. Семенов, 1974 г.).

Электронно-ионные электрические поля образуются в присутствии электронных проводников (сульфидных, магнетитовых и других руд; графитистых, пиритинизированных и пирротинизированных толщ; пластов антрацитов и шунгитов) при изменении химического состава или концентрации солей в пластовых и поровых водных растворах. Непосредственной причиной образования электронно-ионных ЕП является различие в скачке потенциала на разных участках границы электронного проводника с ионной средой. Величина  $\Delta U_{еп}$  зависит от свойств соприкасающихся сред и от внешних физических условий. Пространственное распространение  $\Delta U_{еп}$  обычно выражается в отрицательном заряде верхней части контакта среды и проводника и в положительном заряде нижней части; как следствие, наблюдаемые на поверхности поля имеют отрицательный знак (рис. V.20). Величина потенциала естественного электрического поля в значительной мере зависит от электронной проводимости рудных тел (толщ с вкрапленными электронными минералами). О величине и диапазоне изменения потенциала (в В) некоторых сульфидных минералов в нейтральной среде (нормальный раствор KCl) можно судить исходя из следующих данных (по Г. Б. Свешникову, 1964 г.).

Марказит . . . . .	0,56
Пирит . . . . .	0,46; 0,48; 0,42; 0,48; 0,41; 0,46; 0,48
Халькопирит . . . . .	0,42; 0,38; 0,33
Арсенопирит . . . . .	0,35
Борнит . . . . .	0,29; 0,35
Пирротин . . . . .	0,30; 0,34; 0,255
Пентландит . . . . .	0,22
Галенит . . . . .	0,25; 0,14; 0,25; 0,15; 0,14
Сфалерит (марматит) . . . . .	0,12
Молибденит . . . . .	0,14

**Примечание.** Значения потенциала минералов даны по отношению к нормальному водородному электроду.

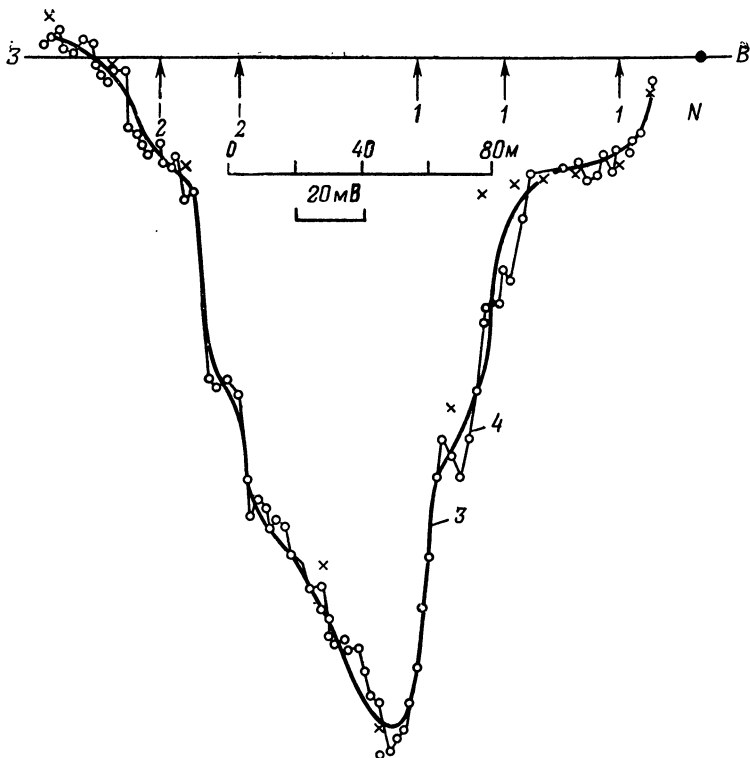


Рис. V.20. Кривая потенциала естественного поля над полиметаллическими жилами (Рудный Алтай, по А. Ф. Фокину).

1 — рудные тела, вскрытые скважинами; 2 — рудные тела предполагаемые; 3 — наблюдения при прямом ходе; 4 — наблюдения при обратном ходе

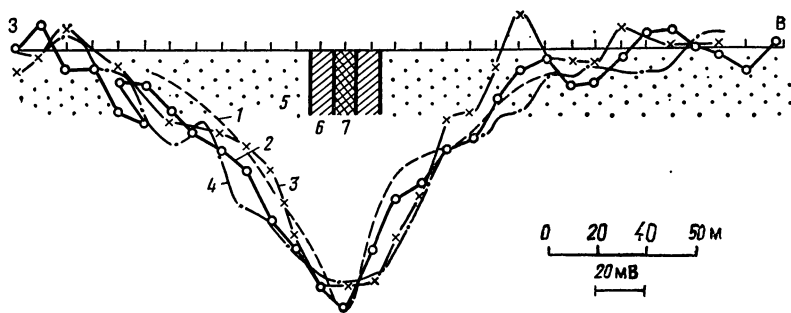


Рис. V.21. Кривые потенциала естественного поля над медно-полиметаллической жилой, снятые в разные годы (Рудный Алтай, по А. С. Семенову).

1 — 1939 г.; 2 — 1951 г.; 3 — 1952 г.; 4 — 1953 г.; 5 — вмещающие литифицированные осадочные породы; 6 — зона окolorудных изменений; 7 — рудная жила

В других растворах потенциалы тех же минералов могут быть иными, хотя представленная последовательность минералов сохраняется. Значение  $\Delta U_{\text{еп}}$  за счет минерального состава (в условиях однородного состава подземных вод) может изменяться до первых сотен милливольт. В естественных условиях в пределах месторождений с близким составом электропроводящих минералов большое влияние на величину ЕП оказывает концентрация различных солей в подземных водах. При выдержанном гидрогеологическом режиме подземных вод кривые ЕП повторяются в течение многих лет, как это, например, было установлено над небольшой медно-полиметаллической жилой круглого падения (рис. V.21). Однако образуются и «меняющиеся во времени поля», причем вариации ЕП могут достигать десятков милливольт, что наблюдается в случае непостоянных фильтрационных процессов [82]. Естественные электрические поля, возникающие в осадочных породах вне рудных месторождений, определяются преимущественно ионно-сорбционной способностью горных пород. Влажные породы избирательно адсорбируют наряду с водой ионы из насыщающего их электролита с образованием двойных электрических слоев на границах раздела фаз. Различают диффузионные и диффузионно-адсорбционные потенциалы. Диффузионный потенциал образуется при соприкосновении двух электролитов неодинаковой концентрации или состава в результате разной подвижности ионов. Его величина рассчитывается по формуле Нернста. Диффузионно-адсорбционный потенциал возникает в цепи электролит—порода—электролит другой концентрации. Потенциал в первом приближении описывается выражением, аналогичным уравнению Нернста,

$$\Delta U_{\text{да}} \approx k_{\text{д}} (\rho_2/\rho_1), \quad (\text{V.25})$$

где  $\rho_1$  и  $\rho_2$  — удельные сопротивления соприкасающихся электролитов;  $k_{\text{д}}$  — коэффициент диффузионной ЭДС, зависящей от подвижности катионов и анионов, их валентности, ионно-сорбционной способности пород и связанной воды, а также от абсолютной температуры.

Диффузионно-адсорбционные потенциалы определяются по диффузионно-адсорбционной активности:

$$A_{\text{да}} \approx (\Delta U_{\text{да}} - \Delta U_{\text{д}})/lg (\rho_2/\rho_1). \quad (\text{V.26})$$

Величины диффузионно-адсорбционных потенциалов, а также диффузионно-адсорбционной активности зависят от минерального состава, объемной влажности, эффективного диаметра частиц, емкости поглощения, типа катиона, насыщающего породу, и от ряда других факторов, оказывающих на них менее существенное влияние. С увеличением объемной влажности  $A_{\text{да}}$  уменьшается, но неодинаково для пород с разным типом цемента (рис. V.22). Наибольшими значениями  $A_{\text{да}}$  при одной и той же влажности характеризуются песчано-глинистые породы с железистым, пиритовым и сидеритовым цементом, а также с глинистым, глинисто-серицитовым и контактово-глинистым цементом. Отмечается прямая линейная зависимость между  $A_{\text{да}}$  и содержанием в породе окислов  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ . Наибольшие значения диффузионно-адсорбционной активности приобретает при сорбции ионов калия. Существенное влияние на  $A_{\text{да}}$  оказывает эффективный диаметр частиц песчано-глинистых пород, с его увеличением  $A_{\text{да}}$  уменьшается. Возрастает  $A_{\text{да}}$  при увеличении электрохимической адсорбционной поверхности частиц, а также при увеличении емкости поглощения пород. Наблюдается корреляционная связь диффузионно-адсорбционной активности с проницаемостью, параметрами пористости и поверхностной проводимости. Диффузионно-адсорбционная активность пород изменяется от 25 до 70 мВ [61].

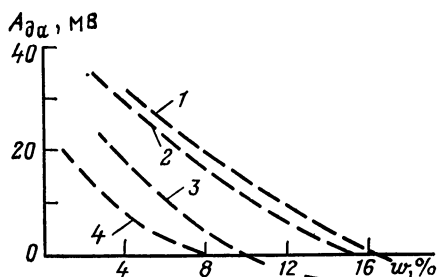


Рис. V.22. Зависимость диффузионно-адсорбционной активности  $A_{\text{да}}$  от объемной влажности для полимиктовых песчано-глинистых пород (по В. Н. Кобрановой).

Породы с цементом: 1 — железистым, пиритовым и сидеритовым, 2 — глинистым, глинисто-серицитовым контактово-глинистым, 3 — опалово-халцедоновым, 4 — доломитовым

## Вызванная поляризация

Электрохимические процессы, протекающие в горных породах в естественном залегании, значительно усиливаются под действием электрического тока. После подачи импульса тока и снятия электрического напряжения наблюдаются вторичные электрические поля — вызванная поляризация (ВП). Под действием электрического тока наиболее интенсивные процессы возникают на электронных проводниках, находящихся в ионной среде. Вызванные потенциалы образуются также в результате адсорбционных и диффузионных процессов. В общем случае величина потенциалов ВП зависит от технических условий их возбуждения и регистрации — силы и частоты электрического тока, времени возбуждения, регистрации спада кривых и др., и от природы объектов.

Теория вызванной поляризации горных пород в наиболее общем виде разработана С. М. Шейнманном (1969 г.). Им при выводе формул кроме уравнений электродинамики использованы уравнения диффузии для носителей электричества (анионов и катионов) в жидкой фазе при определенных граничных условиях. Полученные формулы для поляризующихся сред в виде вкрапленной руды, пустой породы и среды со сквозной проводимостью имеют весьма сложный вид из-за учета физических параметров среды. При некотором упрощении связь удельного сопротивления поляризованной среды  $\rho_\omega$ , поляризуемости  $\eta$  и других параметров представляется в виде

$$\rho_\omega = \rho_0 \left[ (1 + \eta \sqrt{i\omega\tau}) / (1 + \sqrt{i\omega\tau}) \right], \quad (V.27)$$

где  $\rho_0$  — удельное сопротивление неполяризующейся среды;  $\omega$  — угловая частота;  $\tau$  — постоянная времени.

Одним из наиболее важных вопросов теории и техники вызванной поляризации является «временной закон», т. е. закон, по которому ВП растет во время пропуска тока и спадает после его выключения. Наиболее удовлетворяющей предельным условиям является формула, полученная В. А. Комаровым на основании экспериментальных работ [41]:

$$\Delta U_{ВП} = b \ln [(t + g)(t + t_3 + h) / (t + g)(t + t_3 + g)], \quad (V.28)$$

где  $b$  — амплитудный параметр, пропорциональный поляризуемому току и имеющий размерность напряжения;  $t_3$  — время зарядки;  $t$  — время спада;  $g$  и  $h$  — постоянные времени. Для осадочных пород  $g = 1 \div 10$  с, для магматических  $5 \div 30$  с, для вкрапленных сульфидных руд — сотни секунд, для сплошных руд — тысячи секунд. Значения  $h$  для пород и руд — от миллисекунд до секунд. На величину потенциала вызванной поляризации существенное влияние оказывает плотность возбуждающего тока (рис. V.23), с которой связаны постоянные  $g$  и  $h$ .

Для количественной оценки вызванной поляризации используется коэффициент поляризуемости  $\eta$ , равный отношению разности потенциалов вторичного поля  $\Delta U_{ВП}$  к разности потенциалов внешнего поля  $\Delta U_{П}$ , выраженному в процентах:

$$\eta = (\Delta U_{ВП} / \Delta U_{П}) 100. \quad (V.29)$$

По природе вызванной поляризации и величине поляризуемости выделяются четыре группы веществ: 1) полезные ископаемые с высокой поляризуемостью, образующейся за счет высокой электронной проводимости; 2) полезные ископаемые и горные породы с непостоянной поляризуемостью, изменяющейся в зависимости от содержания и состава вкрапленных электропроводящих минералов; 3) магматические и метаморфические породы со слабой поляризуемостью, возникающей за счет полупроводниково-ионной проводимости; 4) осадочные породы со средней и слабой поляризуемостью, образующейся в средах с ионной проводимостью.

Сплошные сульфидные руды характеризуются высокой поляризуемостью, достигающей 50—90 % (рис. V.24). Такая же поляризуемость типична для залежей

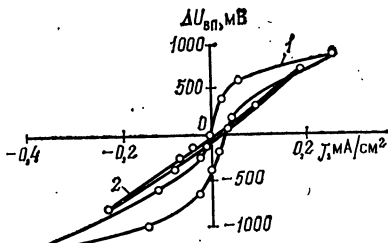


Рис. V.23. Зависимость потенциала вызванной поляризации от плотности возбуждающего тока в чалькопирите (1) и песчанике (2)



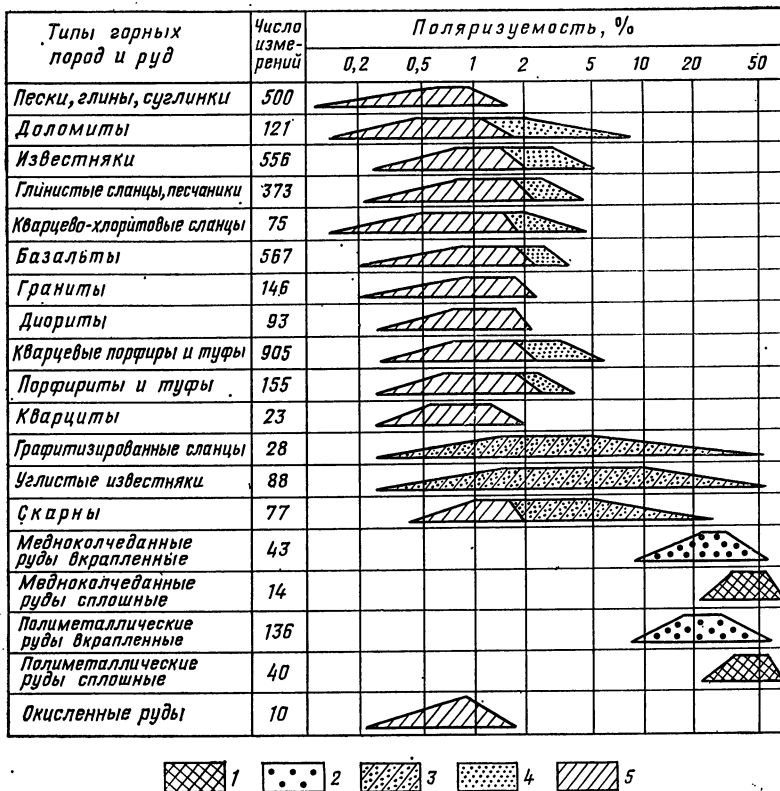


Рис. V.24. Сводная диаграмма поляризуемости горных пород и руд по результатам изучения образцов и параметрическим измерениям (по В. А. Комарову).

Сульфидные руды: 1 — сплошные, 2 — вкрапленные; горные породы: 3 — с вкрапленностью графита, 4 — с вкрапленностью сульфидов, 5 — без заметной вкрапленности электронных минералов. Трапеции — гистограммы поляризуемости различных руд и пород

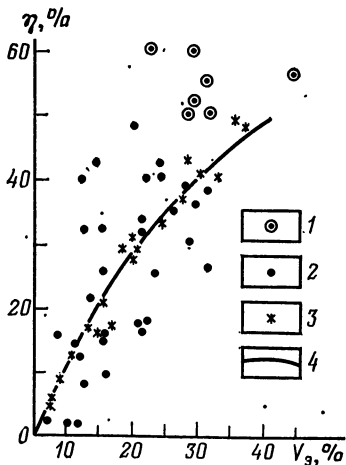


Рис. V.25. Зависимость поляризуемости медноколчеданных руд от содержания в них сульфидов [41].

Руда: 1 — брекчиевидная, 2 — вкрапленная; 3 — образцы с искусственной вкрапленностью; 4 — расчетные значения

Физические свойства горных пород и руд Южного Урала  
(по О. М. Шаповалову, 1964 г.)

Порода	$\kappa \cdot 10^{-8}$ , ед. СИ		$\sigma$ , г/см <sup>2</sup>		$\eta$ , %	
	$\kappa_{\text{ср}}$	$\kappa_{\text{min}} - \kappa_{\text{max}}$	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{min}} - \sigma_{\text{max}}$	$\eta_{\text{ср}}$	$\eta_{\text{min}} - \eta_{\text{max}}$
Альбитофиры и их туфы	10	0—1 340	2,68	2,14—3,46	2,4	0,1—3,2
Эти же породы с вкрапленностью	—	—	—	—	6,9	2—55
Порфириды дацитового и андезитового состава	25	0—1 400	2,64	2,10—2,94	1,66	0,5—4,0
Порфириды смешанного состава и туфопесчаники	40	0—767	2,72	1,95—288	1,8	0,2—12,5
Известняки	0	0	2,64	2,6—2,67	1,3	0,2—2,0
Туфы и туфобрекчи диабазов	130	0—3 100	2,71	2,37—2,84	3,5	0,2—22,0
Диабазы и диабазовые порфириды	2200	0—14 020	2,8	2,15—2,99	2,1	0,8—4,2
Порфириды базальтового состава	1850	0—15 900	2,73	2,52—2,8	2,5	0,8—3,0
Граниты, плаггиограниты	34	0—274	2,68	2,47—2,78	1,7	0,2—2,5
Кварцевые диориты	620	7—1 350	2,63	2,36—2,7	1,4	0,4—3,2
Гранодиориты	2640	9—6 400	2,74	2,56—2,94	1,8	0,3—3,5
Медный колчедан	4,0	0—17	4,54	3,12—4,71	—	—
Медно-цинковый колчедан	0	0	4,35	4,32—4,4	—	—
Вкрапленные руды	1,0	0—18	3,2	2,83—4,4	30	15—47

П р и м е ч а н и е. Число измеренных образцов каждой породы — от десятков до сотен.

графита, пластов антрацита и шунгита. Вкрапленные сульфидные руды имеют широкий диапазон значений поляризуемости, зависящей главным образом от содержания электронно-проводящих минералов. Зависимость поляризуемости, обусловленной электронно-проводящими включениями, от их концентрации аппроксимируется формулой [41]

$$\eta = \beta V_a / (1 + \beta V_a), \quad (\text{V.30})$$

где  $V_a$  — объемная концентрация включений;  $\beta$  — коэффициент, зависящий от состава и структуры включений, а также от времени измерения ВП после выключения тока. По экспериментальным данным,  $\beta$  меняется от 0,5 до 4,5. На рис. V.25, иллюстрирующем зависимость поляризуемости от содержания в руде сульфидов, теоретическая кривая рассчитана для среднего значения коэффициента  $\beta = 2,6$ .

Поляризуемость горных пород, содержащих вкрапленные минералы с электронной проводимостью, значительно меньше поляризуемости вкрапленных руд, но также характеризуется широким диапазоном значений. Минералами, способствующими увеличению поляризуемости пород, являются пирит, пирротин, галенит, графит, марказит, халькозин, халькопирит и др. Наиболее широко распространены пирит, определяющий, в частности, повышенную поляризуемость пластов каменного угля, и графит, характерный для вмещающих осадочных толщ рудных месторождений и часто присутствующий в метаморфических толщах докембрия. Связь поляризуемости пород с вкрапленностью магнетита зависит от его электропроводности. Изучение

Зависимость поляризуемости образцов пород, содержащих вкрапленность электропроводящих минералов, от влажности

Образец	Влажность	$\rho$ , кОм	$\eta$ , %
Диабаз с вкрапленностью магнетита	Сухой	123	18,3
	Влажный	36	43,2
Долерит с редкой вкрапленностью магнетита	Сухой	550	1,5
	Влажный	103	3,0
Вторичный кварцит с вкрапленностью сульфидов	Сухой	400	9,0
	Влажный	130	7,5
Окварцованный туф без сульфидов	Сухой	530	1,5
	Влажный	90	0,8

более 2000 образцов различных пород рудных месторождений Южного Урала показало их небольшую дифференциацию по поляризуемости (1,3—2,5 %, реже до 3,5 %), отсутствие связи с магнитной восприимчивостью и соответственно, с концентрацией магнетита, а также с плотностью пород (табл. V.15). В других случаях корреляция  $\eta$  и  $\kappa$  наблюдается.

Между поляризуемостью пород и содержанием аксессуарной рудной вкрапленности существует линейная зависимость, при этом большое значение имеет размер проводящих зерен. При одинаковом их объемном содержании поляризуемость пород тем больше, чем меньше размер зерен. Следует отметить весьма важный факт отсутствия зависимости поляризуемости пород от структуры электронно-проводящей вкрапленности (или слабое ее влияние), оказывающей первостепенное значение на электрическое сопротивление пород и руд (см. § 23). Поэтому, хотя в общем случае горные породы и вкрапленные руды с низким сопротивлением имеют повышенную поляризацию, наблюдаются разрезы, в которых отсутствует дифференциация пород по сопротивлению, но устанавливается по ВП.

Поляризуемость пород, содержащих вкрапленность проводящих минералов, изменяется также от влажности — с увеличением влажности поляризуемость заметно возрастает (табл. V.16).

Магматические, метаморфические и осадочные «чистые» породы (не содержащие вкрапленности рудных минералов или графита) имеют относительно невысокую поляризуемость, определяющуюся полупроводниково-ионной и ионной проводимостью.

На поляризуемость осадочных пород существенное влияние оказывает глинистость и гранулометрический состав, содержание и состав порового раствора. При определенной крупности зерен минералов  $\eta$  достигает максимальной величины (рис. V.26). В песках с ростом влажности наблюдается закономерное увеличение поляризуемости, а затем уменьшение, когда влажность породы становится значительной. Экстремальные условия — влажность 2—5 %, размер пор 8—10 мкм, слабая концентрация солей в растворе. При концентрации 10 г/л и более поляризуемость меньше 0,1 %. Величина вызванной поляризации песчано-глинистых отложений в основном определяется количеством в них глины и ее ионно-сорбционной способностью. Наибольшее значение вызванной поляризации наблюдается при содержании глины от 3 до 10 %. Более низкое или высокое содержание глины обуславливает спад вызванной поляризации. Положение максимума потенциала вызванной поляризации на кривой  $\Delta U_{вд} = f(\theta)$  ( $\theta$  — содержание глины) зависит от типа глины. Калиевые и натриевые набухающие глины уменьшают

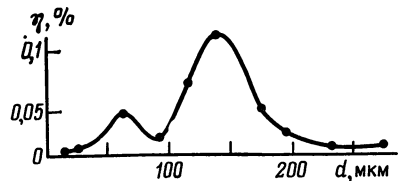


Рис. V.26. Зависимость поляризуемости порошка кварца от диаметра зерен

Т а б л и ц а V.17

Поляризуемость (в %) магматических и метаморфических пород  
Воронежского кристаллического массива (по Н. С. Афанасьеву)

Порода	$\eta_{\text{ср}}$	$\eta_{\text{min}} - \eta_{\text{max}}$
Гранитоиды AR	9,0	0,1—17,6
Гранитоиды PR <sub>vc</sub>	10,8	1,0—83,0
Мигматиты AR	0,9	0,5—5,0
Мигматиты PR <sub>vc</sub>	17,6	0,1—100
Гранодиориты гнейсовидные	1,6	0,2—6,0
Диориты	1,6	0,3—5,9
Габбро-долериты	9,1	0,4—65
Габброиды:		
габбро-нориты AR	5,1	6,2—65
габбро ARп	1,9	0,1—20
габбро ARт	3,3	0,2—28
Пироксениты	1,7	0,6—9,2
Пироксениты амфиболизированные	12,5	0,2—60
Перидотиты серпентинизированные	12,9	0,8—86
Серпентиниты автотаморфические	15,0	0,9—90
Серпентиниты метасоматические	8,3	0,4—80,5
Гнейсы биотит-плагноклазовые AR	1,7	0,1—5,5
Гнейсы биотитовые PR <sub>vc</sub>	17,6	0,3—100
Гнейсы биотитовые AR с вкрапленностью графита и сульфидов	68,8	1,3—100
Гнейсы биотитовые (без вкрапленности рудных)	2,1	0,1—60
Сланцы биотит-кварцевые	12,1	0,5—78,1
Кварцито-песчаники, метапесчаники	3,0	0,1—15
Сланцы углистые	70,1	3,0—99
Амфиболиты:		
AR	2,0	0,1—18
PR	9,4	0,1—88,5
Метапорфириты	2,9	1,5—5,7

П р и м е ч а н и е. Число измеренных образцов каждой породы — от десятков до сотен.

$\eta$ , а кальциевые — увеличивают. Для песчано-глинистых пород зависимость вызванной поляризации от влаги также имеет максимум, как и для песчаников, но он выражен слабее и наблюдается при более высоком содержании влаги.

Несмотря на небольшой диапазон изменения поляризуемости осадочных пород, их дифференциация оказывается достаточной для регистрации ВП при каротаже скважин, в частности на угольных и нефтяных месторождениях. Дифференциация магматических и метаморфических пород, отдельные комплексы и толщи которых содержат либо повышенную глинистость, либо рудную и графитистую вкрапленность, позволяет использовать ВП для картирования, корреляции образований, выделения участков, перспективных на нахождение месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Примером может служить поляризация магматических и метаморфических пород докембрия, изученная в пределах Воронежского кристаллического массива (табл. V.17).

# ГЛАВА VI

## ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

---

### § 27. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ВЕЩЕСТВ И МЕТОДЫ ИХ ИЗМЕРЕНИЯ

Тепловое состояние земных недр является первопричиной многих геологических процессов. Его изучение включает теоретические и экспериментальные исследования параметров теплового поля: теплофизических параметров, геотермического градиента и теплового потока, характеризующих энергетику недр Земли.

Теплофизические параметры определяются следующими формулами:  
теплопроводность

$$\lambda = q/\text{grad } T, \quad (\text{VI.1})$$

где  $q$  — плотность теплового потока;  $\text{grad } T$  — температурный градиент;  
удельная теплоемкость

$$c = Q/m (T_2 - T_1), \quad (\text{VI.2})$$

где  $Q$  — количество теплоты;  $m$  — масса тела;  $T_2 - T_1$  — разность температур, на которую изменяется температура тела массой  $m$  при подведении к нему количества теплоты  $Q$ ;

температуропроводность

$$a = \lambda/c\sigma, \quad (\text{VI.3})$$

где  $\sigma$  — объемная теплоемкость [Дж/(м<sup>3</sup>·К)].

Параметром теплового поля Земли, который можно измерить непосредственно, является плотность теплового потока

$$q = Q/St, \quad (\text{VI.4})$$

где  $Q$  — количество теплоты;  $S$  — площадь изотермической поверхности;  $t$  — время.

В геологических исследованиях плотность теплового потока Земли находится из уравнения Фурье:

$$q = -\lambda \text{ grad } T, \quad (\text{VI.5})$$

где  $\lambda$  — теплопроводность горных пород;  $\text{grad } T$  — геотермический градиент; знак минус указывает на то, что тепловой поток имеет направление, противоположное направлению геотермического градиента.

Коэффициенты теплового линейного и объемного расширения определяются соответственно формулами:

$$\alpha = (L_T - L_0)/L_0; \quad (\text{VI.6})$$

$$\beta = (V_T - V_0)/V_0,$$

где  $L_T$  и  $L_0$  — длина тела соответственно при температуре  $T$  и 0 °С;  $V_T$  и  $V_0$  — объем тела соответственно при температуре  $T$  и 0 °С. Определения и единицы измерения теплофизических параметров приведены в табл. VI.1.

Методы определения теплофизических параметров твердых тел базируются на решении уравнения теплопроводности (Г. Карслоу, А. Егер, 1964 г.; А. В. Лыков 1967 г.)

$$\partial T/\partial t = a\nabla^2 T, \quad (\text{VI.7})$$

где  $\nabla^2$  — оператор Лапласа

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}.$$

## Теплофизические параметры

Параметр, индекс	Определение	Единица измерения	
		СИ	СГС
Теплопроводность $\lambda$	Физический параметр, характеризующий интенсивность процесса теплопроводности в веществе, численно равный плотности теплового потока $q$ , при градиенте температуры $q \text{ grad } T$ , равном единице	Вт/(м·К)	кал/(см·с·°С)
Удельная теплоемкость $c$	Теплоемкость тела, имеющего массу $m$ и повышающего температуру на один градус при подведении к нему количества теплоты $Q$ при постоянном давлении	Дж/(кг·К)	кал/(г·°С)
Температуропроводность $a$	Физический параметр, характеризующий скорость выравнивания температуры в веществе при нестационарной теплопроводности	м <sup>2</sup> /с	см <sup>2</sup> /с
Плотность теплового потока $q$	Вектор, направленный в сторону, противоположную градиенту температуры, и численно равный количеству теплоты, проходящей через единицу площади изотермической поверхности в единицу времени	Вт/м <sup>2</sup>	кал/(см <sup>2</sup> ·с)
Коэффициенты теплового линейного $\alpha$ и объемного $\beta$ расширения	Относительное приращение длины или объема тела при изменении температуры на один градус при постоянном давлении	1/К	1/°С

Примечание. Переводные коэффициенты из системы СГС в СИ:  $\lambda$  — 418,68;  $a$  — 10;  $c$  — 4186,8;  $q$  — 41 868.

Существуют методы, основанные на закономерностях стационарного и нестационарного тепловых потоков, а также калориметрические. Методы стационарного теплового потока более точные, чем нестационарные, но использование их затруднено из-за продолжительности опыта, трудности воспроизведения граничных условий и громоздкости аппаратуры. В методах стационарного теплового потока измерения проводят на специализированных установках и аппаратуре, предназначенных для измерения теплопроводности горных пород [98]. В практике измерений используют метод пластины (стержня) при одномерном стационарном тепловом потоке. Теория метода основана на решении одномерного уравнения теплопроводности, записываемого для пластины (стержня) в прямоугольных координатах:

$$\frac{d}{dx} \left( \lambda \frac{dT}{dx} \right) = 0. \quad (\text{VI.8})$$

Рабочая формула для измерения теплопроводности

$$\lambda = q(x_2 - x_1)/(T_1 - T_2), \quad (\text{VI.9})$$

где  $q$  — тепловой поток через плоские поверхности или через торцовые поверхности стержня;  $x_2 - x_1$  — расстояние между изотермическими поверхностями;  $T_1$  и  $T_2$  — температуры изотермических поверхностей, расположенных на расстояниях  $x_1$  и  $x_2$  от начала координат.

Методы нестационарного теплового потока при кратковременности проведения опыта обеспечивают определение  $a$ ,  $\lambda$ ,  $c$  [98].

Из нестационарных методов применяют следующие: а) регулярного режима первого рода; б) регулярного режима второго рода; в) регулярного режима третьего рода; г) двух пространственно-временных точек; д) мгновенного источника тепла (точечного, линейного, плоского), называемые также зондовыми (табл. VI.2).

Среди калориметрических методов определения теплоемкости твердых тел наиболее приемлем для определения удельной теплоемкости горных пород метод смешения (Е. Н. Фомичев, В. В. Кандыба, П. Б. Кантор, 1962 г.):

$$c = (m_1 c_1 + H_K) (T_n - T_0) / m (T' - T_n), \quad (\text{VI.10})$$

где  $m$  — масса исследуемого образца;  $m_1$  — масса калориметрической жидкости;  $T'$  — температура нагрева образца вне калориметра;  $T_0$  — начальная температура калориметрической жидкости;  $T_n = T' + \delta$  — конечная температура калориметрической системы;  $\delta$  — поправка на теплообмен;  $c_1$  — удельная теплоемкость калориметрической жидкости;  $H_K$  — тепловое значение калориметрической системы (теплоемкость калориметрической системы без учета теплоемкости калориметрической жидкости).

О тепловом расширении тел можно судить по температурному коэффициенту линейного расширения их при температуре  $T$ , получившему название истинного,

$$\alpha_T = dL_T / L_{CT} dT, \quad (\text{VI.11})$$

где  $L_T$  — длина тела при температуре  $T$ ;  $L_{CT}$  — длина тела при стандартной температуре  $T_{CT}$ , за которую принимается 0, 273 или 293 К.

Объемное расширение тел по аналогии с линейным характеризуется средним температурным коэффициентом объемного расширения  $\beta_{CP}$  и истинным коэффициентом объемного расширения  $\beta_T$ :

$$\beta_{CP} = (V_2 - V_1) / V_{CT} dT, \quad (\text{VI.12})$$

где  $V_{CT}$ ,  $V_1$ ,  $V_2$  — объем тела при температурах соответственно  $T_{CT}$ ,  $T_1$ ,  $T_2$ ;

$$\beta_T = dV / V_{CT} dT. \quad (\text{VI.13})$$

Определение температурного коэффициента линейного расширения (ТКЛР) производится dilatометрами, которые по принципу действия устройств для измерения удлинения образца делятся на механические, оптические и электрические (А. К. Кузнецов, В. Л. Чеховской, В. А. Петухов).

Для измерения теплофизических свойств горных пород при высокой температуре используются методы стационарного теплового потока, мгновенного линейного источника тепла, температурных волн, монотонного режима (Е. С. Платунов, В. В. Курепин).

Как видно из изложенного, для определения теплофизических параметров применяется большое число методов. Выбор методов часто случаен и определяется доступностью технической реализации метода и наибольшей простотой механической обработки образцов. Отсутствие единой методики измерения теплофизических параметров затрудняет сопоставление полученных результатов. В связи с этим возникает необходимость идентифицировать методику определения теплофизических параметров и использовать единые стандартные эталоны. Можно рекомендовать приборы «Лямбда», ИТ-3; ИТ-λ-20÷100; ИТ-с-20÷400.

Методы и приборы для определения теплофизических свойств  
горных пород [98]

Метод	Тип прибора, установки	Изменяемый параметр	Относительная случайная погрешность, %
I. Стационарные методы			
Пластин (для измерений при высокой температуре)	Лабораторная установка	$\lambda$	1—3
Пластин (для измерений при нормальной температуре)	«Лямбда»	$\lambda$	5
	ИТ-3	$\lambda$	6
Радиального теплового потока в интервале 20—1200 °С	Лабораторная установка	$\lambda$	15
II. Нестационарные методы			
Методы регулярного режима			
Регулярного режима I рода	Акалориметр	$a$	3
	Бикалориметр	$a, \lambda$	5
«Двух альфа»	Бикалориметр	$a, \lambda$	3
	Микрокалориметр	$a, c$	5
Плоского симметричного бикалориметра	Прибор РКЗ- $a\lambda$ -20	$a, \lambda$	3—5
Регулярного режима II рода	ИТ- $\lambda$ -400, ИТ- $c$ -400. Приборы для измерения теплофизических коэффициентов в динамическом режиме при 20—400 °С	$\lambda, c$	3—5
Регулярного режима III рода	Лабораторная установка		
Плоских температурных волн (в интервале 50—1200 °С)	То же	$a, c$	5
Методы мгновенного источника тепла			
Плоского источника тепла	Лабораторная установка	$a, \lambda$	6—8
Линейного источника тепла (зондовый)	То же	$a, \lambda$	12
Точечного источника тепла	Шаровой зонд, игольчатый зонд	$a, \lambda$	12
Калориметрические методы			
Смешения	Массивный калориметр	$c$	6
Адиабатический	Автоматизированная установка	$c$	3



## § 28. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЭЛЕМЕНТОВ, МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

Тепловой режим земной коры зависит главным образом от теплопроводности минерального вещества. Другие теплофизические свойства (его температуропроводность, теплоемкость, тепловое расширение) играют меньшую роль в формировании теплового режима и используются в геологии и геофизике значительно реже.

### Теплофизические параметры элементов и минералов

Для самородных элементов (табл. VI.3) характерны высокие значения теплопроводности (за исключением серы), в то время как удельная теплоемкость самородных металлов является минимальной по отношению к горным породам. Высокая теплопроводность самородных элементов связана с тем, что тепловая энергия в них передается через твердую фазу непосредственным соприкосновением молекул, атомов и ионов, находящихся в тепловом движении, или диффузией свободных электронов (в самородных металлах).

Большинство минералов, слагающих горные породы, можно рассматривать как однофазные твердые системы, в которых решающее значение имеет решеточная теплопроводность. По сравнению с самородными элементами минералы обладают значительно меньшей теплопроводностью. Теплопроводность породообразующих минералов изверженных пород ниже, чем аксессуарных и рудных (табл. VI.4). Породообразующие минералы метаморфических пород (сподумен, андалузит, кианит и др.) по сравнению с породообразующими минералами интрузивных образований имеют значительно большую теплопроводность.

Для минералов кубической, гексагональной и некоторых других сингоний отношение величин теплопроводности вдоль оптических осей  $a$ ,  $b$  и  $c$  близко к единице.

Т а б л и ц а VI.3  
Теплопроводность и теплоемкость самородных элементов \* [88]

Элемент	$\lambda$ , Вт/(м·К)	$c$ , Дж/(кг·К)
Медь (монокристалл)	396,0	384,6
Золото	310,0	125,6
Серебро	418,0	228,4
Свинец	36,0	125,4
Ртуть	8,0	138,1
Железо	78,0	459,8
Платина	71,15	125,6
Цинк (монокристалл)	128,4	380,3
Олово	65,0	230,0
Кобальт	69,5	—
Никель	67,0	—
Висмут (монокристалл)	⊥ ** 7,56    ** 9,54	— —
Алмаз (монокристалл)	121,0—163,0	418,0
Графит (монокристалл)	⊥ *** 389,0    *** 87,6	— —
Графит	268,0	720,0
Сера:		
монокристаллическая	0,46—0,48	—
аморфная	0,209	—

\* Измерения выполнены при температуре 273—303 К.  
 \*\* ⊥ и || — значение  $\lambda$  измерено перпендикулярно к главной оптической оси и параллельно ей.  
 \*\*\* ⊥ и | — значение  $\lambda$  измерено перпендикулярно к слоистости и параллельно ей.

Т а б л и ц а VI.4

Теплопроводность и теплоемкость минералов (по данным К. Хоран, Д. Симмонса, А. С. Поваренных, Г. Т. Продайводы, Р. П. Юрчака)

Минерал	$\lambda$ , Вт/(м·К)	$c$ , Дж/(кг·К)	Минерал	$\lambda$ , Вт/(м·К)	$c$ , Дж/(кг·К)
Кварц (монокристалл)	⊥ * 6,5—	—	Гроссулярь	5,46	—
	7,2	—	Галит	5,3—6,5	879,0
	* 11,3	—	Ангидрит	4,91—5,75	—
α-кварц	13,2	—	Гипс	1,30	—
	7,99	—	Турмалин	4,50	—
	2,31	711,0	Флюорит	4,03	—
	1,96	837,0	Рутил	⊥ * 7,14	—
	1,5	837,4	* 13,8	—	—
	1,7	711,0	Барит	1,7	460,5
	2,31	628,0	Топаз	23,4	—
	2,42	669,0	Берилл	8,4	—
	5,15	753,4	Корунд	34,6	711,0
	3,16	628,0	Циркон	4,5	669,0
	5,0	795,3	Молибденит	—	574,3
	3,48	—	Касситерит	—	340
	4,38	748,8	Ковеллин	—	502,4
	3,82	—	Халькопирит	—	534,3
	4,03	—	Куприт	—	460,5
	4,39	—	Сфалерит	26,7	—
	4,30	—	Пирит (монокристалл)	38,9	—
7,57	—	Гематит (поликристалл)	10,4	628,0	
5,61	753,4	Гематит	* 12,1	—	
5,76	711,0	⊥ * 14,7	—	—	
1,70—	950,2	Магнетит	5,3	586,1	
2,47	—	Лимонит	—	921,1	
1,75	—	Рутил	* 12,6—	—	
1,95	—	⊥ * 13,7	—	—	
2,29	879,0	⊥ * 7,11—	—	—	
2,32	—	8,5	—	—	
3,21	690,6	9,66	—	—	
3,31	—	Окись урана	—	—	
14,2	—	—	—	—	
9,1	—	—	—	—	

\* || и ⊥ — значение  $\lambda$  измерено параллельно оптической оси и перпендикулярно к ней.

Для некоторых минералов ромбической и моноклинной сингонии оно колеблется от 0,8 до 1,5, а для слюд отношение теплопроводности вдоль разных оптических осей ( $\lambda_a/\lambda_c$  и  $\lambda_b/\lambda_c$ ) достигает 5—6. Теплопроводность слюд (биотита, мусковита) вдоль главной оптической оси  $\lambda_c$  (по слоистости минерала) составляет всего 0,005 Вт/(м·К) (Б. Н. Егоров, В. И. Кондратенков, Н. Н. Аникин, 1973 г.).

Для большинства минералов теплопроводность по разным направлениям (вдоль слоистости и перпендикулярно к ней) существенно различна (табл. VI.5). Поэтому для большинства минералов в табл. VI.4 приведены суммарные значения теплопроводности, определенные на достаточно крупных образцах и найденные по отношению среднего теплового потока и среднего температурного градиента. Для неоднородных (анизотропных) минеральных веществ эти значения можно рассматривать как средние.

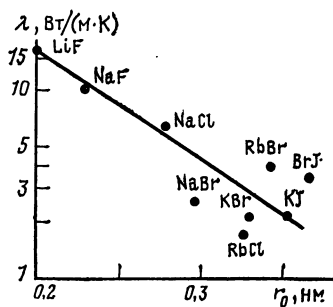


Рис. VI.1. Зависимость теплопроводности изоструктурных минералов и соединений бинарного состава от межатомных расстояний (А. С. Поваренных, Г. Т. Продайвода, 1972 г.)

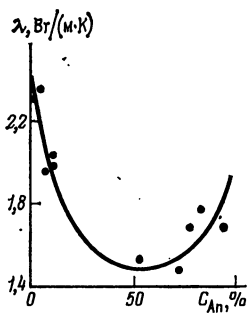


Рис. VI.2. Изменение теплопроводности в изоморфном ряду плагиоклаза [98]

Теплопроводность кристаллов обуславливается колебаниями кристаллической решетки. Теоретические исследования и эксперименты [98] показывают, что интенсивность переноса тепла фононами в кристаллах зависит от химического состава, плотности, температуры, кристаллографического направления, межатомных расстояний, наличия дефектов в кристаллической структуре и других факторов. При этом перенос тепла с помощью фононов осуществляется преимущественно через анионный остов решетки большинства породообразующих минералов. С увеличением межатомных расстояний (по данным К. Хораи, Д. Симмонса) происходит уменьшение теплопроводности в минералах как с ковалентной, так и с ионной связью (рис. VI.1). В общем случае уменьшение компактности структуры кристаллов приводит к уменьшению теплопроводности. Нарушения (дефекты) кристаллической структуры минералов приводят также к уменьшению теплопроводности. Именно этим объясняется минимум теплопроводности центральных (промежуточных) членов изоморфного ряда плагиоклазов, вызванный локальными нарушениями структуры при замещении кальция натрием и алюминия кремнием (рис. VI.2).

Т а б л и ц а VI.5

Анизотропия теплопроводности [в Вт/(м·К)] некоторых минералов и горных пород [98]

Минерал, порода	$\lambda_a$	$\lambda_c$	$\lambda_b$	Минерал, порода	$\lambda_a$	$\lambda_c$	$\lambda_b$
Кварц (монокристалл)	6,5	11,3	—	Туфосланец	3,09	2,45	—
Флогопит	0,51	2,89	—	Туфобрекция	1,27	2,76	—
Мусковит	0,57	3,87	—	Гнейс:			
Олигоклаз	1,47	1,43	—	биотитовый	1,56	2,99	2,8
Лабрадорит	1,55	1,55	—	двуслюдистый	1,80	2,86	3,02
Песок кварцитовый	3,46	3,95	3,6	Кварцит	2,8	3,59	3,05
Доломит	3,62	3,62	3,42	Базальт	1,72	1,62	1,7
Ангидрит	4,81	4,72	4,45	Мелафир	1,32	1,36	1,39
Сланец слюдистый	2,07	3,36	3,0	Порфир гранатовый	2,92	2,91	2,93
Сланец гранатовый	3,4	5,51	4,52	Известняк органический	2,54	2,59	—

## Теплофизические параметры горных пород

Наличие в горных породах межзернового пространства, заполненного воздухом, водой, нефтью или льдом, резко осложняет процесс переноса тепла, который складывается из: кондуктивной теплопередачи (теплопроводности) внутри отдельной твердой частицы, минерала, между ними в местах их соприкосновения, внутри межзерновой среды; теплопередачи на границах твердых частиц со средой; излучения от частицы к частице и конвективной теплопередачи в газообразной или жидкой среде.

В дисперсных средах, в роли которых выступают многие горные породы, фактором, определяющим их теплопроводность, являются кроме свойства твердого скелета теплоизолирующие особенности межзерновой среды. Данные о теплопроводности воздуха, воды и льда — главных компонентов среды — приведены на рис. VI.3, VI.4. Эти вещественные компоненты, так же как и нефть [ $\lambda = 0,14 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ ], отличаются низкой теплопроводностью. Для воздуха характерно значительное увеличение проводимости тепла при повышении температуры и давления.

**Осадочные породы.** Среди осадочных отложений наименьшей теплопроводностью выделяются слаболитифицированные, насыщенные влагой морские и океанические глубоководные отложения (глобегриновые, сапропелевые и другие илы и глины),

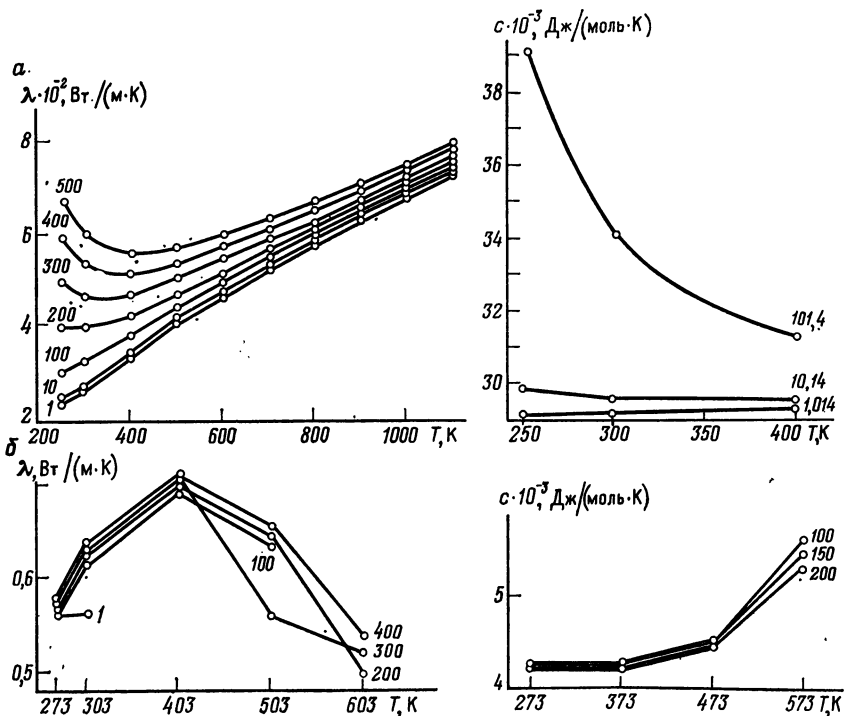


Рис. VI.3. Зависимость теплопроводности и теплоемкости воздуха (а) и воды (б) от температуры и давления (В. С. Чиркин, 1968 г.).

Шифр кривых  $p \cdot 10^{-5}$ , Па

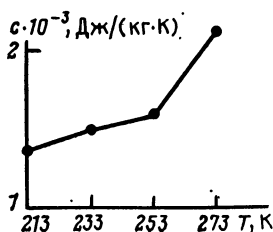


Рис. VI.4. Зависимость теплоемкости льда от температуры.  $\lambda = 2,23 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ ,  $a = 0,9 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ,  $\sigma = 920 \text{ кг}/\text{м}^3$  при  $T = 273 \text{ К}$

Теплофизические характеристики осадочных пород [56, 98]

Порода	$\lambda$ , Вт/(м·К)		$\alpha \cdot 10^{-2}$ , м <sup>2</sup> /с		$c$ , Дж/(кг·К)	
	$\lambda_{\text{ср}}$	$\lambda_{\text{min}} - \lambda_{\text{max}}$	$\alpha_{\text{ср}}$	$\alpha_{\text{min}} - \alpha_{\text{max}}$	$c_{\text{ср}}$	$c_{\text{min}} - c_{\text{max}}$
Конгломерат, гравелит	1,92	1,05—3,86	7,89	6,30—11,50	796	754—837
Песчаник	1,81	0,24—4,41	9,58	2,00—19,72	925	544—1629
Алевролит	1,65	0,22—3,79	10,4	4,30—16,10	894	322—1466
Аргиллит, глинистый сланец	1,32	0,25—3,12	7,84	2,10—11,6	846	508—1004
Глина	1,60	0,12—3,10	5,88	0,51—11,56	1361	419—3546
Доломит	3,24	1,63—6,50	12,44	8,26—16,80	1088	648—1465
Известняк	2,37	0,64—4,37	10,27	3,55—17,28	897	623—1273
Мергель	1,96	0,50—3,61	7,13	3,14—13,89	1908,8	586—3100
Мел	1,58	0,82—2,22	4,77	3,13—6,20	1935	837—3915
Каменная соль	3,64	1,67—5,50	15,60	11,20—17,70	2557	1447—4651
Торф	0,07	—	16,19	—	1758	—
Уголь	0,45	0,13—2,24	2,19	0,70—7,02	1160	863—1528
Ил, глина, песок	0,84	0,61—2,12	4,77	0,44—8,14	1604	755—3190

для которых имеется обширный материал практически по всем океаническим впадинам [98].

Пониженная теплопроводность заполняющей среды является главной причиной 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. VI.6 и на рис. VI.5.

Среди осадочных отложений основных геологических структур континентов по значению теплофизических характеристик можно выделить три группы пород:

- 1) терригенно-глинистые отложения с резко меняющейся теплопроводностью, варьирующей в зависимости от степени литификации осадков;
- 2) плотные (кристаллические) карбонатные, соленосные и кварцевые 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. Ведущая роль этих отложений в изменении теплового режима связана еще и с тем, что в процессе литификации и метаморфизма происходит резкое изменение их теплофизических характеристик, что приводит к значительному нарушению термального состояния геологических структур.

В ряду конгломераты — гравелиты — песчаники — алевролиты — аргиллиты отмечается четкая зависимость теплопроводности от гранулометрического состава пород — закономерное уменьшение теплопроводности с уменьшением размера зерен (рис. VI.6). Это обусловлено либо уменьшением передачи тепла в межзерновой среде за счет ослабления конвективного переноса тепла водой, либо увеличением контактного теплового сопротивления в микропористых структурах тонкозернистых пород. На теплопроводность терригенных осадков существенное влияние оказывает влажность. Породы в сухом состоянии имеют более низкую теплопроводность, чем водонасыщенные (рис. VI.7). Теплоемкость терригенных пород уменьшается с увеличением степени литификации осадков.

Хемогенные осадочные отложения (известняки, доломиты, каменная соль) отличаются от терригенных пород более высокой средней теплопроводностью. Наличие

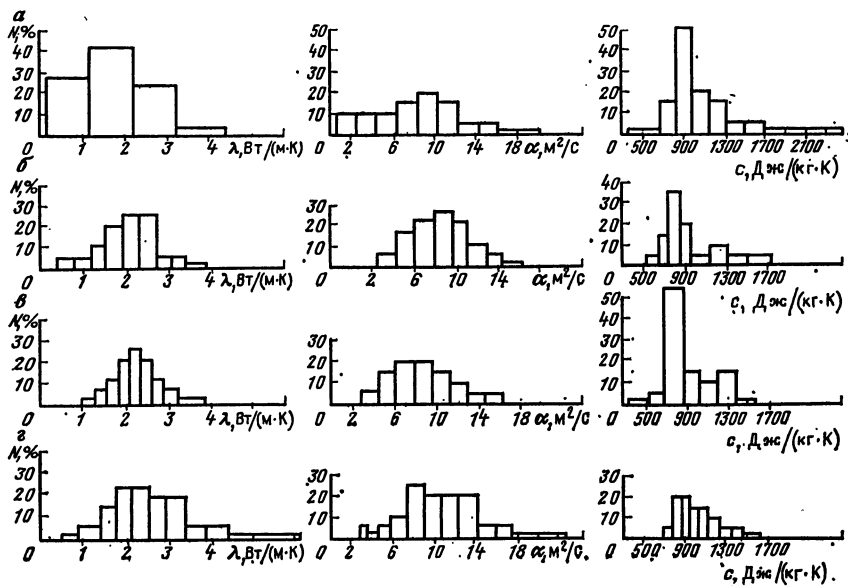


Рис. VI.5. Гистограммы теплофизических параметров горных пород: а — осадочных, б — эффузивных, в — интрузивных, г — метаморфических. В каждой группе более 100 образцов (от 116 до 2307)

кристаллических структур у этих отложений сближает их по теплофизическим параметрам (прежде всего по величине теплопроводности) с магматическими образованиями. Теплопроводность и удельная теплоемкость каменной соли являются наиболее высокими по сравнению с другими изученными типами пород земной коры. С увеличением содержания песчано-глинистого материала в карбонатных и соленосных породах их теплопроводность существенно уменьшается, а мергели и мел имеют такие же теплофизические характеристики (за исключением теплоемкости), что и терригенные отложения.

Теплопроводность и другие теплофизические параметры близких по составу осадочных отложений в различных геологических структурах земной коры иногда

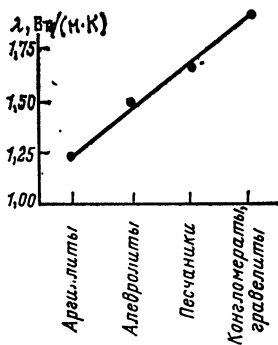


Рис. VI.6. Зависимость теплопроводности осадочных пород от гранулометрического состава

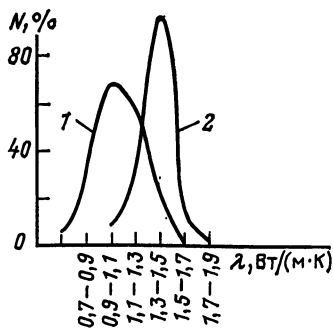


Рис. VI.7. Зависимость теплопроводности осадочных пород Западно-Сибирской плиты от влажности: 1 — газонасыщенный; 2 — водонасыщенный

## Теплофизические характеристики магматических пород [56, 98]

Порода	$\lambda$ , Вт/(м·К)		$a \cdot 10^{-7}$ , м <sup>2</sup> /с		$c$ , Дж/(кг·К)	
	$\lambda_{\text{ср}}$	$\lambda_{\text{min}} - \lambda_{\text{max}}$	$a_{\text{ср}}$	$a_{\text{min}} - a_{\text{max}}$	$c_{\text{ср}}$	$c_{\text{min}} - c_{\text{max}}$
Пироксенит	4,33	3,48—5,02	12,80	9,44—14,86	1005	879—1214
Серпентинит	2,63	2,31—2,87	—	—	1005	963—1130
Перидотит	4,37	3,78—4,85	13,26	11,97—14,10	1006	921—1088
Перидотит серпентинизированный трещиноватый	2,77	—	8,70	—	1122	—
Оливинит	3,43	—	—	—	—	—
Габбро	2,41	1,59—2,98	9,72	9,32—12,17	1005	897—1130
Диорит	2,20	1,38—2,89	6,38	3,32—8,64	1136	1118—1168
Кварц-диорит	3,0	1,98—3,80	7,80	—	1214	—
Гранит	2,42	1,12—3,85	9,62	3,33—16,50	936	257—1548
Гранодиорит	2,18	0,97—3,31	5,15	3,05—7,50	1057	741—1256
Сyenит	2,26	1,74—2,97	6,30	5,40—7,90	—	—
Граносyenит	2,05	1,30—2,97	8,30	—	—	—
Дунит	1,47	1,11—1,85	7,80	7,16—8,47	717	586—795
Диабаз	2,50	1,71—3,25	9,44	5,04—12,0	860	791—929
Базальт	1,30	0,44—3,49	6,29	3,44—13,45	887	544—2135
Андезит-базальт	1,69	1,02—2,03	—	—	—	—
Порфирит	2,12	0,72—3,52	8,81	2,64—12,80	920	716—1557
Порфирит роговообманковый	1,82	1,70—1,97	5,52	5,0—5,87	1380	1256—1424
Андезит	2,28	1,42—2,79	6,31	6,17—6,44	817	808—823
Трахидацил	2,03	1,77—2,32	—	—	—	—
Базальтовое стекло	1,52	1,36—1,68	4,68	4,21—5,55	1143	1046—1256
Обсидиан	1,46	1,38—1,56	5,64	5,47—5,87	1047	963—1214
Порфир кварцевый	2,11	1,76—2,60	5,97	5,00—6,94	1172	—
Альбитофир, порфир	2,47	1,17—3,37	11,12	6,59—18,80	886	710—1087
Туфобрекчия	2,62	0,49—3,95	8,62	4,41—12,70	836	586—1369
Туф	2,34	1,30—3,95	10,94	9,99—12,36	1056	795—1411
Лава	0,49	0,25—0,73	2,89	2,35—4,13	1122	670—1382

существенно различаются, что связано с различными структурно-текстурными особенностями пород и неодинаковыми условиями их залегания и преобразования.

Существует зависимость теплопроводности от возраста осадков, интенсивности их преобразования в разных геологических структурах. Так, теплопроводность терригенных осадков древних платформ (Русской, Сибирской) значительно выше, чем теплопроводность песчаников и глин чехлов молодых платформ (Западно-Сибирская плита), но ниже теплопроводности подобного типа пород, слагающих складчатые области и краевые прогибы. Теплопроводность слаболитифицированных осадков Вилюйской синеклизы (в пределах Сибирской платформы) такая же, как песчаников чехла молодой платформы (Западно-Сибирской). Четкая зависимость теплопроводности от степени литификации в разных геологических структурах фиксируется у песчаников, алевролитов, аргиллитов, глин, мергелей. Для карбонатных отложений такой четкой зависимости не устанавливается. В отдельных молодых наложенных впадинах (Минусинская, Колхидская) теплопроводность известняков даже выше теплопроводности аналогичных пород более древних складчатых областей. В целом для осадочных отложений земной коры характерно разнообразие в величине теплофизических параметров — наличие отдельных типов пород с наиболее низкими и чрезвычайно высокими их значениями.

**Магматические и метаморфические породы.** Теплопроводность кристаллических интрузивных образований различной основности (см. табл. VI.7 и рис. VI.5) обуслов-

Теплофизические характеристики метаморфических пород [56, 98]

Порода	$\lambda$ , Вт/(м·К)		$a \cdot 10^{-7}$ , м <sup>2</sup> /с		$c$ , Дж/(кг·К)	
	$\lambda_{\text{ср}}$	$\lambda_{\text{min}} - \lambda_{\text{max}}$	$a_{\text{ср}}$	$a_{\text{min}} - a_{\text{max}}$	$c_{\text{ср}}$	$c_{\text{min}} - c_{\text{max}}$
Сланец	2,34	0,65—4,76	9,46	2,87—22,5	982	699—1643
Гнейс	2,02	0,94—4,86	7,32	6,30—8,26	979	754—1176
Амфиболит	2,22	1,57—2,89	6,69	5,25—8,14	1134	1063—1201
Мрамор	2,56	1,59—4,0	11,03	7,8—12,0	857	753—879
Эклогит	3,35	—	—	—	—	—
Кварцево-карбонатная порода	2,71	1,61—5,01	9,03	7,43—13,60	1210	741—1666
Кварцит	5,26	2,68—7,60	18,08	13,60—20,90	1046	718—1331
Гнейсо-гранит	2,0	1,14—4,10	7,24	4,30—10,20	1113	795—1516
Роговик	3,39	2,12—6,10	14,54	13,44—15,64	1480	1478—1482
Скарн	2,31	1,48—2,97	—	—	—	—
Чарнокит	1,3	1,06—1,5	—	—	—	—

лена главным образом решеточной проводимостью твердых частиц — минералов, слагающих перидотиты, габбро, диориты, граниты и другие типы пород. Повышенная (по сравнению с осадочными) плотность этих пород, значительно меньшие пористость и содержание воды обуславливают более высокие значения теплопроводности и меньшие колебания этой величины (не более чем в 1,5 раза) при относительно низкой теплоемкости.

Для интрузивных образований в ряду ультраосновные — основные — средние — кислые установлены соответственно средние значения теплопроводности: 3,42; 2,31; 2,51; 2,38 Вт/(м·К). Теплоемкость максимальна у пород среднего [1136 Дж/(кг·К)] и минимальна у пород основного [932 Дж/(кг·К)] состава.

Щелочные породы (сиениты, граносиениты) имеют самую низкую среднюю теплопроводность [2,04 Вт/(м·К)] среди интрузивных образований. Они выделяются также самыми низкими значениями средней теплоемкости [717 Дж/(кг·К)] из всех изученных пород, включая интрузивные, эффузивные, метаморфические и осадочные.

Для интрузивных образований не отмечается четкой зависимости теплопроводности от возраста пород или времени проявления складчатости. Например, граниты мезозойско-кайнозойского возраста в зоне альпийской складчатости Кавказа имеют примерно такую же теплопроводность, что и докембрийские граниты Балтийского щита — 2,8—3 Вт/(м·К). Граниты, гранодиориты последнего характеризуются более высокой теплопроводностью, чем граниты Украинского щита. Гранодиориты, плагиограниты Саянской складчатой системы и южной оконечности Байкальской складчатой системы отмечаются значениями теплопроводности выше средних для этого типа пород — 3 Вт/(м·К).

Эффузивные породы имеют меньшую теплопроводность и теплоемкость по сравнению с интрузивными породами той же основности, что связано со структурными особенностями вулканитов (см. рис. VI.5). Теплопроводность вулканитов в отличие от теплопроводности интрузивных пород увеличивается с уменьшением основности. Теплоемкость их также возрастает от основных пород к кислым, уменьшение ее отмечается у туфов и туфолов. Наибольшими значениями теплопроводности выделяются палеотипные кислые вулканиты (кератофиры, кварцевые порфиры) с микрозернистой основной массой. Теплопроводность вулканитов уменьшается с уменьшением возраста пород и является минимальной в кайнотипных пористых лавах Тихоокеанского подвижного пояса, в областях современного вулканизма.

Метаморфические породы (кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы, мраморы, роговики и др.) имеют высокую теплопроводность (табл. VI.8, а также см. рис. VI.5), что связано с наличием у этих образований плотных кристаллических структур с низкой пористостью и широким развитием метаморфических минералов (андалузита,



**Теплофизические характеристики полезных ископаемых**  
(по данным А. Ф. Чудновского, У. И. Моисеенко, М. Д. Хуторского)

Руда (месторождение)	$\lambda$ , Вт/(м·К)	$\alpha \cdot 10^{-7}$ , м <sup>2</sup> /с	$c$ , Дж/(кг·К)
Серный колчедан (Белореченское, Дегтярское)	4,19—4,17	10,0—9,9	836—1327
Медный колчедан (Дегтярское, Нововольинское)	4,21	10,3—10,4	862—858
Мартитовая и магнетитовая (Кентюбе)	5,03	—	—
Мартитовая джеспилитовидная	4,94	25,3	536
Сульфидная с талнахтитом (Талнах)	6,52	—	—
Сульфидная медно-никелевая (Талнах)	3,23	—	—
Медистая (Талнах)	3,18	—	—
Роговик магнетито-мартитовый	4,17	22,5	601
Густой вкрапленник пирита в кварце	3,36	13,6	607
Штаффелит-магнетитовая (Ковдорское)	1,6—1,7	5,0—5,4	—
Апатит-форстерит-магнетитовая (Ковдорское)	3,0—4,7	8,6—14,1	—
Магнетитовая (Красноярское)	2,0	—	—
Магнетитовая (Шерегеш, Таштагол)	2,7	—	—
Нефть	0,14	0,7—0,9	2093
Уголь	0,12—0,15	10,0—18,0	—
Торф	0,07	—	—

ставролита). Диапазон изменения теплопроводности метаморфических пород значителен — 0,55—76 Вт/(м·К). Стандартное отклонение теплопроводности метаморфических пород несколько выше, чем осадочных, и более чем в 3 раза превышает таковое для интрузивных пород (см. рис. VI.5). В полиминеральных метаморфических образованиях теплопроводность ниже, чем в мономинеральных метаморфических породах, как это видно на примере чарнокитов и гранито-гнейсов ( $\lambda_{\text{ср}} = 1,3$  и 2 Вт/(м·К) соответственно). Продукты контактового метаморфизма отличаются повышенной теплопроводностью. Теплопроводность пород из зон гидротермального метасоматизма близка к теплопроводности продуктов регионального метаморфизма. Метаморфические породы имеют высокую теплоемкость, максимальными значениями ее характеризуются роговики — 1480 Дж/(кг·К). Средняя теплоемкость у метаморфических пород выше, чем у магматических (см. рис. VI.5).

Вкрапленные руды, содержащие акцессорные и рудные минералы, характеризуются повышенной теплопроводностью. Особенно отличаются сплошные сульфидные жильные тела, которые могут рассматриваться как хорошие проводники — по типу металлов (см. табл. VI.4 и VI.9).

### § 29. РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ СССР [ ПО ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИМ ПАРАМЕТРАМ

Анализ имеющихся сведений о теплофизических параметрах различных по составу и генезису горных пород позволил получить обобщенную характеристику теплофизических особенностей структурно-формационных комплексов и слоев земной коры с целью изучения латеральной и вертикальной зональности литосферы по условиям переноса тепла. С учетом наиболее распространенных значений главного теплофизического параметра — теплопроводности выделено шесть интервалов значений для характеристики структурно-формационных комплексов: до 1,0; 1,01—1,5; 1,51—2,1; 2,11—2,5; 2,51—3; >3 Вт/(м·К) [56]. Наибольшее число геологических формаций и

**Ориентировочные значения теплопроводности структурно-**

Слой земной коры	Структурно-формационные комплексы тектонических структур	$\lambda^*$ , Вт/(м·К)
Осадочный	Слаболитифицированные песчано-глинистые отложения чехлов молодых платформ	1,2
	Интенсивно литифицированные терригенные и карбонатно-терригенные отложения чехлов древних платформ	2,3
	Слабометаморфизованные осадочные отложения наложенных впадин	2,3
	<b>Среднее</b>	1,9
Гранитно-метаморфический	Терригенно-вулканогенный эвгеосинклиальный	2,4
	Сланцевый или гранито-гнейсовый срединных массивов миогеосинклиальный	2,4
	Гранито-гнейсовое основание каледонских складчатых областей, амфиболитовая фация (блоки щитов)	2,0
	<b>Среднее</b>	2,3
Диоритовый (андезитовый)	Гранулитно-чарнокитовый	2,2
Базальтовый	—	3,4

\* Значения  $\lambda$  даны при нормальных температуре и давлении.

структурно-формационных комплексов земной коры характеризуются средними значениями теплопроводности в диапазоне 2,1—2,5 Вт/(м·К).

В целом в осадочном и гранитно-метаморфическом слоях земной коры развиты структурно-формационные комплексы, характеризующиеся весьма различными значениями теплофизических параметров входящих в их состав горных пород, что оказывает существенное влияние на гетерогенность проявления процессов переноса и аккумуляции глубинного тепла в земной коре. В результате этого наблюдается дифференциация теплопроводности главнейших структурно-формационных комплексов территории СССР и слоев земной коры (табл. VI.10), а также значений тепловых потоков и геотермических градиентов (табл. VI.11).

Особенностями структурно-формационных комплексов чехлов молодых платформ, включающих преимущественно формации песчано-глинистых отложений, являются низкая суммарная теплопроводность, высокие геотермические градиенты и слабое проникновение тепла к поверхности Земли за счет экранирующего влияния осадков. Теплопроводность геологических формаций нередко зависит от возраста и тектонических условий залегания. Так, в чехле Западно-Сибирской платформы наиболее низкими значениями теплопроводности характеризуются слаболитифицированные мезозойско-кайнозойские отложения северной и центральной ее частей — до 1,5 Вт/(м·К); в западной и восточной частях теплопроводность этих отложений повышается до 1,8—2 Вт/(м·К).

## формационных комплексов различных слоев земной коры

Платформенный период			Геосинклинальный период		
$\rho \cdot 10^{-8}$ , Па	$T$ , К	$\lambda$ , Вт/(м·К)	$\rho \cdot 10^{-8}$ , Па	$T$ , К	$\lambda$ , Вт/(м·К)
1,0—1,5	323—473	1,2	—	—	—
1,0—1,5	323—423	1,9	—	—	—
1,5—2,0	300—350	2,1	2,0 (глубина 5 км) 3,0—4,0 (глубина 8—10 км)	350—500 500—700	1,6 1,4
—	—	1,7	—	—	1,5
1,5—3,0	320—400	2,0	3,0—6,0 (глубина 10—15 км)	500—700	1,6
2,0—4,0	320—400	2,0	3,0—6,0 (глубина 10—15 км)	700—900	1,4
2,0—4,0	320—420	1,8	5,0—7,0 (глубина 15—18 км)	500—700	1,5
—	—	1,9	—	—	1,5
2,0—4,0	320—420	1,7	7,0—9,0 (глубина 20—25 км)	900—1100	1,4
13,0—18,0	420—800	2,5	13,0—18,0 (глубина 40—50 км)	900—1100	1,6

Среди осадочных отложений чехлов древних платформ по теплофизическим характеристикам резко различаются существенно терригенные структурно-формационные комплексы и существенно карбонатные. Для последних устанавливаются повышенная теплопроводность, низкие геотермические градиенты, незначительное увеличение температуры с глубиной. Более высокими указанными величинами выделяются карбонатные, галогенно-карбонатные и терригенно-карбонатные формации юго-восточной части Сибирской платформы ( $>3,5$  Вт/(м·К)) по сравнению с отложениями того же состава ее западной части и Русской платформы.

Терригенные образования разновозрастных складчатых областей иногда характеризуются разными значениями теплопроводности, что, возможно, объясняется разным уровнем литификации и метаморфизма пород и неодинаковой степенью дифференцированности тектонических движений. Например, терригенные образования альпийской складчатой системы Тихоокеанского подвижного пояса (Западная Камчатка) характеризуются малой теплопроводностью, Средиземноморского подвижного пояса (Западная Туркмения) — средней и южного Тянь-Шаня — более высокой.

Вулканогенные, терригенно-вулканогенные образования структурно-формационных комплексов эвгеосинклинальных зон Уральской и Алтае-Саянской складчатых систем выделяются повышенной теплопроводностью, так же как и развитые в их пределах гипербазиты и габброиды. Гранито-гнейсовые образования Балтийского и

Геотермические характеристики главнейших тектонических структур  
(У. И. Моисеенко, 1982 г.)

Структуры	$q_{\text{ср}}$ , мВт/м <sup>2</sup>	$q_{\text{min}} - q_{\text{max}}$ , мВт/м <sup>2</sup>	Геотерми- ческий градиент, °C/1000 м	Температура поверхности Мохо, °C
1	2	3	4	5

а. Чехлы платформ  
и другие депрессионные структуры

Платформы древние:				
Русская	44,0	21—67	15—35	480—660
Сибирская	46,0	26—75	10—30	250—580
Синеклизы, сложенные мезозойско-кайнозойскими отложениями:				
Тимано-Печорская	53,0	40—80	25—40	720—1150
Вилуйская	48,0	42—54	25—35	520—900
Платформы молодые:				
Западно-Сибирская:	53,0	29—71	20—70	390—1100
северо-западная часть	61,0	46—71	25—70	670—1100
восточная часть	52,0	36—61	20—35	500—900
южная часть	43,0	29—51	20—50	390—820
Скифско-Туранская:	61,0	26—102	25—80	240—1150
центральная часть	50,0	30—70	30—80	240—730
южная часть	67,0	28—102	30—70	1100—1150
Краевые прогибы:				
Предуральский	40,0	27—50	15—20	300—580
Предкарпатский	46,0	29—71	25—50	860—970
Предкавказский	52,4	27—100	25—60	600—1100
Межгорные впадины (Приташкентская, Иссыккульская)	74,0	29—134	35—110	1100—1200

б. Геосинклинальные складчатые области

Докембрийские (щиты):				
Балтийский	33,0	21—40	10—20	620—740
Украинский	35,0	12—54	10—20	300—500
Каледонские (Забайкальская, Улугтау-Северо-Тяньшанская, Саянская складчатые системы)	47,0	13—134	15—25	220—700
Герцинские:				
Уральская	28,0	10—40	15—25	300—500
Саянская	41,0	17—83	15—25	600—820
Джунгарская	38,0	31—45	15—25	500—700
Киммерийские:				
Сихотэ-Алинская	43,0	38—50	20—30	610—730
Охотско-Корякская	72,8	34—75	25—35	1100—1200
Верхоянская	72,0	66—84	20—30	1100—1200
Карпатская	87,8	29—105	25—50	1100—1200

Структуры	$q_{\text{ср}}$ , мВт/м <sup>2</sup>	$q_{\text{min}}-q_{\text{max}}$ , мВт/м <sup>2</sup>	Геотерми- ческий градиент, °C/1000 м	Температура поверхности Мохо, °C
1	2	3	4	5

## в. Области активного кайнозойского развития

Орогены:				
области тектоно-магматической активизации (Забайкалье, Средняя Азия, Армения)	78,0	17—134	15—100	1100—1200
подвижные пояса (Тихоокеанский и Средиземноморский)	72,0	28—146	25—90	160—1200
Депрессии:				
Черное море	43,0	14—208	—	330—500
Каспийское море	77,0	33—98	—	1100—1200
Зона раздвигов:				
Оз. Байкал	76,0	27—315	18—380	800—1200
Татарский пролив	104,0	51—162	—	1100—1180
Охотское море	81,0	4—188	—	350—110
Японское море	92,0	34—160	—	800—1200

Украинского щитов в отличие от Алданского щита имеют повышенную теплопроводность — до 3 Вт/(м·К).

Особый интерес представляют данные о тепловом поле чехлов молодых платформ—Западно-Сибирской и Скифско-Туранской, с которыми связаны месторождения нефти и газа и геотермальные бассейны в осадочном слое (см. табл. VI.11). Для чехлов молодых платформ отмечаются, как правило, нормальные или пониженные тепловые потоки (меньше среднего глобального, которое равно  $55,2 \pm 2,0$  мВт/м<sup>2</sup>). Например, в южной и восточной частях Западно-Сибирской платформы средний тепловой поток 43 и 52 мВт/м<sup>2</sup> соответственно. Северо-западная часть Западно-Сибирской платформы характеризуется высоким значением теплового потока (61 мВт/м<sup>2</sup>), значительным диапазоном его колебания, более высокой температурой поверхности Мохо, равной 670—1100 °C, по сравнению с ее значениями на той же поверхности в южной и восточной частях (390—900 °C). Увеличение мощности теплоизолирующих слаболитифицированных отложений к северу до 5—7 км приводит к наиболее интенсивной экранизации тепла, однако интенсивность теплового поля здесь возрастает в северо-западном направлении. На северо-западе Западно-Сибирской платформы фиксируется региональная тепловая аномалия, охватывающая структуры Полярного и Северного Урала и Тимано-Печорской синеклизы и связанная, вероятно, со значительным притоком мантийного тепла. Характер распределения температуры на разных глубинных срезах, наличие высоких значений тепловых потоков позволяют говорить о единой тепловой аномалии, вызванной общим источником глубинного тепла.

Тепловое поле Скифско-Туранской платформы следует рассматривать также дифференцированно. Средний тепловой поток для нее 61 мВт/м<sup>2</sup>, он ниже в центральной части (50 мВт/м<sup>2</sup>) и повышается к югу до 67 мВт/м<sup>2</sup> (см. табл. VI.11). Несомненно, что разогрев недр Скифско-Туранской плиты происходит не только за счет приповерхностного перераспределения температуры по мере роста мощности осадков к югу, но и за счет влияния орогена Средней Азии и повышенного теплового поля Средиземноморского подвижного пояса, возникающего в результате притока подкорового тепла.

Резко пониженные тепловые потоки при высоком значении геотермического градиента наблюдаются также в молодых краевых прогибах (Предкарпатском, Предкавказском).

В эпоху орогении после геосинклинальной стадии развития или постплатформенной тектонической активизации в глубинных зонах складчатых областей за счет существенного увеличения температуры происходит значительное уменьшение теплопроводности метаморфических и магматических образований, что, по-видимому, является важнейшим фактором усиления тектонической активности (эффект самовозбуждения). Весьма вероятно, что возникновение слоев пониженной теплопроводности оказывает влияние на прохождение глубинного тепла и фиксируемый у поверхности тепловой поток.

Для разновозрастных геологических структур складчатых систем территории страны характерна еще более ярко выраженная гетерогенность теплового поля, чем для платформенных областей с различными значениями теплового потока, вертикального градиента и глубинных температур (см. табл. VI.11).

Области докембрийской складчатости (Балтийский, Украинский щиты, Воронежский массив) имеют наиболее низкий тепловой поток —  $35 \text{ мВт/м}^2$ . Исключение составляют отдельные районы развития докембрия в структурах Алданского щита в связи с более поздними процессами тектоно-магматической активизации. По мере уменьшения возраста складчатости средние тепловые потоки постепенно увеличиваются и достигают максимума в кайнозойских складчатых областях и современных подвижных поясах. Особенностью теплового поля складчатых областей является также увеличение неоднородности в распределении тепловых потоков с уменьшением возраста складчатости.

Анализ фактического материала об изменении теплофизических свойств горных пород, теплового потока, геотермического градиента и глубинных температур в различных геологических структурах указывает на значительную неоднородность теплового режима литосферы в пространстве и во времени и связь направленного геологического развития с закономерным изменением процессов накопления и рассеяния тепловой энергии в земной коре и подкоровых зонах.

В целом в вертикальном разрезе литосферы по теплофизическим параметрам и условиям накопления и переноса тепловой энергии можно выделить два типа геодинамической обстановки. Первый тип представлен относительно стабилизированными блоками земной коры, в которых с глубиной происходит постепенное увеличение теплопроводности горных пород (от слаболитифицированных осадков с низкой теплопроводностью до высокометаморфизованных плотных кристаллических образований докембрия с высокой проводимостью тепла). В таких блоках в земной коре возникают два уровня накопления тепла: верхнекорового, связанного с теплоизолирующим эффектом слаболитифицированных осадков, и среднекорового, обусловленного накоплением радиогенного тепла в высокорadioактивном гранито-метаморфическом слое [9, 85]. Второй тип блоков земной коры приурочен к зонам и областям раздвигов (современным рифтам, молодым глубоким нескомпенсированным впадинам), в которых интенсивный тепломассоперенос приводит к резкому увеличению роли конвективной составляющей, большей скорости переноса тепла и появлению тепловых аномалий по всему разрезу земной коры.

## ГЛАВА VII

# ЯДЕРНО-ФИЗИЧЕСКИЕ (РАДИОАКТИВНЫЕ) СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

---

В последние десятилетия в геологию прочно вошли методы ядерной геофизики и геохимии, использующие естественные и искусственные процессы радиоактивности для решения ряда научных (изучение эволюции вещества, возраста, энергетического состояния горных пород и минералов и других проблем), а также прикладных (поиски и разведка месторождений, обогащение руд и т. д.) задач.

Большое значение в прикладной геологии имеют радиометрические методы (наземные, воздушные, глубинные) поисков, разведки и изучения главным образом урановых и ториевых руд (Г. Ф. Новиков, Ю. Н. Капков, 1965 г.). Все большее применение радиометрические методы находят [54 и др.] при поисках других видов полезных ископаемых (калийных солей, фосфоритов, тантало-ниобиевых и других руд), содержащих в повышенных количествах те или иные радиоактивные элементы, а также при геологической съемке. Сравнительно недавно ядерная геофизика пополнилась комплексом методов, использующих искусственную (наведенную) радиоактивность, возникающую в результате бомбардировки химических элементов нейтронами и иными частицами, а также облучения минеральных веществ высокоэнергетическим  $\gamma$ -излучением [54].

### § 30. ОСНОВНЫЕ ЯДЕРНО-ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, ПАРАМЕТРЫ И ЕДИНИЦЫ ИЗМЕРЕНИЯ РАДИОАКТИВНОСТИ

В прикладной геофизике используются различные естественные и искусственные ядерные реакции и связанные с ними остаточные явления (табл. VII.1). Естественная радиоактивность представляет собой самопроизвольный, подчиненный определенному статистическому закону распад неустойчивых ядер атомов, возникших в природных (земных или галактических) условиях в результате процессов нуклеосинтеза, радиоактивных превращений или взаимодействия ядер и частиц космического излучения. Радиоактивный распад атомов приводит к изменению строения, состава и энергии ядер и сопровождается испусканием ( $\alpha$ -частицы,  $\beta$ -частицы) или захватом (электрона из K- или L-оболочки) заряженных частиц, коротковолновым излучением электромагнитной природы ( $\gamma$ -излучение), выделением радиогенного тепла, ионизацией газов, жидкостей и твердых тел и другими явлениями. Кроме того, в природных условиях отмечается также спонтанное деление тяжелых ядер (урана, тория) на осколки и изомерные треды. Положительно заряженная  $\alpha$ -частица — ядро гелия (масса  $6,69468 \cdot 10^{-27}$  кг, заряд  $+3,20420 \cdot 10^{-19}$  Кл) состоит из двух протонов и двух нейтронов. В связи с этим при  $\alpha$ -распаде элемента его атомный номер уменьшается на 2, атомная масса — на 4 единицы. При  $\beta$ -распаде испускается либо электрон, масса  $9,109 \cdot 10^{-31}$  кг, заряд  $-1,6021 \cdot 10^{-19}$  Кл (электронный распад, сопровождающий превращение нейтрона в протон), либо позитрон, масса  $9,1091 \cdot 10^{-31}$  кг, заряд  $+1,60210 \cdot 10^{-19}$  Кл (позитронный распад при превращении протона в нейтрон).

В соответствии с принципом дополнительности  $\gamma$ -излучению приписывают и волновые, и корпускулярные ( $\gamma$ -кванты) свойства. Длины волн  $\gamma$ -лучей для естественных радиоактивных элементов колеблются от  $1,2 \cdot 10^{-8}$  до  $4,7 \cdot 10^{-11}$  см. Не обладающие зарядом  $\gamma$ -кванты коротковолнового  $\gamma$ -излучения имеют скорость, равную скорости света  $C$ , характеризуются энергией  $E_\gamma = h\nu$  и импульсом

$$P = h\nu/C, \quad (\text{VII.1})$$

где  $\nu$  — частота электромагнитных колебаний;  $h$  — постоянная Планка, равная  $6,6262 \cdot 10^{-34}$  Дж·с,

## Основные ядерно-физические свойства элементов, используемые при геологических, геохимических и геофизических исследованиях

Ядерно-физические свойства		Изотопы и тип ядерных реакций	Конечные продукты распада (стабильные элементы)	Использование в прикладной и теоретической геологии
Ионизирующее излучение	$\alpha$ -частицы, $\beta$ -частицы, $\gamma$ -кванты	$^{235}_{92}\text{U}$ , $^{238}_{92}\text{U}$ , $^{232}_{88}\text{Th}$ , элементы их семейств, $^{40}\text{K}$ , $^{87}\text{Rb}$ и др.	$^4_2\text{He}$ , $^{208}_{82}\text{Pb}$ , $^{207}_{82}\text{Pb}$ , $^{209}_{83}\text{Bi}$ , $^{40}_{20}\text{Ca}$ , $^{38}_{18}\text{Ar}$	Понски и разведка радиоактивных руд, оценка радиологического возраста, изучение геохимии элементов, геологическое картирование
	K-захват	$^{40}_{19}\text{K}$ , $^{138}_{56}\text{La}$ и др.	$^{40}_{18}\text{Ar}$ , $^{138}_{56}\text{Ba}$	
Естественные	Спонтанное деление	$^{235}_{92}\text{U}$ , $^{238}_{92}\text{U}$	$^{130}_{54}\text{Xe}$ , $^{140}_{56}\text{Ba}$ , $^{84}_{38}\text{Sr}$ и др.	Определение радиологического возраста, изучение формы нахождения Урана (треки спонтанного деления)
	Наведенная радиоактивность космическими лучами	$^{14}_6\text{C}$	$^{14}_7\text{N}$	Оценка радиологического возраста новейших образований (радиоуглеродный метод)
	Генерация радиогенного тепла	Главные излучатели ( $>99,97\%$ ) — U, Th, K; второстепенные ( $<0,1\%$ ) — Rb, Sr	—	Оценка теплового поля земной коры и подкорковых зон, поиски радиоактивных руд
Искусственно вызванные, с использованием ядерных реакций	Сечение поперечного захвата нейтронов и других частиц (возникновение искусственно радиоактивных ядер)	( $n, \gamma$ ), ( $n, p$ ), ( $\alpha, n$ )	—	Определение влажности, пористости, содержания химических элементов
	Рассеяние и поглощение $\gamma$ -излучения при прохождении через вещество	—	—	Определение плотности, пористости, мощности геологических тел
	Резонансное поглощение $\gamma$ -квантов и ядерных частиц и возбуждение атомов	—	—	Определение содержания химических элементов



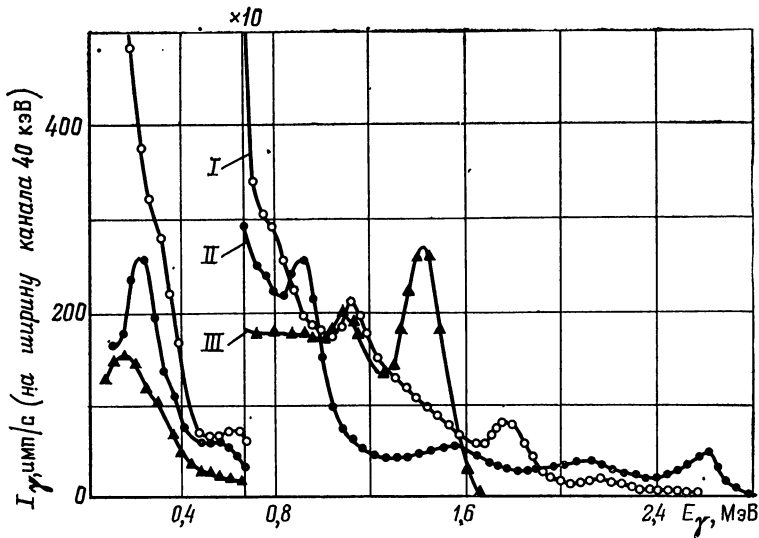


Рис. VII.1. Аппаратурные спектры гамма-излучения основных естественных радиоактивных элементов:

*I* — урано-радиевого ряда, *II* — ториевого ряда, *III* — калия

Энергия  $\gamma$ -квантов естественных радиоактивных изотопов изменяется от 0,01 до 2,6 МэВ (рис. VII.1).

Для естественных радиоактивных элементов одинаково характерны  $\alpha$ - и  $\beta$ -распад с испусканием  $\gamma$ -квантов в широком энергетическом диапазоне. Для искусственных радиоактивных превращений более характерен  $\beta$ -распад и  $\gamma$ -излучение.

Закон радиоактивного распада и естественных и искусственных радиоактивных ядер, сформулированный в 1902 г. Э. Резерфордом и Ф. Содди, учитывает зависимость между количеством распадающихся и имеющихся радиоактивных атомов. В дифференциальном виде эта зависимость выражается следующим образом:

$$dN = -\lambda N dt, \quad (\text{VII.2})$$

где  $dN$  — число распадающихся атомов из общего количества  $N$  за время  $dt$ ;  $\lambda$  — постоянная, характеризующая скорость распада данного элемента.

После интегрирования формула (VII.2) отражает экспоненциальный закон изменения количества радиоактивных атомов во времени:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}, \quad (\text{VII.3})$$

где  $N_0$  — число атомов в начальный момент времени (начало распада при  $t = 0$ );  $N$  — число атомов в момент времени  $t$ .

Кроме постоянной распада  $\lambda$ , 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  $T_{1/2} = 0,693/\lambda$ .

Среди многочисленной группы естественных радиоактивных элементов наибольший интерес представляют изотопы тяжелых элементов ( ${}^{238}_{92}\text{U}$ ,  ${}^{235}_{92}\text{U}$ ,  ${}^{232}_{90}\text{Th}$ ), которые испытывают в результате  $\alpha$ - и  $\beta$ -распада многократные последовательные превращения, образуя радиоактивные ряды, семейства, включающие до 15—18 изотопов (рис. VII.2). Остальные радиоактивные элементы ( ${}_{19}\text{K}$ ,  ${}_{37}\text{Rb}$  и др.) обладают одноактным распадом и рядов не образуют.

Родоначальники трех естественных радиоактивных рядов (уранового, актино-Уранового, ториевого), или материнские элементы, имеют вероятность распада,

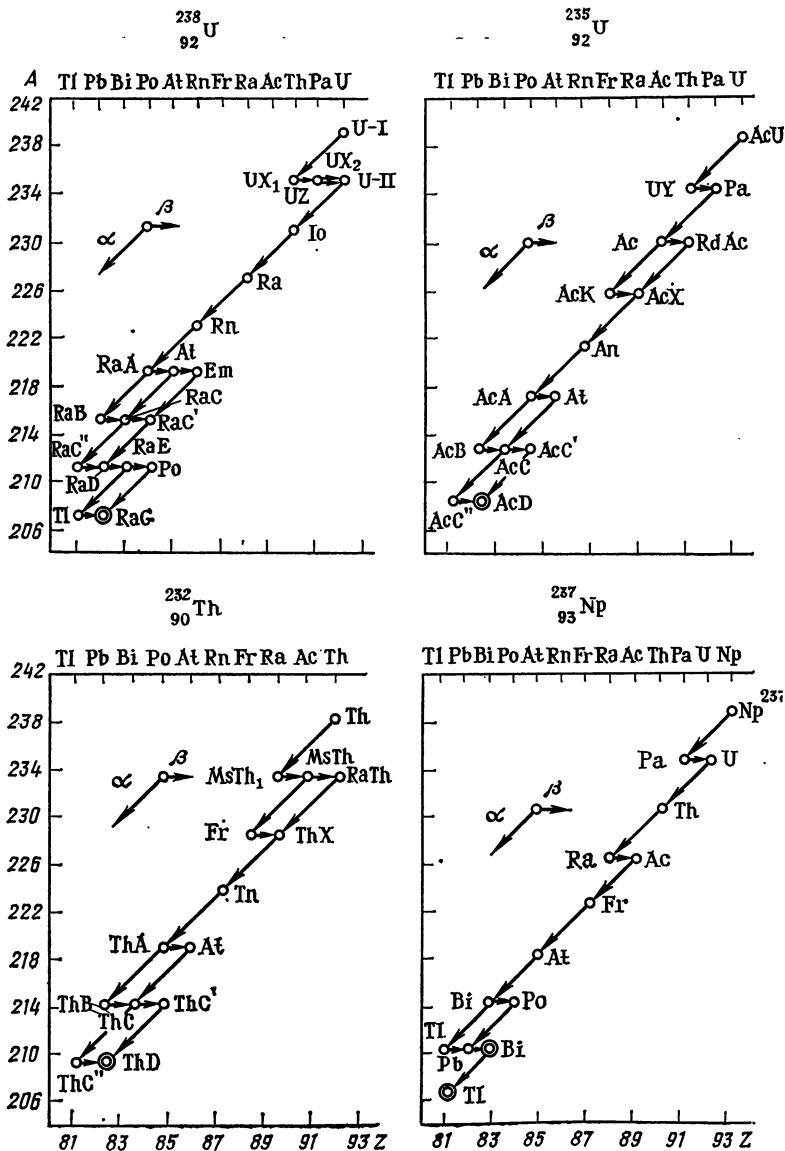


Рис. VII.2. Радиоактивные семейства

во много раз меньшую вероятности распада каждого последующего дочернего элемента:  $\lambda_1 \ll \lambda_2$ ;  $\lambda_1 \ll \lambda_3$ , ...,  $\lambda_1 \ll \lambda_n$ . 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  $\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 \dots = \lambda_n N_n$ , причем время перехода в это состояние оценивается как десятикратный период полураспада самого долгоживущего дочернего элемента соответствующего

Содержание радиоактивных элементов С и генерация тепла Р за счет их распада в породах земной коры и верхней мантии

Порода	$C_U \cdot 10^4$ , %	$P_U \cdot 10^6$ , Вт/м <sup>3</sup>	$C_{Th} \cdot 10^4$ , %	$P_{Th} \cdot 10^6$ , Вт/м <sup>3</sup>	$C_K \cdot 10^4$ , %	$P_K \cdot 10^6$ , Вт/м <sup>3</sup>	$P_{\Sigma} \cdot 10^6$ , Вт/м <sup>3</sup>
Песчаник, глина, сланец	2,8	0,69	8,9	0,63	1,5	0,23	1,55
Гранит, липарит, мигматит дифференцированных блоков	4,2	1,09	16	1,13	3,4	0,34	2,56
Плагιοгранит, мигматит	2,0	0,52	8,5	0,60	2,5	0,25	1,37
Диорит, андезит, трахиандезит	2,1	0,54	7,3	0,52	2,4	0,24	1,30
Базит (диабаз, базальт, габбро, чарнокит)	0,8	0,22	2,5	0,18	0,6	0,063	0,46
Ультрасосновые породы и каменные метеориты	0,014	0,004	0,040	0,003	0,06	0,006	0,013

Примечания. 1.  $P_{\Sigma}$  — генерация тепла в объеме породы (объемная плотность теплового потока). 2. Для урана учтена радиогенная энергия  $^{235}_{92}\text{U}$  и  $^{238}_{92}\text{U}$  при современном соотношении изотопов 0,7 и 99,3 %.

семейства. Равновесное количество любого элемента  $N_n^I$  при известном содержании материнского изотопа  $N_1$

$$N_n^I = \lambda_2 N_1 A_n / \lambda_n A_1, \quad (\text{VII.4})$$

где  $A_n$  — относительная атомная масса соответствующего элемента,  $n = 1, 2, 3, \dots$

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. Состояние равновесия между U и Ra оценивается коэффициентом радиоактивного равновесия  $K_{pp}$ , который при известном содержании элементов подсчитывается по формуле

$$K_{pp} = \frac{\text{Ra}}{\text{U}} \frac{1}{3,4 \cdot 10^{-7}} = \frac{\text{Ra}}{\text{U}} 2,9 \cdot 10^6.$$

При равновесии  $K_{pp} = 1$ , при сдвиге равновесия в сторону радия  $K_{pp} > 1$ , в сторону урана  $K_{pp} < 1$ .

Наряду с радиоактивным распадом, сопровождающимся испусканием или поглощением заряженных частиц и  $\gamma$ -излучением, у некоторых тяжелых ядер (в первую очередь  $^{238}_{92}\text{U}$ ) отмечается спонтанное деление на осколки (изотопы новых элементов  $^{130}_{54}\text{Xe}$ ,  $^{140}_{56}\text{Ba}$  и др.) с испусканием энергии, достигающей на одно ядро около 150—200 МэВ. Период спонтанного деления  $^{238}_{92}\text{U}$  составляет  $4 \cdot 10^{16}$  лет, а  $^{235}_{92}\text{U}$  —  $1,9 \cdot 10^{17}$  лет.

С процессами распада и спонтанного деления радиоактивных элементов связано выделение радиогенного тепла [84 и др.], установленное в 1903 г. П. Кюри и А. Лаббордом при изучении препаратов радия, возникновение дефектов кристаллических структур облучающихся минералов и накопление устойчивых конечных продуктов распада: гелия, радиогенных изотопов свинца,  $^{130}\text{Ca}$ ,  $^{130}\text{Ag}$  и др. Генерация радиогенного тепла в главнейших типах пород земной коры с учетом реально наблюдаемых содержаний урана, тория и калия приведена в табл. VII.2.

С прохождением через вещество ядерных частиц, электронов и  $\gamma$ -квантов связаны разнообразные радиационные преобразования кристаллических структур минералов, изменение их оптических свойств, твердости и т. д. Наиболее значительным проявлением этого воздействия является возникновение плеохронических ореолов

Единицы измерения 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 $3,7 \cdot 10^9$ Мг <sup>-3</sup> .с <sup>-1</sup>
Плотность потока ионизирующих частиц или квантов	частица (квант) в секунду на квадратный метр	частица (квант)/(с·м <sup>2</sup> )	—	—	—
Интенсивность излучения	ватт на квадратный метр	Вт/м <sup>2</sup>	—	—	—
Поглощенная доза излучения (доза излучения)	грэй	Гр	рад	рад	$10^{-2}$
Мощность поглощенной дозы излучения (мощность дозы излучения)	грэй в секунду	Гр/с	рад в секунду	рад/с	$10^{-2}$
Экспозиционная доза рентгеновского и $\gamma$ -излучения	кулон на килограмм	Кл/кг	рентген	Р	$2,58 \cdot 10^{-4}$
Мощность экспозиционной дозы рентгеновского и $\gamma$ -излучения	ампер на килограмм	А/кг	рентген в секунду рентген в час микрорентген в час	Р/с Р/ч мкР/ч	$2,58 \cdot 10^{-4}$ $7,17 \cdot 10^{-8}$ $0,0717 \cdot 10^{-12}$

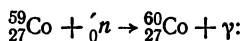
П р и м е ч а н и е. Кюри — активность препарата данного нуклида, в котором в 1 с происходит  $3,7 \cdot 10^{10}$  актов распада. Рентген — доза  $\gamma$ -излучений в воздухе, при которой сопряженная корпускулярная эмиссия  $0,001293$  г воздуха производит ионы, несущие заряд 1 ед. СГСЭ электричества каждого знака, что соответствует образованию  $2,08 \cdot 10^8$  пар ионов в 1 см<sup>3</sup> воздуха.

вокруг радиоактивных минералов и формирование их метамиктных разновидностей при полном разрушении кристаллической структуры. Более обычно возникновение относительно слабых дефектов кристаллической структуры минералов (парамагнитных центров, центров свечения и т. д.), которые могут быть зафиксированы с помощью современных физических и ядерно-физических методов (электронного парамагнитного резонанса, термолуминесценции и др.). Интенсивность и число таких центров оцениваются в относительных единицах (по отношению к эталону).

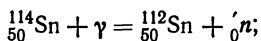
В ядерной (изотопной) геохимии для определения генезиса и радиологического возраста минералов широко используются конечные радиогенные продукты распада — стабильные изотопы (аргон, гелий, изотопы свинца и др.). Определение этих изотопов производится масс-спектрометрическим или изотопно-спектральным методом [54]. Зная количество и изотопный состав свинца, можно определить возраст минерального вещества и дать примерную оценку первичного содержания урана или тория в радиоактивных рудах или продуктах их преобразования.

Кроме естественных радиоактивных элементов к настоящему времени известно более 1000 искусственных радиоактивных изотопов практически для всех элементов таблицы Менделеева. Среди большого разнообразия искусственных ядерных реакций в геологической практике [54] наиболее часто используются следующие:

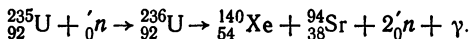
- 1) ядерные реакции на быстрых или медленных нейтронах



- 2) облучение  $\gamma$ -квантами



- 3) деление тяжелых ядер (в первую очередь урана) при захвате тепловых нейтронов



Распад искусственно полученных радиоактивных элементов происходит по обычному экспоненциальному закону. Образование искусственных неустойчивых изотопов тесно связано с особенностями прохождения ядерных частиц и  $\gamma$ -квантов через вещество. В ядерной геофизике и геохимии чаще всего учитываются следующие параметры и процессы взаимодействия излучения с веществом:

- 1) сечение взаимодействия частиц с ядрами вещества в см<sup>2</sup>;
- 2) пробег частиц в веществе (линейный в см или массовый в г/см<sup>3</sup>);
- 3) характер соударений — упругие с передачей кинетической энергии, неупругие с ионизацией атомов, с возбуждением ядер или ядерными реакциями;
- 4) поглощение и рассеяние  $\gamma$ -излучения определяется коэффициентом ослабления  $\mu$ .

Для оценки радиоактивных и иных ядерно-физических свойств горных пород и минералов используются разнообразные единицы радиоактивности (табл. VII.3).

При градуировании радиометров и оценке количества радиоактивного препарата широко применяется гамма-постоянная радия — мощность дозы излучения 1 мг Ra на расстоянии 1 см при наличии платинового фильтра толщиной 0,5 мм.

Для большинства естественных и искусственных радиоактивных изотопов установлена неизменность постоянной распада атомов, не поддающейся изменению при внешних воздействиях различного рода: повышение температуры (в несколько тысяч градусов), давления (миллионы паскалей) и т. д. Вероятно, изменение скорости или нарушение ядерных превращений возможно лишь при воздействии различных факторов не на электронные оболочки, а на атомное ядро. Некоторое изменение постоянной распада установлено лишь для  $K$ -захвата. В частности, для искусственно радиоактивного изотопа  ${}^7\text{Be} \rightarrow {}^7\text{Li}$  замечено, что постоянная распада металлического Be выше, чем BeO.

## § 31. МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ РАДИОАКТИВНОСТИ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

При изучении радиоактивности горных пород и минералов и определении содержания в них радиоактивных элементов применяются различные методы, использующие разнообразные физические (в первую очередь радиоактивные) и другие свой-

**Методы измерения радиоактивности и определения содержания**

Метод	Модификация метода и методики	Прибор
Полевые		
Гамма-съемка	Пешеходная, каротажная, автомобильная, воздушная	СРП-2, «Зонд-1», РА-69, АРС-2
Гамма-спектрометрическая съемка		СП-3, СП-3М, ПРКС-2, АГС-3, ГСА-70
Бета-съемка		ПГР
Эманационная съемка	Радоновая, тороновая	СГ-11, ЭМ-6
Лаборатор		
Радиометрические: гамма-спектрометрический метод	—	ЛСУ-5К
бета-метод	—	Б-2
альфа-метод	—	СГ-1М, РАЛ-1
Радиохимический	—	СГ-1, РАЛ-1
Колориметрический	Экстракционный, ионно-обменно-хроматографический	ФЭК-М, СФ-4
Люминесцентный	В. С. Быковой, ЦАЛ-1, ЦАЛ-2 и др.	ЛЮФ-55, ФАС-1, ФАС-2
Рентгеноспектральный	—	ФРС-2, АРФ-4, АРФ-4М, АРФ-6
Изотопного разбавления	—	МИ-1309, МИ-1201
Нейтронно-активационный	—	АИ-100, АИ-4096
Радиографические: альфа-метод	—	—
метод треков	—	—

\* В скобках указано, какому содержанию радиоактивных элементов соответствует погрешность.

## радиоактивных элементов в горных породах и минералах [98]

Измеряемая характеристика или элемент	Единица измерения	Относительная случайная погрешность, %
<b>Методы</b>		
Мощность экспозиционной дозы $\gamma$ -излучения	пА/кг	10—20
Мощность экспозиционной дозы $\gamma$ -излучения; содержание Ra, Th	имп/с, пА/кг, %	20—30
Мощность экспозиционной дозы $\gamma$ - и $\beta$ -излучения	пА/кг	10—20
Концентрация Rn и Tn в почвенном воздухе, воде и т. д.	Бк	20—30
<b>Новые методы</b>		
Интенсивность $\gamma$ -излучения; содержание Ra, Th	имп/с, %	10—30
Интенсивность $\gamma$ - и $\beta$ -излучения; содержание Ra, Th, U	имп/с, г/г, %	10—30
Интенсивность $\alpha$ -излучения; содержание U, Th	имп/с, г/г, %	10—20
Содержание Ra, Th и других элементов	г/г, %	5—15
Содержание U и Th	г/г, %	5—10 ( $>1 \div 2 \cdot 10^{-4}$ ) * 20—40 ( $<1 \cdot 10^{-4}$ ) *
Содержание U	г/г, %	5—15 ( $>2 \cdot 10^{-4}$ ) * 15—30 ( $<1 \div 2 \cdot 10^{-4}$ ) *
Содержание U и Th	г/г, %	5—10 ( $>2 \cdot 10^{-4}$ ) * 10—30 ( $<1 - 2 \cdot 10^{-4}$ ) *
Содержание U, реже Th	г/г, %	3—6
Содержание U и Th	г/г, %	3—6
Пространственное распределение атомов	—	—
Содержание U	г/г, %	5—10 (треки)

Коэффициенты концентрационной чувствительности приборов

Прибор	Содержание элемента при мощности экспозиционной дозы $\gamma$ -излучения 0,0717 пА/кг		
	1 · 10 <sup>-4</sup> % U	1 · 10 <sup>-4</sup> % Th	1 % K
АСГ-48 (интегральный канал)	0,5	0,2	0,5
СРП-2	1,0	0,4	1,1
УР-4	0,55	0,25	1,2

ства урана, тория и продуктов их распада, а также последствия радиоактивности (радиационные дефекты кристаллической решетки минералов, радиогенные продукты распада и т. д.). Основными методами (табл. VII.4), используемыми в ядерной геофизике и ядерной геохимии, являются:

1) радиометрические (полевые и лабораторные) методы определения  $\alpha$ -,  $\beta$ - и  $\gamma$ -активности и оценки содержания радиоактивных (естественных и искусственных) элементов по уровню активности препаратов;

2) радиохимические (лабораторные) методы определения содержания радиоактивных элементов, включающие химическое выделение изотопов и последующее измерение их активности;

3) радиографические (лабораторные) методы оценки пространственного распределения урана и тория в горных породах и минералах;

4) люминесцентные методы определения содержания урана по свечению плава (лабораторные методы) или вторичных урановых минералов — отенита, шрекенгерита и др. (полевые и лабораторные методы);

5) колориметрические (лабораторные) методы оценки содержания урана и тория с предварительным химическим концентрированием элементов;

6) рентгеноспектральные (лабораторные) методы определения урана и тория;

7) нейтронно-активационные (преимущественно лабораторные) методы определения содержания и формы нахождения урана.

Основными методами изучения естественной радиоактивности земной коры и поисков скоплений радиоактивных минералов являются радиометрические методы, в первую очередь различные модификации интегральной и дифференциальной спектрометрической гамма-съемки (пешеходной, автомобильной, воздушной, глубинной).

С помощью методов полевой гамма-съемки получен материал о гамма-активности почв, рыхлых отложений, кор выветривания и материнских горных пород большого геологического структур континентов. К сожалению, указанный материал, явившийся основой поисков радиоактивных руд, может быть использован для сравнительной оценки радиоактивности отдельных типов горных пород в весьма ограниченном объеме. Это связано с различной спектральной чувствительностью применяемых радиометров (со счетчиками Гейгера — Мюллера, сцинтилляционными и другими детекторами) и несоответствием энергетического состава  $\gamma$ -излучения эталона первичным и вторичным излучениям образцов горных пород. В результате мощность гамма-излучения одних и тех же пород, выраженная и в имп/с, и в пА/кг, для разных счетчиков отличается в несколько раз. Даже для радиометров с однотипными счетчиками результаты измерения гамма-активности, выраженные в единицах мощности дозы излучения радиевого эталона, различаются в 1,5—2 раза.

В связи со сказанным для сравнительной характеристики радиоактивности горных пород лучше всего использовать методы непосредственного определения содержания отдельных радиоактивных элементов. Зная количество радиоактивных элементов в том или ином объеме горной породы, руды или минерала, можно рассчитать суммарную  $\alpha$ -,  $\beta$ - и  $\gamma$ -активность, используя соответствующие переводные коэффициенты. В частности, относительная мощность дозы интегрального  $\gamma$ -излучения может быть определена по формуле

$$I_{\gamma} = \gamma_U C_U + \gamma_{Th} C_{Th} + \gamma_K C_K, \quad (VII.5)$$



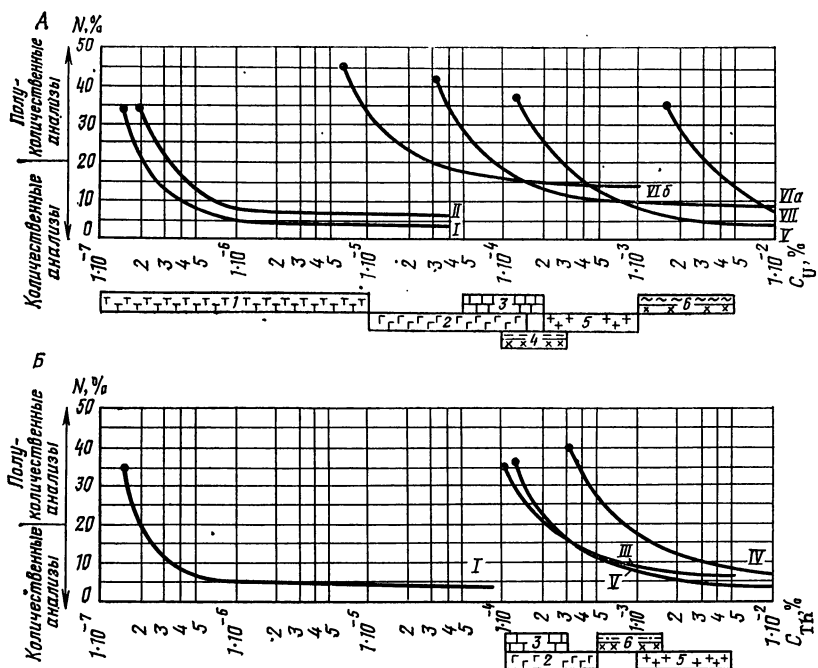


Рис. VII.3. Относительные погрешности определения содержания урана (А) и тория (Б) разными методами.

Методы: I — нейтронно-активационный, II — изотопное разбавление, III — колориметрический, IV — радиохимический, V — рентгеноспектральный, VI — люминесцентный (по методике Быковой — а, по методике ЦАЛ-2 — б), VII — химический; пределы содержания урана в породах: 1 — ультрабазитах, 2 — базитах, 3 — карбонатах, 4 — терригенных отложениях и диоритах, 5 — гранитах, 6 — углеродисто-глинистых отложениях, метасоматитах

где  $I_{\gamma}$  — суммарная гамма-активность в имп/с;  $\gamma_U$ ,  $\gamma_{Th}$ ,  $\gamma_K$  — коэффициенты концентрационной чувствительности (расчетные или экспериментально найденные) в пА/кг на единицу содержания;  $C_U$ ,  $C_{Th}$ ,  $C_K$  — содержание урана, тория в равновесии с продуктами их распада и калия.

Коэффициенты концентрационной чувствительности различны для разных типов счетчиков и обычно находятся экспериментальным путем (табл. VII.5).

Для определения содержания радиоактивных элементов в горных породах и построения карт изоконцентраций U (по Ra), Th и K наиболее широко применяется полевая гамма-спектрометрия (в воздушном, автомобильном, каротажном или пешеходном вариантах). В основе этого метода раздельного определения элементов лежит различие спектрального состава гамма-излучения уранового и ториевого семейств и калия (см. рис. VII.1).

Определение концентрации U (по Ra), Th и K производится по независимым измерениям интенсивности  $\gamma$ -излучения (скорости счета импульсов) в трех участках спектров, наиболее оптимальных для выбранных элементов [54].

В радиогеохимии для сравнительного анализа относительно низких содержаний урана и тория в горных породах и их рудных концентраций наиболее часто применяются лабораторные методы анализа (см. табл. VII.4), подробно описанные в отечественной и зарубежной литературе [84 и др.]. На рис. VII.3 показана зависимость точности определения элемента от его содержания, а также предельные пороги чувствительности количественных методов. На основе этих данных по чувствительности и точности все методы могут быть объединены в три группы:

1) ядерно-физические (нейтронно-активационные, изотопного разбавления, радиографические — по трекам индуцированного деления), обладающие наиболее высокими порогом чувствительности ( $n \cdot 10^{-8}$  —  $n \cdot 10^{-6}$  %) и погрешностью ( $\leq 3$  — 5 % относительных);

2) физико-химические и физические (люминесцентный, колориметрический, рентгеноспектральный, радиометрический) с несколько меньшими порогом чувствительности ( $n \cdot 10^{-5}$  —  $n \cdot 10^{-4}$  %) и точностью (5—15 % относительных);

3) химические с наименьшим порогом чувствительности ( $\geq n \cdot 10^{-3}$  —  $n \cdot 10^{-2}$  %).

Для изучения остаточных явлений радиоактивности наиболее широко используются методы изучения радиационных дефектов с помощью петрографических способов (плеохроничные ореолы), термолюминесценции и электронного парамагнитного резонанса, а также определение радиогенных продуктов распада гелия и изотопов свинца (масс-спектрометрическим или изотопно-спектральным анализом).

При допущении отсутствия миграции радиоактивных элементов и продуктов их распада и известном возрасте изучаемых объектов по остаточным явлениям и радиогенным изотопам свинца могут быть найдены первичные содержания урана и тория в минерале или горной породе в момент их формирования.

### § 32. ЕСТЕСТВЕННАЯ РАДИОАКТИВНОСТЬ И СОДЕРЖАНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛЬНОМ ВЕЩЕСТВЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Естественная радиоактивность верхней оболочки Земли обусловлена присутствием в слагающих ее горных породах и минералах большого количества неустойчивых (радиоактивных) изотопов различных легких и тяжелых элементов (табл. VII.6). По условиям возникновения и нахождения в земной коре естественные радиоактивные элементы могут быть разделены на четыре группы.

Первая группа — долгоживущие радиоактивные элементы (тяжелые), образовавшиеся в начальный (догеологический) этап развития планеты и являющиеся родоначальниками (см. рис. VII.2) трех естественных радиоактивных семейств — урана  $^{238}\text{U}$ , актиноурана  $^{235}\text{AcU}$ , тория  $^{232}\text{Th}$ . Содержание этих элементов в земной коре (при отсутствии дополнительных эпох нуклеосинтеза) постепенно уменьшается в соответствии с периодами их полураспада.

Вторая группа — короткоживущие радиоактивные элементы — дочерние продукты распада урана, актиноурана и тория, входящие в состав этих семейств. Присутствие в земной коре многочисленной группы этих элементов, являющихся основными  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучателями горных пород, полностью зависит от содержания родоначальников семейства. Избирательное отделение дочерних элементов (Io, Ra, Rn и др.) в результате каких-либо геохимических процессов (выщелачивания, эманирования и др.) приводит к их сравнительно быстрому (в геологическом понимании) исчезновению (распаду).

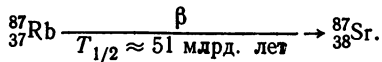
Третья группа — долгоживущие одиночные (легкие и тяжелые) радиоактивные изотопы ( $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{147}\text{Sm}$  и др.), не образующие семейств и возникшие в начальную (догеологическую) эпоху развития Земли. Их содержание в земной коре постепенно уменьшается со скоростью, определяющейся периодом полураспада изотопов.

Четвертая группа — радиоактивные изотопы (преимущественно легкие и короткоживущие  $^{14}\text{C}$ ), возникающие в атмосфере, гидросфере и литосфере земной коры в результате взаимодействия космических частиц с атомными ядрами вещества Земли.

Число радиоактивных элементов в догеологическую стадию развития Земли было, по-видимому, значительно большим, но многие радиоактивные изотопы с периодом полураспада  $3 \div 5 \cdot 10^8$  лет к настоящему времени полностью распались. Основная доля  $\alpha$ -,  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучения горных пород земной коры связана с радиоактивным распадом элементов трех радиоактивных семейств (U, AcU, Th и дочерних продуктов) и калия. Более 99 % радиогенного тепла, генерируемого в недрах планеты, также обусловлено этими элементами.

Значение других менее распространенных или менее радиоактивных изотопов ( $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{14}\text{C}$  и др.) в общем балансе радиоактивности незначительно. Распад ядер этих элементов используется главным образом для определения радиогеологи-

ческого возраста горных пород и минералов (рубидиево-стронциевый, углеродный методы и т. д.). Из числа второстепенных радиоактивных элементов наиболее хорошо изучены геохимические особенности рубидия, элемента с ярко выраженными литофильными свойствами и четко проявленным сходством по физико-химическим параметрам с калием, что объясняется близостью атомных, орбитальных и ионных радиусов этих элементов. В некоторых минералах (лейците, лепидолите) радиоактивность рубидия может быть соизмеримой с радиоактивностью калия, урана и тория и ее следует учитывать при изучении отдельных разновидностей минералов. Распад одного из двух нечетных изотопов  $^{87}_{37}\text{Rb}$  происходит по схеме



В большинстве же случаев в радиоактивности горных пород главными  $\alpha$ -,  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучателями являются калий, родоначальники трех радиоактивных семейств ( $^{238}_{92}\text{U}$ ,  $^{235}_{92}\text{U}$ ,  $^{232}_{90}\text{Th}$ ) и многочисленная группа элементов—продуктов их распада.

Радиоактивный изотоп  $^{40}_{19}\text{K}$  является  $\gamma$ - и  $\beta$ -излучателем, содержится в природном калии в очень небольшом количестве (около 0,01 %), имеет период полураспада  $T_{1/2} \approx 1,3 \cdot 10^9$  лет. Изотоп  $^{40}_{19}\text{K}$  способен распадаться с увеличением и уменьшением порядкового номера и образованием стабильных изотопов  $^{40}_{20}\text{Ca}$  и  $^{40}_{18}\text{Ar}$ . В силу относительно высокого содержания калия в большей части магматических, метаморфических и осадочных пород его вклад в общую естественную радиоактивность минеральных веществ соизмерим с вкладом урана и тория.

Сведения о содержании и распределении калия в минералах и горных породах могут быть заимствованы из геохимических публикаций, а также из многочисленных работ по минералогии, петрологии и петрохимии, из минералогических и геологических справочников. Поэтому здесь приведены лишь основные данные о концентрациях урана и тория в минеральном веществе.

Большая часть эмпирических данных по распределению урана и тория [84] относится к характеристике их содержания в минералах и горных породах различного состава и происхождения. По содержаниям урана и тория в отдельных типах горных пород (гранитах, базальтах и других) оценивались средние их количества в слоях земной коры и коре в целом [84]. Лишь в последние десятилетия в радиогеологии стали приводиться сведения о распределении урана и тория в геологических формациях и структурно-формационных комплексах. На основе обобщения и систематизации большого фактического материала ниже приведены материалы о содержании урана и тория в последовательном ряду природных объектов: минералах, горных породах, геологических формациях, слоях земной коры.

Среди большого разнообразия минералов земной коры в зависимости от уровня их радиоактивности можно выделить шесть групп (табл. VII.7).

Наиболее распространенные в литосфере породообразующие и акцессорные минералы главных типов магматических, метаморфических и осадочных пород по степени их радиоактивности объединяются в четыре группы:

- 1) слаборадиоактивные главные породообразующие, преимущественно силикатные минералы (кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, нефелин);
- 2) породообразующие, преимущественно меланократовые минералы с нормальной или слабо повышенной радиоактивностью (биотит, амфиболы, пироксены);
- 3) повышенно-радиоактивные главные (наиболее часто встречающиеся) акцессорные и рудные минералы (апатит, эвдиалит, флюорит, ильменит, магнетит и др.)
- 4) высокордиоактивные более редкие акцессорные минералы (сфен, ортит, монацит, циркон, лопарит и др.).

Сведения о среднем содержании урана и тория в минералах в пределах их колебаний приведены в табл. VII.7 и наглядно показаны на графиках (рис. VII.4 и VII.5).

Среди высокордиоактивных акцессориев выделяются минералы с низким (менее 1—2) торий-урановым отношением (циркон, цирколит, сфен, иттриевый ортит) и высоким — более 15—20 (алланит — ортит, монацит, торанит). По величине аб-

Радиоактивные элементы земной

Элемент	Химический индекс радиоактивного изотопа	Содержание изотопа в природной смеси элемента, %	Валентность	Кларк изотопа (%) элемента* в земной коре
Уран	$^{238}_{92}\text{U}$	99,37	IV, VI	$2,6 \cdot 10^{-4} \cdot 0,993$
Радий	$^{226}_{88}\text{Ra}$	—	II	—
Актиноуран	$^{235}_{92}\text{AU}$	0,73	IV, VI	$2,6 \cdot 10^{-4} \cdot 0,0073$
Торий	$^{232}_{90}\text{Th}$	100	VI	$11,3 \cdot 10^{-4}$
Калий	$^{40}_{19}\text{K}$	0,011	I	$2,5 \cdot 0,00012$
Рубидий	$^{87}_{37}\text{Rb}$	27,2	I	$0,009 \cdot 0,272$
Индий	$^{115}_{49}\text{In}$	95,72	III	$1 \cdot 10^{-5} \cdot 0,957$
Олово	$^{124}_{50}\text{Sn}$	6,11	IV	$2,2 \cdot 10^{-4} \cdot 0,061$
Лантан	$^{138}_{57}\text{La}$	0,089	III	$3 \cdot 10^{-8} \cdot 0,00089$
Самарий	$^{146}_{62}\text{Sm}$	14,97	III	$7 \cdot 10^{-4} \cdot 0,149$
Неодим	$^{150}_{60}\text{Nd}$	5,62	III	$3,2 \cdot 10^{-8} \cdot 0,056$
Лютеций	$^{176}_{71}\text{Lu}$	2,59	III	$6,5 \cdot 10^{-5} \cdot 0,025$
Рений	$^{187}_{75}\text{Re}$	66,93	IV	$7 \cdot 10^8 \cdot 0,629$ (?)
Радиоуглерод	$^{14}_6\text{C}$	—	—	—

\* Элементы литофильной группы.

\*\* Средневзвешенная энергия частиц и  $\gamma$ -квантов в группе.

## ры и константы их распада

Тип распада	Энергия частиц и $\gamma$ -квантов, кэВ	Конечный продукт распада	Период полураспада, лет	Постоянная распада, лет <sup>-1</sup>
$\alpha$ -распад	4180 4132	$^{206}_{82}\text{Pb}$	$4,49 \cdot 10^{-9}$	$1,53 \cdot 10^{-10}$
$\alpha$ -распад	4750 **	—	1622	$4,27 \cdot 10^{-4}$
$\alpha$ -распад	4372	$^{207}_{82}\text{Pb}$	$7,13 \cdot 10^8$	$9,722 \cdot 10^{-10}$
$\alpha$ -распад	3990 **	$^{208}_{82}\text{Pb}$	$1,40 \cdot 10^{10}$	$4,931 \cdot 10^{-11}$
$\beta$ -распад К-захват	$\gamma$ -1460 $\beta$ -1330	$^{40}_{20}\text{Ca}$ $^{40}_{18}\text{Ar}$	$1,47 \cdot 10^9$ $1,24 \cdot 10^{10}$	$4,72 \cdot 10^{-10}$ $0,557 \cdot 10^{-10}$
$\beta$ -распад	$\beta$ -274	$^{87}_{38}\text{Sr}$	$5 \cdot 10^{10}$ или $4,7 \cdot 10^{10}$	$1,39 \cdot 10^{-11}$ или $1,47 \cdot 10^{-11}$
$\beta$ -распад	—	$^{115}_{50}\text{Sn}$	$6,0 \cdot 10^{14}$	$1,15 \cdot 10^{-15}$
2 $\beta$ -распад (двойной)	—	$^{124}_{52}\text{Te}$	$2,4 \cdot 10^{17}$	$2,89 \cdot 10^{-18}$
$\beta$ -распад К-захват	1430	$^{138}_{58}\text{Ce}$ $^{138}_{56}\text{Ba}$	$1,1 \cdot 10^{11}$	$6,31 \cdot 10^{-12}$
$\alpha$ -распад $\beta$ -распад	—	$^{143}_{60}\text{Nd}$	$1,05 \cdot 10^{11}$	$6,6 \cdot 10^{-12}$
$\beta$ -распад	—	$^{150}_{61}\text{Pm}$	$1 \cdot 10^{16}$	$6,93 \cdot 10^{-17}$
$\beta$ -распад К-захват	89	$^{176}_{72}\text{Hf}$ $^{176}_{70}\text{Yb}$	$2,1 \cdot 10^{10}$	$3,31 \cdot 10^{-11}$
$\beta$ -распад	8	$^{187}_{76}\text{Os}$	$1,2 \cdot 10^{11}$	$1,61 \cdot 10^{-11}$
$\beta$ -распад	50 **	$^{14}_{7}\text{N}$	5568	$1,245 \cdot 10^{-4}$

Классификация гипогенных и гипергенных минералов по степени их радиоактивности

Группы минералов	Минералы	Уровень содержания, % по массе		$\frac{\text{Th}}{\text{U}}$	Кларк концентрации	
		U	Th		U	Th
Максимально радиоактивные (собственно урановые и ториевые минералы)	Гипогенные: уранинит, настуран, торянит и др.	56—85	20—40	$<0,01$ (урановые), 40—80 (ториевые)	$>10\,000$	$>10\,000$
	Гипергенные: отенит, торбернит, шрекингерит и др.	40—60	$<0,01$	$<0,001$	$>10\,000$	—
Высокордиоактивные (редкие акцессории felsических пород)	Цирколит, циркон, ториевый ортит	$400 \div 2000 \cdot 10^{-4}$	$400 \div 1\,000 \cdot 10^{-4}$	$<1$	100—1000	10—100
	Ортит, монацит	$600 \div 2000 \cdot 10^{-4}$	$10\,000 \div \div 30\,000 \cdot 10^{-4}$	$>10$	100—1000	100—1000
Повышенно-радиоактивные (наиболее распространенные акцессории)	Сфен, апатит, магнетит	$10 \div 100 \cdot 10^{-4}$	$30 \div 200 \cdot 10^{-4}$	2—5	5—30	2—15
Нормально радиоактивные (второстепенные породообразующие минералы)	Биотит, роговая обманка	$4 \div 8 \cdot 10^{-4}$	$8 \div 18 \cdot 10^{-4}$	1,5—2,3	2—3	1—2
Слабордиоактивные (главные минералы felsических пород)	Кварц, калиевый полевой шпат, кислые плагиоклазы	$1 \div 3 \cdot 10^{-4}$	$2 \div 8 \cdot 10^{-4}$	1,8—4,5	0,5—1	0,2—0,5
Низкордиоактивные (минералы felsических пород)	Пироксен, основные плагиоклазы	$\leq 0,1 \div 1,0 \cdot 10^{-4}$	$\leq 0,1 \div 1,0 \cdot 10^{-4}$	2—5	$<0,2$	$<0,2$

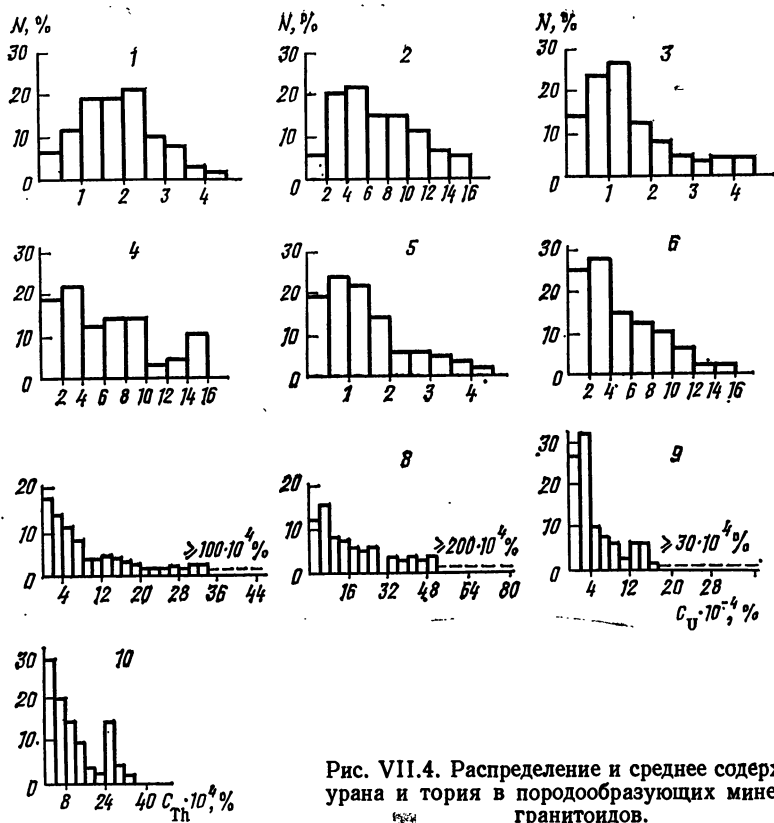


Рис. VII.4. Распределение и среднее содержание урана и тория в породообразующих минералах гранитоидов.

$N$  — число анализов;  $C_{ср}$  — среднее содержание элемента (U, Th); 1 и 2 — кварц; 3 и 4 — плагиоклаз; 5 и 6 — калиевый полевой шпат; 7 и 8 — биотит; 9 и 10 — амфибол.  
 1 —  $N = 88$ ,  $C_{ср} = 1,8 \cdot 10^{-4} \%$ ; 2 —  $N = 48$ ,  $C_{ср} = 3,2 \cdot 10^{-4} \%$ ; 3 —  $N = 78$ ,  $C_{ср} = 1,2 \times 10^{-4} \%$ ; 4 —  $N = 43$ ,  $C_{ср} = 5,4 \cdot 10^{-4} \%$ ; 5 —  $N = 81$ ,  $C_{ср} = 1,1 \cdot 10^{-4} \%$ ; 6 —  $N = 53$ ,  $C_{ср} = 3,6 \cdot 10^{-4} \%$ ; 7 —  $N = 81$ ,  $C_{ср} = (6,1 \oplus 20) 10^{-4} \%$ ; 8 —  $N = 25$ ,  $C_{ср} = (11 \oplus 52) \times 10^{-4} \%$ ; 9 —  $N = 52$ ,  $C_{ср} = 5 \cdot 10^{-4} \%$ ; 10 —  $N = 36$ ,  $C_{ср} = 11,1 \cdot 10^{-4} \%$

абсолютного содержания урана и тория в минералах интрузивных пород можно выделить минеральные ряды с возрастающей радиоактивностью:  
 граниты  $Q \rightarrow Or \rightarrow Pl \rightarrow Hl \rightarrow Bi \rightarrow Py \rightarrow Mg \rightarrow Fl \rightarrow Ap \rightarrow Ep \rightarrow Ti (?) \rightarrow Sph \rightarrow Zr \rightarrow Orf \rightarrow Mz$ ;  
 нефелиновые сиениты  $Nef \rightarrow Or \rightarrow Eg \rightarrow Art \rightarrow Bt \rightarrow Ti \rightarrow Evd \rightarrow Ap \rightarrow Zr$ ;  
 габброиды  $Py \rightarrow Hb \rightarrow Pl \rightarrow Ol \rightarrow Mt \rightarrow Bt \rightarrow Ti \rightarrow Ap \rightarrow Zr$ .

В высокорadioактивных наиболее редких акцессорных минералах (ортите, монаците и др.) уран и торий, по мнению большинства исследователей, присутствуют главным образом в виде изоморфной примеси, замещающей элементы с близким ионным радиусом (редкоземельные элементы, иттрий, цирконий и др.). При этом уран изоморфно замещает преимущественно цирконий (циркон, циртолит) и иттрий (сфен, иттриевый ортит), в то время как торий в черневых ортитах и монацитах изоморфно замещает четырехвалентный церий.

Различие в свойствах ионов  $U^{4+}$  и  $Th^{4+}$  приводит к существенному разделению урана и тория в высокорadioактивных акцессорных минералах, что, по-видимому, определяет присутствие в складчатых областях интрузивных образований с резко меняющимся торий-урановым отношением.

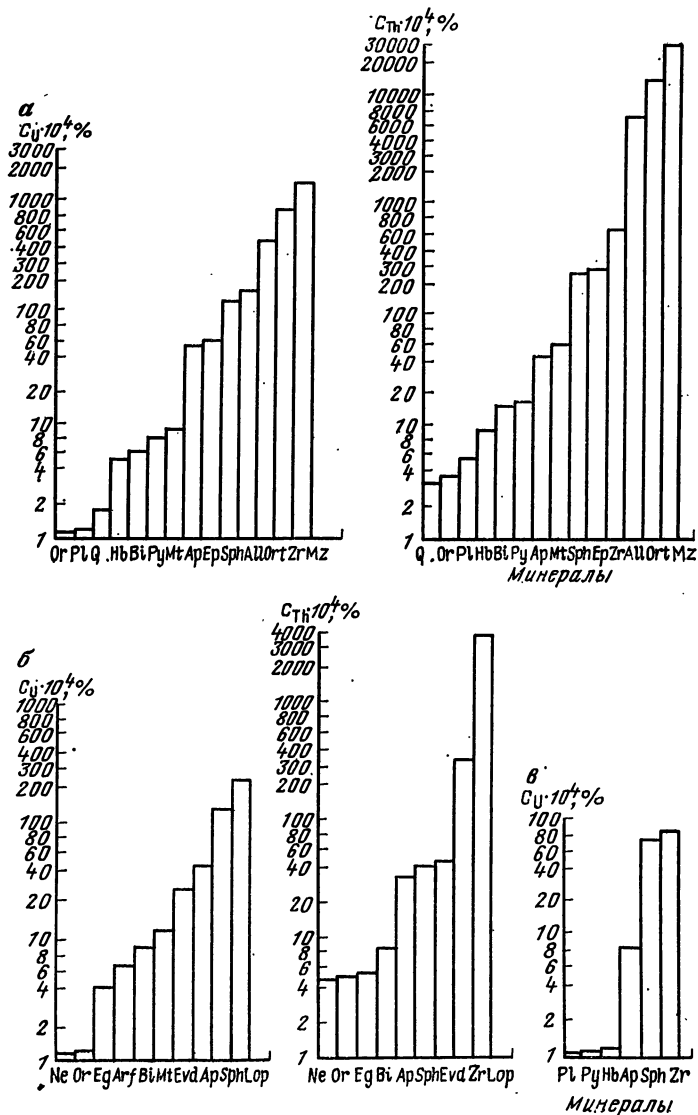


Рис. VII.5. Уровни содержания урана и тория в породообразующих и акцессорных минералах гранитоидов (а), нефелиновых сиенитов (б) и габброидов (в)

Наряду с изоморфизмом в отдельных минералах не меньшую роль в геохимическом балансе урана и тория играет механический захват элементов, наиболее характерный для породообразующих и основных акцессорных минералов (магнетита, гематита, апатита).

Кроме отмеченных форм нахождения элементов в наиболее радиоактивных гранитоидах ( $C_U > 5 \div 10 \cdot 10^{-4} \%$ ,  $C_{Th} > 40 \div 50 \cdot 10^{-4} \%$ ) с низким содержанием редких земель и циркония устанавливаются собственно ториевые минералы (торианит, торит), встречаются также субмикроскопические урановые и урано-ториевые



выделения неизвестного состава и скопления урана, реже тория, по трещинам и в виде каемок, обрамляющих темноцветные минералы, в том числе биотит. Подобные формы нахождения элементов следует отнести к избыточным, не связанным с главными компонентами пород и акцессориями.

В отличие от глубинных условий в приповерхностной обстановке при резко ограниченном времени застывания пород возможности длительной миграции урана и тория, а следовательно, концентрация их атомов в одних минералах и деконцентрация в других резко ограничены. В связи с этим компоненты эффузивных пород (основная масса, вкрапленники) обладают более однородным содержанием радиоактивных элементов. Наиболее равномерное распределение урана (на основе изучения треков индуцированного деления) и, по-видимому, тория характерно для вулканических стекол. Образующиеся при интрателлурической кристаллизации вкрапленники кварца, полевого шпата, плагиоклаза и даже темноцветных минералов (биотита) обеднены ураном и торием по отношению к основной массе.

В целом на минеральном уровне отсутствует четкая зависимость содержания урана и тория от химического состава минералов, и в том числе от содержания кремнезема, калия и кислорода. Во многих типах пород минимальные количества урана и тория фиксируются в минералах с максимальным содержанием кремния и щелочей (в кварце и полевых шпатах), а более высокие — в магнетите, апатите, флюорите, пирите. Следует отметить максимальный диапазон колебаний радиоактивных элементов в минералах (от  $n \cdot 10^{-2} \%$  — оливины, гранаты, до  $n \cdot 10\%$  — монациты, урановые и ториевые минералы).

В отличие от минералов в горных породах содержание урана и тория проявляет большую зависимость от вещественного (прежде всего химического) состава. Среди осадочных пород по радиоактивным свойствам выделяются пять групп: терригенные, кремнистые, карбонатные и соленосные отложения и каустобиолиты (рис. VII,6, табл. VII.8).

Наиболее высокое содержание урана и тория (близкое к кларку) характерно для терригенных осадков: конгломератов, песчаников, глинистых сланцев. В терригенных осадках, формирующихся в различных геоструктурных зонах земной коры, обнаруживается зависимость содержания урана и в меньшей степени тория от гранулометрического состава пород, выраженная в постепенном увеличении содержания урана в ряду конгломераты — песчаники — алевролиты — аргиллиты.

Осадочные отложения, первично обогащенные радиоактивными элементами, включают два резко различающихся радиогеохимических типа пород:

1) существенно ториеносные и ураноносно-ториеносные грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники) элювиальных, прибрежно-морских и иных фаций;

2) существенно ураноносные, обогащенные фосфором или органикой породы разнообразного состава (известняки, сланцы, песчаники), формирующиеся в различных фациальных обстановках морских бассейнов.

Среди метаморфических пород, слагающих области докембрийской складчатости, срединные массивы и геоантиклинальные поднятия, по содержанию урана и тория выделяются две группы образований: слабо радиоактивные (мафические силикатные породы — амфиболиты, амфиболитовые сланцы, аподиабазы и др., кварциты и карбонаты — мраморы, кальцифиры) и породы с нормальной или слабо повышенной радиоактивностью (фельсические гнейсы, кристаллические сланцы,

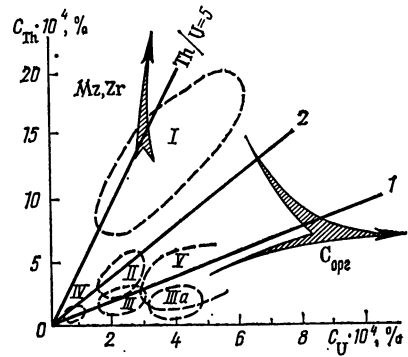


Рис. VII.6. Уровни содержания урана и тория в осадочных отложениях земной коры.

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 высоко радиоактивными акцессориями (монацитом — Mz, цирконом — Zr и др.)

Содержание урана, тория и калия (в %) в осадочных

Группы пород	Порода	Платформенные области			Подвижные		
					Многосинклинали		
		U · 10 <sup>4</sup>	Th · 10 <sup>4</sup>	Th/U	U · 10 <sup>4</sup>	Th · 10 <sup>4</sup>	Th/U
Терригенные (песчано-глинистые)	Конгломерат	2,7	—	—	2,1	7,0	3,3
	Песчаник, алевролит	2,5	8,0	3,2	2,7	9,0	3,3
	Аргиллит, глинистый сланец, глина	3,3	11,6	3,6	4,0	8,0	2,0
Кремнистые	Кварцевый конгломерат	—	—	—	—	—	—
	Кремнистый сланец, кварцит	—	—	—	2,0	2,5	1,2
Карбонатные	Глинисто-кремнистый сланец	—	—	—	2,8	6,2	2,2
	Известняк	1,7	1,8	1,1	1,5	0,7	0,5
	Мергель	1,2	3,0	2,5	2,8	2,0	0,7
	Доломит	2,2	2,6	1,2	—	—	—
Соленосные	Битуминозный известняк	—	—	—	—	—	—
	Гипс, ангидрит	1,3	0,7	0,5	—	—	—
Каустобиолиты	Каменная соль	0,9	1,0	1,1	—	—	—
	Каменный уголь	3,1	4,6	1,5	—	—	—
	Торф	2,0—5,0	5,2	1,8	—	—	—
	Горючий сланец	≤100—200	10—15	<0,5	—	—	—

порфиroidы, метаморфизованные песчаники). Разница в радиоактивных свойствах этих групп пород хорошо увязывается с различием их первичного химического состава. Характерной особенностью продуктов метаморфизма второй радиогеохимической группы является избыточное содержание SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O. В фельсических гнейсах и кристаллических сланцах наряду с составом петрогенных элементов важным фактором, определяющим уровень содержания радиоактивных элементов, является степень метаморфизма породы — структурные особенности минеральных парагенезисов, возникающих в различных термодинамических обстановках.

Закономерное уменьшение содержания урана и тория в гнейсах и кристаллических сланцах с увеличением степени их метаморфизма отчетливо фиксируется как по средним концентрациям элементов в метаморфических породах щитов и массивов (табл. VII.9, рис. VII.7), так и по содержанию в отдельных толщах, метаморфизованных от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации.

Содержание урана и тория в метаморфических породах, образующихся за счет метаморфизма вулканитов основного состава, является повсеместно низким и не зависит от фаций метаморфизма.

В целом в метаморфических породах — продуктах регионального динамотермального и контактового метаморфизма содержание урана и тория различно лишь для образований, метаморфизованных в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В продуктах более высоких ступеней метаморфизма (гранулитовые фации) содержание радиоактивных элементов практически выравнивается во всех типах пород. Процессы ультраметаморфизма и метасоматоза приводят к увеличению содержания урана и тория. При этом среди продуктов ульт-

## отложениях континентальной части земной коры

области			Постороженные впадины			Краевые прогибы			Среднее для континента			
Эвгеосинклинали									U. 10*	Th. 10*	Th/U	U. 10*
U. 10*	Th. 10*	Th/U										
—	—	—	2,4	11,0	4,6	—	—	—	1,5	2,4	9,0	3,7
1,6	4,5	2,8	2,3	10,7	4,2	3,9	13,8	3,5	1,7	2,9	10,4	3,6
—	—	—	4,0	9,6	2,4	4,7	17,3	3,7	2,7	4,0	11,5	2,9
—	—	—	—	—	—	6,3	31,0	5,0	1,2	6,3	31,0	5—10
1,5	2,0	1,3	—	—	—	—	—	—	0,3	1,7	2,2	1,2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1	2,8	6,2	2,2
—	—	—	1,4	1,8	1,3	1,8	2,3	1,3	0,3	1,6	1,8	1,1
—	—	—	2,8	2,0	0,7	3,5	—	—	0,8	2,8	2,5	0,9
—	—	—	—	—	—	5,2	3,0	0,6	0,4	3,7	2,8	0,8
—	—	—	—	—	—	7,8	11,9	1,5	0,3	7,8	11,9	1,5
—	—	—	—	—	—	0,8	1,4	1,8	0,02	1,0	1,0	1,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	n— 10n	0,9	1,0	1,1
—	—	—	—	—	—	3,7	4,9	1,3	0,1	3,4	4,8	1,4
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	3—4	—	—	—

траметаморфизма и метасоматоза выделяются образования с резко пониженным (<1) и аномально высоким (>10—20) торий-урановым отношением.

Радиоактивность магматических пород изучена наиболее детально. Для изверженных образований известково-щелочной серии характерной особенностью является постепенное возрастание содержания урана и тория в ряду ультраосновные — основные — средние — кислые породы, пропорциональное росту кремнезема и калия. При этом количество урана и тория в отдельных группах (типах) изверженных пород различается практически на порядок (см. табл. VII.10, рис. VII.8). Среди магматических образований известково-щелочной серии повышенное содержание урана и тория, превышающее кларк, и наличие избыточных форм элементов характерно лишь для кислых пород (гранитов и липаритов). Наиболее сложным является распределение урана и тория в гранитоидных породах (рис. VII.9), среди которых Л. В. Комлевым еще в пятидесятых годах выделено несколько радиогеохимических типов. Главные из них:

1) нормально радиоактивные граниты с близким к кларку содержанием урана и тория и средним торий-урановым отношением (2,5—4,5);

2) повышено-радиоактивные граниты при пониженном содержании урана (Th/U ≥ 6÷10). Подобного рода граниты часто приурочены к метаморфическим выступам, сложенным породами карбонатного состава;

3) высокордиоактивные лейкократовые граниты редкометалльного типа с повышенным содержанием урана, тория, бериллия, молибдена, вольфрама; торий-урановое отношение варьирует в широких пределах. Наиболее распространены лейкократовые граниты с повышенным торий-урановым отношением (5—10);

Т а б л и ц а VII.9

Содержание радиоактивных элементов (в %) в магматических и метаморфических породах

Породы		K	U · 10 <sup>4</sup>	Th · 10 <sup>4</sup>	Th/U	
<b>Магматические</b>						
Интрузивные	Известково-щелочная серия	Ультраосновные (дунит, пироксенит и др.)	0,15	0,03	0,08	2,7
		Основные (габбро, диабаз и др.)	0,7	0,6	1,8	3,0
		Средние (диорит, кварцевый диорит)	1,8	1,8	6,0	3,3
		Гранодиорит	2,3	2,1	8,3	4,0
		Плагιοгранит	2,5	2,7	9,6	4,0
		Биотитовый гранит	3,4	4,0	15,0	3,7
		Лейкократовый аляскитовый гранит	4,0	7,0	40,0	5,6
		Щелочная серия	Мельтейгит, меймечит, ийолит	1,8	2,6	9,8
	Кимберлит (не алмазоносный)		—	2,6	8,8	3,4
	Кимберлит (алмазоносный)		—	3,2	16,3	5,1
	Сиенит		3,8	—	—	—
	Миаскитовый нефелиновый сиенит		4,5	4,1	7,2	1,8
	Агапайтовый нефелиновый сиенит		5,0	10,3	28,3	2,8
	Эффузивные	Трахит, трахилипарит	2,6	2,4	8,0	3,3
Трахит, трахилипарит		4,8	3—8	30—50	От 4 до 10	
Базальт, диабаз		1,0	0,7	2,3	3,2	
Андезит, андезитовый порфирит		1,7	1,2	4,0	3,3	
Дацит, дацитовый порфирит		2,3	2,5	10,0	4,0	
Липарит, кварцевый порфир		3,7	4,7	19,0	4,0	
<b>Метаморфические и ультраметаморфические</b>						
Метаморфические — граунитовой и эклогитовой фации	Эклогит	0,8	0,2	0,4	2,0	
	Амфиболит	0,6	0,7	1,8	2,6	
	Аподиабазовый порфирит	0,8	0,9	2,7	3,0	
	Магнезиально-силикатный сланец	0,8	1,2	4,0	3,3	
	Гиперстеновый гнейс	1,6	0,6	2,1	3,5	
	Плагноклазовый мигматит, чарнокит	1,7	0,8	2,3	2,9	
	Силлиманит-кордиеритовый гнейс и сланец	2,6	1,3	4,2	3,2	
	Амфиболит	0,8	1,0	4,0	4,0	

Породы		K	U · 10 <sup>4</sup>	Th · 10 <sup>4</sup>	Th/U
Метаморфические — амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций	Мрамор, мраморизованный известняк	0,2	1,1	2,2	2,0
	Кварцит	0,6	0,8	3,1	3,9
	Метаморфизованный песчаник	2,5	2,7	9,2	3,4
	Кристаллический сланец	3,1	2,6	10,0	3,8
	Полевошпатовый гнейс	3,4	3,5	15,0	4,3
	Мигматит, гранитогнейс	3,6	3,2	16,1	5,0

4) высокорadioактивные существенно ториеносные аляскитовые граниты (Th/U > 10);

5) слаборadioактивные граниты (гранодиориты, плагнограниты), богатые кальцием и натрием и бедные ураном и торием (Th/U < 2-3). В настоящее время среди слаборadioактивных плагногранитов установлены разности с повышенным торий-урановым отношением (>5) — гранодиориты и плагнограниты;

6) высокорadioактивные лейкократовые граниты эвгеосинклинальных (?) зон с пониженным торий-урановым отношением (1-2).

Наиболее резкая разница в radioактивности намечается между богатыми кальцием гранитами — плагногранитами ( $U \leq 1,5 \div 3,1 \cdot 10^{-4} \%$ ,  $Th \leq 5 \div 15 \cdot 10^{-4} \%$ ) и бедными кальцием с высоким содержанием калия ( $U \geq 4 \div 10 \cdot 10^{-4} \%$ ,  $Th \geq 20 \div 50 \cdot 10^{-4} \%$ ).

В вулканогенных породах известково-щелочной серии тенденция роста radioактивности с увеличением кислотности пород проявляется еще отчетливее. Это связано с более устойчивым содержанием урана в однотипных по составу вулканогенных породах. Следует отметить повышенное содержание урана и тория и несколько пониженное торий-урановое отношение в вулканических стеклах по сравнению с раскристаллизованными разностями вулканитов. Для отдельных слабо дифференцированных блоков континентальной части земной коры (Камчатка, Курилы) и океанических впадин типично пониженное содержание урана и тория и низкое торий-урановое отношение ( $\leq 1-2$ ) в изверженных породах разного состава: базальтах, андезитах, дацитах.

Магматические образования (интрузивные и эффузивные) с повышенной щелочностью характеризуются более высокой radioактивностью по сравнению с близкими по кислотности породами известково-щелочной серии (см. табл. VII.9), что отмечается как

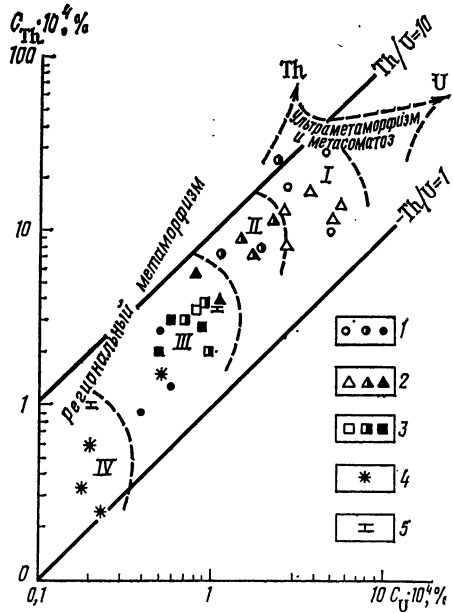


Рис. VII.7. Содержание урана и тория в метаморфических породах.

Фации метаморфизма: I — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая, II — амфиболитовая, III — гранулитовая, IV — эклогитовая. Породы: 1 — гнейсы, 2 — кристаллические сланцы, 3 — амфиболиты, 4 — эклогиты, 5 — метаморфизованные карбонаты

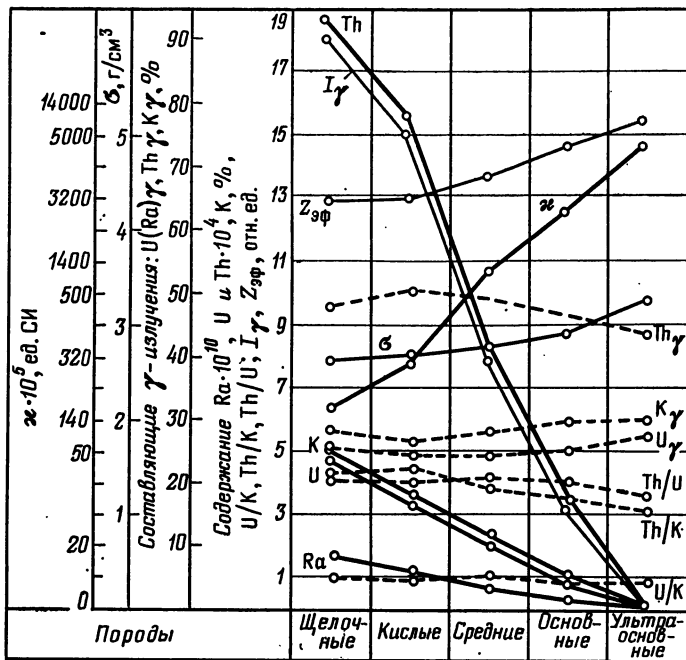


Рис. VII.8. Физические свойства магматических пород земной коры

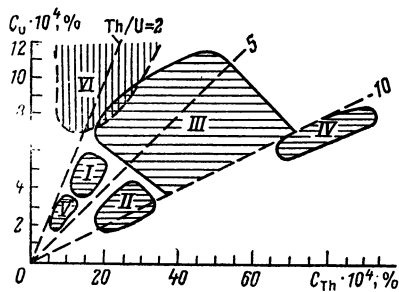


Рис. VII.9. Главнейшие радиогеохимические типы гранитов.

*I* — нормально радиоактивные граниты,  $Th/U \approx 2,5 + 4,5$ ; *II* — повышенно радиоактивные граниты,  $Th/U \approx 6 + 10$ ; *III* — высокордиоактивные редкометалльные граниты,  $Th/U \approx 5 + 10$ ; *IV* — высокордиоактивные ториеносные граниты,  $Th/U > 10$ ; *V* — слабордиоактивные плагиограниты,  $Th/U \approx 2 + 5$  (по Л. В. Комлеву); *VI* — высокордиоактивные существенно ураноносные,  $Th/U \approx 1 + 2$  граниты эвгеосинклинальных (?) зон

в ультраосновных щелочных породах (меймечитах, мельтейгитах и др.), так и в кислых (трахитах, трахилипаритах и др.).

В щелочных породах нет прямой корреляционной зависимости между содержанием урана и тория, с одной стороны, и калия — с другой. Из петрогенных компонентов наиболее четкая связь радиоактивности фиксируется с коэффициентом аплитности. Как правило, миаскитовые нефелиновые сyenиты отличаются от аплитов меньшим содержанием урана и особенно тория.

Среди магматических пород намечается несколько типов, содержание урана в которых выше критического уровня ( $\approx 4,5 + 5,0 \cdot 10^{-4} \%$ ), до которого сохраняется прямая пропорциональная зависимость содержания элемента от петрогенных компонентов ( $SiO_2$ ,  $K_2O$  и т. д.). В породах подобного рода фиксируется, как правило, высокое содержание легкоизвлекаемого урана, наличие свободных форм элемента (вне кристаллических структур породообразующих и аксессуарных минералов).

В литературе [84] приведены достаточно полные данные о радиоактивности (или содержании урана и тория) геологических формаций (преимущественно осадочных и магматических) и структурно-формационных комплексов.

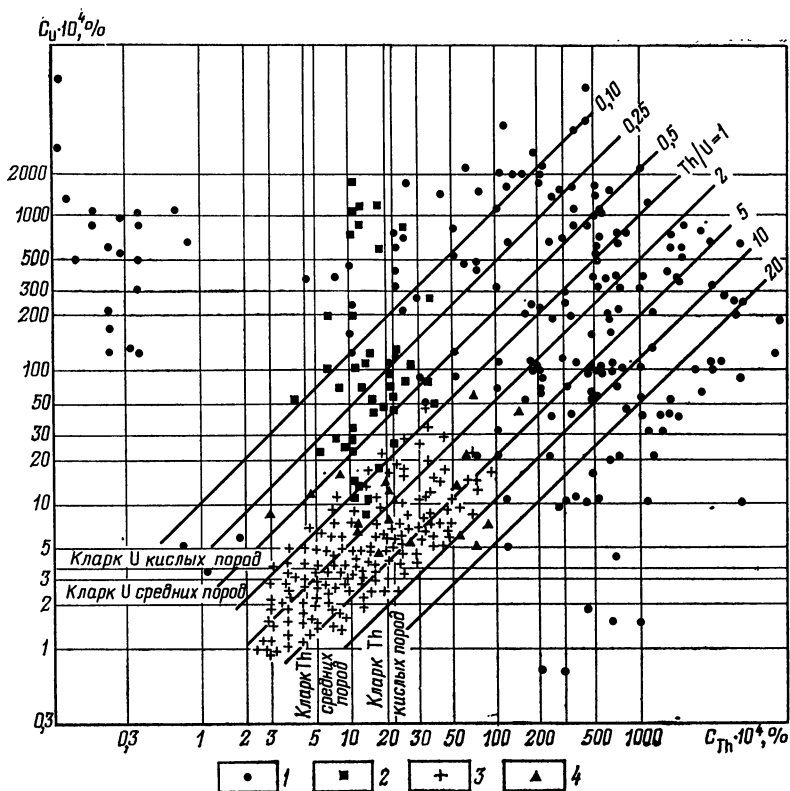
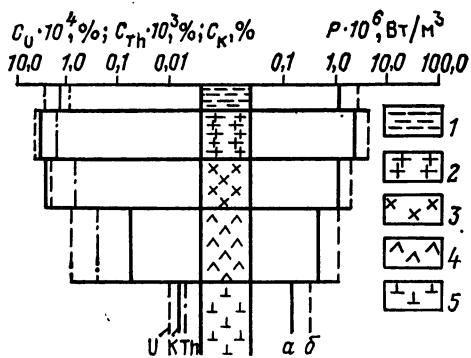


Рис. VII.10. Содержание урана и тория в рудных телах (1), солевых ореолах (2), изверженных породах (3) и зонах околорудных изменений (4)

Рис. VII.11. Вертикальная радиогеохимическая зональность земной коры (содержание урана, тория и калия в отдельных слоях) и генерация радиогенного тепла  $P$  в современный период (а) и 2 млрд. лет назад (б).

Слои земной коры: 1 — осадочный, 2 — гранитно-метаморфический, 3 — диорито-андезитовый, 4 — базальтовый, б — верхняя мантия



Самой характерной радиогеохимической особенностью геологических формаций подвижных поясов земной коры является более высокое содержание урана и тория в терригенных, глинистых и других формациях ( $n \cdot 10^{-4} \% - n \cdot 10^{-3} \%$ ) миогеосинклинальных зон по сравнению с аналогичными формациями эвгеосинклиналей. Для магматических формаций следует отметить более высокое содержание урана и тория в образованиях постинверсионных стадий развития по сравнению с геосинклинальными вулканитами при близкой основности пород.

Методы ядерной геофизики, использующие

Метод, модификация	Вариант	Индекс	Физические процессы, лежащие в основе метода	Условия измерений
<b>Г а м м а -</b>				
Гамма-метод: прохождение $\gamma$ -лучей через слой	Лаб., пол.	ГГМ-К, ГГМ-П и др.	Комptonовское рассеяние и фотоэлектрическое поглощение, поглощение $\gamma$ -квантов без потерь энергии (эффект Мессбауэра)	В порошковых пробах и в естественном залегании
диффузное отражение $\gamma$ -лучей от слоя		ГГМ-Ф	Комptonовское рассеяние, фотоэлектрическое поглощение	
отражение (обратное рассеяние)		ГГМ-И	Фотоэлектрическое поглощение	
Гамма-рентгеновский (рентгено-радиометрический)	Лаб., пол.	РРМ	Возбуждение характеристического рентгеновского излучения	Отражение $\gamma$ -излучения от тонкого слоя
Гамма-электронный (эмиссионный)	Лаб.	ГЭМ	Эмиссия фотоэлектронов с исследуемой поверхности	Отражение $\gamma$ -излучения от тонкого слоя
Гамма-нейтронный (фотонейтронный)	Лаб., пол.	ГНМ, ФНМ	Фотоядерные реакции ( $\gamma, n$ )	Отражение $\gamma$ -излучения от слоя и прохождение через него
Ядерный гамма-резонансный	Лаб., пол.	ЯГР	Ядерное резонансное рассеяние $\gamma$ -квантов	Рассеяние $\gamma$ -лучей
<b>Н е й т р о н н</b>				
Нейтронно-абсорбционный	Лаб., пол.	ННМТ	Замедление и захват нейтронов ядрами элементов	В естественном залегании и в порошковых пробах
Нейтронно-активационный	Лаб., пол.	НА	Распад искусственно радиоактивных изотопов, образовавшихся в результате захвата нейтронов ядрами элементов	Облучение порошковых проб



## искусственную радиоактивность [54]

Область применения	Определяемые элементы	Порог чувствительности, %	Глубина, см	Применяемые искусственные источники излучения
--------------------	-----------------------	---------------------------	-------------	---

## методы

Определение плотности горных пород и руд, определение содержания элементов	Pb, Hg, W, Sn, Ba и др. ( $Z > 29$ )	$n \cdot 10^{-2}$ — $n \cdot 10^{-3}$	$n - n \cdot 10$	$^{60}_{27}\text{Co}$ , $^{137}_{55}\text{Cs}$ , $^{75}_{34}\text{Se}$
			$n \cdot 10$	
	Fe, Mn и др.	$n \cdot 10^{-1}$	3—5	$^{75}_{34}\text{Se}$ , $^{170}_{89}\text{Tm}$
Определение содержания элементов	$Z > 30 \div 40$	$n \cdot 10^{-1}$ — $n \cdot 10^{-2}$	0,1— $n$	$^{75}_{34}\text{Se}$ , $^{170}_{89}\text{Tm}$
Определение суммарного содержания тяжелых элементов в рудах	Pb, Hg, Sb и др.	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 0,1$	$^{75}_{34}\text{Se}$ , $^{170}_{89}\text{Tm}$
Определение содержания бериллия	Be	$n \cdot 10^{-2}$ — $n \cdot 10^{-4}$	10—20	$^{124}_{51}\text{Sb}$
Определение содержания олова и железа в рудах	Sn, Fe	$n \cdot 10^{-2}$ — $n \cdot 10^{-3}$	10—20	

## ые методы

Выделение рудных зон, оценка содержания элементов, литологическое расчленение пород	B, Cd, Fe и др.	$n \cdot 10^{-2}$ — $n \cdot 10^{-3}$	20—30	Полониево-бериллиевые
Определение содержания элементов: F ( $n, \alpha$ ); Al ( $n, \gamma$ ); Co ( $n, \gamma$ ); Au ( $n, \gamma$ ) и др.	Большая часть химических элементов	$n \cdot 10^{-1}$ — $n \cdot 10^{-4}$ — ампульные источники, $n \cdot 10^{-2}$ — нейтронные размножители, $n \cdot 10^{-2}$ — $n \cdot 10^{-3}$ — ядерные реакторы	15—20	Ядерные реакторы [ $10^{11}$ — $10^{14}$ нейтр./( $\text{см}^3 \cdot \text{с}$ )], генераторы [ $10^8$ нейтр./( $\text{см}^3 \cdot \text{с}$ )], ампульные полониево-бериллиевые [ $10^4$ — $10^5$ нейтр./( $\text{см}^3 \cdot \text{с}$ )]

Метод, модификация	Вариант	Индекс	Физические процессы, лежащие в основе метода	Условия измерений
Нейтронный гамма-метод	Пол.	НГМ	Радиационный захват нейтронов ядрами элементов	Преимущественно в скважинах

П р и м е ч а н и е. Лаб. — лабораторный метод, пол. — полевой метод.

В целом на формационном уровне организации вещества еще более четко проявляется прямая пропорциональная связь между содержанием урана и тория и главными петрогенными компонентами:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  — в магматических формациях;  $\text{SiO}_2$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  — в осадочных;  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и летучие компоненты — в метаморфических. С максимальной интенсивностью эта связь фиксируется в слоях земной коры.

Следует отметить значительно меньший диапазон колебаний среднего содержания элементов в геологических формациях по сравнению с минералами и горными породами. В минеральном веществе разных уровней организации от минералов к земным оболочкам постепенно сужается диапазон радиоактивности и усиливается связь радиоактивных элементов с главными петрогенными компонентами.

Несмотря на существенные колебания радиоактивности горных пород и минералов, содержание урана и тория в радиоактивных рудах, зонах околорудных изменений и ореолах рассеяния значительно выше, чем в безрудных образованиях (рис. VII.10). Это позволяет широко использовать радиометрические методы и процессы естественной радиоактивности для поисков и прогнозирования урановых и ториевых руд.

Среднее содержание урана и тория в земной коре (кларки элементов) оценивается исследователями по-разному. Однако эти оценки, которые даются часто без каких-либо оговорок, не могут рассматриваться как достоверные из-за практически полного отсутствия сведений по океаническим впадинам. На основе планомерных площадных радиогеохимических исследований в пределах континентальной части земной коры можно выделить два типа геохимических блоков (интенсивно дифференцированные и слабо дифференцированные). При существенной разнице средних содержаний радиоактивных элементов горных пород (см. табл. VII.2, различие для гранитно-метаморфического слоя) для тех и других блоков характерно значительное уменьшение радиоактивности нижних горизонтов земной коры и подкорковых зон (рис. VII.11). С учетом различия в степени геохимической дифференциации и эродированности отдельных блоков земной коры среднее содержание в них урана, тория и калия существенно различно: в глубоко эродированных и слабо дифференцированных блоках урана  $1,5 \cdot 10^{-4} \%$ , тория  $5,1 \cdot 10^{-4} \%$ , калия  $1,4 \%$ ; в дифференцированных литофильных блоках соответственно  $2,7 \cdot 10^{-4}$ ,  $9,8 \cdot 10^{-4}$ ,  $2,3 \%$ .

Исходя из данных по континентальной части земной коры, в качестве наиболее оптимальных оценок кларков могут быть значения  $\text{U} = 2,1 \cdot 10^{-4} \%$ ,  $\text{Th} = 7,0 \times 10^{-4} \%$ ,  $\text{K} = 1,8 \%$ , которые в силу чрезвычайной скудности сведений о радиоактивности ложа океанов не являются окончательными и вполне достоверными.

Кроме радиоактивности, связанной с естественными радиоактивными преимущественно литофильными элементами земной коры, существенный вклад в общую радиацию около поверхности Земли вносит космическая составляющая. Космическое излучение, достигающее верхних слоев атмосферы, состоит из высокоэнергетических ( $10^3$ — $10^4$  МэВ) заряженных частиц — протонов (86,4 %),  $\alpha$ -частиц (12,3 %), ядер более тяжелых элементов (1,3 %) — и имеет плотность от 0,02 (экватор) до 1,0 част./ $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$  (полюс),

Область применения	Определяемые элементы	Порог чувствительности, %	Глубинность, см	Применяемые искусственные источники излучения
Выделение рудных зон, определение влажности, литологическое расчленение пород, оценка содержания элементов	B, Ni, Fe, Mn и др.	$n \cdot 10^{-1}$ — $n \cdot 10^{-2}$	10—20	Полониево-бериллиевые

Значительно большая плотность потоков космических частиц [до  $n \times 10^4$  част./( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ )] установлена в пределах радиационных поясов Земли. Поверхности Земли достигает в основном вторичное излучение, обусловленное взаимодействием высокоэнергетических частиц и атомов атмосферы. Вторичное излучение включает мягкую (электроны, позитроны, фотоны) и жесткую компоненты. Жесткая составляющая обладает высокой проникающей способностью (до 3 км), что позволило использовать космическое излучение для просвечивания горных пород.

Наряду с  $\alpha$ -,  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучением у поверхности Земли фиксируется поток нейтронов, среди которых имеются нейтроны, возникающие за счет взаимодействия космических лучей [плотность около  $1 \div 2 \cdot 10^{-3}$  нейтр./( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ )], и нейтроны земного происхождения. Последние имеют различную плотность в зависимости от радиоактивности пород — от  $n \cdot 10^{-5}$  нейтр./( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ) в слабо радиоактивных образованиях — песчаниках, диоритах, известняках до  $n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-2}$  нейтр./( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ) в урановых рудах.

### § 33. ИСКУССТВЕННАЯ РАДИОАКТИВНОСТЬ, ИСПОЛЬЗУЕМАЯ В ЯДЕРНОЙ ГЕОФИЗИКЕ

Ядерно-физические методы (полевые и лабораторные), использующие процессы искусственной радиоактивности, широко применяются в прикладной геологии [54] для изучения элементного состава горных пород и руд и их физико-химических свойств (влажности, пористости и т. д.).

К настоящему времени наиболее полно разработаны основы практического применения методов, которые по источнику возбуждения могут быть классифицированы на две группы: гамма-методы (основанные на прохождении и взаимодействии гамма- и рентгеновских лучей) и нейтронные методы. По характеру протекающих процессов эти методы могут быть разделены также на две группы: методы, базирующиеся на прохождении  $\gamma$ -излучения, нейтронов или других частиц через вещество, и методы, использующие различные ядерные реакции. В табл. VII.10 приведены основные модификации гамма- и нейтронных ядерно-физических методов с искусственными источниками излучения. Кроме указанных методов в геологической практике значительно реже применяются протонные и другие методы, в которых в качестве источников возбуждения используются заряженные частицы (протоны,  $\alpha$ -частицы и др.).

Применение разнообразных ядерно-физических методов основано на фундаментальных законах взаимодействия  $\gamma$ -излучения и частиц с электронами атомов и ядрами изотопов, что приводит, в частности, к возникновению искусственно радиоактивных ядер или их делению. Так, деление ядер урана при бомбардировке их тепловыми нейтронами используется для изучения пространственного распределения и содержания элемента (метод треков индуцированного деления). Вопросы взаимодействия излучения с веществом достаточно подробно рассмотрены в учебных пособиях по радиометрии и в ядерной физике.

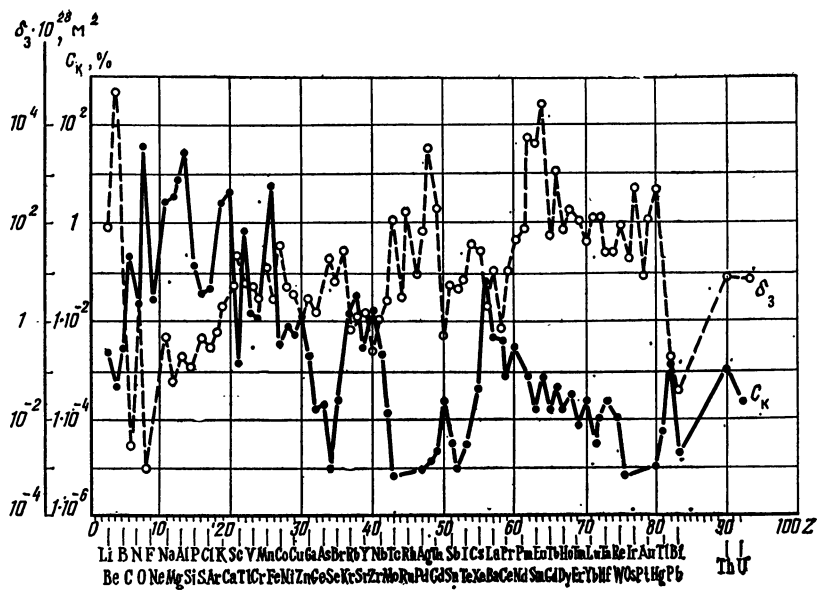


Рис. VII.12. Графики распространенности химических элементов в земной коре ( $C_k$ ) и сечение захвата тепловых нейтронов ядрами элементов ( $\delta_3$ )

Важной константой деления урана и других ядерно-физических реакций является сечение захвата тепловых (или иных) нейтронов ядрами химических элементов (рис. VII.12). Не обладающие зарядом нейтроны могут свободно проникать в ядра атомов, вызывая в них различного рода преобразования. На прохождении нейтронов через вещество и на ядерных реакциях основано применение большого числа методов геофизики и геохимии (см. табл. VII.10), которые позволяют определять содержание отдельных химических элементов, плотность и пористость среды и другие свойства.

Из разнообразных ядерно-физических методов в прикладной геофизике и геохимии большее значение имеют методы нейтронной активации, с помощью которых определяется содержание ряда редких элементов (золота, урана, вольфрама и др.) с высокой чувствительностью и большой точностью. Методы основаны на воздействии излучения не на орбитальные электроны атомов, а на их ядра, что устраняет затруднения, возникающие при анализе элементов со сходными химическими свойствами.

При использовании разнообразных модификаций гамма-методов в ядерной геофизике учитываются гамма-лучевые свойства горных пород, которые зависят от вещественного состава и плотности этих пород и количественно оцениваются линейным коэффициентом ослабления  $\gamma$ -квантов. Значения линейного коэффициента ослабления для большинства горных пород и минералов колеблется от 0,1 до 0,5 см<sup>-1</sup>.

Широкое применение в ядерной геологии при изучении минералов, руд и горных пород получил метод ядерного гамма-резонанса — эффект Мессбауэра [54].

## ГЛАВА VIII

# ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ

---

Геологические образования литосферы — минералы, горные породы, геологические формации, слои земной коры и мантии — подвержены влиянию возрастающих с глубиной температуры и давления, которые приводят к упруго-структурным и реконструктивным изменениям. Упруго-структурные изменения под действием повышенных термодинамических ( $pT$ ) параметров вызывают обратимые изменения структуры и физических свойств пород; после снятия давления и температуры минералы и горные породы принимают начальные характеристики. При более высоких  $pT$  параметрах происходят реконструктивные перестройки, приводящие к необратимым изменениям минерального состава, структуры, физических свойств горных пород и соответственно геологических формаций, слоев земной коры и мантии.

Термодинамический режим, при котором упруго-структурные деформации переходят в реконструктивные, различен для разных минералов и их ассоциаций. Уже при относительно невысоких  $pT$  параметрах наблюдается диагенез осадков и катагенез осадочных пород; более высокий термодинамический режим необходим для реконструктивных деформаций кристаллических пород, наблюдающихся при метаморфизме. Роль упруго-структурных деформаций наибольшая в слабо литифицированных осадочных отложениях и постепенно снижается в образованиях уплотненных структур. Происходящие при этом обратимые изменения физических свойств изучены для различных минералов и горных пород и рассмотрены в §§ 35—39. Общее значение термодинамического режима при образовании различных петрофизических ассоциаций горных пород и геологических формаций освещено в § 44.

### § 34. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

В установках высокого давления и температуры предусматриваются возможности как отдельного, так и одновременного воздействия на породу давления, температуры и давления на жидкость, заполняющую поры пород. Установки можно разделить: по создаваемому напряженному состоянию исследуемого образца; по наличию устройств контроля за поровым давлением; способу нагрева образца; комплексу определяемых физических параметров; интервалам давления и температуры.

По создаваемому напряженному состоянию образца выделяются следующие установки.

1. Аппаратура (наиболее простая) с осуществлением одноосного давления (рис. VIII.1, а). Образец горной породы устанавливается на неподвижной траверсе пресса 1 и подвергается одностороннему сжатию давлением на торец образца 2. Измерительные датчики 3 укрепляются между образцом и траверсами пресса или же на боковых поверхностях образца. В этих установках зависимость физических параметров от давления может исследоваться до величин, составляющих 50 % от разрушающего напряжения.

2. Специальные камеры высокого давления для исследования образцов при всестороннем давлении (рис. VIII.1, б) (Г. М. Авчян, П. Бриджмен, М. П. Боларович, Д. П. Балашов, А. И. Левыкин, Т. С. Лебедев и др.). Камера 1 высокого давления представляет собой толстостенный цилиндр с одним или двумя затворами 4. Всестороннее давление на образец 2 породы создается газом с помощью компрессора или маслом посредством специальных насосов. Жидкость (газ) поступает в камеру по трубопроводу через штуцер. Индикаторы 3 измерения физических параметров устанавливаются внутри камеры и соединяются с измерительной аппаратурой посредством электродов 5, которые монтируются в затворе камеры и изолируются специальными изоляторами.

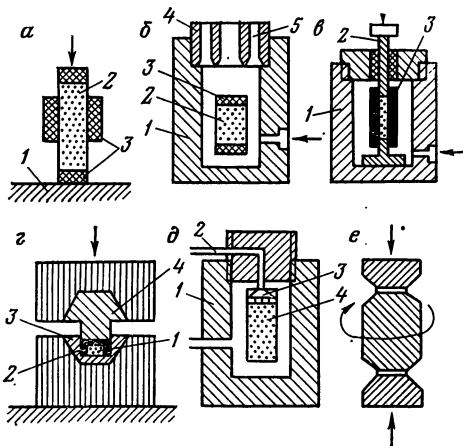


Рис. VIII.1. Принципиальные схемы установок для исследования физических свойств образцов под давлением

3. Установки, где предусматриваются исследования породы в сложноподвиженном состоянии (рис. VIII.1, в). Образец породы 3, находящийся в камере 1, подвергается дополнительному осевому давлению поршня 2. В этом случае давление, создаваемое в камере, передается только на боковую поверхность образца. Путем регулировки бокового и осевого давления можно получить различное напряженное состояние исследуемого образца.

4. Установки для исследования породы в условиях квазисвободного давления (рис. VIII.1, г). Установка состоит из пуансона 4, матрицы 3 и поддерживающих деталей. Образец 1 устанавливается в матрицу и изолируется пластическим веществом 2. Давление пуансона передается одновременно на образец и изолирующее вещество, вследствие чего создается неравномерное трехосное сжатие.

5. Установки, где предусмотрено измерение порового давления и контроль за его изменением (рис. VIII.1, д), отличаются от приведенных выше тем, что в затворе камеры 1 или в поршне осевого давления имеются специальные каналы 2, соединенные с помощью капиллярных трубок с перфорированными насадками в компенсационном устройстве 3. Последние устанавливаются на торцах образца 4 и используются одновременно для определения изменения пористости и проницаемости последнего.

В этих установках поровое давление, создаваемое внутри образца, является регулируемым, т. е. можно создать всевозможные сочетания порового, всестороннего, бокового и осевого давления. В условиях закрытой системы, т. е. когда образец породы с помощью специального манжета полностью изолирован от среды, передающей давление, поровое давление измеряется с помощью специального компенсационного устройства (Г. М. Авчян и др., 1978 г.). Устройство состоит из корпуса затвора 2 (рис. VIII.2), в цилиндрической полости которого находится подвижный поршень 4 с резиновыми кольцами 3. Поршень плотно сидит над перфорированной сеткой, которая прижата к торцу исследуемого образца. Положение поршня фиксируется с помощью электрической цепи. Компенсационное давление над поршнем, при котором происходит замыкание электрической цепи поршень — перфорированная сетка, равно поровому давлению в образце.

Влияние температуры одновременно с воздействием давления в установках осуществляется двумя способами — внешним или внутренним электронагревом. Целесообразность применения того или другого способа определяется необходимым диапазоном создаваемой температуры, мощностью источников напряжения, временем нагрева, видом проводимого исследования и т. п. При нагреве образцов до 200—250 °С с одновременным воздействием всестороннего давления в камерах с малым внутренним объемом целесообразнее применять внешний обогрев. Для более высоких температур при наличии надежных конструкций электровводов высокого напряжения в камерах с большим объемом следует применять внутренний обогрев.

В последнее время создаются установки высокого давления и температуры для изучения комплекса параметров. С этой целью на кернодержателях, помещаемых в камеру высокого давления, монтируется комплекс индикаторов различных физических параметров. Например, для одновременного измерения скорости упругих волн, удельного электрического сопротивления, пористости и проницаемости осадочных пород к образцу прижимаются два полых электрода, контакт которых с образцом осуществляется через перфорированную пластинку. К полым электродам

привариваются капиллярные трубки, соединенные с измерительным устройством для регистрации количества жидкости, вытесненной из пор породы. Пьезодатчики ультразвуковых колебаний для измерения скорости распространения упругих волн устанавливаются на электроды.

На образцах магматических пород одновременно со скоростью упругих волн определяется сжимаемость и плотность. Это осуществляется путем измерения разности линейных деформаций образца горной породы и участка трубы из армо-железа одинаковой длины, подвергнутых всестороннему давлению. Измерение линейной деформации дифференциальным способом производится методом скользящего контакта Бриджмена или тензометром сопоставления.

В установках высокого давления значение всестороннего давления достигает  $4 \div 5 \cdot 10^2$  МПа (при работе с газом) и  $10 \cdot 10^2$  МПа (смесь масла с керосином).

Изучение скоростей распространения упругих волн в породе, сжимаемости, электрического сопротивления и плотности пород при давлениях несколько десятков тысяч МПа проводится в квазигидростатических условиях. Имеются специальные установки для изучения больших сдвиговых деформаций пород (рис. VIII.1, е). В этих установках можно проводить исследования при квазивсесторонних давлениях до  $50 \cdot 10^2$  МПа, а в некоторых случаях (в камерах из синтетических алмазов) до  $10 \times 10^3$  МПа.

Методика измерения физических параметров пород при высоких давлениях и температурах определяется задачами исследования и техническими возможностями; она несколько различается для кристаллических и осадочных пород (Г. М. Авчян, М. П. Волярович, В. М. Добрынин). Изучение плотности кристаллических пород и скорости упругих волн в образцах этих пород производится в условиях как гидростатики, так и квазигидростатики. Гидростатическое сжатие осуществляется тогда, когда давление на образец передается жидкостью или газом. В первом случае максимально возможное давление обычно не превышает 1000 МПа, во втором — 500 МПа [3]. Квазигидростатическое давление создается в установках цилиндр — поршень и наковальни Бриджмена. В таких установках средой, передающей давление, является твердое тело, пластичное при высоких давлениях — свинец, пирофиллит, индий. Скорости упругих волн в этих установках измеряются до давления 2000 МПа, в последнее время до 4000 МПа и даже до 10 000 МПа [95, 96].

Для исследований изменения магнитных свойств горных пород при действии на них высоких давлений и температур используются специальные камеры высокого давления из немагнитных сплавов или прессы с немагнитными прокладками. Регистрирующая аппаратура — стандартные магнитометры или специальные магнитометры с магнитонасыщенными датчиками.

При исследованиях магнитных свойств в условиях высоких температур (при атмосферном давлении) применяются относительно несложная аппаратура и оборудование; электромагнит и электропечь, смонтированная в его зазоре, которые служат для термосепарации и изучения зависимости  $J_s(T)$ ; магнитометр, немагнитная электропечь, электромагнит и магнитный экран. Электропечь и измеритель магнитной восприимчивости служат для изучения температурной зависимости  $\chi(T)$ .

## § 35. ПЛОТНОСТЬ И УПРУГИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ, МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

**Плотность минералов и горных пород.** При высоких давлениях плотность рассчитывается на основе экспериментального изучения изменения декремента объема под действием давления. Декрементом объема называется отношение изменения объема

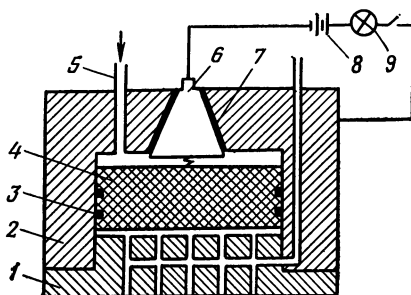


Рис. VIII.2. Схема компенсационного устройства для измерения внутрипорового давления в закрытой системе. 1 — перфорированная сетка; 2 — корпус измерительного устройства; 3 — резиновые кольца; 4 — поршень; 5 — капиллярная трубка; 6 — электроввод; 7 — изоляционный конус; 8 — источник питания; 9 — сигнальная электролампа

Плотность (в г/см<sup>3</sup>) минералов при различных давлениях [22]

Минерал	$p$ , МПа					Место отбора образцов
	0,1	100	500	1000	1500	
Бронзит (монокристалл)	3,24	—	3,25	3,27	3,28	Кольский полуостров
Галит (поликристалл)	2,08	2,09	2,11	2,15	2,18	БССР, Припятская впадина
Геденбергит	3,51	3,52	3,54	3,56	3,58	Урал
Диопсид	3,22	3,23	3,25	3,27	—	Кольский полуостров
Жадеит (поликристалл)	3,22	3,24	3,26	3,27	3,27	КиргССР
Кальцит	2,67	2,68	2,69	2,70	2,72	КазССР, Саяк
Кварц искусственный	2,65	2,66	2,68	2,72	2,73	—
Кварц	2,63	2,64	2,66	2,69	2,71	Приполярный Урал
Кварц (монокристалл)	2,65	—	2,68	2,72	2,75	То же
Микроклин (монокристалл)	2,56	—	2,58	2,61	2,62	Кольский полуостров
Нефелин	2,60	2,61	2,62	2,66	2,67	Урал, Вешневые горы
Оливин (монокристалл)	3,32	—	3,34	3,35	3,36	Кольский полуостров
Роговая обманка	3,06	3,07	3,09	3,09	3,09	Урал, Первоуральский карьер
Сильвин (поликристалл)	1,97	2,04	2,06	2,17	2,22	БССР, Припятская впадина
Сподумен	3,09	3,10	3,12	3,13	3,13	Канада
Эгирин	3,53	3,56	3,59	3,61	3,63	Кольский полуостров, Хибины

образца  $\Delta V$  при давлении  $p$  к начальному объему при атмосферном давлении  $V_0$ :

$$\Delta V/V_0 = (V_0 - V_p)/V_0. \quad (\text{VIII.1})$$

Плотность  $\sigma$  при любом давлении определяется из соотношения

$$\sigma = \sigma_0/(1 - \Delta V/V_0), \quad (\text{VIII.2})$$

где  $\sigma_0$  — плотность при атмосферном давлении.

Изотермическая объемная сжимаемость

$$\beta = \frac{1}{V_0} \left( \frac{\partial V}{\partial p} \right)_T. \quad (\text{VIII.3})$$

Сжимаемость многих химически чистых и поликристаллических веществ при давлении до 10 000 МПа изучена П. Бриджменом, им получена зависимость

$$-\Delta V/V_0 = ap - bp^2, \quad (\text{VIII.4})$$

где  $a$  и  $b$  — коэффициенты, обусловленные свойствами веществ.

Для горных пород это соотношение не выполняется в связи с тем, что в начальной области давления до 200 МПа происходит более резкое изменение декремента объема из-за ликвидации основной части микрощелевых пор и трещин в породе [96].

Изменение плотности и сжимаемости магматических и метаморфических пород под влиянием давления определяется их минеральным составом, начальной пористостью и микротрещиноватостью. Плотность некоторых наиболее распространенных минералов при различных давлениях приведена в табл. VIII.1.

Из магматических пород изменение плотности с давлением до 200 МПа



Т а б л и ц а VIII.2

Плотность (в г/см<sup>3</sup>) магматических пород при различных давлениях

Порода	p, МПа					Место отбора образцов
	0,1	100	500	1000	1500	
Перидотит	3,11	3,12	3,15	3,16	3,16	Центральный Казахстан
	3,05	3,10	3,13	3,14	3,14	
Пироксенит	3,25	3,27	3,29	3,30	3,30	Кольский полуостров То же »
	3,24	3,25	3,26	3,28	3,29	
	3,20	3,21	3,22	3,23	3,23	
Габбро	3,01	3,05	3,09	3,10	3,10	Центральный Казахстан
	2,91	2,93	2,95	2,95	2,96	
Габбро-норит	2,93	2,95	2,97	3,01	3,03	Воронежский кристаллический массив
	2,87	2,92	2,95	3,00	3,02	
	2,94	2,95	2,97	2,99	3,01	
Диорит	2,82	2,84	2,85	2,86	2,87	Центральный Казахстан
Гранодиорит	2,78	2,81	2,83	2,83	2,84	
	2,62	2,65	2,67	2,68	2,69	Кавказ
Гранит	2,52	2,58	2,60	2,61	2,61	»
	2,60	2,60	2,62	2,62	2,63	»
	2,59	2,61	2,62	2,63	2,64	»
	2,56	2,62	2,63	2,64	2,65	ВКМ

Т а б л и ц а VIII.3

Плотность (в г/см<sup>3</sup>) метаморфических пород при различных давлениях

Порода	p, МПа					Место отбора образцов
	0,1	100	500	1000	1500	
Эклогит	3,22	3,23	3,25	3,26	3,28	Южный Урал То же »
	3,35	3,36	3,37	3,38	3,40	
	3,39	—	3,39	3,41	3,43	
Амфиболит	3,15	3,17	3,18	3,20	3,21	Центральный Казахстан
	3,01	3,04	3,05	3,06	3,06	
Сланец:						То же
кварц-эпидот-хлоритовый	2,89	2,92	2,95	—	—	»
кварц-гранат-слюдистый	2,85	2,88	2,90	2,91	2,91	»
дистено-слюдистый	2,77	2,78	2,78	2,83	2,86	»
мусковит-кварцевый	2,73	2,83	2,85	2,86	2,86	»
двуслюдистый	2,65	2,68	2,72	2,74	2,75	»
полевошпатовый	2,65	2,69	2,72	2,72	2,72	»
Гнейс	2,66	2,71	2,72	2,73	2,73	»
	2,78	2,84	2,88	2,90	2,91	»

составляет: для гранитов 2—5 % (наибольшее), для габбро 2—3 %, а для ультраосновных пород — от долей процента до 2 % [22, 96]. Для пород близкого состава изменение плотности с давлением обычно зависит от пористости и, следовательно, от начальной плотности (табл. VIII.2).

Плотность метаморфических пород изменяется с давлением сильнее, чем магматических, имеющих такую же начальную плотность [96], так как сжимаемость метаморфических пород обычно несколько выше. Это объясняется разнородностью состава и большей пористостью метаморфических пород (табл. VIII.3).

Т а б л и ц а VIII.4

Скорость продольных и поперечных волн (в км/с) в минералах  
при различных давлениях *p*

Минерал, волна	Направление распространения волны	Направление смещения частиц в волне	<i>p</i> , МПа					
			0,1	100	200	500	1000	1500
Берилл, P	[0001]	—	8,90	9,68	9,70	9,70	9,70	—
	[1010]	—	8,00	9,20	—	9,28	9,48	9,56
Гранат, P	[0001]	—	8,30	8,78	8,90	9,05	9,16	9,20
Оливин, P	[100]	[100]	8,30	8,76	8,95	9,25	9,40	9,42
Оливин, S	[100]	[001]	4,70	5,00	5,13	5,30	5,40	5,43
Кианит, P	[001]	[001]	9,05	10,8	11,4	12,0	12,2	—
	[100]	[100]	8,10	10,0	10,5	11,1	11,3	—
Кианит, S	[001]	[010]	5,85	6,4	6,7	7,0	7,15	—
	[100]	[001]	4,05	4,35	4,5	4,7	4,85	—
Сподумен, P	[001]	—	9,85	9,95	10,0	10,05	10,1	10,4
	[010]	—	8,58	8,75	8,80	8,80	8,80	—
Диопсид, P	[001]	—	8,70	8,84	8,82	8,82	8,90	—
	[010]	—	7,00	7,52	7,62	7,65	7,66	—
Эгирин, P	[001]	—	7,70	8,10	8,15	8,20	8,30	8,45
	[010]	—	6,60	7,00	7,10	7,20	7,30	—
Геденбергит, P	[001]	—	6,55	7,15	7,20	7,24	7,36	7,40
	[010]	—	6,22	6,35	6,40	6,55	6,75	6,80
Роговая обманка, P	[001]	—	6,75	7,75	8,25	8,50	8,55	8,70
	[010]	—	6,20	7,00	7,05	7,10	7,15	7,20
	[100]	—	5,50	6,25	6,40	6,55	6,55	6,55
Роговая обманка, S	[010]	[001]	4,10	4,40	4,60	4,70	4,75	4,80
	[100]	[010]	3,35	3,70	3,85	3,95	4,00	4,05
Флогопит, P	[001]	—	7,56	7,75	7,88	7,95	8,00	8,05
Кварц, P	[001]	—	6,22	6,39	6,45	6,52	6,55	6,63
	[010]	—	5,50	5,70	5,75	5,85	6,10	6,21
	[100]	—	5,15	5,40	5,50	5,62	5,75	5,84
Кварц, S	[001]	[010]	4,40	4,45	4,52	4,70	4,90	4,96
	[001]	[100]	3,70	3,80	3,85	3,95	4,05	4,12
Олигоклаз, P	[001]	—	6,54	7,28	7,35	7,44	7,58	7,62
	[010]	—	7,22	7,80	7,82	7,85	7,98	8,05
	[100]	—	5,10	5,76	5,80	5,85	5,95	6,00
Олигоклаз, S	[001]	[010]	2,73	2,91	2,98	3,06	3,14	3,24
Микроклин, P	[001]	—	5,60	6,45	6,76	6,85	6,94	7,12
	[010]	—	7,67	8,15	8,25	8,32	8,45	8,48
	[100]	—	4,69	5,02	5,12	5,20	5,30	5,38
Микроклин, S	[001]	[010]	2,70	2,84	2,86	2,90	2,95	2,97
	[001]	[100]	2,40	2,40	2,42	2,45	2,48	2,52
	[010]	[100]	2,30	2,40	2,43	2,46	2,50	2,52
	[010]	[001]	3,60	3,73	3,77	3,82	3,86	3,88
	[100]	[001]	3,10	3,20	3,28	3,33	3,36	3,38
Анортоклаз, P	[100]	[010]	3,50	3,67	3,70	3,74	3,77	3,89
	[001]	—	6,70	7,30	7,43	7,60	7,67	7,70
	[010]	—	7,30	7,70	7,93	8,25	8,35	8,37
Нефелин, P	[0001]	—	6,85	7,14	7,35	7,70	8,30	8,65
	[1100]	—	5,10	5,25	5,35	5,50	5,60	5,60
Кальцит, P	[0001]	—	5,55	5,74	5,82	5,90	5,75	5,55
	[1010]	—	6,40	6,70	7,00	7,30	7,50	7,55
	[1210]	—	8,10	8,22	8,30	8,45	8,50	8,50

**Упругие свойства минералов и горных пород.** Упругие параметры определяются статическими и динамическими методами. В условиях высоких давлений чаще применяется динамический метод, при котором непосредственно измеряются скорости упругих волн. Изменения скорости упругих волн с давлением при испытаниях в газовой и жидкостной среде имеют одинаковый характер. Различие между кривыми такое же, как для нескольких образцов одной и той же породы. Сопоставление результатов, полученных в гидростатических и квазигидростатических условиях, показывает наибольшее различие при давлениях до 200 МПа, а при высоких давлениях оно незначительное [96].

Скорость упругих волн в минералах при высоких давлениях измеряется в соответствии с их кристаллической структурой в особых направлениях, которыми являются оси симметрии или перпендикуляры к плоскости симметрии.

Резкое возрастание скорости при небольших давлениях обусловлено ликвидацией микроцелевых дефектов в кристаллах. При давлениях выше 200 МПа увеличение скорости становится малым, в интервале от 200 до 1500 МПа оно составляет 3—8 % (табл. VIII.4).

Силикаты с изолированными группами тетраэдров, такие, как берилл, гранат, имеют малое различие значений скорости продольных волн в основных кристаллографических направлениях. Коэффициент анизотропии скорости, например, для берилла составляет 5 % при 100 МПа и уменьшается до 2,5 % при 1000 МПа. Однако анизотропия скорости в оливине и кианите достигает 20 %. В цепочечных силикатах наибольшие значения скорости наблюдаются по направлению протяженности кремнекислородных тетраэдров, т. е. по направлению [001]. Для силикатов с простыми цепочками  $\text{SiO}_4$  — пироксенов скорости в направлениях [100] и [010], перпендикулярных к оси [001], почти не различаются. Для роговой обманки — силиката со сложными цепочками  $\text{SiO}_4$  — все три особых направления в кристаллах различаются по скоростям.

Листовые силикаты, например флогопид, имеют наибольшую скорость продольных волн в направлении расположения слоев или кремнекислородных листов. Для каркасных силикатов — кварца, полевых шпатов — характерно различие скоростей во всех трех особых направлениях. Большие коэффициенты анизотропии обнаружены в полевых шпатах между скоростями продольных волн в направлениях [010] и [100]. В микроклине такой коэффициент превышает 50 % при давлении 1500 МПа.

Кальцит, представитель класса карбонатов, также характеризуется значительным различием скоростей в разных кристаллографических направлениях. При давлении 1500 МПа кальцит проявляет полиморфный переход, который сопровождается сильным уменьшением скорости продольных волн (на 20—25 %). Вначале этот переход наблюдали лишь для мелкозернистой мономинеральной кальцитовой породы [22], а позже — и для монокристалла (рис. VIII.3).

В табл. VIII.4 приведены и скорости поперечных волн в минералах; для них направление распространения волны и направление смещения частиц в волне различны.

Для вычисления модулей упругости по данным экспериментально определяемых скоростей необходимо применить аппарат теории распространения упругих волн в анизотропной среде [14]. При этом скорости следует измерять в нескольких направлениях распространения и смещения волн в кристалле. В зависимости от симметрии кристаллов должно быть измерено от 6 до 18 значений скорости. Вычисление физических параметров поликристаллических агрегатов минералов производится

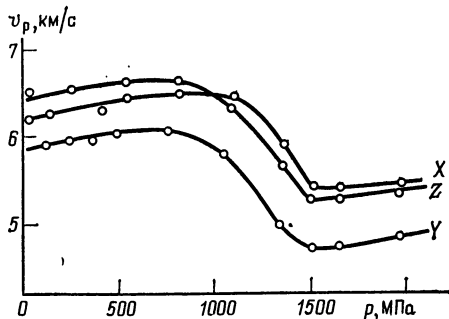


Рис. VIII.3. Зависимость скорости продольных волн от давления в образцах монокристаллов кальцита в трех взаимно перпендикулярных направлениях (X, Z, Y)

Таблица VIII.5

Средняя скорость продольных волн (в км/с) в мономинеральных агрегатах при различных давлениях

Минерал	$p$ , МПа						
	0,1	50	100	200	500	1000	1500
Ангидрит	4,40	4,80	4,93	5,11	5,37	5,51	5,63
Галит	4,32	4,35	4,38	4,44	—	—	—
Галит	4,05	4,18	4,20	4,20	4,22	4,32	4,44
Сильвинит	4,00	4,27	4,31	4,33	4,42	4,56	4,70
Жадеитит	8,40	8,63	8,83	8,85	9,16	9,35	9,82
Серпентин	6,64	6,71	6,74	6,79	6,87	6,97	—
Магнезит	6,92	7,06	7,11	7,19	7,30	7,45	—
Волостонит	7,10	7,22	7,27	7,31	7,38	7,50	—
Арагонит	5,70	5,75	5,82	5,85	5,92	6,97	—
Магнетит	5,90	6,18	6,32	6,41	6,55	6,67	—
Гематит	7,10	7,60	7,72	7,73	7,75	7,80	—

Таблица VIII.6

Усредненные упругие параметры некоторых минералов

Параметр	Кварц	Корунд	Пери-клас	Форстерит	Оливин	Гранат
$v_p$ , км/с	6,05	10,85	9,69	7,59	3,42	8,58
$v_s$ , км/с	4,09	6,37	6,04	4,86	4,89	4,76
$K \cdot 10^{-2}$ , МПа	377	2521	1622	973	1294	1770
$G \cdot 10^{-2}$ , МПа	374	1613	1308	574	791	943
$\sigma_p$	0,08	0,24	0,18	0,25	0,25	0,27
$(\partial v_p / \partial p) \cdot 10^2$ , км/(с·МПа)	13,7	5,18	3,35	10,3	10,2	7,84
$(\partial v_s / \partial p) \cdot 10^2$ , км/(с·МПа)	-3,4	2,21	4,02	2,45	3,6	2,17
$\partial K / \partial p$	6,4	3,98	4,5	4,87	5,1	5,43
$\partial G / \partial p$	0,45	1,76	2,56	1,3	7,8	1,4
$(\partial \sigma_p / \partial p) \cdot 10^{-2}$ , МПа $^{-1}$	48	1,06	2,04	5,8	3,6	3,08
$(\partial v_p / \partial T) \cdot 10^4$ , км/(с·К)	-2,7	-3,6	-5,2	-4,1	-4,86	-3,9
$(\partial v_s / \partial T) \cdot 10^4$ , км/(с·К)	0,05	-3,1	-4,4	-2,9	-3,1	-2,2
$(\partial K / \partial T) \cdot 10^8$ , МПа/К	-1	-14	-16	-11	-16	-2,0
$(\partial G / \partial T) \cdot 10^8$ , МПа/К	15	-18	-23	-9	-13	-11,0
$(\partial \sigma_p / \partial T) \cdot 10^{-5}$ , 1/К	-7,2	1,3	2,0	0,9	0,92	0,023

с помощью так называемых методов усреднения [14] или по значениям скорости в мономинеральных породах (табл. VIII.5).

Усредненные упругие характеристики и их производные по давлению  $\partial X / \partial p$  и температуре  $\partial X / \partial T$  для некоторых минералов (силикатов и окислов) приведены в табл. VIII.6 (см. также § 11).

В магматических и метаморфических породах изменение скорости упругих волн при воздействии всестороннего давления определяется их составом и структурой. Под влиянием давления микрощелевые поры начинают закрываться, наиболее интенсивно это происходит при давлениях до 100—200 МПа. Сближение краев микрощелевых пор и закрытие их вызывает улучшение акустического контакта между кристаллами и резко увеличивает скорость упругих волн

(рис. VIII.4). Заполнение порогового пространства горной породы жидкостью улучшает акустический контакт между зернами даже при атмосферном давлении. При повышении давления увеличение скорости происходит медленнее из-за меньшей сжимаемости жидкости по сравнению с газом (см. рис. VIII.4). После ликвидации большей части микрощелевых пор, т. е. при давлениях выше 200 МПа, скорость упругих волн зависит от минерального состава горной породы, размеров зерен и ориентировки минералов. Скорость продольных волн в ультраосновных породах при высоких давлениях приближается к 8 км/с и даже превышает это значение. Такие породы (дуниты, перидотиты, пироксениты) состоят в основном из оливина и пироксена. При ориентированном расположении оливина (реже пироксена) в породах наблюдается анизотропия скорости, для продольных волн коэффициент анизотропии скорости может достигать 10—15 % (табл. VIII.7). Изучалась связь упругой анизотропии с внутренним строением пород на основе микроструктурного анализа. Оказалось, что максимальные значения скорости продольных волн в оливинсодержащих породах соответствуют максимуму осей «а» оливина, а минимальные — максимуму осей «b» оливина.

Основные и кислые магматические породы обычно почти изотропны, коэффициент анизотропии скорости в них редко превышает 3 % вследствие хаотического расположения минералов. Значения скорости продольных волн в основных породах при всех давлениях ниже, чем в ультраосновных (рис. VIII.5).

Графики рис. VIII.5 построены на основании экспериментальных данных о скоростях продольных волн для 97 образцов гранитов, 100 образцов основных и 58 образцов ультраосновных пород. В табл. VIII.8 приведены статистические характеристики:  $v_{ср}$  — среднее значение скорости и  $D$  — среднее квадратическое отклонение скорости при разных давлениях. С увеличением давления разброс значений скорости значительно уменьшается, соответственно уменьшается среднее квадратическое отклонение  $D$ . При этом кривые распределения скорости закономерно смещаются в сторону более высоких скоростей, так как возрастает среднее значение скорости.

Изменение скорости поперечных волн с давлением в основном аналогично изменению скорости продольных волн. Самые большие изменения скорости имеют ультра-

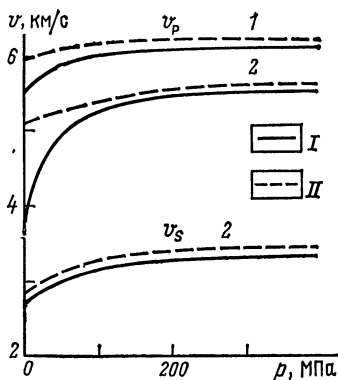


Рис. VIII.4. Зависимость скорости продольных и поперечных волн от давления в образцах: 1 — плагногранита, 2 — гранит-порфира. Образцы: I — сухие, II — водонасыщенные

Т а б л и ц а VIII.7

Скорость продольных волн (в км/с) в ультраосновных породах при различных давлениях

Порода	$p$ , МПа					Минеральный состав, %
	0,1	100	500	1000	1500	
Перидотит	7,3	8,2	8,28	8,3	8,33	Оливин 70, пироксен 27, магнетит 3
	6,1	7,2	7,64	7,66	7,7	
	6,8	7,78	7,94	8,0	8,02	
Дунит	6,6	6,8	7,0	7,08	7,12	Оливин 90—95, рудные 3
	5,56	5,8	6,0	6,2	6,25	
	6,0	6,45	6,82	6,94	7,0	
Оливинит	7,18	7,7	8,08	8,18	8,2	Оливин 90—95, рудные 5—10
	6,5	7,0	7,75	7,85	7,9	

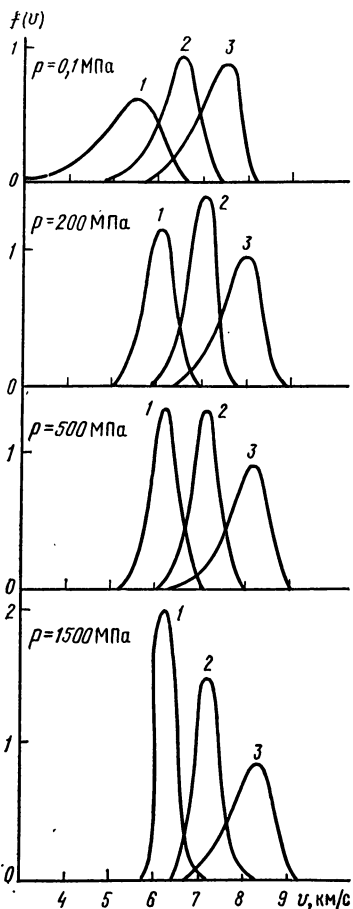
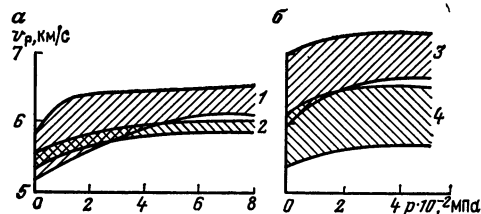


Рис. VIII.5. Функции плотности вероятности нормального распределения скорости продольных волн при разных давлениях  $p$ . 1 — граниты; 2 и 3 — соответственно основные и ультраосновные породы

Рис. VIII.6. Области значений скорости продольных волн в зависимости от давления. а — кислые породы: 1 — граниты, 2 — кварцевые порфиры; б — основные породы: 3 — габбро, 4 — базальты



основные породы. Области значений скорости поперечных волн для кислых и основных пород существенно перекрываются (табл. VIII.9).

Эффузивные аналоги кислых и основных пород характеризуются, как правило, более низкими скоростями продольных волн, чем интрузивные породы, и менее резким возрастанием их при высоких давлениях. Это объясняется наличием объемных пор, которые не закрываются при давлениях до 1500 МПа, и присутствием стекловатого вещества. Скорость упругих волн в стеклах слабо изменяется с давлением. На рис. VIII.6 приведены области значений скорости продольных волн для кислых пород Центрального Казахстана: интрузивных — гранитов и эффузивных —

кварцевых порфиров, а также основных пород — габбро и базальтов. В обоих случаях существенное возрастание скорости с давлением наблюдается в интрузивных породах, в эффузивных же возрастание скорости значительно слабее, поэтому при высоких давлениях различие становится более заметным.

Метаморфические породы характеризуются содержанием очень разнообразных породообразующих минералов. Важной особенностью этих пород является наличие слоистости (кристаллические сланцы и гнейсы) или определенной ориентировки минералов (амфиболиты). Указанные особенности состава и строения влияют на величины скоростей упругих волн и их изменение с давлением. Как видно из табл. VIII.8, средние значения скоростей продольных волн в кристаллических сланцах превышают 6 и даже 6,5 км/с при давлениях выше 200 МПа, в амфиболитах достигают 7, а в эклогитах — 7,71 км/с. Среднее квадратическое отклонение в них больше, чем в магматических породах. Кроме того, скорости, измеренные вдоль слоистости, оказываются выше, чем скорости, измеренные в перпендикулярном к слоистости направлении, при этом в последнем случае наблюдается более сильное возрастание параметра с увеличением давления, особенно в начальной области до 100—200 МПа.

Анизотропией скорости обладают многие метаморфические породы. Слоистые породы могут иметь довольно значительный коэффициент анизотропии при атмосферном давлении, уменьшающийся до 3—10 % с увеличением давления до 200 МПа. При дальнейшем повышении давления коэффициент анизотропии скорости продол-

Статистические характеристики распределения скоростей  
продольных волн (в км/с) при различных давлениях

Порода	N	$v_{p\text{ ср}}$ при $p$ , МПа				Д при $p$ , МПа			
		0,1	200	500	1500	0,1	200	500	1500
Перидотит	31	7,20	7,81	7,96	8,14	0,51	0,46	0,47	0,51
Пироксенит	27	7,05	7,60	7,73	7,88	0,43	0,45	0,33	0,35
Ультраосновного состава	58	7,13	7,71	7,85	8,02	0,48	0,42	0,43	0,46
Габбро	67	6,39	6,94	7,07	7,26	0,46	0,29	0,30	0,28
Диабаз	33	6,50	6,82	6,95	7,12	0,39	0,25	0,20	0,20
Основного состава	100	5,42	6,90	7,03	7,20	0,44	0,28	0,28	0,26
Гранодиорит	42	5,74	6,45	6,59	6,72	0,49	0,32	0,31	0,28
Диорит	17	6,01	6,69	6,87	—	0,45	0,30	0,20	—
Среднего состава	59	5,82	6,52	6,67	—	0,49	0,33	0,31	—
Гранит	97	4,88	5,96	6,11	6,38	0,67	0,32	0,29	0,62
Эклогит	43	6,57	7,70	7,91	8,11	0,62	0,30	0,31	0,34
Амфиболит	39	6,12	6,92	7,07	7,34	0,65	0,43	0,44	0,52
Сланец слюдисто- хлоритовый (⊥)	15	5,19	6,01	6,19	—	0,58	0,29	0,29	—
Сланец слюдисто- хлоритовый (∥)	30	6,12	6,72	6,86	—	0,72	0,40	0,37	—
Сланец кварцевый карбонатный	26	5,69	6,29	6,41	—	0,48	0,30	0,30	—
Гнейс (⊥)	33	4,38	5,97	6,14	—	0,62	0,42	0,40	0,40
Гнейс (∥)	34	6,54	6,35	6,51	6,67	0,62	0,38	0,38	0,41
Гранито-гнейс	22	4,94	6,08	6,21	6,30	0,66	0,23	0,21	0,25

Т а б л и ц а VIII.9

Предельные значения скоростей поперечных волн (в км/с) для горных пород  
при разных давлениях

Породы	$p$ , МПа			
	0,1	100	200	400
Кислые	2,5—3,6	3,2—3,8	3,3—3,8	3,4—3,9
Основные	3,0—3,8	3,5—4,0	3,5—4,1	3,6—4,2
Ультраосновные	3,6—4,5	3,9—4,7	4,0—4,9	4,2—5,0

жает уменьшаться. Для пород, содержащих такие анизотропные минералы, как амфибол, пироксен, слюды, коэффициент анизотропии скорости остается значительным и при высоком давлении (табл. VIII.10). В гранатовых породах — эклогитах, наоборот, практически не замечено анизотропии скорости, за исключением глаукофанитизированных и мусковитизированных эклогитов. В измененных эклогитах анизотропия скорости обусловлена присутствием пироксена — глаукофана и слюды — мусковита. Самые высокие для метаморфических пород скорости упругих волн при высоких давлениях наблюдались в эклогитах. Однако при атмосферном давлении они имеют часто очень низкие скорости — 4—6 км/с, что связано с большой микроцелевой пористостью как породы, так и кристаллов граната. При повышении давления скорость резко возрастает и после 200 МПа превышает 8 км/с.

Т а б л и ц а VIII.10

Коэффициенты анизотропии скорости упругих волн  $A_{P, S}$  в породах [13]  
при различных давлениях

Порода, место отбора	Волна	$p$ , МПа				
		0,1	100	500	1000	1500
Перидотит, Кольский полуостров	P	19,67	13,89	10,40	10,03	9,09
	S	8,29	9,18	8,59	8,22	8,18
Оливинит, Кольский полуостров	P	19,40	23,45	13,40	13,00	13,17
	S	11,91	11,49	10,22	9,46	10,25
Дунит, ВКМ	P	18,70	17,24	16,70	14,20	13,30
Габбро, ВКМ	P	1,97	3,00	2,86	1,38	—
Габбро-диорит, ВКМ	P	2,10	1,49	1,48	—	—
Гранит, ВКМ	P	2,17	1,79	0,50	0,40	—
Гранит, ВКМ	P	5,00	4,58	0,60	0,30	—
Гранит, Северный Кавказ	P	1,00	0,50	0,80	—	—
Мигматит, ВКМ	P	7,80	7,20	6,68	6,00	—
Мигматит, ВКМ	P	18,00	10,71	6,13	—	—
Роговообманковый сланец, Кольский полуостров	P	51,56	20,09	17,67	17,37	16,52
	S	31,00	15,83	15,69	16,00	15,38
Диопсид-биотит-роговообманковый сланец, Кольский полуостров	P	47,50	20,98	17,42	18,54	17,94
Гнейс гиперстеновый, Алданский щит	P	29,63	24,20	23,92	24,25	23,90
	S	10,91	7,88	7,22	5,23	—
Гнейс биотитовый, Прибайкалье	P	11,43	9,32	6,34	6,11	5,13
Гнейс биотитовый, Кольский полуостров	P	15,56	8,77	7,10	6,98	—
	S	—	11,28	8,91	8,76	—
Гнейс биотит-роговообманковый, Кольский полуостров	P	37,50	6,89	6,46	2,99	—
	S	2,59	9,25	9,94	9,07	—

Примечание.  $A_{P, S} = (v_{\parallel} - v_{\perp})/v_{\perp}$ . ВКМ — Воронежский кристаллический массив.

Т а б л и ц а VIII.11

Температурные коэффициенты скорости продольных волн горных пород

Порода	$p$ , МПа	$t$ , °C	$v^{-1} (dv/dt) \cdot 10^{-3}$
Гранит	300	200	24—30
	1000	500	6—7,5
Диабаз	300	200	25—31
	1000	500	7—7,5
Габбро	300	200	30
	1000	500	7,8
	1500	600	5,5
Амфиболит	500	200	10—12
	1000	600	7—8
	1500	600	6—7,5
Перидотит, дунит	500	500	8—10
	1000	600	4—6,6
	1500	600	3,5—6,2
Эклогит	1500	700	5,6



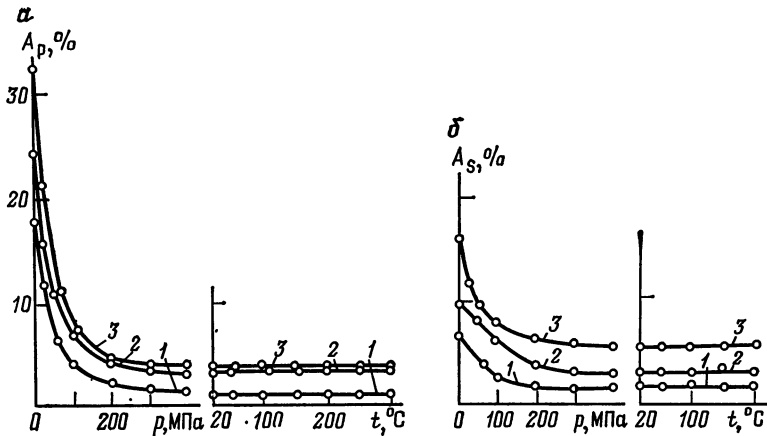


Рис. VIII.7. Зависимость коэффициентов анизотропии скоростей продольных (а) и поперечных (б) волн для образцов кристаллического сланца (1) и гнейсов (2 и 3) от давления при 20 °С и от температуры при  $p = 400$  МПа

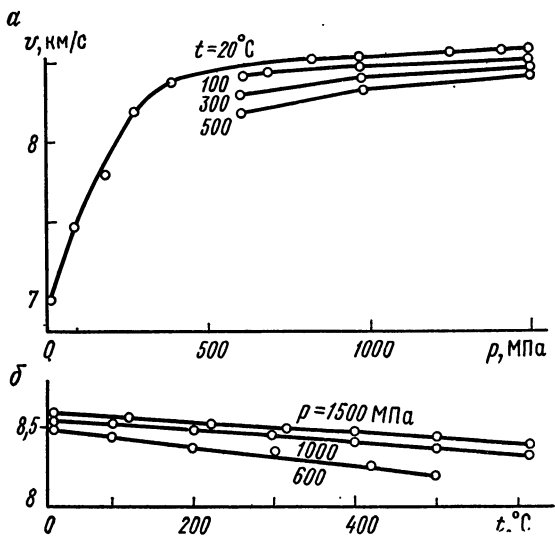


Рис. VIII.8. Изотермы (а) и изобары (б) скорости продольных волн в монокристалле граната

Воздействие высоких температур на скорости упругих волн в горных породах различно в зависимости от того, при каком давлении находится порода — атмосферном или высоком. В нормальных условиях при температуре около 100 °С или немного более происходит сильное и необратимое уменьшение скорости упругих волн. Это связано с неодинаковым тепловым расширением разных породообразующих минералов, что приводит к растрескиванию породы. Разрушению способствует и закипание внутрипоровой влаги. Высокое давление предотвращает подобные явления, поэтому при давлении 300—400 МПа до температуры 300—400 °С, а при давлении 1500 МПа до 700 °С возможно получить обратимые кривые зависимости скорости от температуры. Для слоистых пород (кристаллически сланцев и гнейсов) изменение скорости с увеличением температуры одинаково по разным направлениям. Таким образом, температура практически не влияет на коэффициент анизотропии скорости продольных и поперечных волн в этих породах (рис. VIII.7).

С возрастанием давления влияние температуры на изменение скорости упругих волн уменьшается (рис. VIII.8). Как видно из табл. VIII.11, подсчитанные по значениям скорости продольных волн температурные коэффициенты скорости  $v^{-1} (\partial v / \partial t)$  для разных горных пород также уменьшаются с увеличением давления.

## § 36. ПЛОТНОСТЬ, ПОРИСТОСТЬ И УПРУГИЕ СВОЙСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Изменение физических свойств осадочных пород в процессе диагенеза и катагенеза протекает под действием факторов двух типов: физико-механических, обуславливающих уплотнение пород, и геохимических, определяющих цементацию и перекристаллизацию пород. Роль каждого фактора на определенном этапе литификации различна. В частности, давление оказывает максимальное воздействие на первом этапе консолидации грунтов, т. е. до появления различных по характеру связей между частицами, тогда как перекристаллизация оказывает заметное влияние на более поздних стадиях диагенеза.

Механические силы, действующие на неконсолидированные среды, приводят, с одной стороны, к разрушению минеральных зерен, а с другой — к уплотнению осадков, благоприятствуя при этом геохимическим процессам растворения, цементации и перекристаллизации пород. Степень уплотнения осадков, отличающихся по минералогическому составу, различна. Наиболее хорошо уплотняются тонкозернистые глины, каолинит. Максимальное сопротивление уплотнению оказывает бентонит. Наибольшее уплотнение под воздействием давления испытывают пластичные породы или породы с пластичным цементом. Пористость каолинистых глин [70] под действием давления 100 МПа в течение 30 ч уменьшается от 60 до 35 %, а аскангеля — от 85 до 42 %. Рост температуры ускоряет процесс уплотнения пород. Для чистого аскангеля различие начальной пористости (при  $p = 100$  МПа,  $T = 20$  °С) и конечной (при  $p = 100$  МПа,  $T = 250$  °С) около 40 %. Пористость искусственных образцов (аскангель 25 % + маршаллит 75 %) при повышении температуры от 20 до 250 °С при постоянном давлении  $p = 100$  МПа уменьшается на 3,5—5,4 %.

Уплотнение песчаных осадков под действием всестороннего давления обуславливается в первую очередь прочностью кварцевых зерен. Первоначальная пористость кварцевых песков уменьшается не более чем на 30 % объема породы при увеличении всестороннего давления до 300 МПа. При этом уплотнение песков происходит за счет смещения целых зерен, их дробления и последующего смещения целых и раздробленных зерен.

Из табл. VIII.12 видно, что под действием всестороннего давления до 800 МПа естественные песчаники, сцементированные опаловым цементом, сохраняют достаточно высокую пористость. При давлениях до 500 МПа, соответствующих глубинам до 10—15 км и более, относительное изменение пористости песчаников не превышает 10—12 %, т. е. пористость снижается на 2—3 %.

Т а б л и ц а VIII.12

**Относительное изменение пористости кварцевого песчаника (в %) при возрастании всестороннего давления**

Тип цемента	n <sub>0</sub> , %	p, МПа								
		50	100	200	300	400	500	600	700	800
Опаловый, базально-поровый	17,8	1,56	2,40	4,1	10,4	13,6	16,8	—	—	—
Опаловый, базальный и пленочный	15	1,9	4,1	7,3	8,7	11,5	—	18,5	—	27,8
Глинистый, кварцевой регенерации	14,1	1,5	3,0	5,5	7,5	9,0	11,0	16,5	23,0	32,0
Опаловый	18,6	1,0	2,0	4,0	6,0	8,0	11,5	15,0	21,0	—
Опаловый, базальный	16,9	1,5	4,5	7,5	11,0	14,0	17,0	21,0	33,0	—

П р и м е ч а н и е. Поровое давление 20 МПа.

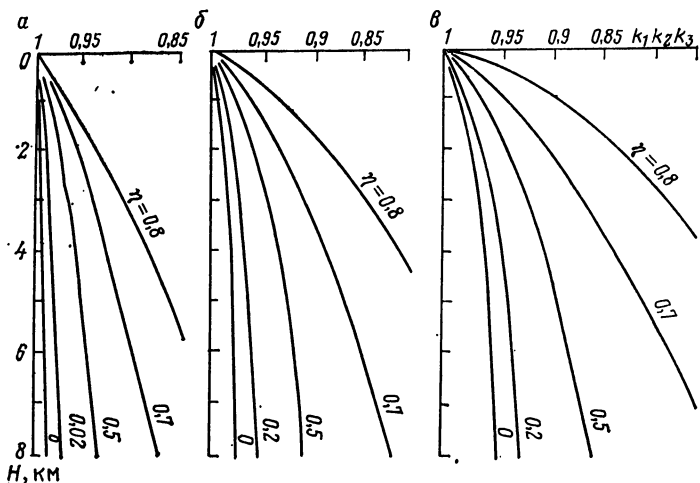


Рис. VIII.9. Поправочные коэффициенты  $k_1 k_2 k_3$  для цементированных песчано-глинистых пород при приведении пористости к пластовым условиям:

*a* — с хорошо отсортированной псаммитовой фракцией; *б* — со средней отсортированностью и окатанностью; *в* — с плохо отсортированной и плохо окатанной псаммитовой фракцией.  $\eta$  — относительная глинистость

Значение коэффициента пористости  $n_0 H$  песчано-глинистых пород на глубине залегания  $H$  при соответствующих давлениях и температурах определяется уравнением

$$n_0 H = n_0 [1 - (\Delta n_0 / n_0)_p, T] [1 - (\Delta n_0 / n_0)_{(p_1 - p), p}] [1 + (\Delta n_0 / n_0)_{(p_1 - p), T}] = n_0 k_1 k_2 k_3, \quad (\text{VIII.5})$$

где  $n_0$  — значение пористости, измеренное в лаборатории (открытая пористость);  $k_1 = 1 - (\Delta n_0 / n_0)_p, T$  — поправка в значение пористости, обусловленная уменьшением разности давлений  $p_1 - p$  при поднятии керна (при  $p = \text{const}$ ,  $T = \text{const}$ );  $k_2 = 1 - (\Delta n_0 / n_0)_{(p_1 - p), p}$  — поправка, обусловленная уменьшением температуры керна (при  $p_1 - p = \text{const}$ ,  $p = \text{const}$ );  $k_3 = 1 + (\Delta n_0 / n_0)_{(p_1 - p), T}$  — поправка за изменение пластового давления (при  $p_1 - p = \text{const}$ ,  $T = \text{const}$ ).

Формула (VIII.5) может быть использована для оценки пористости на глубине, исходя из значений на поверхности, но с обратным знаком поправок.

Определение  $k_1 k_2 k_3$  можно проводить несколькими способами. Если известна только относительная глинистость пород, то определяется среднее значение произведения  $k_1 k_2 k_3$  для соответствующей глубины  $H$  (В. М. Добрынин, Б. Н. Куликов 1979 г.). При известной отсортированности пород и относительной глинистости произведение  $k_1 k_2 k_3$  можно определить из графиков на рис. VIII.9. Для уменьшения возможной погрешности определений при изучении песчано-глинистых пород, имеющих хорошо отсортированную псаммитовую фракцию, следует воспользоваться графиками на рис. VIII.9, *a* и *б*, а для расчетов принять средние значения полученных величин. При изучении плохо отсортированных песчано-глинистых пород — графиками на рис. VIII.9, *в* и *в*.

Если известен состав цемента и тип цементации песчано-глинистых пород, значения  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$  можно определить при любых соотношениях геостатического и пластового давлений на глубине залегания при различных температурах. В этом случае по известным  $H$  находится геостатическое давление  $p_1$  и по данным гранулометрического анализа — относительная глинистость  $\eta$ . По значениям  $p_1 - p$ ,  $\eta$  определяется  $k_1$ . Значения  $k_2$  принимаются в зависимости от пластового давления и относительной глинистости. Коэффициент  $k_3$  в диапазоне температур  $20^\circ\text{C} < T \leq 50^\circ\text{C}$

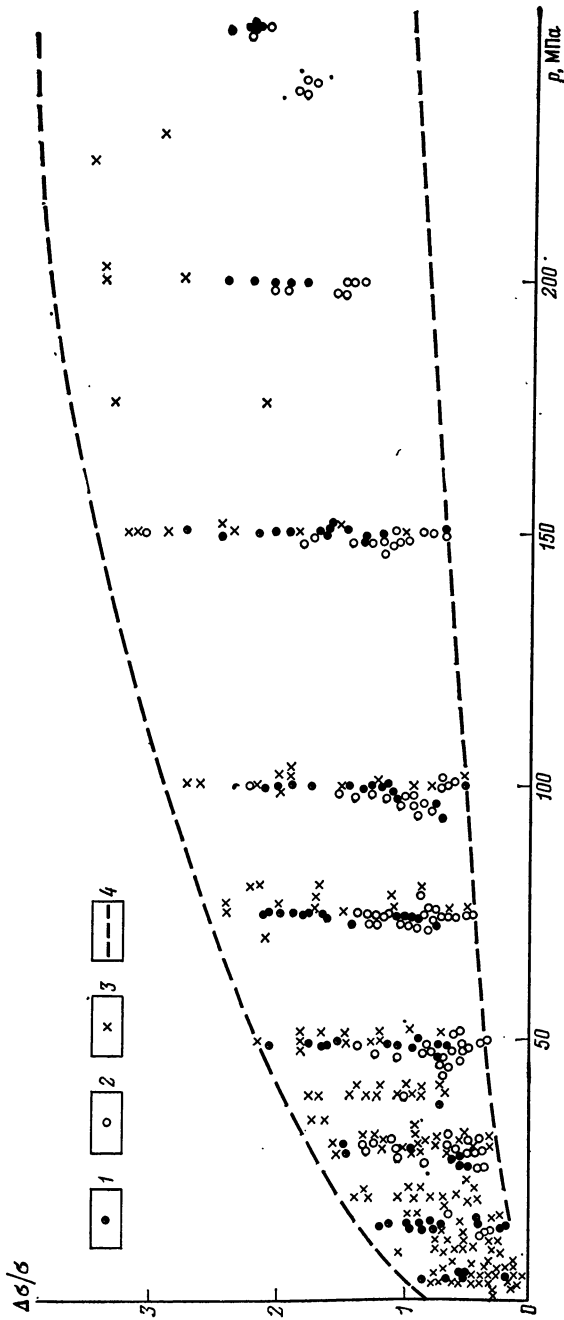


Рис. VIII.10. Зависимость плотности водонасыщенных песчаников и алевролитов от всестороннего давления.

1 — кварцево-полевцошлаковые песчанники и алевролиты Предкавказья с глинистым и глинисто-кремнистым цементом; 2 — полимиктовые песчанники и алевролиты Мангышлака с карбонатным и глинисто-сланцевым цементом; 3 — кварцевые песчанники Русской платформы с опаловым и кремнистым цементом; 4 — пределы изменения плотности

в первом приближении можно принимать равным единице; при более высоких температурах значение  $k_3$  определяется исходя из данных  $T$  и  $p$ .

Пористость песчано-глинистых осадочных пород при нарушении естественных термодинамических условий их залегания и выноса керн на поверхность с глубин менее 1 км увеличивается от 3 до 20 % при увеличении относительной глинистости породы от 0 до 0,8. Увеличение пористости песчаников и алевролитов, отобранных с глубины 3—4 км при тех же значениях  $\eta$ , но уже уплотненных в процессе катагенеза, составляет 2—12 %. При отборе керн песчано-глинистых пород с еще больших глубин (6—8 км) упругое увеличение пористости не превышает 10 %. Упругое увеличение пористости установлено также для кристаллических пород при подъеме керн с глубин более 6—8 км; изменение  $\eta$  не превышает 2—3 % (Л. И. Верник, 1981 г.).

Плотность пород под действием давления увеличивается, причем наиболее значительно в породах высокой пористости за счет ее уменьшения (рис. VIII.10). Максимальное упругое изменение плотности осадочных пород не превышает 2—3 % и происходит в основном в диапазоне давления 0—50 МПа.

При подъеме керн происходит разуплотнение пород — максимальное в пористых породах, минимальное — в уплотненных. Поправка к плотности породы при выносе керн определяется в основном изменением пористости и плотности насыщающего флюида. При давлениях и температурах, соответствующих глубинам до 7 км, плотность твердой фазы можно принять постоянной. В этом случае плотность  $\sigma_{BH}$  на глубине залегания определяется выражением

$$\sigma_{BH} = \sigma_B \frac{1 - n_0H (\delta_T - \delta_{ЖH})/\delta_T}{1 - n_0 (\delta_T - \delta_{Ж})/\delta_T}, \quad (\text{VIII.6})$$

где  $\sigma_B$  — плотность насыщенной породы в лабораторных условиях;  $\delta_T$  — плотность твердой фазы;  $\delta_{Ж}$ ,  $\delta_{ЖH}$  — плотность насыщающего флюида в атмосферных условиях и на глубине  $H$  (см. § 51).

Изменение скорости упругих продольных волн от давления определяется начальной упругостью скелета породы, ее пористостью и типом насыщающего флюида. Упругость скелета  $\beta_{СК}$  зависит от сжимаемости пор  $\beta_{П.}$  сжимаемости твердой фазы  $\beta_T$  породы и ее пористости:

$$1/k_{СК} = \beta_{СК} = \beta_T + n\beta_{П.} \quad (\text{VIII.7})$$

Поскольку с повышением давления сжимаемость пор уменьшается, т. е. увеличивается упругость скелета, это согласно уравнению (VIII.7) приведет к росту скорости. При этом упругость скелета зависит также от пористости. Чем выше пористость пород, тем больше изменение упругости скелета, связанное с уменьшением сжимаемости пор при повышении давления. Уравнение (VIII.7) также показывает, что роль состава породы (сжимаемость твердой фазы  $\beta_T$ ) возрастает при низких значениях  $n$  и  $\beta_{П.}$  Указанные закономерности, установленные на основании теории насыщенных жидкостью деформируемых пористых сред с жестким скелетом, хорошо подтверждаются экспериментальными исследованиями (рис. VIII.11).

Влияние внешнего давления до 250 МПа на скорость продольных волн для всех образцов качественно одинаково (см. рис. VIII.11). При повышении давления скорость увеличивается, причем основное изменение ее наблюдается в диапазоне изменения давления от атмосферного до 50—100 МПа. При дальнейшем повышении давления градиент увеличения скорости уменьшается, и скорость часто стремится к некоторому пределу. Однако влияние давления на скорость для пород с различным составом и структурой различно. При повышении давления до 250 МПа скорость в зависимости от типа пород увеличивается от 5—10 до 80—100 %. Песчаники и их более мелкозернистая разновидность (алевролиты) занимают самое большое поле скорости (см. рис. VIII.11). Так, глинистые песчаники и алевролиты в атмосферных условиях имеют скорость 2,6—4,4 км/с, а при давлении 250 МПа — 4,9—5,8 км/с. Нижние границы изменения скорости соответствуют величинам, свойственным глинам, а верхние границы — уплотненным песчаникам. Большой диапазон скорости в песчаниках объясняется разнообразием их типов и пестротой состава как основных породообразующих минералов, так и цементирующего вещества.

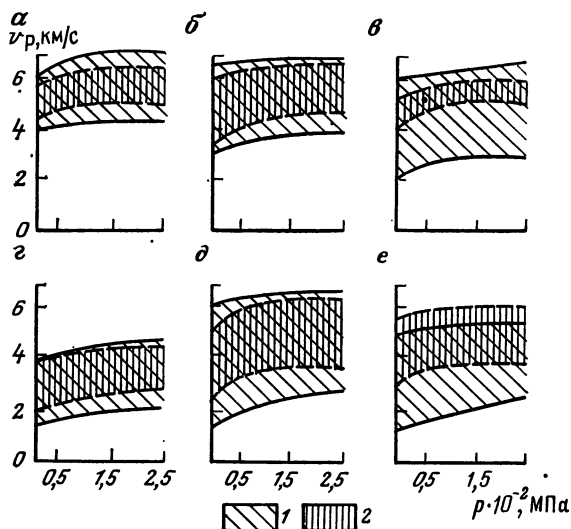


Рис. VIII.11. Зависимость скорости распространения продольных волн в осадочных горных породах от всестороннего давления.

*a* — доломит; *б* — известняк; *в* — мергель; *г* — глина; *д* — песчаник; *е* — алевролит; пределы изменения  $v_p$  по данным: 1 — различных отечественных и зарубежных работ, 2 — ВНИИГеофизики

Важное значение имеют минеральный состав и структура цемента, поскольку эти факторы в наибольшей степени определяют поведение пород в процессе деформирования. Минимальное изменение скорости с увеличением давления наблюдается в обломочных породах, цементированных кварцевым или кремнистым цементом, а наибольшее — глинистым. Так, в кварцевых песчаниках, цементированных опаловым или кремнистым цементом регенерации, изменение скорости небольшое (25—40 %) при увеличении давления до 150—250 МПа. В глинистых песчаниках и алевролитах при повышении давления до 150—200 МПа скорость изменяется до 80 %, а с глинисто-карбонатным цементом — до 60 %. Алевролиты с содержанием карбонатного цемента до 40—50 % также показывают небольшое повышение скорости с давлением — 15—25 %. Наблюдаемые закономерности изменения  $v_p$  от давления в зависимости от типа цемента согласуются с ранее высказанными положениями о зависимости  $v_p$  от  $\beta_{II}$  и  $n$ . Для обломочных пород, цементированных кварцевым или кремнистым цементом, сжимаемость пор минимальна, вследствие чего изменение  $v_p$  от давления также должно быть минимальным. Песчаники и алевролиты, у которых цемент глинистый базального и контактного типа, обладают более высокими значениями сжимаемости пор и, естественно, при одинаковой пористости с песчаниками, цементированными опаловым цементом, будут иметь меньшее значение  $v_p$  и больший диапазон изменения  $v_p$  от давления.

Скорость в известняках выше, чем в песчаниках при одинаковой пористости, так как основной породообразующий минерал известняков — кальцит имеет модули упругости более высокие, чем у кварца. Соответственно в доломите скорость выше, чем в известняке. Среди осадочных пород известняки наиболее однообразны по минеральному составу. Однако наличие примесей (глина, осадочный кремнезем, доломит), структурная неоднородность (от крупнозернистых до пелитоморфных), широкий диапазон пористости способствуют расширению поля скорости. Так, примеси песчаных частиц значительно понижают скорость в карбонатных породах, особенно при низких давлениях. В известняках пористостью 11—20 % в атмосферных условиях скорость равна 3,3—4,6 км/с, а при давлении 150 МПа — 4,4—5,7 км/с. Скорость продольной волны в плотных непористых известняках, особенно имеющих примеси доломита, при давлении 250 МПа достигает 6,5—6,7 км/с. Относительное изменение скорости от давления в карбонатных породах небольшое (15—25 %).

Среди цементированных осадочных пород наименьшей скоростью обладают глины. Причина заключается в том, что зерна глинистых минералов очень тонкодисперсны и, как следствие этого, глины обладают высокой пористостью. Как известно, кристаллическая решетка глинистых минералов состоит из пакетов, связи между которыми слабые. Особенно это относится к монтмориллониту, в межпакетное

пространство которого проникает вода, еще более ослабляющая силы связи (набухание глин). Глины также отличает сложность минерального состава и самый большой диапазон изменения плотности и пористости, что вместе с примесью алевролитовых или песчаных частиц обуславливает широкий диапазон изменения скорости. Глины со значительной примесью карбоната и обломочных частиц и  $n = 15 \div 25\%$  в атмосферных условиях характеризуются скоростью 2—3,7 км/с, а при давлении 150 МПа — 2,6—4,2 км/с. Глины отличает также равномерное изменение скорости от давления вплоть до максимальных исследованных давлений 250 МПа. Относительное изменение скорости от давления в глинах значительно меньше, чем в глинистых песчаниках, и составляет 10—30 %.

Относительное изменение скорости, обусловленное повышением давления от атмосферного до 150 МПа, для осадочных пород (рис. VIII.12) повышается с увеличением пористости, причем пропорционально величине пористости. В пределах разброса экспериментальных значений видно, что влияние пористости на изменение скорости с давлением  $\Delta v_p/v_p$  для всех пород лежит в пределах  $\{2-2,5\%$  на 1 % изменения пористости по абсолютной величине. Начальные же значения величины  $\Delta v_p/v_p$  зависят от цементированности (жесткости) скелета породы.

Влияние типа насыщающего флюида на скорость в условиях высокого давления уменьшается. Если в атмосферных условиях различие скорости в водо- и газонасыщенных породах с одинаковой упругостью скелета составляет 20—30 %, то это различие при всестороннем давлении 50—100 МПа не превышает 2—10 %. Различие скорости в водо- и нефтенасыщенных породах при давлении  $p = 150$  МПа не превышает 1—2 %, тогда как в атмосферных условиях составляет 4—11 %.

Влияние пластового (порового) давления противоположно действию всестороннего давления. Повышение пластового давления приводит к уменьшению эффективного давления на породу и, следовательно, к уменьшению скорости. Экспериментальные исследования показали, что коэффициент разгрузки  $n_{v_p}$ , характеризующий влияние пластового давления на скорость упругой продольной волны, по сравнению с влиянием всестороннего давления изменяется от 0,8 до 1,3. Значение  $n_{v_p}$  определяется неоднородностью состава породы, относительной глинистостью и пористостью породы, а также давлением. Повышение или понижение влияния пластового давления относительно внешнего всестороннего давления зависит от сжатия твердых зерен породы, уменьшения сжимаемости флюида в порах, сжатия минеральных включений в порах породы и т. п.

Влияние температуры на упругие параметры пород определяется степенью цементированности породы. Для слабцементированных осадков зависимость  $v_p$  от  $T$  определяется сжимаемостью жидкости. Скорость в осадках при  $T = 60^\circ\text{C}$  незначительно увеличивается, а при дальнейшем росте температуры уменьшается [3].

В высокопористых цементированных песчаниках, насыщенных пластовыми водами, скорость продольных волн при дифференциальном давлении 2,5—10 МПа незначительно повышается с ростом температуры до 50—60 °С. В низкопористых песчаниках, алевролитах, известняках и глинах в диапазоне температур 20—90 °С  $v_p$  монотонно уменьшается. В диапазоне температур от 90 до 150 °С почти для всех пород наблюдается излом монотонной кривой  $v_p = f(T)$  в сторону более сильного уменьшения скорости. Максимальное падение скорости — в глинах и известняках, минимальное — в кварцевых песчаниках. При температуре выше 150 °С почти для

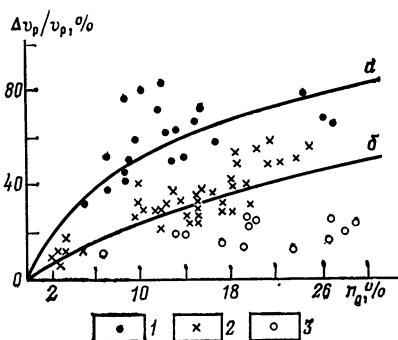


Рис. VIII.12. Относительное изменение скорости распространения продольных волн в песчаниках и алевролитах при повышении всестороннего давления от 1 до 150 МПа в зависимости от начальной пористости  $n_0$  и состава цемента.  $a$  и  $b$  — рассчитанные значения соответственно при  $\beta_n = 100 \cdot 10^{-5}$  и  $50 \times 10^{-5}$  МПа $^{-1}$ . Цемент: 1 — глинистый, 2 — глинисто-карбонатный, 3 — опаловый и кремнистый

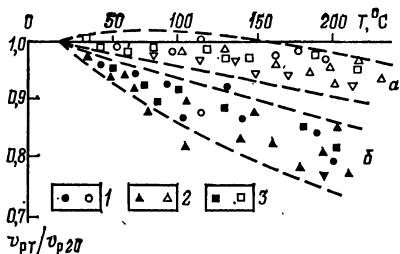


Рис. VIII.13. Изменение распространения продольных волн под действием температуры для газонасыщенных (а) и нефтенасыщенных (б) осадочных пород.  
1 — песчанник; 2 — известняк; 3 — алевролит

няков. Это изменение при повышении температуры до 150—160 °C достигает 10%, тогда как у высокопористых алевролитов ( $n = 25 \div 30 \%$ ) с ростом температуры до 220 °C оно не превышает 5—8%, у алевролитов с карбонатным цементом и пористостью 2—3% — не превышает 5% (при росте температуры до 200 °C).

Для нефтенасыщенных пород уменьшение скорости от температуры по абсолютной величине больше, чем для газонасыщенных и водонасыщенных пород. Для некоторых высокопористых пород (известняков с  $n = 20 \div 25 \%$ , песчанников с  $n = 18 \div 25 \%$ ) скорость продольных волн с ростом температуры до 200 °C уменьшается на 30%. Характерной особенностью изменения  $v_p$  нефтенасыщенных пород является более равномерный градиент  $\Delta v_p / \Delta T$  во всем диапазоне температуры. Если для водонасыщенных пород максимальное снижение  $v_p$  наблюдается в диапазоне 90 °C  $< T < 150$  °C, то для нефтенасыщенных пород  $v_p$  заметно уменьшается начиная с температур 40—50 °C. С увеличением дифференциального давления изменение  $v_p$  нефтенасыщенных пород от температуры, так же как и водо- и газонасыщенных пород, уменьшается. Наблюдаемые изменения скорости от температуры являются следствием изменения как физико-механических свойств составляющих породу фаз (твердой, жидкой и газовой), так и структуры породы.

Приведение значений скоростей продольных волн  $v_p$ , определенных на образцах в лабораторных условиях, к пластовым условиям выполняется при построении петрофизических зависимостей, используемых для интерпретации результатов геофизических исследований. Значение  $v_{pH}$  на глубине залегания породы находится по уравнению

$$v_{pH} = v_{p0} \left[ 1 + \left( \frac{\Delta v_{p0}}{v_{p0}} \right)_{p_1 - p} \right] \left[ 1 + \left( \frac{\Delta v_{p0}}{v_{p0}} \right)_p \right] \left[ 1 - \left( \frac{\Delta v_{p0}}{v_{p0}} \right)_T \right] = v_{p0} k_1 k_2 k_3 \quad (\text{VIII.8})$$

Коэффициенты  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$  определяются следующим способом. По шлифам определяется состав цемента и тип цементации. По данным гранулометрического анализа находится глинистость по массе и рассчитывается относительная глинистость. По данным  $p_1$ ,  $p$  и  $\eta$  определяется коэффициент разгрузки и рассчитывается эффективное давление  $p_{эф} = p_1 - n_{вр} p$ . По этим данным определяются  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$  с использованием палеток для пород с разной пористостью, составом цемента и типом цементации [3].

### § 37. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

Изменение температуры кристаллических веществ приводит к изменению характера обратимых (периодические движения атомов в узлах решетки) и необратимых (диффузия атомов, образование дефектов внутри решетки) процессов, что сопровождается изменением физических, в том числе магнитных, свойств этих веществ. Зависимость

всех пород наблюдается монотонное уменьшение  $v_p$  с градиентом не более 1—3 м/с.

С увеличением разности всестороннего и пластового давлений для водонасыщенных пород относительное уменьшение скорости от температуры снижается. Особенно уменьшается амплитуда резкого снижения  $v_p$  в диапазоне температуры 90—150 °C. Рост давления одновременно с уменьшением амплитуды скачка приводит также к расширению первого диапазона зависимости  $v_p$  от температуры, т. е. начальной области монотонного уменьшения  $v_p$ .

Для газонасыщенных пород (рис. VIII.13), так же как и для водонасыщенных, относительное изменение  $v_p$  от температуры зависит как от состава пород, так и от дифференциального давления. Максимальное понижение  $v_p$  наблюдается у глин и высокопористых извест-



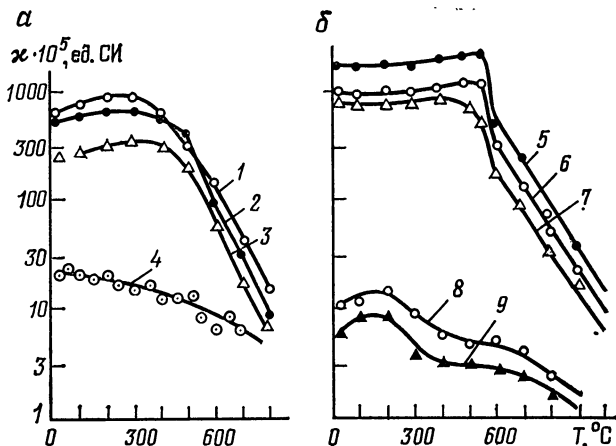


Рис. VIII.14. Зависимость магнитной восприимчивости минералов (а) и горных пород (б) от температуры [64].

1 — анцит; 2 — амфибол; 3 — пироксен; 4 — флогопит; 5 — гранодiorит; 6 — гранит биотит-амфиболовый; 7 — диорит; 8 — гранит биотитовый; 9 — гранит лейкократовый

магнитной восприимчивости парамагнетиков  $\chi_{\text{ПМ}}$  от температуры определяется законом Кюри

$$\chi_{\text{ПМ}} = C/T, \quad (\text{VIII.9})$$

где  $C$  — постоянная Кюри;  $T$  — абсолютная температура.

При наличии взаимодействия между отдельными атомами в решетке закон Кюри переходит в закон Кюри — Вейса, учитывающий это взаимодействие посредством введения добавочного члена  $\Delta$ :

$$\chi_{\text{ПМ}} = C/(T + \Delta). \quad (\text{VIII.10})$$

Магнитная восприимчивость ферромагнетиков сложным образом зависит от температуры и величины поля, в котором она изменяется. Сложность характера изменений объясняется существованием доменной структуры, конфигурация которой зависит от величины поля, а также температурного изменения спонтанной намагниченности, численно равной  $J_s$ , и коэрцитивной силы. При достижении критической температуры (температуры Кюри  $T_c$ ) величины  $J_s$  и  $H_c$  стремятся к нулю, и ферромагнетик переходит в парамагнитное состояние.

Существуют два типа зависимости магнитной восприимчивости ферромагнитных минералов от температуры: обратимый и необратимый. В первом случае с повышением температуры магнитная восприимчивость растет (до 50 %), а вблизи  $T_c$  резко падает. Величина восприимчивости как при нагреве, так и при охлаждении при заданной температуре  $T$  имеет одно и то же значение. При втором типе зависимости  $\chi$  от  $T$  кривые нагрева и охлаждения не совпадают. Последний тип зависимости характерен для нестабильных к повышению температуры ферромагнитных минералов. К числу минералов, у которых зависимость  $\chi$  от  $T$  имеет обратимый характер, относится чистый магнетит и ильменит. Титаномагнетит при определенных соотношениях  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  относится к первому или ко второму типу. При повторных нагревах почти все минералы приобретают обратимый характер зависимости  $\chi$  от  $T$ .

Повышение температуры приводит не только к изменению восприимчивости, но и к уменьшению  $J_s$  и  $H_c$  минералов. В диапазоне температур  $0 < T < 200^\circ\text{C}$  коэрцитивная сила может уменьшаться более чем в 2 раза, тогда как намагниченность насыщения уменьшается на 20—30 %.

Зависимость магнитной восприимчивости горных пород от температуры сложнее, чем у чистых минералов. В процессе нагревания пород восприимчивость, так же как и у минералов, постепенно возрастает, а затем в диапазоне 200—400 °C резко

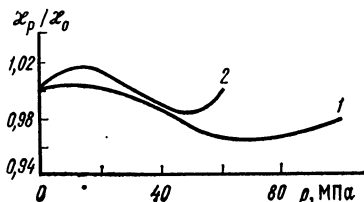


Рис. VIII.15. Зависимость магнитной восприимчивости от давления у монокристалла магнетита при  $T$ :  
1 — 20°C; 2 — 200°C

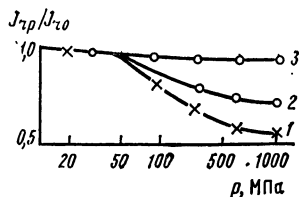


Рис. VIII.16. Влияние давления на изотермическую остаточную намагниченность.

1 — α-гематит; 2 — магнетит; 3 — γ-гематит

уменьшается. Кривая  $\chi(T)$  для горных пород в зависимости от состава ферромагнитных минералов может иметь скачкообразную форму. Указанные особенности кривых являются следствием наложения двух и более кривых, характерных для различных минералов с разными  $T_c$  (рис. VIII.14, а). Поскольку распределение  $T_c$  горных пород зависит только от состава ферромагнитных минералов и не зависит от их количества, размеров и формы, термомагнитные кривые используются для определения типа минералов в породе. Значения  $T_c$  для некоторых распространенных минералов приведены в § 17.

Повышение температуры наряду с изменением восприимчивости приводит к размагничиванию остаточной намагниченности пород. Такие виды намагниченности, как изотермическая, идеальная, вязкая и другие, размагничиваются при незначительном повышении температуры (до 200—300°C). Частичная термоостаточная намагниченность, образовавшаяся при остывании пород от  $T_2$  до  $T_1$  в поле  $H$ , размагничивается при нагревании породы до  $T_2$ . Полная (предельная) термоостаточная намагниченность с увеличением температуры понижается монотонно или скачкообразно. В некоторых случаях вблизи  $T_c$  наблюдается аномальный рост остаточной намагниченности, что связывается с аномальным типом изменения спонтанной намагниченности или влиянием размагничивающего поля на ферромагнитную составляющую, которая имеет более высокую  $T_c$ .

Козерцитивная сила и намагниченность насыщения горных пород, так же как и у минералов, уменьшается с повышением температуры. Так, для плагиогранитов и мигматитов  $J_{rs}$  и  $H_c$  при температурах до 100—150°C уменьшаются на 10—15%, а с ростом температуры до 500°C значения этих параметров не превышают 0,2 от начальных значений при  $T = 20^\circ\text{C}$ . Для оценки козерцитивной силы магнетита при температуре  $T$  предложена формула (Т. Нагата, 1965 г.)

$$H_c = 0,64K(T)/J_s(T), \quad (\text{VIII.11})$$

где  $J_s(T)$  и  $K(T)$  — соответственно значения намагниченности насыщения и константы магнитокристаллической анизотропии при температуре  $T$ .

При  $T > T_c$  лишь для слабомагнитных минералов и горных пород выполняется закон Кюри — Вейса. В остальных случаях как для минералов, так и для различных типов пород графики, построенные в логарифмическом масштабе, имеют вид прямых линий с близкими угловыми коэффициентами (рис. VIII.14, б). При  $T \approx 1000^\circ\text{C}$  магнитная восприимчивость большинства минералов и пород, содержащих мелкодисперсный ферромагнетик, уменьшается приблизительно на два порядка по сравнению с измеренной при  $T = 20^\circ\text{C}$  [64].

Под действием механических напряжений кривые намагничивания ферро- и ферримагнитных веществ изменяют свою форму. Причиной этого является магнитострикция ферромагнетиков. Поскольку магнитные свойства пород определяются в основном содержанием в них ферромагнетиков, то и горным породам свойственна зависимость их магнитных характеристик от внешних механических напряжений.

Магнитная восприимчивость магнетита в слабых полях при одноосном сжатии уменьшается. У титаномангнетита при одноосном сжатии  $10,2 \cdot 10^3$  МПа и намагничивающем поле  $10^6$  нТл уменьшается примерно в 6 раз, а при намагничивающем поле  $21 \cdot 10^6$  нТл — в 7 раз. Намагниченность магнетита в тех же условиях соответ-

ственно уменьшается в 4, 5 и 6 раз. При высоких нагрузках восприимчивость магнетита приобретает постоянную величину, не зависящую от поля. При нагрузках возможно не только уменьшение восприимчивости пород, но и ее увеличение. При действии одноосного сжатия на ферромагнетик с анизотропной магнитострикцией в нем возникают текстуры смещения и вращения. При положительной магнитострикции ( $\lambda > 0$ ) нагрузка приводит к уменьшению восприимчивости. Изменение  $\chi$  ( $p$ ) монокристалла магнетита при  $T = 20$  и  $200^\circ\text{C}$  приведено на рис. VIII.15.

Магнитная восприимчивость горных пород, так же как и у магнетита, уменьшается с увеличением механических напряжений.

При давлениях до 1600 МПа уменьшение восприимчивости достигает 50 %. При этом восприимчивость, измеренная перпендикулярно к направлению сжатия, имеет более слабую зависимость от давления. Эмпирический закон изменения  $\chi$  следующий:

$$\chi(p) = \chi_0 / (1 + \beta p), \quad (\text{VIII.12})$$

где

$$\beta = 3\lambda_s \chi_0 / J_s^2. \quad (\text{VIII.13})$$

При этом согласно Т. Нагата изменение  $\chi$  является результатом вращения  $J_s$  доменов, тогда как Н. Киношита зависимость  $\chi(p)$  рассматривает как результат вращения векторов  $J_s$  доменов, так и смещения доменных границ за счет их взаимодействия с дефектами решетки. Для горных пород величина  $\beta$  лежит в пределах  $10^{-3}$ — $10^{-8}$  МПа $^{-1}$ .

С повышением температуры  $\beta$  уменьшается на 30—50 % и почти не зависит от размеров зерен ферромагнетиков в породе. Рост всестороннего давления также приводит к уменьшению восприимчивости пород. При этом изменение восприимчивости имеет в основном обратимый характер. Необратимые изменения не превышают 2 % [Г. М. Авчян, 1967 г.].

Таким образом, влияние давления на магнитную восприимчивость минералов и горных пород позволяет заключить, что способность породы намагничиваться с ростом давления уменьшается. Повышение температуры до  $T_c$  противодействует влиянию давления, но снижает значения намагниченности насыщения и уменьшает магнитную жесткость минералов и пород (уменьшает величину коэрцитивной силы).

Остаточная намагниченность, приобретенная минералом или горной породой в постоянном магнитном поле, также уменьшается с увеличением нагрузки на породу. Изотермическая остаточная намагниченность титаномагнетита, приобретенная минералом при одноосном давлении более 1000 МПа, в 18 раз меньше, чем при давлении  $p = 0$ . Остаточная намагниченность насыщения пород уменьшается особенно резко в области давлений 0—40 МПа. Здесь уменьшение составляет более 50 %. В диапазоне давлений 40—200 МПа  $J_{rs}$  уменьшается дополнительно на 10—20 %. Изменения  $J_{rs}$  от давления как для монокристаллов, так и для горных пород можно представить в виде гиперболических кривых с различными радиусами кривизны. Радиус кривизны гиперболы гораздо больше для монокристаллов магнетита, чем для магнетитосодержащих пород. В результате влияния всестороннего давления на различные виды намагниченности гематита, магнетита, титаномагнетита и горных пород с различными содержаниями ферромагнитных минералов остаточная намагниченность всех видов уменьшается. Изотермическая остаточная намагниченность гематита уменьшается приблизительно наполовину после воздействия всестороннего давления 1000 МПа (рис. VIII.16). Изотермическая остаточная намагниченность  $\gamma$ -гематита при тех же давлениях почти не изменяется, а чистого магнетита уменьшается на 30 %. Исследование влияния давления на термоостаточную намагни-

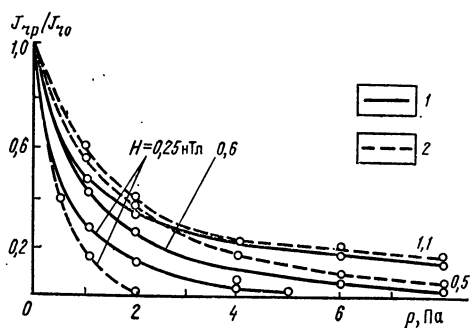


Рис. VIII.17. Изменение изотермической остаточной намагниченности под действием всестороннего давления.

1 — габбро-диабаз; 2 — кварцевый гранодиорит

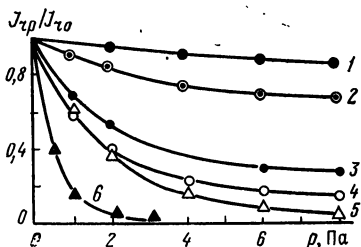


Рис. VIII.18. Изменение изотермической остаточной намагниченности габбро-диабазы под действием всестороннего давления.

$J_{rt}$  при: 1 —  $H = 0,005$  нТл, 2 —  $H = 0,005$  нТл,  $H_{\infty} = 6,5$  нТл, 3 —  $H = 0,005$  нТл,  $H_{\infty} = 1,3$  нТл;  $J_r$  при  $H$  в нТл: 4 — 1,1, 5 — 0,5, 6 — 0,25

магничность. Идеальная намагниченность по стабильности к давлению, так же как и к переменному полю, занимает относительно  $J_r$  и  $J_{rt}$  промежуточное положение. Идеальная намагниченность, полученная в земном поле при наложении переменного поля  $H_{\infty} = 6,50$  нТл, изменяется в среднем на 30%. При уменьшении  $H_{\infty}$  до 1,30 нТл устойчивость идеальной намагниченности понижается и становится сравнимой с устойчивостью изотермической намагниченности, полученной в постоянных полях  $H = H_{\infty}$ .

Таким образом, стабильность параметров  $J_r$ ,  $J_{rt}$  и  $J_{rt}$  к воздействию всестороннего давления почти аналогична стабильности этих же намагниченностей к переменному полю, т. е. наиболее стабильной является термоостаточная, а наименее стабильной изотермическая намагниченность; идеальная намагниченность имеет промежуточное значение (рис. VIII.18).

При исследовании закономерностей изменения магнитных полей в сейсмоактивных зонах важное значение имеет установление характера возникновения пьезоостаточной намагниченности  $J_{rp}$ . Интенсивность  $J_{rp}$  прямо пропорциональна величине внешнего магнитного поля и монотонно растет с увеличением давления. Скорость роста  $J_{rp}$  при наложении давления увеличивается с уменьшением внешнего магнитного поля и больше у пород, в частности базальтов, чем у чистых магнитных минералов. Интенсивность роста  $J_{rp}$  также существенно зависит от соотношения углов между  $\vec{p}$  и  $\vec{H}$  и кристаллографическими осями. В случае  $\vec{p} \parallel [111] \parallel \vec{H}$  рост  $J_{rp}$  значительно выше, чем при  $\vec{p} [111] \perp H$ .

Величина изотермической динамической остаточной намагниченности зависит от энергии воздействия (В. А. Шапиро, 1974 г.):

$$J_{rd} = J_{rds} (1 - e^{-b\sqrt{E}}), \quad (\text{VIII.14})$$

где  $J_{rds}$  — намагниченность насыщения;  $E$  — энергия;  $b$  — коэффициент, зависящий от свойства породы.

Направление  $J_{rd}$  всегда параллельно направлению действующего поля. По стабильности к воздействию температуры, магнитных полей и времени динамическая намагниченность сравнима с вязкой и идеальной и менее стабильна, чем термоостаточная намагниченность.

Под действием механических напряжений вязкая остаточная намагниченность уменьшается нелинейно. После разгрузки величина  $J_{rv}$  быстро восстанавливается. При температурах выше 40—50 °C упругие напряжения существенных изменений на величину  $J_{rv}$  не оказывают.

Поскольку различные намагниченности проявляют различную степень стабильности к воздействию давления, то под действием давления может наблюдаться изменение направления суммарной намагниченности, если эта намагниченность является результатом сложения двух или более видов намагниченностей различной

ценность показало весьма большую ее устойчивость. Уменьшение интенсивности  $J_{rt}$  под давлением до 950 МПа около 5%. Аналогичная закономерность наблюдается и для горных пород. Давление 800 МПа, независимо от типа пород и состава ферромагнитных минералов, уменьшает изотермическую намагниченность  $J_r$  более чем на 85%, при этом в диапазоне давлений 0—200 МПа изменение составляет 60% (рис. VIII.17).

Стабильность изотермической намагниченности в полях ниже насыщающих связана с магнитоупругой энергией и при приложении давления внешние напряжения снижают потенциальные барьеры, т. е. уменьшают эту энергию. В случае термоостаточной намагниченности роль магнитоупругой энергии минимальна и, поскольку энергия определяется в основном кристаллографической анизотропией, давление существенно не влияет на термоостаточную

природы. Если в образце наряду со стабильной относительно давления термоостаточной намагниченностью имеется менее стабильная компонента, направленная антипараллельно термоостаточной намагниченности, при воздействии давления, в зависимости от соотношения величин двух намагниченностей, возможно также изменение знака суммарной намагниченности.

После воздействия на горную породу давления все ее магнитные параметры начинают слабее реагировать на последующее внешнее воздействие. В частности, исследования влияния переменных магнитных полей на остаточную намагниченность минералов и горных пород показывают, что после воздействия давления переменные поля разрушают остаточную намагниченность меньше, чем до давления, т. е. породы становятся более стабильными.

## § 38. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

### Минералы, магматические и метаморфические породы

#### Электрическое сопротивление

Изменение  $\rho$  с температурой для минералов и горных пород, которые чаще являются диэлектриками и реже полупроводниками, подчиняется экспоненциальному закону: для диэлектриков

$$\rho_t = \sum_{i=1}^n \rho_{0i} e^{E_{0i}/kT}; \quad (\text{VIII.15})$$

для полупроводников

$$\rho_t = \sum_{i=1}^n \rho_{0i} e^{E_{0i}/2kT}, \quad (\text{VIII.16})$$

где  $\rho_{0i}$  — электрическое сопротивление;  $E_0$  — энергия активации, эВ;  $T$  — температура, К;  $k$  — постоянная Больцмана, эВ<sup>-1</sup>·градус.

Закон изменения сопротивления геологических образований с повышением давления не установлен. Согласно же экспериментальным данным давление от 50 до 2000 МПа несоизмеримо меньше изменяет их сопротивление, чем температура в интервале 100—1000 °С [73].

Электрические свойства минералов при повышенных температурах определяются их химическим составом и типом кристаллической структуры. Самым большим сопротивлением в широком интервале температур обладают минералы в виде окислов: MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> и CaO (табл. VIII.13).

Т а б л и ц а VIII.13

Сопротивление минералов-окислов при высоких температурах  
(по Э. И. Пархоменко)

Минерал	$t, ^\circ\text{C}$	$\rho, \text{Ом}\cdot\text{м}$
Монокристалл корунда, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	900	$9,3 \cdot 10^7$
	1100	$1 \div 4 \cdot 10^8$
Периклаз спектрально чистый, MgO	600	$5 \cdot 10^{10}$
	900	$9 \cdot 10^8$
Окись кальция, CaO	1100	$6 \cdot 10^8$
	900	$5 \cdot 10^4$
Кварц, SiO <sub>2</sub>	300	$2,8 \cdot 10^6 \div 2,7 \cdot 10^6$
	900	$2,7 \cdot 10^6 \div 2,2 \cdot 10^4$

Электрическое сопротивление минералов (в Ом·м)  
при высоких температурах и давлениях

Минерал	200 °С		600 °С		1000 °С; 0,1 МПа
	100 МПа	2000 МПа	100 МПа	2000 МПа	
Альбит	$3,7 \cdot 10^9$	$3,4 \cdot 10^9$	$6,2 \cdot 10^5$	$3,6 \cdot 10^5$	$2,6 \cdot 10^5$
Микроклин	$2,5 \cdot 10^{10}$	$3 \cdot 10^{10}$	$4,2 \cdot 10^6$	$7,7 \cdot 10^6$	$1,6 \cdot 10^5$
Нефелин	$5,6 \cdot 10^6$	$2,6 \cdot 10^6$	$1,6 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^4$	$6,2 \cdot 10^4$
Диопсид	$1,4 \cdot 10^{10}$	$1,1 \cdot 10^{10}$	$1,4 \cdot 10^5$	$5,3 \cdot 10^5$	$2,1 \cdot 10^5$
Жадит	$2 \cdot 10^6$	$1,3 \cdot 10^6$	$1,3 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^4$	$8,3 \cdot 10^2$
Геденбергит	$4 \cdot 10^5$	$1,6 \cdot 10^5$	$5,3 \cdot 10^2$	$2,8 \cdot 10^2$	—
Альмандин	$6,7 \cdot 10^8$	$6,2 \cdot 10^8$	$5,9 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^3$	$1,1 \cdot 10^5$ — $1,6 \cdot 10^3$
Оливин	$3,6 \cdot 10^{10}$	$1,4 \cdot 10^{10}$	$6,7 \cdot 10^3$	$2,8 \cdot 10^3$	$9,1 \cdot 10^3$ — $1,2 \cdot 10^4$
Серпентин	$7,7 \cdot 10^8$	$2,4 \cdot 10^8$	$8,3 \cdot 10^6$	$7,1 \cdot 10^5$	$7,7 \cdot 10^5$
Роговая обманка	$10^{10}$	$1,7 \cdot 10^8$	$1,2 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^4$	$5,6 \cdot 10^4$
Рибекит	$2 \cdot 10^8$	$9,1 \cdot 10^7$	$1,9 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^4$	—
Эгирин	$1,4 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^3$	$4,3 \cdot 10^2$	$1,6 \cdot 10^1$	2,6
Натролит	$3,8 \cdot 10^3$	$1,8 \cdot 10^2$	$7,7 \cdot 10^1$	7,7	—
Берилл	$3,8 \cdot 10^4$	$10^4$	$5,9 \cdot 10^2$	$3,8 \cdot 10^1$	10,2
Сидерит	$1,3 \cdot 10^9$	$1,4 \cdot 10^8$	$1,8 \cdot 10^4$	$4 \cdot 10^3$	$3,5 \cdot 10^3$
	$2,6 \cdot 10^9$	$1,3 \cdot 10^9$	$5,6 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^5$
	$5,3 \cdot 10^7$	$2,2 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^7$	$10^2$	$5,6 \cdot 10$

Высокие изоляционные свойства этих окислов обусловлены ионными связями при малых ионных радиусах катионов, обладающих незначительной поляризуемостью. Сопротивление окислов, образованных катионами  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , меньше и сильно зависит от наличия примесей.

Величина и интенсивность изменения сопротивления силикатов из группы оливина, граната, пироксена и амфибола с повышением температуры определяется типом катионов. Чем больше в минералах содержится  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$  и  $\text{Si}^{2+}$ , тем выше их сопротивление и тем больше оно увеличивается с повышением температуры. Наименьшим сопротивлением при  $t = 100 \div 1100$  °С в ряду указанных силикатов обладают минералы, в составе которых одновременно присутствуют катионы двух- и трехвалентного железа, а также катионы натрия — рибекит, эгирин и ряд других (табл. VIII.14).

У большинства минералов в интервале температуры 100—650 °С сопротивление с ростом давления от 100 до 2000 МПа уменьшается на 20—60 %, а у минералов, содержащих одновременно катионы железа и натрия,  $\Delta\rho/\rho$  значительно больше и существенно зависит от кристаллографического направления. Для минералов из группы полевых шпатов типичен сложный характер функции  $\rho = f(p)$ , вид которой определяется температурой и кристаллографическим направлением. Данные о сопротивлении при температурах выше 600 °С и давлениях более 2000 МПа имеются лишь для ограниченного числа минералов — альбита, кианита, периклаза и оливина (рис. VIII.19).

Плавное изменение сопротивления минералов с ростом давления и линейная зависимость между  $\lg \rho$  и  $T^{-1}$  могут быть нарушены физико-химическими процессами — дегидратацией, декарбонизацией, реакциями окисления и восстановления окислов железа, а также полиморфными переходами. При дегидратации серпентина, натролита и других водосодержащих минералов в диапазоне давлений 100—2000 МПа сопротивление может уменьшиться на один-два порядка. Полиморфный же переход кианита в силиманит при  $t = 1130$  °С и  $p = 1900$  МПа сопровождается увеличением сопротивления на порядок (А. Б. Слуцкий, 1968 г.).

Электрическое сопротивление горных пород (при высоких термодинамических параметрах является функцией их химического и минерального состава, структурных и текстурных особенностей. По мере повышения температуры от 20 до 1000 °С влияние структурно-текстурных особенностей на  $\rho$  горных пород уменьшается и при температурах более 600—700 °С может практически не наблюдаться. Различие же горных пород по химическому и минеральному составу обуславливает их дифференциацию по  $\rho$  вплоть до температур плавления. Однако с повышением температуры расхождение в значениях  $\rho$  петрографически неодинаковых пород уменьшается (табл. VIII.15).

Свежие, не затронутые вторичными процессами граниты имеют самые высокие значения сопротивления. По мере перехода от гранита к диориту, т. е. с уменьшением содержания кварца и увеличением содержания темноцветных минералов, а также при синхронном увеличении суммарного содержания окислов FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO сопротивление и энергия активации уменьшаются.

Широкий диапазон сопротивления и энергии активации габбро, габбро-диабазов и диабазов при высоких температурах обусловлен существенным уменьшением сопротивления породообразующих минералов-пироксенов при изменении их химического состава от магнезиального до магнезиально-железистого или натрово-железистого.

Большое расхождение электрических параметров габбро-диабазов и диабазов разных регионов связано с неодинаковой степенью развития в них вторичных изменений, различным характером выделения и неодинаковым содержанием рудных минералов. Чем выше содержание рудных минералов, расположенных по границам зерен, тем меньше сопротивление породы при температурах от комнатных до 600—700 °С.

Вторичные процессы типа катаклаза, пелитизации, сосюритизации сильно влияют на  $\rho$  и характер зависимости  $\lg \rho = f(T)$  всех геологических образований. У таких пород обычно наблюдаются диапазоны температур аномального изменения  $\rho$ , что выражается в резком увеличении сопротивления или нерегулярном его изменении. Эти явления могут быть обусловлены физико-химическими процессами.

Эффузивные аналоги гранита, диорита и габбро, а именно кислое стекло (обсидиан), андезит и базальт ввиду мелкокристаллической структуры и наличия аморфной фазы показывают пониженные значения сопротивления при высоких температурах по сравнению с полнораскристаллизовавшимися породами, а также более низкие энергии активации.

Свежие ультраосновные бесполовошпатовые породы, не затронутые процессом серпентинизации, вследствие их преимущественного магнезиального состава при температуре от 100 до 1100 °С характеризуются высоким сопротивлением и линейной зависимостью между  $\lg \sigma$  и  $T^{-1}$ . Наличие катионов хрома в дунитах значительно повышает их сопротивление, поскольку катионы Cr<sup>2+</sup> не участвуют в перезарядке Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup>.

Серпентинизированные ультраосновные породы могут иметь как высокие, так и низкое сопротивление. Последнее наблюдается в случае, когда процесс серпентинизации сопровождается выделением рудных минералов по границам зерен или в виде прожилок, образующих токопроводящие каналы. Для серпентинизированных пород при 500—800 °С типичны области аномального изменения  $\rho$  вследствие про-

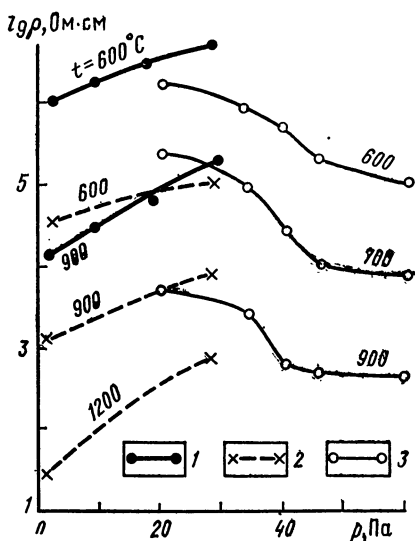


Рис. VIII.19. Зависимость сопротивления минералов от давления при высоких температурах.

1 — альбит; 2 — базальт; 3 — оливин

Электрическое сопротивление горных пород (в Ом·м) при высоких температурах

Порода	ρ при t (в °C)					t*, °C	Энергия активации E <sub>0</sub> , эВ
	200	400	600	800	1000		
Гранит	1,1·10 <sup>9</sup>	5,0·10 <sup>6</sup>	1,2·10 <sup>6</sup>	7,1·10 <sup>8</sup>	10 <sup>8</sup>	≤600	0,8—0,9
Диорит	1,6·10 <sup>7</sup>	1,4·10 <sup>4</sup>	2,1·10 <sup>6</sup>	1,9·10 <sup>6</sup>	6,6·10 <sup>8</sup>	600—850	1
Габбро амфиболовые, диопсидовые и миланократовые	1,4·10 <sup>9</sup>	10 <sup>7</sup>	9,9·10 <sup>5</sup>	1,2·10 <sup>8</sup>	1,8·10 <sup>8</sup>	500—850	0,6—0,8
	10 <sup>8</sup>	1,5·10 <sup>6</sup>	2·10 <sup>4</sup>	5,8·10 <sup>4</sup>	10 <sup>8</sup>	850—1100	1,8—2,3
	3,3·10 <sup>8</sup>	2,5·10 <sup>6</sup>	3·10 <sup>6</sup>	5·10 <sup>4</sup>	1,5·10 <sup>8</sup>	≤800	0,7
	5·10 <sup>6</sup>	2,5·10 <sup>5</sup>	3·10 <sup>6</sup>	8·10 <sup>4</sup>	2·10 <sup>8</sup>	900	2—3
Габбро-норит	1,2·10 <sup>7</sup>	9·10 <sup>5</sup>	3·10 <sup>6</sup>	1,5·10 <sup>8</sup>	3·10	≤600	0,6—0,8
	—	—	4·10 <sup>8</sup>	5·10 <sup>-1</sup>	—	600—900	0,9—1,2
	—	—	—	—	—	900	1,2—1,7
Габбро-диабаз	2,2·10 <sup>5</sup>	3,2·10 <sup>2</sup>	2·10 <sup>2</sup>	2·10	—	200—600	0,5—0,6
	8·10 <sup>5</sup>	1,2·10 <sup>4</sup>	3,3·10 <sup>2</sup>	5·10	—	600—850	1,0—1,3
Долерит	10 <sup>6</sup>	8,3·10 <sup>4</sup>	8,4·10 <sup>3</sup>	1,8·10 <sup>2</sup>	2,5·10	≤850	0,66—1,1
Базальт	1,7·10 <sup>7</sup>	1,2·10 <sup>5</sup>	1,4·10 <sup>4</sup>	2,1·10 <sup>8</sup>	2,2·10 <sup>8</sup>	850—1100	2,2
	4,3·10 <sup>4</sup>	1,4·10 <sup>8</sup>	2,2·10 <sup>2</sup>	4·10	3,2·10 <sup>-1</sup>	100—650	0,6
	6·10 <sup>7</sup>	6,5·10 <sup>5</sup>	6,4·10 <sup>8</sup>	2,5·10 <sup>2</sup>	1,9·10	650—850	0,8—1,2
Оливинит	—	—	—	—	—	850	1,6—2,2
	3,3·10 <sup>8</sup>	4·10 <sup>5</sup>	1,4·10 <sup>4</sup>	3·10	1,6·10	—	—
	10 <sup>10</sup>	2·10 <sup>6</sup>	2,6·10 <sup>4</sup>	2·10 <sup>2</sup>	1,2·10 <sup>2</sup>	—	—
Пироксенит оливиновый	2,5·10 <sup>9</sup>	3,3·10 <sup>6</sup>	1,1·10 <sup>6</sup>	3,2·10 <sup>4</sup>	1,4·10 <sup>2</sup>	≤300	0,4
	10 <sup>9</sup>	6,2·10 <sup>7</sup>	2·10 <sup>8</sup>	4,5·10 <sup>4</sup>	1,8·10 <sup>8</sup>	300—800	0,95—1
Дунит	—	—	—	—	—	800	2,2
	6,6·10 <sup>8</sup>	1,2·10 <sup>7</sup>	7,1·10 <sup>5</sup>	6·10 <sup>4</sup>	1,1·10 <sup>8</sup>	200—750	0,64
	—	—	—	—	—	750—1100	2,14

\* Температура, для которой рассчитана энергия активации.



цесса дегидратации и химических реакций, связанных с наличием окислов железа в свободном состоянии. С повышением температуры от 700 до 1200 °C различие в значениях  $\rho$  свежих и серпентинизированных ультраосновных пород уменьшается.

Ксенолиты ультраосновных пород и эклогитов, содержащих до 50% пирропа и хромдиоксида, по величине сопротивления примыкают к свежим дунитам и оливинитам преимущественно форстеритового состава во всем интервале температур. Сопротивление альмандинового эклогита, оливиновых ксенолитов из базальтов Прибайкалья, Авачинского вулкана на Камчатке и Сейшельских островов Индийского океана обычно меньше, особенно в области высоких температур 800—1200 °C.

Наименьшим сопротивлением из интрузивных пород обладают щелочные породы типа луаврита и ювита за счет высокого суммарного содержания окислов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  при наличии окислов железа (8—12%). У пород с преобладанием  $\text{K}_2\text{O}$  до температуры плавления сопротивление на несколько порядков выше, чем сопротивление пород с повышенным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$ . Метаморфические породы, имеющие региональное распространение (гнейсы, сланцы, амфиболиты), отличаются исключительно большим диапазоном значений сопротивления во всем интервале температур — от 100 до 1200 °C. Наименьшим сопротивлением обладают графитовые, филлитовые и рудосодержащие сланцы. В то же время кианитовые, кварцево-слюдяные и кварцево-биотитовые гнейсы проявляют высокие сопротивления. Характер температурного хода и значения сопротивлений амфиболитов определяются составом преобладающего амфибола, т. е. тем, является ли он магнезиальным или натрово-железистым. В последнем случае сопротивление меньше, а температурная аномалия р выражена резче.

Характер изменения сопротивления горных пород с повышением давления зависит от того, что оказывает преобладающее влияние — микроструктура минералов или макроструктура породы. Поэтому для горных пород наблюдается не только различная степень изменения сопротивления с давлением, но и неодинаковый вид функции  $\lg \rho = f(p)$  при 650 °C и давлениях до 2000 МПа. В том случае, когда на характер изменения  $\rho$  пород с давлением преобладающее влияние оказывает макроструктурный фактор, происходит уменьшение  $\rho$ . Преобладающее содержание в породе кварца и полевых шпатов при незначительной пористости обычно обуславливает проявление минимума или незначительное увеличение сопротивления с давлением. Наличие железистых силикатов в породах повышает степень уменьшения сопротивления пород с ростом давления.

В условиях квазигидростатического давления для железосодержащих минералов наблюдается понижение температуры начала этих процессов на 50—150 °C (рис. VIII.20).

#### Диэлектрическая проницаемость и тангенс угла потерь минералов и горных пород

Характер изменения диэлектрической проницаемости минералов и горных пород с температурой определяется их физико-химическими свойствами и диапазоном частот. Для большинства минералов и горных пород, в составе которых не содержится химически связанной воды, наблюдаются два интервала температур, характеризующихся различной интенсивностью увеличения  $\epsilon$  с повышением температуры. В начальной области температур сохраняется постоянное значение  $\epsilon$  или происходит слабое ее увеличение, во втором интервале температур наблюдается сильное увели-

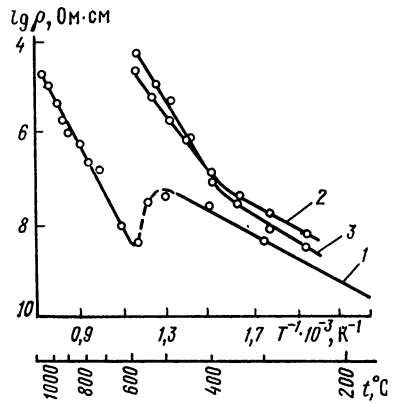


Рис. VIII.20. Зависимость сопротивления серпентинизированного дунита от температуры при различных давлениях:  
1 — атмосферное, 2 — 100 МПа, 3 — 2000 МПа

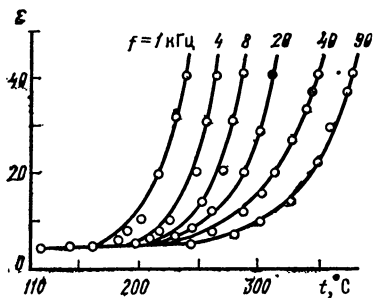


Рис. VIII.21. Зависимость диэлектрической проницаемости кристалла кварца от температуры при различных частотах

чение  $\epsilon$ , которое обусловлено токами проводимости. Значение предельной температуры определяется частотой тока и с увеличением последней смещается в сторону высоких температур (рис. VIII.21). Тангенс диэлектрических потерь указанных минералов и горных пород с повышением температуры также растет. При наличии в химической формуле минералов группы  $(OH)^{-1}$  или  $H_2O$  наблюдаются релаксационные максимумы  $\epsilon$  и  $tg \phi$ . При воздействии высоких давлений от 100 до 2000 МПа в условиях температур 100—600 °C диэлектрическая проницаемость большинства минералов и горных пород растет в 1,2—2 раза. В процессе же дегидратации и декарбонизации под действием давления наблюдается более сильное изменение  $\epsilon$ .

### Осадочные породы

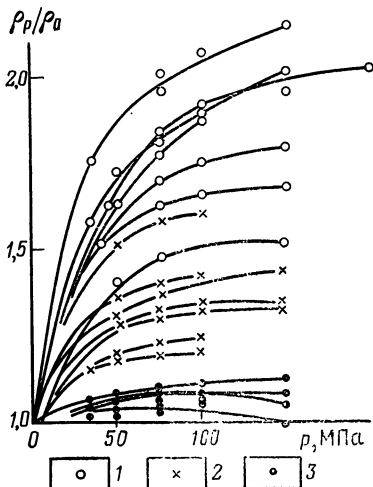
Степень изменения удельного электрического сопротивления осадочных пород от давления и температуры определяется составом породы и ее структурой. Состав горной породы не только обуславливает изменение электрического сопротивления вещества, но и потенциальные возможные изменения структуры пород под действием давления. Изменение структуры породы под действием внешних сил зависит в основном от упругих характеристик цемента. Из рис. VIII.22 видно, что максимальное изменение  $\rho$  свойственно песчаникам с глинистым цементом и составляет 30—70% под действием давления до 50 МПа, а при 250 МПа оно достигает 120%. Минимальное значение при тех же давлениях характерно для песчаников с опаловым цементом, для которых оно не превышает 10—20%.

Для песчаников с глинисто-кремнистым и глинисто-карбонатным цементом увеличение удельного сопротивления при тех же давлениях больше, чем для песчаников с опаловым цементом, но меньше, чем для глинистых.

Зависимость относительного изменения удельного сопротивления от давления для песчано-глинистых пород от их относительной глинистости установлена рядом исследователей. Максимальное изменение соответствует сыльноглинистым песчаникам [98].

В зависимости от пористости, состава пород и извилистости поровых каналов упругие изменения удельного сопротивления карбонатных пород и ангидритов при повышении давления до 150 МПа могут достигать 5 раз и более (рис. VIII.23). Для пород одинакового литологического состава наибольшие изменения  $\rho$  свойственны низкопористым разностям. С увеличением пористости изменение  $\rho$  от давления уменьшается.

Изменение  $\rho$  пород от давления тем больше, чем меньше минерализация насыщающего раствора. Этот эффект тем заметнее, чем больше глинистость породы и меньше их пористость. С повышением давления до 100 МПа коэффициент электрической

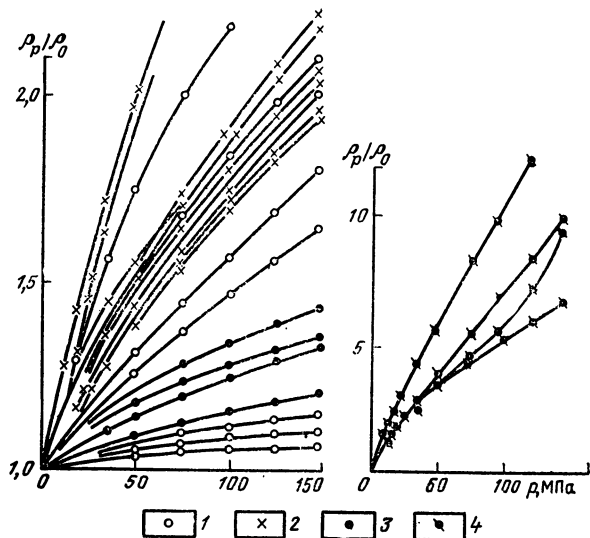


ис. VIII.22. Изменение удельного сопротивления песчаников под действием всестороннего давления.

$\rho_0$  и  $\rho_p$  — удельное сопротивление соответственно при атмосферном давлении и всестороннем давлении. Цемент: 1 — глинисто-слистистый, 2 — глинисто-кремнисто-железистый, 3 — опаловый и регенерации

рис. VIII.23. Изменение удельного сопротивления осадочных пород под действием всестороннего давления.

- 1 — известняк и песчаник с карбонатным цементом;  
 2 — мергель; 3 — доломит;  
 4 — ангидрит



анизотропии песчано-глинистых пород изменяется не более чем на 20—30 %.

Увеличение порового давления при постоянных всестороннем давлении и температуре приводит к уменьшению удельного электрического сопротивления осадочных пород (рис. VIII.24) [3]. Для песчано-глинистых пород влияние порового (пластового) давления больше по сравнению с влиянием давления всестороннего сжатия. Коэффициент разгрузки, характеризующий роль порового давления относительно внешнего всестороннего давления, для песчано-глинистых пород изменяется от 1 до 2,4 и зависит от абсолютных значений давления, пористости, относительной глинистости и степени однородности состава породы.

С увеличением температуры удельное электрическое сопротивление водонасыщенных осадочных пород уменьшается [3, 65 и др.]. Максимальное изменение происходит в диапазоне температур 20—60 °С и составляет более 100 %. При дальнейшем росте температуры (до 250 °С) изменение  $\rho$  незначительно. Величина изменения  $\rho$  от температуры зависит не только от изменения удельного сопротивления насыщающего породу электролита, но и от состава породы, структуры порового пространства, глинистости породы, ее диффузионно-адсорбционной активности, теплового объемного расширения породообразующих минералов и т. д. Наименьшее изменение  $\rho$  с повышением температуры установлено для карбонатных пород и высокопористых слабоглинистых песчаников.

Для низкопористых песчано-глинистых пород изменения  $\rho$  от температуры зависят от типа цемента. Минимальное уменьшение наблюдается у пород с карбонатным цементом, максимальное — с гидрослюдистым и монтмориллонитовым цементом. Для пород одного минералогического состава и структуры уменьшение  $\rho$  от температуры тем больше, чем меньше минерализация насыщающего электролита.

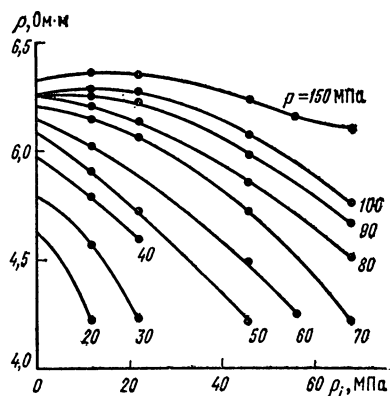


рис. VIII.24. Изменение удельного сопротивления песчаника с глинисто-кремнистым цементом при повышении порового давления  $\rho_i$ .

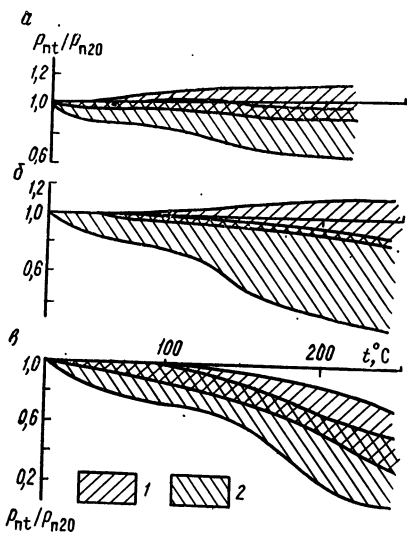


Рис. VIII.25. Зависимость параметра пористости осадочных пород от температуры при дифференциальном давлении  $p_d = 10$  МПа.

Концентрация раствора: а — 2 н., б — 0,1 н., в — 0,01 н.; 1 — известняки; 2 — песчано-глинистые породы

и на 30 % и более для пород, насыщенных 0,01н. раствором. Максимальное изменение параметра пористости наблюдается при повышении температуры от 200 до 250—280 °С. Эти изменения для пород, насыщенных 0,01н. раствором, составляют 70—80 %.

Для низкопористых алевролитов и песчаников характер изменения  $P_{II}$  с повышением температуры несколько отличается от изменений для высокопористых образований. В диапазоне температур 20—70 °С параметр пористости у этих пород уменьшается до 20 %. Степень уменьшения зависит как от концентраций флюида, увеличиваясь с ее уменьшением, так и от дифференциального давления. При дальнейшем повышении температуры от 70 до 150 °С (в зависимости от концентрации насыщающего флюида) параметр пористости  $P_{II}$  остается постоянным. Наблюдается понижение  $P_{II}$  на 50—60 % при повышении температуры от 150 до 250 °С. Во всем диапазоне температур, как и для высокопористых песчано-алевролитовых пород, зависимость относительного изменения параметра пористости от температуры является функцией давления. С увеличением дифференциального давления относительное изменение  $P_{II}$  от  $T$  уменьшается.

Для карбонатных пород, представленных известняками с гранулярной пористостью 12—16 %, насыщенных 2н. раствором соли, параметр пористости увеличивается в диапазоне температур от 20 до 100—130 °С, а при дальнейшем повышении температуры постепенно уменьшается. Степень увеличения  $P_{II}$  известняков от температуры также зависит от величины дифференциального давления и концентрации насыщающего флюида. Увеличение параметра пористости от температуры при  $p_d = 10$  МПа достигает 10 %, тогда как при  $p_d = 100$  МПа увеличение параметра пористости не превышает 2—4 %. Кроме того, экстремум на кривых  $P_{II}(T)$  зависит от давления. Увеличение давления сдвигает экстремум кривых в область более высоких температур. Для известняков, насыщенных раствором соли NaCl низкой концентрации (0,01н. раствор),  $P_{II}$  при повышении температуры в основном уменьшается. При низких значениях дифференциального давления изменение  $P_{II}$  от температуры больше, чем при высоких.

Для оценки влияния структурных изменений и состава породы на зависимость  $\rho$  от температуры могут служить значения относительного электрического сопротивления пород (параметр пористости  $P_{II} = \rho/\rho_0$ ). Верхний предел изменений параметра пористости для песчано-глинистых пород от температуры (рис. VIII.25) [3] характерен для высокопористых разновидностей, а нижний — для низкопористых пород с повышенным содержанием глинистого материала. Параметр пористости высокопористых песчаников и алевролитов, насыщенных 2 н. раствором соли NaCl, при дифференциальном давлении  $p_d = 10$  МПа фактически не изменяется с повышением температуры до 100 °С. При увеличении дифференциального давления от 10 до 100 МПа верхний предел температуры, при которой  $P_{II}$  остается неизменным, увеличивается до 150 °С. Повышение температуры до 250—280 °С приводит к уменьшению параметра пористости не более чем на 8—10 %. Для образцов, насыщенных 0,1 н. и 0,01 н. растворами, параметр пористости при тех же дифференциальных давлениях не изменяется в диапазоне температур от 20 до 50—100 °С. При более высоких температурах ( $t > 150$  °С)  $P_{II}$  уменьшается примерно на 10—12 % для пород, насыщенных 0,1н. раствором,

## § 39. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

Исследования влияния на теплофизические параметры минералов и горных пород температуры и высоких давлений позволили установить общие закономерности их изменения.

Теплопроводность элементов, преимущественно металлов, изменяется по-разному (рис. VIII.26). Теплоемкость их, как правило, возрастает, исключение составляет ртуть. Коэффициент линейного расширения элементов также возрастает либо остается постоянным в широком интервале температур.

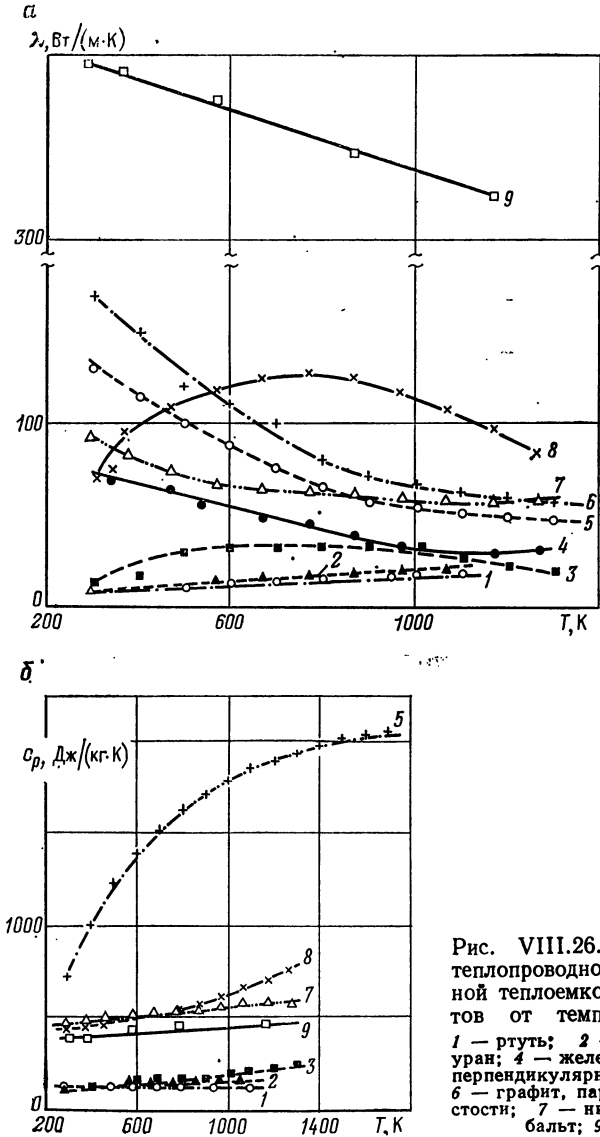


Рис. VIII.26. Зависимость теплопроводности (а) и удельной теплоемкости (б) элементов от температуры [98].

1 — ртуть; 2 — висмут; 3 — уран; 4 — железо; 5 — графит, перпендикулярно к слоистости; 6 — графит, параллельно слоистости; 7 — никель; 8 — кобальт; 9 — медь

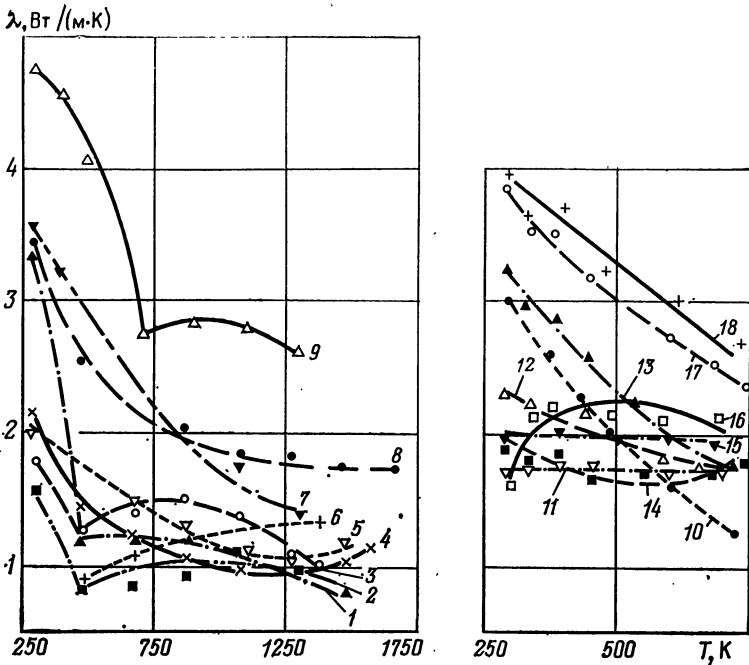


Рис. VIII.27. Зависимость теплопроводности горных пород от температуры [56].

1 — эгклогит; 2 — долерит; 3 — пироксеновое габбро; 4 — лейкократовый гранит; 5 — диорит; 6 — обсидиан; 7 — гарцбургит; 8 — оливинит; 9 — лерцолит; 10 — органогенный известняк; 11 — роговообманково-авгитовый порфирит; 12 — кварцевый порфир; 13 — фельзитовый альбитофир; 14 — диабаз-порфирит; 15 — роговообманково-пироксеновый порфирит; 16 — диабаз-порфирит; 17 — порфирит, аналог дацита; 18 — пемзовый туф

Теплофизические параметры минералов и горных пород определялись при различных температурах (рис. VIII.27, табл. VIII.16). Отметим характерные особенности температурной зависимости этих параметров. Теплопроводность минералов и горных пород уменьшается с ростом температуры. Особенно значительное понижение теплопроводности изверженных пород происходит до 473—700 К. Общее понижение теплопроводности изверженных пород происходит в 2—4 раза.

Теплопроводность оливинита, гранита и диорита, достигнув минимальных значений, с дальнейшим повышением температуры начинает возрастать. Петрографические исследования шлифов показывают, что минимум теплопроводности отвечает началу плавления этих пород (У. И. Моисеенко, 1969 г.). Температурная кривая теплопроводности обсидиана (см. рис. VIII.27, кривая 6) ведет себя по-другому: при нагревании обсидиана его теплопроводность возрастает. По химическому составу исследованные гранит и обсидиан весьма близки, значит, характер зависимости теплопроводности этих пород от температуры определяется их структурой.

Представленные на рис. VIII.27 породы подразделяются на три группы: кристаллические (гранит, диорит, эгклогит и др.), аморфные (обсидиан) и кристаллоаморфные (диабаз, порфирит и др.).

Теплопроводность пород можно подразделить на две составляющие: электронную  $\lambda_{эл}$  и решеточную  $\lambda_r$ . При температуре выше комнатной (Дж. Займан, 1962 г.)

$$\lambda_{эл} = 1,4 \cdot 10^{-8} \left[ (\gamma_{эл} + \gamma_p) + \frac{1}{2} \frac{\gamma_{эл}\gamma_p}{\gamma_{эл} + \gamma_p} \left( 4 + \frac{E_G}{kT} \right)^2 \right], \quad (\text{VIII.17})$$

где  $\gamma_{эл}$  и  $\gamma_p$  — электропроводность, обусловленная электронами и дырками соответственно;  $E_G$  — ширина запрещенной зоны;  $k$  — постоянная Больцмана.

Теплофизические параметры минералов [ $\lambda$  в Вт/(м·К);  $a \cdot 10^{-6}$  в м<sup>2</sup>/с;  
с в Дж/(кг·К)] при различной температуре [98]

Минерал	Пара- метры	Т, К							
		300	400	600	800	1000	1400	1800	2000
Альбит	<i>c</i>	711	(921)	(1088)	(1193)	—	—	—	—
Гранат	$\lambda$	(3,3)	(3,6)	(3,6)	(3,6)	(3,7)	—	—	—
	<i>a</i>	1,1	1,0	0,8	0,8	0,8	—	—	—
Жадент	$\lambda$	(4,1)	(3,9)	(3,6)	(0,3)	(3,6)	—	—	—
	<i>a</i>	1,5	1,0	1,0	0,8	0,9	—	—	—
Кварц аморфный	$\lambda$	1,2	1,3	1,6	1,9	2,3	—	—	—
	<i>c</i>	749	892	1038	1256	—	—	—	—
Кварц [010]	$\lambda$	6,5	4,6	3,3	2,8	3,4	—	—	—
	<i>a</i>	3,3	2,0	1,2	0,9	1,1	—	—	—
Кварц [001]	$\lambda$	13,9	8,4	4,8	3,6	(4,6)	—	—	—
	<i>a</i>	7,1	3,6	1,7	1,1	1,5	—	—	—
Корунд	$\lambda$	25,1	19,6	13,5	9,7	7,4	5,0	4,9	5,0
	<i>a</i>	8,4	5,5	3,3	2,2	1,6	1,0	1,0	1,0
	<i>c</i>	795	942	1105	1189	1227	1277	1327	1356
Микроклин	$\lambda$	(2,1)	(2,2)	(2,2)	(2,3)	(2,1)	—	—	—
	<i>a</i>	(1,1)	0,9	0,8	0,7	0,6	—	—	—
	<i>c</i>	753,6	(829)	—	—	—	—	—	—
Оливин [001]	$\lambda$	5,1	4,7	3,9	4,0	4,8	—	—	—
	<i>a</i>	1,8	1,5	1,1	1,0	1,2	—	—	—
Оксид бериллия	$\lambda$	—	—	8,1	6,4	4,5	2,6	1,6	1,5
	<i>a</i>	—	—	1,6	1,2	0,8	0,2	0,2	0,2
	<i>c</i>	1884	1377	1503	1833	1947	2135	2261	2315
Оксид урана	$\lambda$	—	—	4,3	3,7	3,3	2,4	—	—
	<i>a</i>	—	—	1,5	1,2	1,0	0,7	0,59	0,55
Оксид циркония	$\lambda$	1,7	1,7	1,6	1,5	1,4	—	—	—
	<i>a</i>	0,7	0,6	0,5	0,5	0,4	—	—	—
	<i>c</i>	456	511	569	594	615	666	—	—
Периклаз: монокристалли- ческий	<i>c</i>	749	892	1067	1126	1181	1256	—	—
	<i>c</i>	929	1063	1172	1226	1264	1310	1361	1390
Серпентин	<i>c</i>	950	(1072)	(1197)	—	—	—	—	—
Уранинит	<i>c</i>	238	269,6	295	310	317	327	—	—
Фаялит	<i>c</i>	670	738	837	900	942	1004	—	—
	<i>c</i>	—	(711)	(837)	—	—	—	—	—
Форстерит	<i>c</i>	837	963	1088	1172	1214	1319	1403	—
Циркон	$\lambda$	5,2	6,1	7,0	7,5	8,2	—	—	—
Шпинель	$\lambda$	—	—	(12,6)	(11,1)	(10,1)	—	—	—
	<i>a</i>	—	—	3,1	2,6	2,3	—	—	—
Фианит (искус- ственный алмаз)	$\lambda$	—	—	—	—	—	(6,6)	(5,2)	(5,11)
	<i>a</i>	—	—	—	—	—	0,88	0,68	0,65

Примечание. В скобках приводятся вычисленные значения теплофизических параметров минералов (Р. П. Юрчак, 1980 г.).

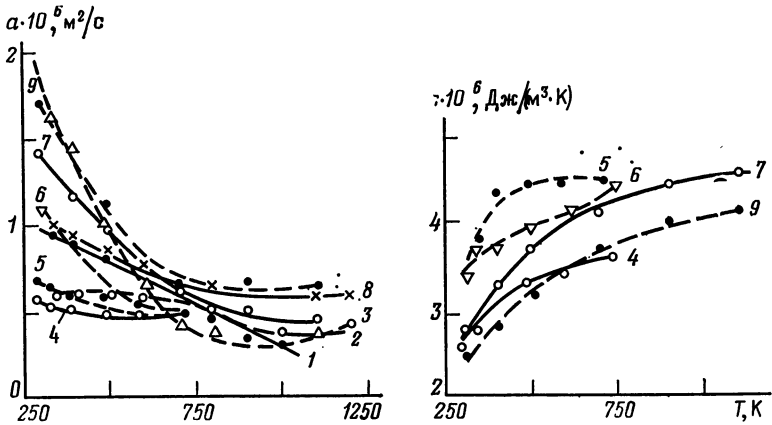


Рис. VIII.28. Зависимость температуропроводности и теплоемкости горных пород от температуры (Г. Ф. Ткач, Р. П. Юрчак, 1972 г.).

1 — диорит; 2 — гранит; 3 — базальт; 4 — обсидиан; 5 — оливковый базальт; 6 — сред-незернистый двухслюдяной гранит; 7 — лерцолит; 8 — микролит; 9 — гарцбургит

Оценив с помощью этого выражения  $\lambda_{эл}$  при условии  $\gamma_{эл} = \gamma_p = \gamma/2$  по экспериментальным данным получаем: при температуре 300 К теплопроводность  $\lambda = 1 \cdot 10^{-8}$  Вт/(м·К), при 1470 К —  $\lambda_{эл} = 1 \cdot 10^{-3}$  Вт/(м·К). Для изверженных пород эти значения максимальны.

Лабораторные измерения во всем интервале температур для общей теплопроводности дают величину порядка нескольких Вт/(м·К). Таким образом, электронная компонента составляет незначительную часть общей теплопроводности, следовательно, определяющей является решеточная составляющая  $\lambda_p$ .

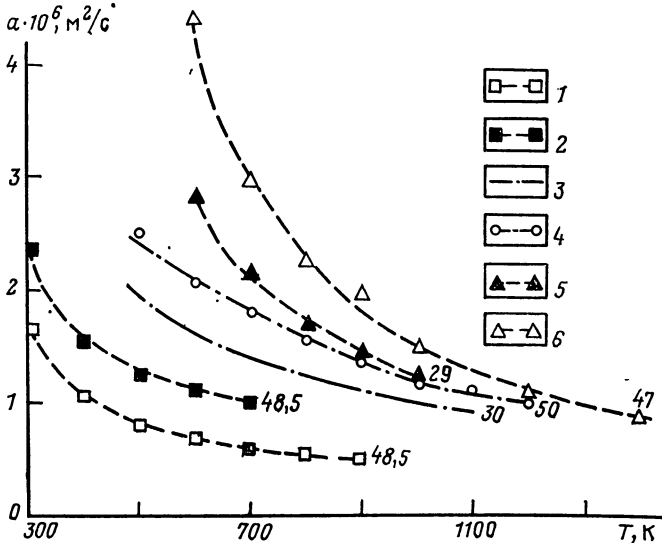


Рис. VIII.29. Зависимость температуропроводности минералов от температуры и давления [98].

1 — оливин; 2 — шпинель; 3 и 4 — форстерит; 5 и 6 — поваренная соль (шифр кривых — давление  $p \cdot 10^{-8}$ , Па)



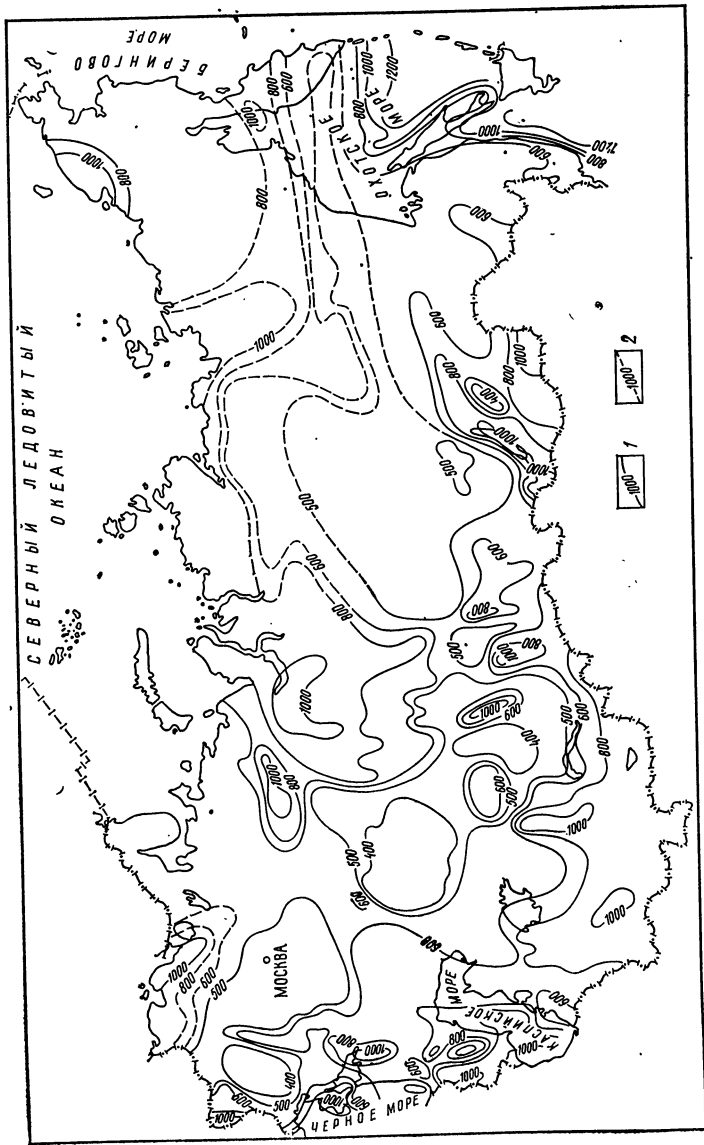


Рис. VIII.30. Карта распределения температуры (в °С) в земной коре территории СССР на глубине 30 км (С. И. Монсеенко, А. А. Смыслов, Т. З. Чадович, 1981 г.).  
 Изотермы, проведенные: 1 — уверенные, 2 — приближенные

Задачу о передаче тепла кристаллической решеткой обычно сводят к изучению фононов в созданном ею потенциальном поле, поэтому  $\lambda_p$  зависит от структуры породы. В кристаллических структурах теплопроводность определяется рассеянием фононов как на кристаллических зернах, так и друг на друге вследствие ангармоничности. Выше температуры Дебая последний механизм приводит к зависимости

$$\lambda = f(\lambda_0/T), \quad (\text{VIII.18})$$

где  $\lambda_0$  — значение теплопроводности при 293 К. Эта зависимость качественно подтверждается экспериментально (см. рис. VIII.27, кривые 1—5).

В породах аморфной структуры передача тепла подчиняется теории случайных процессов, которая при рассматриваемых температурах дает зависимость

$$\lambda = f(T). \quad (\text{VIII.19})$$

Теплопроводность обсидиана соответствует предсказанию теории о линейном росте значений  $\lambda$  с повышением температуры.

В породах кристалло-аморфной структуры (диабаз, порфирит, роговообманковый порфирит), где наряду с кристаллической частью содержится много стекла (см. рис. VIII.27, кривые 13—16), реализуются оба механизма передачи тепла. В результате их одновременного действия теплопроводность таких пород меняется слабо или вообще не зависит от температуры.

Температуропроводность пород с повышением температуры уменьшается (рис. VIII.28). Для пород с кристаллической структурой эта зависимость проявляется особенно резко, с увеличением содержания стекла она выражается слабее.

Теплоемкость пород с повышением температуры увеличивается, причем у пород с аморфной структурой это происходит равномерно во всех интервалах температур. Темп роста теплоемкости у пород с кристаллической структурой неодинаков: он выше в интервале от 270 до 670 К, чем при последующем нагреве (рис. VIII.28).

Влияние давления на теплопроводность осадочных пород при комнатной температуре изучено Э. Хуртигом (1967 г.). По его данным, теплопроводность растет с увеличением давления; максимальное приращение к начальному значению (при атмосферном давлении) достигает 0,44 Вт/(м·К). Наиболее заметно теплопроводность изученных им осадочных пород изменяется при давлении от 0 до  $0,1 \cdot 10^8$  Па. При дальнейшем повышении давления теплопроводность растет слабо или остается постоянной. После снятия давления начальное значение теплопроводности оказывается повышенным, что можно объяснить уплотнением контактов между зернами.

В более широком интервале давлений от 0 до  $50 \cdot 10^8$  Па при нагреве до 1550 К изучена температуропроводность минералов (С. Акимото, Х. Канадори, Н. Фуи и др., 1968 г.). Воздействие давления повышает температуропроводность исследованных минералов (рис. VIII.29, кривые 3—4, 5—6), причем ее градиент уменьшается с ростом давления. Влияние давления ослабевает при увеличении температуры нагрева. С повышением давления значения температуропроводности различных минералов сближаются (см. рис. VIII.29).

Влияние температуры и давления на температуропроводность диорита и гранита рассмотрено в [110, 114]. С ростом температуры до 900 °С их температуропроводность уменьшается. Давление увеличивает температуропроводность; наиболее значителен ее рост для диорита в интервале  $0—0,4 \cdot 10^8$  Па при температуре 900 °С, далее с ростом давления она остается постоянной. Температуропроводность гранита при этой температуре уменьшается по мере увеличения давления.

Экспериментальные данные о влиянии термодинамических условий на теплофизические параметры с учетом особенностей их изменения в различных геологических структурах (см. гл. VI) [56, 57, 98, 108] явились основой для построения модели теплопроводности земной коры [85]. Это позволило выполнить расчеты глубинных температур для станции определения теплового потока с использованием сведений о глубинном строении земной коры и данных о генерации радиогенного тепла [56, 84].

На рис. VIII.30 приведена впервые построенная карта распределения температуры в земной коре территории СССР на глубине 30 км. Характер распределения температуры на этом срезе и диапазон ее изменения указывают на чрезвычайную неоднородность температурного поля. Пониженные значения температуры до 400 °С отмечаются на Украинском щите и Южном Урале. Аномалии со значениями температуры выше 1000 °С приурочены к современным орогенам, кайнозойским подвижным поясам, частям молодых платформ.

# ГЛАВА IX

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ НИЗКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ

Мерзлая горная порода представляет собой многофазную и часто многокомпонентную среду, подверженную динамике превращений, среди которых ведущую роль играют фазовые переходы порового раствора из жидкого состояния в твердое и обратно. Эти превращения и определяют в основном формирование физических свойств криогенных образований, особенно их электрических и упругих характеристик.

К криогенным образованиям относятся: снег, фирн, льды высокогорных ледников, ледяные покровы акваторий, наледи, подземные льды, являющиеся практически мономинеральными. Мерзлые горные породы, содержащие лед лишь как один из породообразующих минералов, представляют собой полиминеральные образования. Различают криогенную текстуру трех основных типов: а) массивную (когда ледяные шпирь отсутствуют) — лед распределен равномерно в порах породы; б) слоистую — ледяные шпирь расположены в виде параллельных слоев и линз; в) ячеистую (шпировую) — шпирь разделяют мерзлую породу на ячейки.

Изучение физических свойств мерзлых пород в натуральных условиях практически пока неосуществимо, поэтому особую роль приобретают лабораторные измерения на образцах [101, 102].

### § 40. ПЛОТНОСТЬ И УПРУГИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

**Плотность.** Плотность мерзлых пород определяется плотностью скелета породы, льдистостью и степенью заполнения пор. Плотность скелета песчано-глинистых пород за счет минералогического состава меняется незначительно — в пределах нескольких процентов. Основное влияние на изменение плотности мерзлых пород оказывает их льдистость.

Плотность льда обычно составляет  $0,9 \text{ г/см}^3$ , хотя в зависимости от солёности, содержания пузырьков воздуха и т. п. может колебаться в пределах  $0,85—0,95 \text{ г/см}^3$ .

Плотность (в  $\text{г/см}^3$ ) мерзлой породы вычисляется по формуле

$$\sigma = 0,9 (100 + w_c) \delta / (90 + \delta w_c), \quad (\text{IX.1})$$

где  $w_c$  — суммарная влажность, %;  $\delta$  — минеральная плотность породы,  $\text{г/см}^3$ . Для мерзлого пылеватого песка увеличение объёмной льдистости от 5 до 40 % обуславливает уменьшение плотности с 2,4 до 1,7  $\text{г/см}^3$ .

Плотность мерзлой супеси и суглинки при изменении льдистости от 10 до 70 % уменьшается почти линейно — от 2—2,1 до 1,3—1,4  $\text{г/см}^3$ .

**Скорость распространения упругих волн.** Скорость распространения продольных волн в мерзлых породах в зависимости от температуры ( $0 \div -30 \text{ }^\circ\text{C}$ ) монотонно возрастает [101, 102]. Однако абсолютные значения скоростей (а также интенсивность их роста) для различных пород оказываются разными даже для одного и того же интервала температур (рис. IX.1). Интенсивность роста  $v_p$  для мерзлых песков в диапазоне температур  $0 \div -3 \text{ }^\circ\text{C}$  значительно больше, чем для глинистых пород, а при более низких температурах наоборот. Такой характер температурной зависимости  $v_p$  хорошо согласуется с протеканием процесса льдовыделения в мерзлых породах различной дисперсности и минерального состава. По данным калориметрических исследований, вода в грубодисперсных породах (пески) практически вся превращается в лёд при температуре  $-(1 \div 2) \text{ }^\circ\text{C}$ , в то время как в тонкодисперсных породах часть воды остается не замерзшей вплоть до температуры  $-(70 \div 80) \text{ }^\circ\text{C}$ . В процессе понижения температуры породы при переходе через нуль наблюдается скачок в скорости распространения упругих волн, обусловленный замерзанием

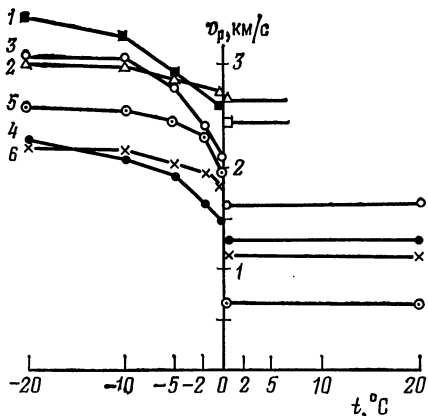


Рис. IX.1. Зависимость скорости распространения продольных волн в мерзлых породах (при естественной влажности) от температуры (Яковлевское месторождение КМА).

1 — мергель; 2 — мел; 3 — песчаник; 4 — глина; 5 — песок; 6 — переслаивание глины и песка

рости  $v_p$  при переходе через нулевое значение наименьшее — 10—20 %, так как большая часть их влажности приходится на связанную воду. Последняя частично замерзает при дальнейшем понижении температуры, что находит отражение в возрастании скорости упругих волн. Для песка при понижении температуры до  $-10 \div 15$  °C возможно заметное (примерно на 10—15 %) монотонное нелинейное возрастание скорости продольных упругих волн, что в значительной мере связано с наличием в нем жидкой фазы и ее переходом в твердое состояние в диапазоне температур  $-2 \div 15$  °C. Подобного рода температурная зависимость скоростей распространения упругих волн наблюдается также у поликристаллического пресного льда. Для глинистых мерзлых пород наиболее характерны небольшой скачок скорости упругих волн при переходе через нулевое значение и более резкое, чем в грубодисперсных породах, возрастание зависимости  $v_p(t)$  при дальнейшем понижении температуры.

Весьма существенно влияние на распространение упругих волн льдистости мерзлой породы, которое также различно и зависит от литологии породы. Для полной характеристики состава мерзлой породы, кроме суммарной по массе  $w_m$  или объемной  $w_v$  влажности, нужно знать пористость или степень заполнения пор незамерзшей водой и льдом, так как в случае неполного влагонасыщения необходим учет влияния газообразной фазы породы.

Результаты лабораторных измерений на образцах каолина при полном влагонасыщении показывают, что при постоянных температурах увеличение влажности обуславливает возрастание скорости распространения упругих волн, причем асимптотическое значение в этом случае должно соответствовать скорости распространения упругих волн во льду. Удобнее рассматривать результаты такого рода экспериментов в координатах объемной влажности  $w_v$ . Графики зависимости  $v_p(w_v)$  представляют собой прямые с положительным угловым коэффициентом, пропорциональным температуре измерения. Эти прямые пересекают прямую с абсциссой  $w_v = 100$  % в точках, ординаты которых соответствуют значениям скоростей упругих волн во льду при тех же температурах (рис. IX.2). Подобные результаты получены и для сульфидов.

Характерная особенность песчано-глинистых мерзлых пород — уменьшение влияния влажности на возрастание скорости упругих волн при понижении температуры, что можно объяснить спецификой замерзания жидкой фазы в тонкодисперсных

свободной воды и возникновением нового компонента твердой части породы — кристаллического льда. Количество льда, образующегося в единице объема породы, а также его распределение (криотекстура породы) определяются начальной влажностью породы, литологией и режимом промерзания.

Большинство данных по температурной зависимости скоростей получено на образцах с массивной криогенной текстурой, поэтому наблюдаемое скачкообразное изменение скорости упругих волн обусловлено количеством образовавшегося порового льда и степенью цементации им породы. Наибольшее скачкообразное изменение наблюдается в песках, так как в них при переходе через нулевое значение температуры замерзает большая часть влаги. Для песка, содержащего глинистые фракции, этот скачок составляет около 250 %, в то время как для чистых кварцевых песков он примерно вдвое больше. Соответственно для глин и глинистых пород скачкообразное изменение скорости

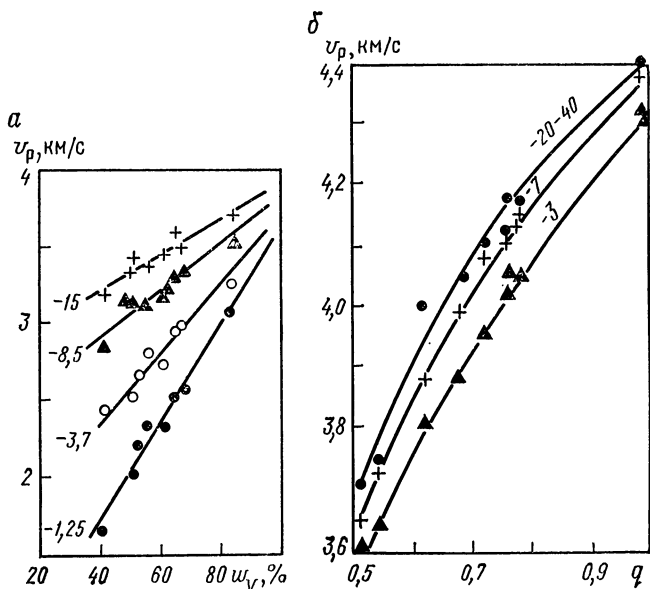


Рис. IX.2. Зависимость скорости распространения продольных волн от влажности. *a* — в мерзлом каолинитe от объемной влажности; *б* — в мерзлом кварцевом песке от степени заполнения пор льдом (пористость примерно 39 %, фракция 0,1—0,25 мм). Шифр кривых —  $t$  в  $^{\circ}\text{C}$

породах и количественным изменением их модулей упругости и плотности при возрастании суммарной влажности с полным заполнением пор.

При низких температурах за счет сужения и упрочения межзерновых граничных зон возникает такая монолитизация дисперсной породы, что скорость распространения упругих волн становится близкой к скорости их распространения во льду, поэтому увеличение влажности (т. е. объемного содержания льда в породе) не вызывает ее существенного возрастания.

При дальнейшем понижении температуры, когда незамерзшей воды практически не остается, и механические свойства минерального скелета грунта приближаются к свойствам массивного каолинита или другого глинистого минерала, основное влияние на скорость распространения упругих волн будет оказывать соотношение компонент твердой фазы: льда и минеральной части. В этом случае увеличение объемного содержания льда в породе должно вызвать понижение скоростей упругих волн, так как в минеральном скелете они значительно выше, чем во льду.

Граничные значения температуры смены знака изменения скоростей в зависимости от льдистости пока не установлены, но несомненно, что для глинистых пород они достаточно низкие — примерно  $-(25 \div 30)^{\circ}\text{C}$ .

Объемная влажность пород при постоянной пористости может меняться от нуля до значения пористости и ее удобно выразить через степень заполнения пор водой и льдом  $q$ . Увеличение степени заполнения пор в мерзлой породе вызывает значительное возрастание скорости распространения упругих волн. Так, в мерзлом песке (рис. IX.2, б) изменение  $q$  на 0,1 (в интервале от 0,7 до 1) соответствует изменению  $v_p$  на 120 м/с. При меньших значениях  $q$  это изменение еще больше (при  $q = 0,5$  примерно 220 м/с). Влияние температуры на характер зависимости  $v_p(q)$  для песка незначительно. Охлаждение песка ведет к параллельному смещению кривой, выражающей зависимость  $v_p(q)$ , в сторону больших значений  $v_p$ .

Возрастание скорости, связанное с увеличением степени заполнения пор, получено и для более тонкодисперсных пород. Для суглинка, например, при температуре  $-2^{\circ}\text{C}$  изменение  $q$  от 0,35 до 0,95 приводит к увеличению скорости распространения

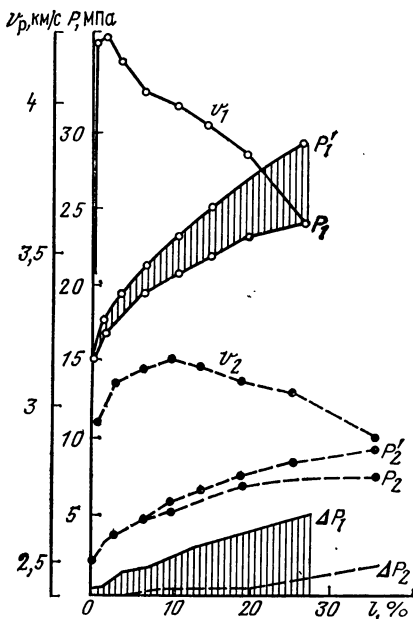


Рис. IX.3. Зависимость скорости распространения продольных волн от деформации в процессе одноосного сжатия мерзлого влагонасыщенного суглинка ( $w_p = 25,5\%$ ). Индексы 1 и 2 у символов соответствуют температурам  $-40$  и  $-10^\circ\text{C}$

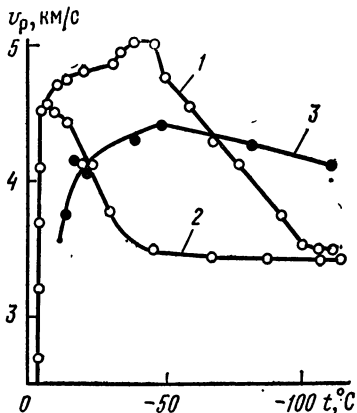


Рис. IX.4. Изменение скорости распространения продольных волн в образцах мерзлого влагонасыщенного песка (пористость 38%) при их глубоком охлаждении.

1 — быстрое охлаждение; 2 — отепление; 3 — медленное охлаждение

продольных волн от 700 до 2470 м/с, а при температуре  $-40^\circ\text{C}$  — от 1420 до 3410 м/с. Данный пример свидетельствует, что в более дисперсных породах понижение температуры в отличие от песка вызывает увеличение интенсивности возрастания  $v_p$  при изменении  $q$ .

Измерения при одноосном сжатии образцов мерзлых пород показали, что изменение скорости упругих волн в процессе увеличения нагрузки на образец имеет экстремальный характер (рис. IX.3). Большим напряжениям соответствуют большие значения скоростей. Установлено, что величина деформации  $l$ , при которой  $v_p$  достигает максимума, во всех случаях соответствует началу расхождения истинной и условной диаграмм сжатия ( $P_1, P'_1, \dots, P_2, P'_2$ ). Это соответствует началу нарушения целостности породы в результате развития прогрессирующих микротрещин, т. е. переходу к необратимым деформациям и разрушению при последующем возрастании нагрузки. При контрольных опытах с прозрачным льдом возникновение микротрещин легко наблюдается по резкому помутнению образца при деформациях, соответствующих переходу скорости распространения упругих волн через максимум. Эксперименты показали, что максимальные скорости  $v_{\max}$  и соответствующие этому состоянию породы нагрузки  $P$  зависят от температуры, литологического состава образца и значительно меньше от его льдистости. Повышение температуры и степени дисперсности мерзлой породы вызывает уменьшение значений  $v_{\max}$  и  $P$ . При температуре  $-40^\circ\text{C}$  для суглинка влажность по массе  $w_m = 25,3\%$ ,  $q = 0,94$ ,  $v_{\max} = 4210$  м/с,  $P = 17$  МПа; для каолина при этой же температуре и близкой влажности ( $w_m = 27,9\%$ ,  $q = 1,0$ )  $v_{\max} = 3760$  м/с,  $P = 77$  МПа. Повышение температуры суглинка до  $-10^\circ\text{C}$  ( $w_m = 25,6\%$ ,  $q = 0,93$ ) приводит к уменьшению рассматриваемых величин. Увеличение льдистости грубодисперсных пород (песок, супеси) вызывает небольшое уменьшение  $v_m$  и  $P$ , а для каолина — увеличение.

По результатам выполненных к настоящему времени работ увеличение напряжения вызывает возрастание скорости ультразвуковых волн в мерзлой породе до определенной максимальной величины, после чего она начинает убывать. При трехосном сжатии максимальная скорость продольных волн превышает соответствующее значение в случае одноосного сжатия.

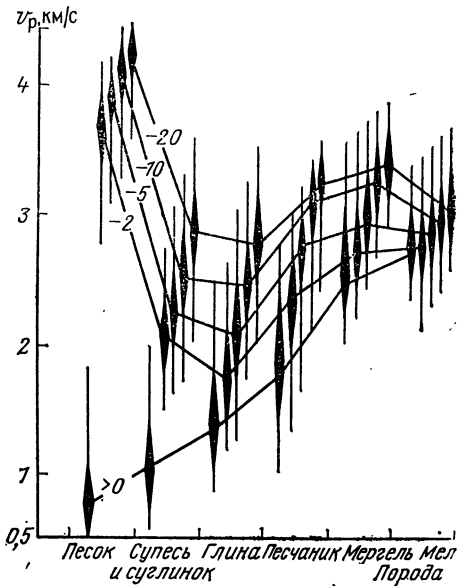


Рис. IX.5. Распределение мерзлых пород с различным литологическим составом по значениям  $v_p$ .  
Шифр кривых —  $t$  в  $^{\circ}\text{C}$

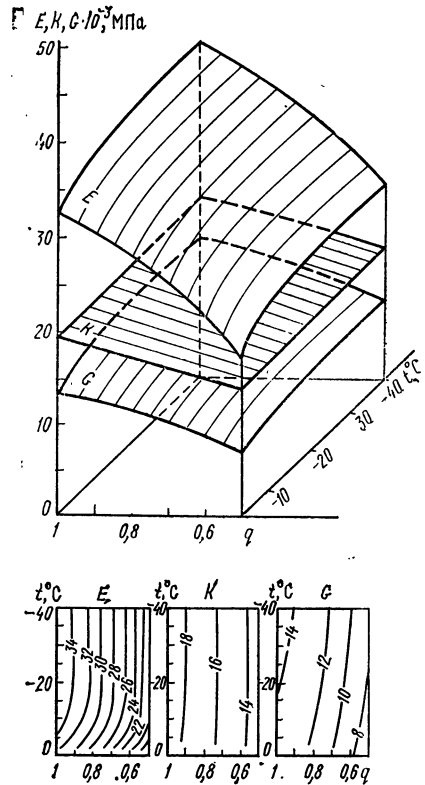


Рис. IX.6. Зависимость модулей упругости мерзлого песка от степени заполнения пор и температуры.  
Шифр кривых —  $(K, E, G) \cdot 10^{-8}$  в МПа.  $K$  — модуль всестороннего сжатия,  $E$  — модуль Юнга,  $G$  — модуль сдвига

В области преобладания упругих деформаций зависимость  $v_p(P)$  практически одинакова при трехосном и одноосном сжатии.

Таким образом, возрастание скорости соответствует уплотнению и увеличению жесткости мерзлой породы при ее сжатии вплоть до начала растрескивания.

Специальные исследования закономерностей изменения скорости упругих волн в породах при их глубоком охлаждении [ниже  $-(40 \div 50)^{\circ}\text{C}$ ] показали, что понижение температуры породы вызывает увеличение скорости прохождения в ней упругих волн только до определенного предела, после чего наблюдается ее уменьшение (рис. IX.4). Однако при сохранении в общих чертах характера зависимости  $v_p(t)$  абсолютные значения скоростей упругих волн (и интенсивность их изменения) при понижении температуры являются функциями не только состава породы, но и режима охлаждения. Быстрое ( $\sim 4^{\circ}\text{C}/\text{мин}$ ) понижение температуры ведет к резкому уменьшению скорости при глубоком охлаждении, в то время как медленное охлаждение породы того же состава с выдерживанием при фиксированных температурах через каждые  $10^{\circ}\text{C}$  обуславливает значительно меньшую интенсивность изменения скорости. Уменьшение значений  $v_p$  при глубоком охлаждении связано с развитием трещиноватости.

При повышении температуры мерзлой породы после ее охлаждения до  $-100^{\circ}\text{C}$  значения скоростей возрастают, приближаясь к первоначальным при  $-(5 \div 10)^{\circ}\text{C}$ , но по другому закону: здесь наблюдается ярко выраженный гистерезис.

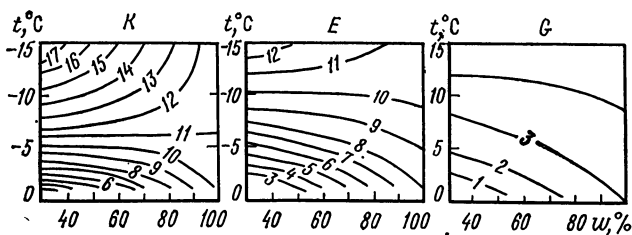
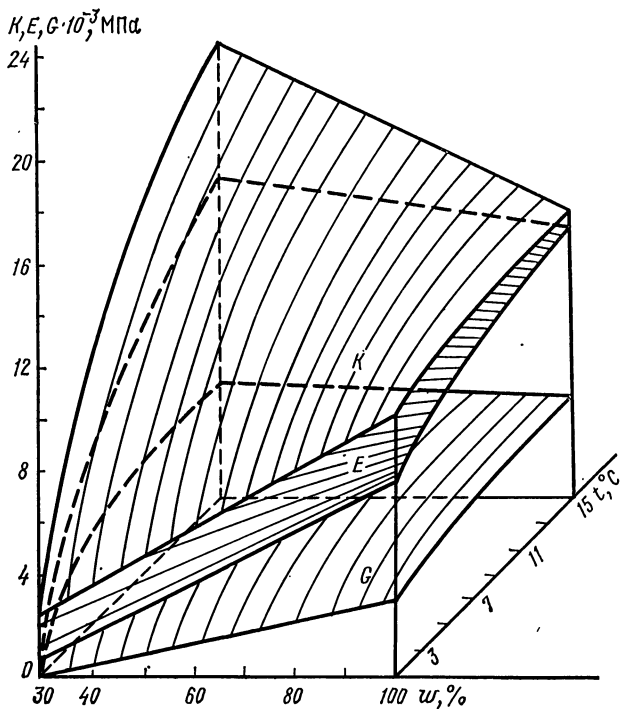


Рис. IX.7. Зависимость модулей упругости глинистых мерзлых пород (каолина) от температуры и влажности (при полном влагонасыщении).  
Шифр кривых — (K, E, G) · 10<sup>-3</sup> в МПа

Не менее важным, но пока мало исследованным остается вопрос затухания упругих волн в мерзлых породах. По данным лабораторных измерений [101, 102] и полевых экспериментов, коэффициент затухания ультразвуковых волн в мерзлых песчано-глинистых породах на частоте 30—200 кГц в диапазоне температур  $-(1 \div 20)^\circ\text{C}$  изменяется от 0,01—0,1 до 0,3  $\text{см}^{-1}$  ( $\sim 9\text{--}270$  дБ/м), возрастая в талых образцах до нескольких единиц и десятков  $\text{см}^{-1}$ .

В талом состоянии основные дисперсные и пористые влагонасыщенные горные породы могут составить следующий ряд (в порядке возрастания скоростей распространения в них продольных упругих волн); песок, супесь, суглинок, глина, песчаник, мергель, мел, известняк. Правда, в зависимости от влажности, структуры и текстуры каждая из этих пород характеризуется определенными диапазонами изменения скоростей, которые могут частично перекрываться. Для мерзлых пород подоб-



ная классификация может быть построена только при учете влияния температуры, влажности и напряженного состояния. В противном случае оказывается невозможным разделить породы разной литологии даже по средним значениям скоростей. Определяющей является температура породы. Для фиксированных значений температуры можно дать скоростную классификацию мерзлых пород, характеризующую многообразие их свойств в зависимости от литологического состава. Конечно, влажность (льдистость) и напряженное состояние мерзлой породы будут сказываться на этой классификации.

На рис. IX.5 представлены обобщенные данные по экспериментальным определениям скоростей распространения упругих волн в мерзлых породах различного литологического состава [98]. В мерзлом состоянии по абсолютным значениям скоростей  $v_p$  можно выделить лишь влагонасыщенные чистые кварцевые пески при температуре ниже  $-(2 \div 3)^\circ\text{C}$ . Остальные мерзлые песчано-глинистые и карбонатные породы могут характеризоваться одинаковыми значениями  $v_p$ . Однако, если эти породы рассматривать при какой-то фиксированной отрицательной температуре, то оказывается, что они достаточно четко и закономерно разделяются по этому параметру. Дифференциация базируется на различии в характере фазовых переходов вода — лед в промерзающих породах разного литологического состава.

**Модули упругости.** Лед и мерзлые породы характеризуются высокой пластичностью при малом пределе прочности, поэтому изучать их модули упругости необходимо при малых и кратковременных деформирующих воздействиях. Наиболее подходящей методикой в этом случае является ультразвуковой импульсный метод в вариантах «просечивания» и продольного профилирования с фазовой корреляцией различных типов волн (см. гл. III).

Определяющее влияние на упругие свойства мерзлых пород оказывают: а) фазовый состав (т. е. количество, состояние и распределение незамерзшей воды); б) льдистость и мерзлотная текстура (т. е. количество и распределение выделившегося в породе льда).

Результаты изучения модулей упругостей, выполненного А. Д. Фроловым (1973 г.), приведены на рис. IX.6 и IX.7.

Коэффициент Пуассона  $\sigma_{II}$  для мерзлых пород слабо зависит от влажности и температуры и при расчетах может быть принят за константу; для песка  $\sigma_{II} = 0,2 \div 0,22$ , для глинистых пород (каолин) —  $0,35-0,4$ , для суглинка —  $0,33-0,38$ . В среднем для глинистых пород  $\sigma_{II} = 0,37$ .

Температурная зависимость модулей упругости криогенных образований в значительной степени обусловлена изменением фазового состава заполнителя. Вымерзание жидкой фазы при понижении температуры приводит к укрупнению пространственной криогенной структуры, а следовательно и к увеличению ее упругости (жесткости). Наблюдается характерная зависимость модулей упругости от льдистости породы и степени заполнения пор [98].

## § 41. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В гетерогенных многофазных средах, какими являются мерзлые породы, процессы проводимости и поляризуемости должны оказывать взаимное влияние друг на друга.

Это приводит к необходимости представления  $\gamma$  и  $\epsilon$  мерзлых пород в виде некоторых комплексных частотно-зависимых параметров:

$$\tilde{\gamma}(\omega) = \gamma_1(\omega) + j\gamma_2(\omega); \quad (\text{IX.2})$$

$$\tilde{\epsilon}(\omega) = \epsilon_1(\omega) - j\epsilon_2(\omega),$$

где  $\gamma_1(\omega)$  и  $\epsilon_2(\omega)$  — действительная часть удельной электропроводности и мнимая часть диэлектрической проницаемости, которые обуславливают синфазную с напряженностью электрического поля составляющую плотности тока в породе;  $\epsilon_1(\omega)$  и  $\gamma_2(\omega)$  — действительная часть диэлектрической проницаемости и мнимая часть удельной электропроводности, обуславливающие квадратурную с напряженностью поля составляющую плотности тока в породе.

Измеряемые в электромагнитном поле эффективные характеристики горных пород будут также комплексными:

$$\tilde{\gamma}_{\text{эф}}(\omega) = \gamma'_{\text{эф}}(\omega) + j\gamma''_{\text{эф}}(\omega); \quad (\text{IX.3})$$

$$\tilde{\varepsilon}_{\text{эф}}(\omega) = \varepsilon'_{\text{эф}}(\omega) - j\varepsilon''_{\text{эф}}(\omega);$$

здесь  $\gamma'_{\text{эф}}(\omega) = \omega \varepsilon''_{\text{эф}}(\omega)$  — величина, характеризующая синфазную с напряженностью электрического поля составляющую плотности тока — эффективный ток проводимости;  $\varepsilon'_{\text{эф}}(\omega) = \gamma''_{\text{эф}}(\omega)/\omega$  — величина, определяющая квадратурную с напряженностью электрического поля составляющую плотности тока — эффективный ток смещения.

Причем величины  $\gamma'_{\text{эф}}(\omega)$  и  $\varepsilon''_{\text{эф}}(\omega)$  — линейные комбинации действительных и мнимых частей  $\tilde{\gamma}(\omega)$  и  $\tilde{\varepsilon}(\omega)$ , что следует из подстановки в уравнение Максвелла для полного тока выражений (IX.2):

$$\gamma'_{\text{эф}}(\omega) = \gamma_1(\omega) + \omega \varepsilon_0 \varepsilon_2(\omega) = \omega \varepsilon_0 \varepsilon''_{\text{эф}}(\omega); \quad (\text{IX.4})$$

$$\varepsilon'_{\text{эф}}(\omega) = \varepsilon_1(\omega) + [\gamma_2(\omega)/\omega \varepsilon_0] = \gamma''_{\text{эф}}(\omega)/\omega \varepsilon_0,$$

где  $\varepsilon_0$  — диэлектрическая постоянная.

Таким образом, в зависимости от частоты приложенного поля и распределения времен релаксации породы можно получить эффективные параметры, обусловленные преимущественно либо проводимостью, либо поляризуемостью.

Можно считать, что для низких частот во влагонасыщенных песчано-глинистых породах преобладают токи проводимости  $\gamma_{\text{эф}}(\omega) \approx \gamma(\omega)$  и тогда

$$\gamma'_{\text{эф}}(\omega) = \omega \varepsilon''_{\text{эф}}(\omega) \approx \gamma_1(\omega); \quad (\text{IX.5})$$

$$\varepsilon'_{\text{эф}}(\omega) \approx \gamma''_{\text{эф}}(\omega)/\omega \approx \gamma_2(\omega)/\omega.$$

Итак, диэлектрическая проницаемость обусловлена преимущественно механизмом «несвободной» проводимости, причем значения  $\varepsilon'_{\text{эф}}(\omega)$  тем выше, чем больше затруднено свободное движение ионов, т. е. чем шире набор процессов с различными временами релаксации. Последнее связано с такими факторами, как ионный состав и концентрация порового раствора, температура, геометрия порового пространства, адсорбционная активность поверхности пор, мембранные эффекты и т. п.

Для высоких частот, когда преобладают токи смещения  $\varepsilon'_{\text{эф}}(\omega) \approx \varepsilon(\omega)$ , из (IX.4) получаем

$$\varepsilon'_{\text{эф}}(\omega) = \gamma''_{\text{эф}}(\omega)/\omega \varepsilon_0 \approx \varepsilon_1(\omega); \quad (\text{IX.6})$$

$$\gamma''_{\text{эф}}(\omega) = \omega \varepsilon_0 \varepsilon''_{\text{эф}}(\omega) \approx \omega \varepsilon_0 \varepsilon_2(\omega),$$

т. е. эффективная электропроводность определяется механизмом неидеальной поляризации. В мерзлых породах значительное влияние на электропроводность должны оказывать состав и состояние незамерзшей воды, криогенная текстура и температура породы.

**Электрические свойства льда и мерзлых пород в постоянном поле.** Монокристаллы льда представляются как твердые диэлектрики с очень высоким удельным сопротивлением ( $\rho \approx 10^8 \div 10^{10}$  Ом·м); по последним данным, объемный ток проводимости в монокристаллах чистого льда вообще не наблюдается.

Поликристаллический лед сильно отличается по электрическим свойствам от монокристаллов льда, так как в межзерновых зонах возможно скопление примесей и пленок (ячеек) незамерзшей воды и т. п. Пресный поликристаллический лед обладает значительно большей по сравнению с монокристаллами электропроводностью. Измерения, выполненные на ледниках, дали значения сопротивлений  $10^6$ — $10^5$  Ом·м. Удельное сопротивление пластовых подземных льдов несколько ниже ( $\sim 10^4$ — $10^5$  Ом·м), что обусловлено наличием примесей. Сильное влияние на электрические свойства льда оказывают соли в исходном растворе, из которого он образуется, что подтверждается результатами экспериментов с образцами соленого и морского льда, для которых в зависимости от концентрации исходного раствора и температуры льда электропроводность возрастает на 2—4 порядка. Льды, обра-

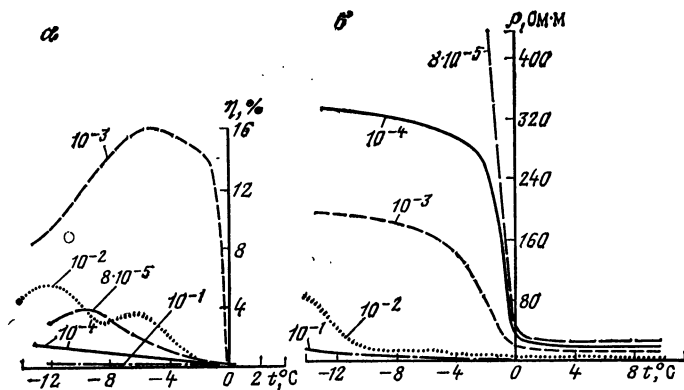


Рис. IX.8. Зависимость вызванной поляризации (а) и электрического сопротивления (б) льда от концентрации КСl и температуры (по А. М. Снегиреву).  
Шифр кривых — концентрации КСl в %

зующиеся из растворов солей даже слабой концентрации, имеют своеобразную текстуру, когда в ледяной матрице между зернами льда возникают ячейки незамерзшего раствора (рассола), который при понижении температуры постепенно вымерзает, а соли выпадают в виде кристаллогидратов по достижении соответствующих эвтектических температур. Содержание рассола во льду, а следовательно и величина электропроводности, прямо пропорциональны его солёности.

По данным изучения образцов, поликристаллический лед помимо конечного сопротивления обладает вполне заметной поляризуемостью на постоянном токе (рис. IX.8), что хорошо согласуется с результатами исследования электрических свойств в звуковом радиочастотном диапазоне [101], которые свидетельствуют о том, что такой лед представляет собой несовершенный диэлектрик.

В случае возникновения поликристаллического льда в мерзлой породе он как породообразующий материал может оказать заметное влияние на электрокинетические свойства породы. Однако специальные микроструктурные исследования показали, что во влагонасыщенном кварцевом песке при его замерзании в порах, как правило, образуются монокристаллические зерна льда. Поликристаллические агрегаты льда в мерзлом песке возникают в случае шпировых криотекстур либо при наличии крупных пор ( $d > 0,5$  мм), а также при очень малой влажности, когда возникает лед — цемент контактового или пленочного типа.

Мерзлые породы характеризуются тем, что проводимость в них осуществляется за счет ионов диффузной части двойных электрических слоев (рыхлосвязанная вода). Подвижность этих ионов в мерзлых породах обычно меньше, чем в талых, а следовательно, при замерзании должна уменьшаться и электропроводность породы. В процессе фазовых переходов в промерзающих породах сильно изменяется структура порового пространства за счет выделения льда, а также агрегирования некоторой части минеральных частиц. При этом резко сужаются поры и капилляры, содержащие незамерзающий поровый раствор, возникают криогенные системы сильно извилистых токопроводящих каналов переменного сечения, разного состава и различной концентрации раствора и т. п. Все это существенно усложняет движение ионов под действием внешнего электрического поля и обуславливает специфику протекания процессов проводимости и поляризуемости, их взаимосвязь и взаимное влияние.

Обобщение и анализ полевых исследований методами электроразведки на постоянном токе в районах распространения мерзлых пород позволяют установить следующее.

В скальных породах объем и форма включения, образующегося при промерзании льда, определяются поровым пространством и трещиноватостью породы. Удельное электрическое сопротивление скальных пород при промерзании возрастает в среднем не более чем в 10 раз. Скачкообразное увеличение удельного сопротивления тем больше, чем больше доля и абсолютное количество свободной воды, т. е.

Изменение удельного сопротивления мерзлых пород с различной криотекстурой в зависимости от влажности и температуры

Порода	$\rho$ , Ом·м	$w_0$ , %	$t$ , °C
Песок с массивной криотекстурой	$3 \cdot 10^3$ — $3 \cdot 10^3$	15—20	0
	$3 \cdot 10^3$ — $10^4$	15—20	—(1—6)
	$10^4$ — $5 \cdot 10^4$	15—20	—(6—8)
Песок со шлировой криотекстурой	$5 \cdot 10^4$ — $10^5$	50—100	0—(—4)
	$1,5 \cdot 10^5$	50—100	←—5
Супесь и суглинок с массивной криотекстурой	$3 \cdot 10^3$ — $3 \cdot 10^3$	20—30	0—(—8)
Суглинок и супесь со шлировой криотекстурой	$3 \cdot 10^3$ — $10^4$	20—30	—(1—6)
	$10^4$ — $5 \cdot 10^4$	20—30	—(6—8)
	$10^4$ — $5 \cdot 10^4$	50—100	0—(—4)
	$5 \cdot 10^4$ — $10^5$	5—100	←—5

чем больше в породе относительно крупных пор и трещин. Удельное сопротивление кристаллических пород — некоторых разновидностей алевролитов, глинистых сланцев, эффузивов, интрузивных пород, монолитных кварцевых жил и др., практически одинаково как при положительной, так и при отрицательной температуре.

Промерзание рыхлых песчано-глинистых отложений обычно сопровождается сильными изменениями их физических свойств.

Удельное сопротивление этих пород меняется в зависимости от степени преобразования породы в ходе промерзания, т. е. от типа и степени развития ее криогенной текстуры. При промерзании тонкодисперсных рыхлых отложений с образованием массивной криотекстуры их удельное сопротивление увеличивается в 10—100 раз, а при образовании шлировых криотекстур и полигонально-жилых льдов — даже в 400—4000 раз.

Удельное сопротивление грубообломочных рыхлых отложений при промерзании возрастает во много сотен раз (табл. IX.1).

С увеличением минерализации поровой воды понижается температура замерзания породы и ее удельное сопротивление; минерализация влияет на тип возникающей криотекстуры в промерзающих горных породах и обуславливает особенности пространственного размещения льда и незамерзшей воды, а также самих включений льда. При достаточно высоких концентрациях влияние минерализации поровой воды на характер изменения удельного сопротивления чрезвычайно велико. Оно преобладает над влиянием литологического состава.

В целом удельное электрическое сопротивление мерзлых горных пород в зависимости от температуры, литологических особенностей, влажности и степени минерализации порового раствора может иметь значения от единиц до  $10^6$  Ом·м. Относительная дифференциация (контрастность) горных пород по электропроводности после промерзания сохраняется, а среди осадочных пород даже возрастает.

Сопротивлением до  $10^3$  Ом·м характеризуются грунты, насыщенные минерализованными растворами, а также тонкодисперсные (глины, суглинки) грунты при отрицательных температурах (около нуля).

Сопротивлением  $\rho \approx 10^5$ — $10^6$  Ом·м обладают крупнодисперсные сильнольдистые низкотемпературные аллювиальные отложения и торфяники. Промежуточные значения сопротивлений характеризуют многообразие литологического состава, влажности, криотекстур и температурных режимов мерзлых пород (рис. IX.9).

Для поляризуемости мерзлых пород особо важное значение имеет качественное и количественное преобразование структуры порового пространства в процессе промерзания воды. Возникающая пространственная криогенная кристаллизационная структура и связанная с ней новая система пор определяют специфику протекания электрокинетических процессов, а следовательно и поляризации в мерзлых

породах. Экспериментальное изучение особенностей поляризуемости мерзлых пород на постоянном токе позволило установить некоторые закономерности.

Так, оказалось, что по поляризуемости имеется более широкая дифференциация мерзлых ионопроводящих песчано-глинистых пород в естественном залегании по сравнению с тальми. Максимальные значения поляризуемости наблюдаются над разрезами, сложенными грубодисперсными породами. Дифференциация по параметру  $\eta$  (поляризуемости) уменьшается с увеличением степени дисперсности породы (рис. IX.10).

Совместное изучение параметров  $\rho$  и  $\eta$  эффективно при выделении литологических границ, выявлении и оценке минерализации межмерзлотных и подмерзлотных вод, разделении участков распространения хорошо развитых полигонально-жильных льдов и участков с повышенной льдистостью и т. п.

**Электрические свойства льда и мерзлых пород в переменных полях.**

Дисперсия свойств мерзлых пород обычно выражается в виде частотной зависимости для диэлектрической проницаемости  $\epsilon'_{эф}$  и фактора потерь  $\epsilon''_{эф}$  (либо  $\text{tg } \delta = \epsilon''_{эф}/\epsilon'_{эф}$ ), реже для  $\gamma'_{эф}$  и  $\gamma''_{эф}$ . В монокристаллах чистого льда под действием переменного электромагнитного поля легко возникает поляризация как за счет перераспределения плотности заряда в электронном облаке молекулы  $\text{H}_2\text{O}$ , так и за счет скачкообразного перемещения протонов в кристалле. Изменение полярности электрического поля обуславливает перемену знаков дипольных моментов молекул, при этом часть энергии электромагнитного поля рассеивается, переходя в энергию тепловых колебаний кристаллической решетки, что и характеризует диэлектрические потери. Эффективная

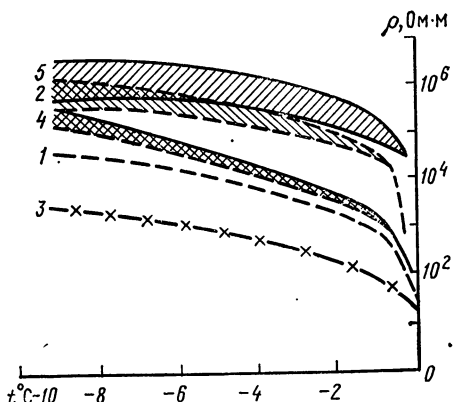


Рис. IX.9. Зависимость удельного сопротивления криогенных пород от температуры (по А. Т. Акимову, Б. Н. Достовалову, А. Н. Боголюбову, А. А. Ананяну и др.). Песок: 1 — с массивной криотекстурой, 2 — со шлировой криотекстурой; супеси и суглинки: 3 — с массивной криотекстурой, 4 — со шлировой криотекстурой; 5 — ледниковый лед

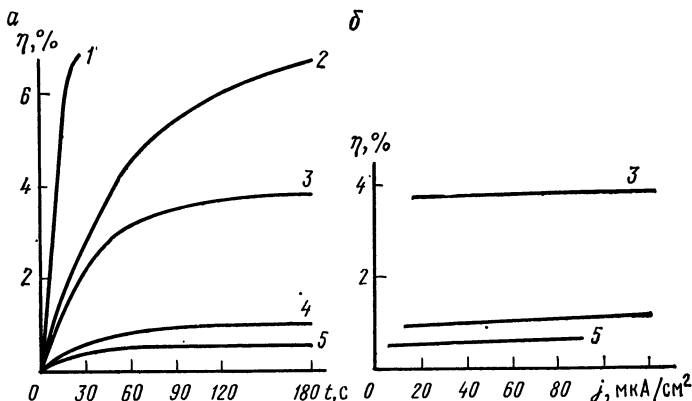


Рис. IX.10. Зависимость поляризуемости мерзлых пород различного литологического состава от времени пропускания поляризующего тока (а) и плотности поляризующего тока (б); время заряда 180 с (по данным параметрических измерений при  $t = -2,5^\circ\text{C}$ , по А. М. Снегиреву).

1 — лед озерного типа; песок: 2 — грубозернистый, 3 — мелкозернистый; 4 — суглинок; 5 — глина

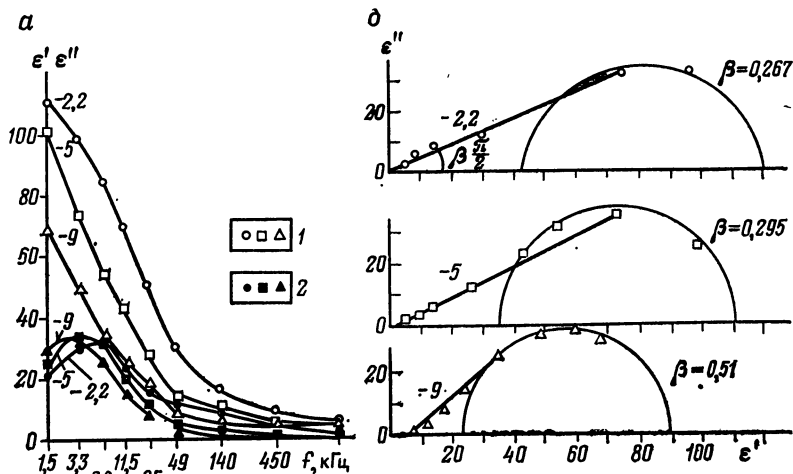


Рис. IX.11. Зависимости диэлектрической проницаемости  $\epsilon'$ , коэффициента потерь  $\epsilon''$  от частоты (а) и диаграммы Коул-Коула, составленные по результатам измерений на образце песка влажность 19 % при различных температурах (б):  
 1 —  $\epsilon' = F(f)$ ; 2 —  $\epsilon'' = F(f)$ ; шифр кривых —  $t$  в °C

электропроводность, рассчитываемая через величину этих потерь, значительно больше омической. Для монокристаллов и поликристаллического пресного льда применима теория Дебая с одним временем релаксации, равным примерно  $10^{-4}$  с.

Область аномальной частотной дисперсии для льда лежит в интервале  $10^4$ — $10^8$  Гц, причем понижение его температуры ведет к уменьшению частоты дисперсионного перехода. Различия в текстуре поликристаллического пресного льда, по экспериментальным данным, заметно сказываются на абсолютных величинах  $\epsilon'$  и  $\text{tg } \delta$ , изменяя их соответственно до 30 и 60 %.

В мерзлых породах наблюдается дисперсия электрических свойств, тесно связанная с их фазовым составом.

Такие зависимости, полученные на образцах песка, приведены на рис. IX.11.

По экспериментальным данным можно выявить основные особенности частотной зависимости электрических свойств. Диэлектрическая проницаемость  $\epsilon'$  мерзлых песков экспоненциально уменьшается с повышением частоты при всех температурах и влажностях. Область дисперсионного перехода (наиболее резкое изменение диэлектрической проницаемости  $\epsilon'$  и максимум коэффициента потерь  $\epsilon''$ ) сдвигается в сторону низких частот при понижении температуры.

Коэффициент потерь  $\epsilon''$  имеет максимум на некоторой частоте, которая тем ниже, чем ниже температура породы. Частота максимума  $\epsilon''$  практически не зависит от общей влажности (льдистости) исследуемого мерзлого песка.

Распределение времен релаксации с учетом диаграмм Коул-Коула несимметрично относительно наиболее вероятного (коэффициент  $\beta < 1$ ) и имеет тенденцию к значительному сужению области распределения при понижении температуры ( $\beta$  стремится к единице). Эффективное время релаксации увеличивается при понижении температуры (понижается частота максимума  $\epsilon''$ ) [98].

Диэлектрическая проницаемость  $\epsilon'$  мерзлых песков при повышении частоты от 1,5 кГц до 1,5 МГц уменьшается в 10—20 раз в зависимости от влажности и температуры породы, а коэффициент потерь  $\epsilon''$  имеет максимум на некоторой частоте, определяемой лишь температурой породы, т. е. фазовым составом, и практически не зависящей от общей влажности (льдистости) исследуемого образца.

Мерзлые пески в отличие от поликристаллического льда характеризуются несимметричным распределением времени релаксации, которое сужается при понижении температуры с одновременным увеличением эффективного времени релаксации и, возможно, при очень низких температурах переходит в симметричное.

Дисперсионные кривые, полученные на образцах суглинка, показывают, что в общих чертах характер частотной зависимости в этом случае такой же, как и для мерзлого песка.

При малом содержании незамерзшей воды (низкие температуры, песчаные породы) динамическое значение  $\epsilon''_0$  соответствует частоте  $(1 \div 5) \cdot 10^4$  Гц, т. е. приближается к динамическому для пресного льда. Однако область распределения времен релаксации даже для мерзлых песков при низких температурах имеет в отличие от льда заметную ширину.

Квазистатическое значение  $\epsilon'$  также определяется фазовым составом мерзлой породы, причем с увеличением содержания жидкой фазы (тонкодисперсные, глинистые мерзлые породы) повышается частота, которой соответствует статическое значение.

С понижением температуры мерзлой породы данного литологического состава квазистатическое значение  $\epsilon'$  уменьшается практически по линейному закону, который несколько нарушается для температур вблизи нуля. Так, например, для мерзлых песков в интервале температур от 0 до  $-1^\circ\text{C}$ , установлено наличие максимума  $\epsilon'$ , возрастающего с понижением частоты (рис. IX.12). Это, по-видимому, обусловлено возникновением такой криогенной системы пор и капилляров, при которой вклад «несвободной» ионной проводимости в поляризацию породы больше, чем в талом состоянии и при более низких температурах. Эксперименты с мерзлым песком при различной суммарной влажности (1—19%) показывают, что относительные изменения  $\epsilon'$  за счет увеличения льдистости мерзлого песка при температурах около  $-20^\circ\text{C}$  и ниже примерно вдвое больше, чем при температуре вблизи нуля. Так,  $\epsilon'$  при  $t = -22^\circ\text{C}$  возрастает в изученном диапазоне общей влажности в 2—3 раза, а при  $t = -1 \div +3^\circ\text{C}$  — лишь в 1,5 раза и менее.

Вариации квазистатических значений  $\epsilon'$  для мерзлых песков различной льдистости при высоких отрицательных температурах  $-(1 \div 2)^\circ\text{C}$  составляют около 50% на общем сравнительно высоком уровне  $\epsilon'$  ( $80 \div 120$ ), оставаясь более высокими в случае большей льдистости. Уменьшение этих значений мерзлого песка с понижением температуры обусловлено вымерзанием незамерзшей воды.

Изменение коэффициента потерь  $\epsilon''$  мерзлого песка в зависимости от общей влажности вплоть до низких температур. Это связано с тем, что суммарные диэлектрические потери определяются в первую очередь поляризуемостью и электропроводностью незамерзшей воды, до тех пор пока ее количество не становится пренебрежимо малым. При достаточно низких температурах (для мерзлых песков от  $-20$  до  $-30^\circ\text{C}$ ) значение  $\epsilon''$  заметно увеличивается при возрастании льдистости. Для глинистых мерзлых пород подобных экспериментальных данных пока еще не получено.

В соответствии со спецификой криогенных преобразований в глинистых и песчаных породах содержание глинистого материала в мерзлом песке обуславливает характерные изменения температурной зависимости  $\epsilon'$  и  $\epsilon''$  породы. Эксперименты, выполненные на образцах смеси кварцевого песка и каолина массивной криотекстуры в диапазоне температур от 0 до  $-60^\circ\text{C}$ , показывают, что: а) диэлектрическая проницаемость  $\epsilon'$  во всех случаях уменьшается при понижении температуры, но при одинаковых температурах значения ее выше при увеличении содержания в смеси глинистого материала; б) низкотемпературные значения  $\epsilon'$  для всех смесей примерно одинаковые; в) максимум коэффициента потерь  $\epsilon''$  сдвигается в область низких температур при увеличении содержания каолина; г) при содержании каолина в смеси более 5% уже отмечаются черты температурной зависимости  $\epsilon'$  и  $\epsilon''$ , характерные для мерзлых глинистых пород; д) содержание глинистого материала (каолина) в мерзлой песчано-глинистой смеси (более 20—30%) обуславливает идентичность электрических свойств этой смеси и чистого мерзлого каолина, что согласуется с результатами подобных экспериментов и для талых пород.

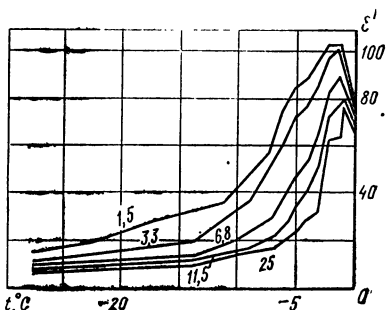


Рис. IX.12. Зависимость диэлектрической проницаемости и влажности песка от температуры на различных частотах.

Шифр кривых —  $f$  в кГц

# ГЛАВА X

## ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

---

### § 42. ВЗАИМОСВЯЗЬ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Взаимосвязь физических свойств — это закономерное сочетание свойств и изменение одного свойства в зависимости от изменения другого. Знание взаимосвязей между физическими свойствами позволяет по легко изучаемому параметру определять другие параметры; по свойствам, определенным в образцах, изучать свойства пород в естественном залегании. Большинство изученных взаимосвязей являются корреляционными, это обусловлено главным образом невозможностью учета всех факторов, влияющих на исследуемые свойства.

Корреляция между свойствами не означает только зависимости одного свойства от другого. Во многих случаях взаимосвязь существует в результате зависимости параметров от факторов, не рассматривающихся при исследованиях, но определяющих величину этих параметров. В элементах и минералах такими факторами являются внутреннее строение вещества и внешние термодинамические условия. Корреляция между параметрами должна наблюдаться при их однотипной зависимости от особенностей атомного строения вещества. Так, например, основными факторами, определяющими плотность пород и скорость распространения упругих волн в них, являются плотность упаковки атомов и атомная масса вещества. С увеличением плотности упаковки атомов плотность элементов и скорость в них увеличиваются. Рост атомной массы приводит к уменьшению скорости и увеличению плотности. Поэтому корреляция между параметрами  $\sigma$  и  $v$  имеет место лишь при меньшем изменении одного из факторов внутреннего строения по сравнению с изменением другого. Для элементов и минералов в диапазоне изменения плотности от 1 до 3,5—4,5 г/см<sup>3</sup> вариации атомной массы меньше вариаций плотности упаковки атомов. Этим обусловлена положительная корреляция между  $\sigma$  и  $v$ . При  $\sigma > 4,5$  г/см<sup>3</sup> изменения атомной массы превышают изменения плотности упаковки атомов. В результате между  $\sigma$  и  $v$  в элементах устанавливается отрицательная корреляция (см. § 12).

Примером положительной корреляции параметров может служить корреляция электропроводности и теплопроводности. Электропроводность и теплопроводность минералов в значительной степени определяются типом кристаллохимической связи. Высокой электропроводностью и теплопроводностью обладают минералы с металлической, ионно-металлической и ковалентно-металлической формами связи. Ковалентные и ионные соединения являются полупроводниками и диэлектриками; их теплопроводность обусловлена решеточной составляющей (см. гл. V и VI).

В горных породах установление взаимосвязей между физическими свойствами на основе внутреннего строения минералов затруднено. Это возможно лишь в случае, если свойства горных пород аддитивно вычисляются по свойствам минералов, слагающих породу. Однако физические свойства горных пород определяются не только их минеральным составом, но и текстурно-структурными особенностями, типом заполнителя порового пространства и т. п. Следовательно, корреляция между параметрами в горных породах должна наблюдаться при их зависимости от одного из этих факторов при меньшем влиянии других.

В породах с уплотненными текстурами, т. е. в интрузивных, метаморфических, палеотипных эффузивных и метадиагенезированных осадочных образованиях, минеральный состав — основной фактор, определяющий большинство физических свойств. Наибольшая зависимость от общего минерального состава характерна для плотности, в меньшей степени — для скорости упругих волн и других физических параметров (рис. X.1). В связи с этим плотность горной породы может быть вычислена по плотности минералов с незначительной погрешностью, обусловленной недоучетом пористости. При вычислении скорости упругих волн эта погрешность



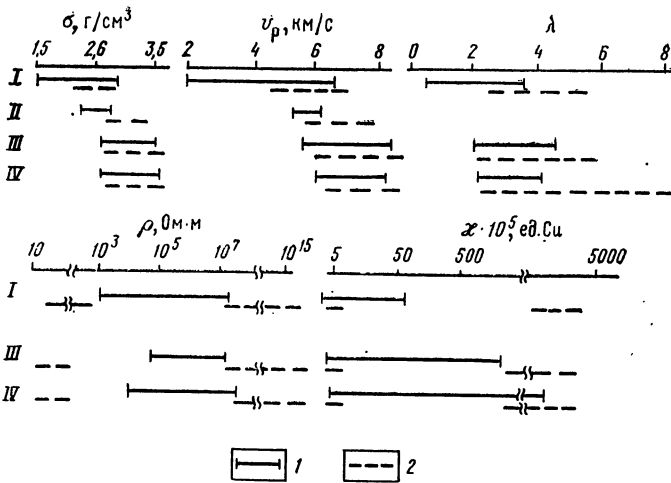


Рис. X.1. Пределы изменения физического параметра в: 1 — горных породах, 2 — минеральных ассоциациях, слагающих породы. Породы: I — осадочные, II — эффузивные, III — интрузивные, IV — метаморфические

возрастает в связи с влиянием пористости и трещиноватости на величину  $v$  (см. рис. X.1). Зависимость плотности и скорости упругих волн от минерального состава подтверждается коэффициентом корреляции между  $\sigma$  и  $v_p$ , равным 0,9. Существует большое число уравнений связи между скоростью упругих волн и плотностью горных пород и минералов, относящихся к образованиям I типа. Обычно эта связь представляется в виде

$$v = a + b\sigma, \quad (X.1)$$

где  $a$  и  $b$  — коэффициенты, определяемые эмпирически.

Подобная зависимость была получена и Ф. Берчем [109]. Рассматривая связь между скоростью продольных волн и плотностью окислов, силикатных минералов и горных пород при давлении 1000 МПа, Ф. Берч показал, что она подчиняется выражению

$$v_p = -0,94 + 0,7(21 - m_a) + 2,76\sigma. \quad (X.2)$$

Введение в выражение (X.2) атомной массы  $m_a$  позволяет учитывать влияние и второго фактора. Если принять  $m_a = 21$ , т. е. среднюю атомную массу, наиболее часто встречающуюся в горных породах, то уравнение упрощается:

$$v_p = -0,94 + 2,76\sigma. \quad (X.3)$$

Д. Х. Чанг (D. H. Chung, 1972 г.), развивая закон Ф. Берча, показал, что он является лишь аппроксимацией более общего степенного закона, получаемого из динамики кристаллических решеток,

$$v_{cp} = Am_a\sigma^\lambda, \quad (X.4)$$

где  $v_{cp}$  — средняя скорость звука;  $A$  — расчетная константа, являющаяся функцией атомной массы ( $m_a$ );  $\lambda = \Gamma - 1/3$ . Постоянная Грюнайзена  $\Gamma$  для большинства минералов и пород равна 1—2.

Соответствие выражений, предложенных Ф. Берчем и Д. Х. Чангом, наблюдается лишь в диапазоне значений плотности 2,5—4 г/см<sup>3</sup>.

Большой интерес представляет сейсмическое уравнение О. Андерсона, проверка которого возможна с помощью акустических лабораторных измерений. Оно выражает связь между сейсмическим параметром  $\Phi$ , плотностью и удельным атомным объемом ( $\sigma/m_a$ ):

$$1/V = \sigma/m_a = A\Phi^k, \quad (X.5)$$

где  $A = 0,05$ ,  $k = 1/3$ .

О. Л. Андерсон и Ж. Е. Нейф (O. L. Anderson, J. E. Hafe, 1965 г.) предложили линейную регрессию вида

$$\lg K_s = -x \lg (2m_a/\sigma) + C; K_s = \text{const} (\sigma/m_a)^x. \quad (X.6)$$

Уравнение выражает зависимость адиабатического объемного модуля сжатия  $K_s$  от среднего атомного объема ( $m_a/\sigma$ ) для различных классов соединений. Для окислов и силикатов коэффициент  $x = -(3 \div 4)$ . Для горных пород различного состава и минералов получены числовые значения эмпирических коэффициентов [89]:  $x = -3,27$ ,  $C = 6,74$ .

Данные, полученные М. П. Воларовичем, А. К. Курскеевым и др. (1967 г.) на основании изучения скорости продольных волн и плотности в горных породах при различных давлениях, дают хорошее совпадение с результатом вычислений по линейному уравнению. При этом с повышением давления от атмосферного до 600 МПа происходит усиление связи  $r_{\text{ср}}$  от 0,85 до 0,89.

В гл. III приведены также уравнения связи между плотностью и скоростью продольных волн в элементах и минералах и в кристаллических породах с естественной влажностью, полученные в нормальных термодинамических условиях. Зависимость между параметрами  $\sigma$  и  $v_p$  выражается функцией показательного вида:

$$y = ae^{bx}. \quad (X.7)$$

Обширный обзор уравнений связи между плотностью и скоростью упругих волн дан С. С. Красовским (1980 г.).

Имеются уравнения связи между  $\sigma$  и  $v_p$  и для случая превалирующего влияния атомной массы при сравнительно маломеняющейся плотности упаковки (случай изоморфизма). Так, например, для изоморфных рядов шпинели и оливина Р. Либберманом были получены следующие выражения связи скорости и плотности (R. Liberman, 1970 г.):

для оливина

$$v_p = 13,6 - 1,59\sigma; v_s = 8,79 - 1,17\sigma; \quad (X.8)$$

для шпинели

$$v_p = 15,66 - 1,59\sigma; v_s = 9,88 - 1,17\sigma. \quad (X.9)$$

О. Андерсоном и Р. Либберманом были получены эмпирические зависимости между скоростью звука и показателем преломления  $n_{\text{ср}}$  [7]:

$$v_p = 5(n_{\text{ср}}^2 - 1); \quad (X.10)$$

$$v_s = 3(n_{\text{ср}}^2 - 1). \quad (X.11)$$

Расчет скоростей продольных и поперечных волн по приведенным выражениям дает приблизительные результаты, так как эти выражения справедливы только для поликристаллических сред со средней атомной массой, близкой к 20.

В породах с уплотненными текстурами теплопроводность также зависит от минерального состава и плотности пород. Однако эта связь менее четкая из-за влияния других факторов.

В породах с пористыми текстурами, представленными кайнотипными эффузивными и осадочными образованиями, фактором, оказывающим значительное влияние на некоторые физические свойства, является пористость. Для высокопористых образований характерна зависимость плотности, скорости упругих волн, теплопроводности, а для класса ионных проводников — и электропроводности от пористости пород. Это обуславливает в свою очередь закономерную связь между параметрами.

В породах с пористыми текстурами минеральный состав не является основным фактором, определяющим физические свойства (см. рис. X.1). Однако его влияние

Рис. X.2. Связь между плотностью осадочных (1) и кристаллических с массивной и трещиноватой текстурой (2) пород и скоростью распространения в них продольных волн

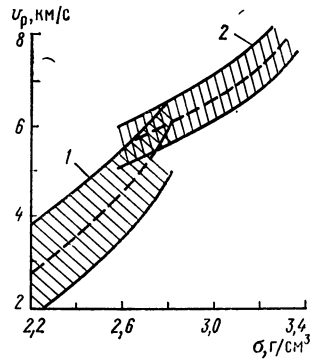
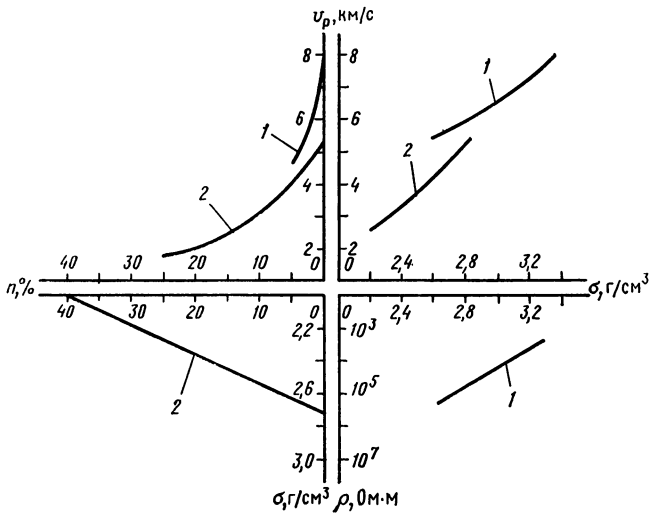


Рис. X.3. Некоторые характерные связи между физическими параметрами кристаллических (1) и осадочных (2) пород



в ряде случаев весьма существенно. Так, в осадочных и эффузивных породах устанавливается взаимозависимость между плотностью и скоростью продольных волн. Однако в связи со значительным влиянием пористости эта зависимость менее четкая, чем для кристаллических образований (рис. X.2).

Характерные связи между параметрами для пород с естественной влажностью представлены на рис. X.3.

Ряд физических свойств (намагниченность, радиоактивность) не имеют общей атомной природы или общих геологических факторов с другими свойствами. Прямая взаимосвязь между ними отсутствует, однако косвенная — возможна. Так, в гл. IV была показана высокая в ряде случаев информативность магнитных свойств о закономерных изменениях химического и минерального состава и соответственно о плотности геологических образований. Это обусловлено зависимостью магнитной восприимчивости от содержания магнетита, образование которого связано с условиями генезиса пород. Такая зависимость отмечается, например, для отдельных фаз в пределах единого интрузивного комплекса.

Закономерные связи между различными параметрами одного физического свойства играют большую роль при интерпретации данных геофизических методов. Особенно существенное значение имеет четкая корреляционная зависимость между магнитной восприимчивостью и общей намагниченностью для большинства горных пород. Изучение магнитной восприимчивости позволяет вскрыть связи между магнитной характеристикой пород и их химическим и минеральным составом, а корре-

Таблица X.1  
Акустическая и электрическая анизотропия магматических и метаморфических пород (по данным Г. Т. Продайводи)

Порода	Компоненты акустического тензора $AK_{ij}$ , км <sup>2</sup> ·с <sup>-1</sup> ·*						Коэффициент акустической анизотропии $A_{\text{ш.}} \%$	Симметрия акустического тензора $\mu_{ij}$	Компоненты тензора удельного электрического сопротивления водонасыщенных образцов $\rho_{ij} \cdot 10^{-4}$ , Ом·м						Коэффициент анизотропии $A_{\text{элек.}}$ %	Симметрия тензора $\rho_{ij}$	
	$AK_{11}$	$AK_{22}$	$AK_{33}$	$AK_{12}$	$AK_{13}$	$AK_{23}$			$\rho_{11}$	$\rho_{22}$	$\rho_{33}$	$\rho_{12}$	$\rho_{13}$	$\rho_{23}$			
Гранит	48,44	48,96	50,7	0	0	0	3,4	$\infty/\infty$ мм	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	50,04	44,82	48,15	0	0	0	9,8	мм	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пегматитовый гранит	55,65	50,28	52,28	0	0	0	10	мм	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	42,27	61,91	64,36	0	-1,07	0	30	мм	2,96	2,06	1,21	0	0	0	0	60	мм
Гнейс	60,84	57,74	63,42	0	0	0	7	мм	342	466	224	0	0	0	50	$\infty/\text{мм}$	
	33,87	57,64	72,29	0	0	0	50	мм	67	38	20	0	0	0	81	мм	
Бюгитовый сла-нец	32,4	34,6	36,7	0	0	0	8,7	мм	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	41,4	43,6	42,5	0	0	0	3,7	$\infty/\text{мм}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Силлиманитовый гнейс	62,10	59,47	53,98	0	-4,6	0	10	2/м	59,2	196,5	99,9	0	0	0	84	мм	
	62,55	60,65	71,05	0	0	0	12	мм	224	34	62	0	-0,4	0	136	2/м	

\* Измерения проводились на образцах с лабораторной влажностью.

лдяция между  $\kappa$  и  $J$  — использовать данные о намагниченности пород для надежной геологической интерпретации карт аномального магнитного поля.

Повышению точности интерпретации сейсмических материалов способствует изучение связи между скоростью продольных и поперечных волн в породах различного состава и строения. Корреляция между разными параметрами электрических свойств важна при проведении каротажных работ.

Зависимости физических свойств горных пород от различных физико-геологических факторов рассмотрены в основном при нормальных термодинамических условиях. При высоких термодинамических параметрах установленные зависимости качественно сохраняются. Это позволяет использовать их для изучения свойств и состава вещества глубинных слоев Земли по данным геофизических методов.

При комплексном изучении физических свойств минералов и горных пород и их взаимосвязей большое значение имеет одинаковый подход к расчету такой важной текстурно-структурной характеристики, какой является анизотропия [14, 72, 73 и др.].

Г. Т. Продайводой разработаны основы теории исследования анизотропии физических свойств горных пород как квазиоднородных сред [73]. Аналитическое описание физических свойств горных пород и их анизотропии осуществляется методами тензорного анализа с использованием принципов симметрии. Согласно принципу Кюри, анизотропия свойств является мерой упорядоченности и следствием дисимметризации строения горных пород.

Определение компонент тензорной матрицы, описывающей физические свойства, выполняется при произвольной ориентировке рабочей системы координат с использованием соотношения

$$T = T'_{ij} l_i l_j, \quad (X.12)$$

где  $T$  — тензорное свойство в рабочей системе координат вдоль направления  $l_i$ ;  $T'_{ij}$  — компонента тензорной матрицы в рабочей системе координат.

Главные значения тензора и их пространственное положение находят из решения характеристического уравнения

$$(T'_{ij} - \lambda \delta_{ij}) X_j = 0, \quad (X.13)$$

где  $\lambda$  — скаляр;  $\delta_{ij}$  — символ Кронекера;  $X_j$  — компонента вектора  $\vec{X}$ .

По канонической форме тензора находят его точечную группу.

Величина коэффициента анизотропии (в %) вычисляется по формуле

$$A = \sqrt{[(T_{11} - T_{22})^2 + (T_{22} - T_{33})^2 + (T_{33} - T_{11})^2]/3} / T_0 \cdot 100, \quad (X.14)$$

где  $T_{11}$ ,  $T_{22}$ ,  $T_{33}$  — главные значения тензора;  $T_0 = (T_{11} + T_{22} + T_{33})/3$ .

Из табл. X.1 видно, что величина коэффициента акустической анизотропии магматических и метаморфических пород колеблется от 3,4 до 50 %. Особенно высоки коэффициенты анизотропии удельного электрического сопротивления водонасыщенных пород, достигающие значений 136 %.

Точечная группа симметрии акустического тензора и тензора удельного электрического сопротивления  $2/m$ ,  $mmm$ ,  $\infty/m$ ,  $\infty/\infty$ .

#### § 43. ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ, МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Классификация горных пород базируется на типичных особенностях их физической характеристики, среди которых можно выделить следующие.

1. Различная атомная природа разных физических свойств, а также одного свойства в породах разных условий образования, определяющая наиболее резкие отличия в физической характеристике геологических образований, ее закономерных изменениях, корреляционных связях между параметрами или между параметрами и составом пород.

2. Широкий диапазон значений физических параметров горных пород, обусловленный суммой факторов — фазовым и минеральным составом (в том числе аксессуарив — ферромагнитных, электропроводящих, радиоактивных), структурой и текстурой пород, свойствами жидкой фазы и др.

Петрозлектрическая		Петроскоростная					V <sub>ср</sub> , км/с	V <sub>ср</sub> , км/с	Генетический тип и химическая пара	Петро		
10 <sup>-1</sup>	10 <sup>1</sup>	10 <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>5</sup>	2				3	4	5
1	2	3									Липарит: пемзобый миндалекаменный массивный Порфир кварцевый	2,1 2,3 2,52 2,6
1	2	3									Андезит: пемзобый миндалекаменный массивный Подагрит андезитовый Кератофир, альбитофир	2,1 2,35 2,65 2,75 2,65
1	2	3									Базальт: пемзобый пузырчатый миндалекаменный Массивный Диабаз	2,1 2,3 2,3 2,73 2,85
1	2	3									Медмечит	2,90
1	2	3									Граносиенит Гранит: аляскитовый Абсолютный Дибитовый диабаз-рогавообманковый вапаквиди Плагиогранит Клифит Пегматит Сиенит	2,57 2,57 2,57 2,64 2,59 2,62 2,62 2,62 2,64
1	2	3									Гранодиорит Диорит кварцевый (К)	2,69 2,71
1	2	3									Диорит кварцевый (D) Диорит Диорит элтерстеновый	2,78 2,81 2,83
1	2	3									Микрогранит Габбро амфиболитизированное Габбро-диабаз Габбро Габбро-норит Норит Габбро оливиновое	2,73 2,88 2,85 2,95 2,98 3,05 3,08
1	2	3									Гипердацит желе.-серпентинистый Гипердацит желе.-серпентинистый Гипердацит желе.-серпентинистый Верадит Оливинит Щелочные	2,7 2,9 3,1 3,0 3,27 3,3 3,05
1	2	3									Ультраосновные	
1	2	3									Трещинные Пористые Породы пористых текстур	
1	2	3									Микротрещинные Породы уплотненных текстур	
1	2	3									Магматические	
1	2	3									Петрофизические	подклассы
1	2	3									Ионные проводники	классы
1	2	3									Электронные проводники	Полупроводники
1	2	3									Класс Sp	

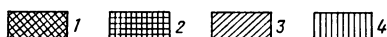


Рис. X.4. Петрофизическая классификация пород.

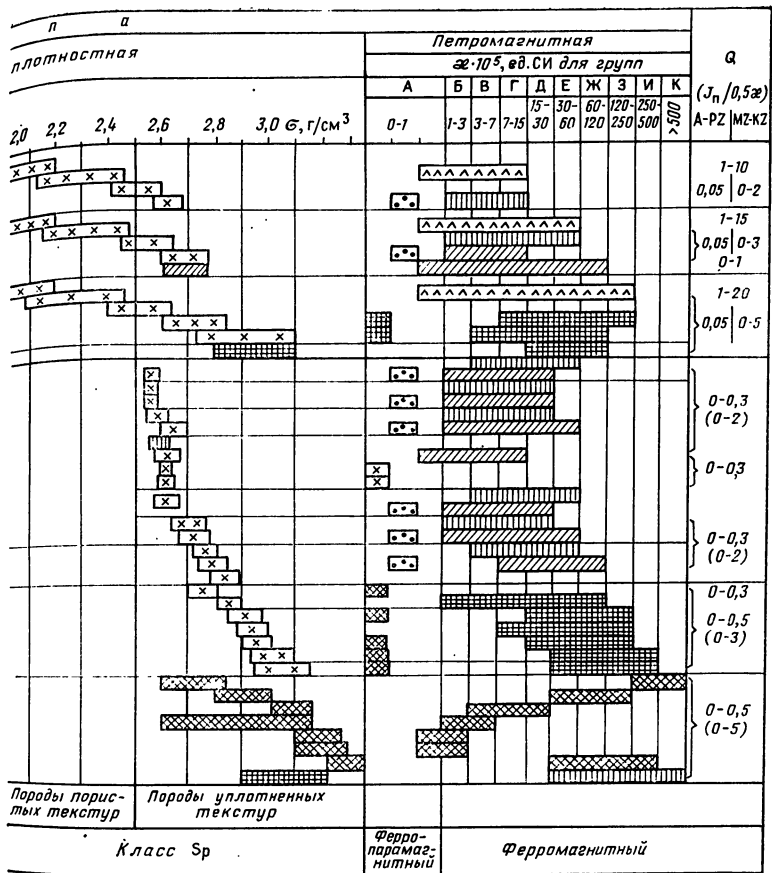
Условные обозначения для классов Sp, ферро-парамагнитного и ферромагнитного. Группы: 1 — мантийные, 2 — мантийные подкорковые (геосинклиналильные) и платзаци, 3 — верхнекоровые, 4 — различные формации, 5 — экстрезивные и пирокластические.

3. Эквивалентность физических свойств многих петрографических групп пород как по отдельным параметрам, так и по комплексу параметров; возможность выделения более узких петрофизических групп пород (комплексов, формаций), различающихся стабильной физической характеристикой.

В связи с указанными особенностями физических характеристик пород можно и целесообразно составить физическую классификацию пород, т. е. подразделить их на классы и группы только по физическим свойствам, и петрофизическую классификацию — на основании петрографических особенностей и физической характеристики пород.

При физической классификации пород основным признаком для выделения физических классов является их атомная природа; для выделения физических групп — общий диапазон значений для геологических образований земной коры, дисперсия параметра, среднее значение.

По плотности и упругости выделяются два типа твердых образований, различающихся строением электронных оболочек химических элементов и соответственно



••• 5    x x 6    Λ Λ 7

сификация магматических пород. Формаций по термодинамическим условиям образования магматических очагов: 1 — мантий-форменные), нижнекоровые, 3 — орогенные, 4 — посторогенные и тектонической активной-ские фации эффузивных пород. Значения  $\sigma_p$ , отмеченные звездочками, — расчетные

кристаллохимическими структурами минералов. Для I типа твердых тел, к которым относятся все горные породы, характерно изменение плотности и упругости преимущественно за счет изменения объема, в связи с Sp-строением внешней электронной оболочки большинства петрогенных элементов. Ко II типу твердых тел с d-строением внешней электронной оболочки относятся большинство рудных минералов и самородные металлы; изменение их плотности и упругости обусловлено главным образом различием массы. Это дает основание для выделения двух классов: Sp и d. По преобладающему влиянию на  $\sigma$  и  $\nu$  массы (плотности скелета) и объема (пористости) пород они подразделяются на подклассы с пористыми и уплотненными текстурами.

По природе магнитных свойств выделяются классы диамагнитных, парамагнитных, ферро-парамагнитных и ферромагнитных горных пород — с учетом преобладающего эффекта диа-, пара- и ферромагнетизма (см. гл. IV).

Существенное различие в величинах удельного электрического сопротивления горных пород, а также в их изменении обусловлено природой электропроводности. Выделяется класс ионных проводников, электронных проводников и пород, удельное





сопротивление которых определяется ионной проводимостью водных растворов солей и полупроводниковой проводимостью минерального скелета пород. Высокое удельное сопротивление пород последнего класса, не свойственное типичным ионным проводникам, позволяет его условно называть классом полупроводников. Для этих классов пород существенно также различие в других электрических свойствах — в диэлектрической проницаемости, поляризации и др.

Наиболее существенно различаются по радиоактивности горные породы при наличии сильных (уран, торий и др.) и слабых (калий и др.) радиоактивных элементов. Это позволяет подразделить породы на урано-ториевые и калиевые классы.

Диапазоны изменения физических свойств пород выделенных классов широкие, естественные минеральные образования в отдельных массивах, комплексах и формациях характеризуются более стабильными параметрами. Поэтому породы внутри классов с учетом закона статистического распределения параметров и дисперсий естественных образований подразделяются на физические группы.

Интервалы группирования пород по плотности, пористости, скорости распространения упругих волн и теплофизическим параметрам, исходя из нормального закона распределения, выбираются по равномерной (арифметической) шкале. По магнитной восприимчивости, намагниченности и радиоактивности, подчиняющихся логнормальному закону распределения, группирование проводят по шкале геометрической прогрессии. Для удельного электрического сопротивления наиболее целесообразна шкала десятичных логарифмов. Стандартные интервалы группирования и индексы групп наиболее часто изучаемых параметров приведены в табл. 1.3.

Физическая классификация позволяет выделить характерные физические особенности геологических образований земной коры. Однако наблюдаются близкие значения ряда параметров для различных петрографических групп пород. Так, интрузивные образования разного состава существенно различаются по плотности, однако многие группы близки по плотности к метаморфическим и уплотненным осадочным породам. По магнитным свойствам могут быть идентичны породы одного генетического типа, но различаться при разных условиях их образования. Для пород одного генетического типа и разных петрографических групп также может быть получена одна и та же физическая характеристика, обусловленная изменениями их состава и текстурно-структурных особенностей. Например, диапазоны изменения скорости продольных волн в граните, диорите, габбро и гипербазите частично перекрываются в основном из-за влияния текстурно-структурных особенностей пород. Еще больше перекрываются значения  $v_p$  в метаморфических образованиях (рис. X.4 и X.5).

В петрофизической классификации основными критериями для выделения классов и групп пород являются особенности комплексной — физической и петрографической характеристики пород. В этой классификации учитывается главным образом минеральный и химический состав породообразующих минералов и их процентное соотношение. Закономерности, положенные в основу петрографических классификаций, отличаются от закономерностей изменения физических свойств пород. В связи с этим для многих петрографических групп характерны широкие диапазоны изменения физических параметров, по которым они могут быть разделены более детально (например, магнитная восприимчивость, намагниченность, удельное электрическое сопротивление пород; терригенные осадочные, кайнотипные эффузивные, метаморфические породы).

Целесообразность разделения петрографических групп пород по физическим свойствам определяется возможностью получения более полной характеристики образований, поскольку разные физические параметры связаны с различными особенностями атомного строения веществ (см. рис. В.1). Усредненная физическая характеристика петрографических групп пород является причиной часто наблюдаемого кажущегося несоответствия геологических карт картам физических полей, получаемым в результате высокоточных геофизических съемок. В то же время только физическая характеристика горных пород во многих случаях является недостаточно информативной в связи с идентичностью физических свойств многих петрографических групп пород.

Рис. X.5. Петрофизическая классификация метаморфических пород.  
Значения  $v_p$ , отмеченные звездочками, — расчетные

Типовая петрофизическая характеристика основных

Порода	Поро					межгорных участ
	чехла платформ (начальный катагенез)					
	$\delta$ , г/см <sup>3</sup>	$\sigma_{вл}$ , г/см <sup>3</sup>	$n$ , %	$v_p$ , км/с	$\kappa \cdot 10^{-5}$ , ед. СИ	
Песчаник	$\frac{2,67}{2,58-2,76}$	$\frac{2,37}{2,15-2,56}$	$\frac{17}{9-35}$	$\frac{1,95}{0,5-4,5}$	0—200	$\frac{2,67}{2,58-2,76}$
Алевролит	$\frac{2,69}{2,62-2,76}$	$\frac{2,34}{2,16-2,54}$	$\frac{18}{10-26}$	$\frac{1,95}{0,5-4,0}$	0—290	$\frac{2,69}{2,62-2,76}$
Глина	$\frac{2,68}{2,58-2,78}$	$\frac{2,24}{1,92-2,50}$	$\frac{2}{10-38}$	$\frac{1,49}{0,5-3,35}$	0—300	$\frac{2,68}{2,58-2,78}$
Аргиллит	—	—	—	—	—	$\frac{2,68}{2,60-2,78}$
Мергель	$\frac{2,70}{2,58-2,80}$	$\frac{2,44}{2,15-2,69}$	$\frac{12}{5-35}$	$\frac{2,23}{0,5-4,5}$	0—140	$\frac{2,70}{2,58-2,80}$
Известняк	$\frac{2,72}{2,62-2,80}$	$\frac{2,48}{2,23-2,67}$	$\frac{10}{5-23}$	$\frac{3,14}{1,0-5,5}$	0—380	$\frac{2,72}{2,62-2,80}$
Мел	$\frac{2,69}{2,56-2,80}$	$\frac{2,00}{1,82-2,26}$	$\frac{32}{25-39}$	$\frac{1,9}{1,7-4,2}$	—	—
Доломит	$\frac{2,80}{2,76-2,88}$	$\frac{2,60}{2,42-2,66}$	$\frac{12}{6-17}$	$\frac{3,4}{0,9-6,3}$	0—10	$\frac{2,80}{2,76-2,88}$
Ангидрит	$\frac{2,96}{2,92-3,00}$	$\frac{2,86}{2,81-2,92}$	$\frac{4}{2-17}$	$\frac{4,14}{1,5-6,0}$	—	$\frac{2,96}{2,92-3,00}$
Гипс	$\frac{2,37}{2,31-2,48}$	$\frac{2,48}{2,36-2,53}$	$\frac{14}{13-16}$	$\frac{2,4}{1,5-4,6}$	—	—
Каменная соль	$\frac{2,16}{2,12-2,22}$	$\frac{2,16}{2,12-2,22}$	$\frac{0}{—}$	$\frac{5,0}{4,5-5,5}$	—	—
Опока	$\frac{2,46}{2,22-2,50}$	$\frac{1,77}{1,47-1,89}$	$\frac{45}{35-50}$	—	—	—
Кремень	$\frac{2,59}{2,46-2,75}$	$\frac{2,53}{2,38-2,58}$	$\frac{3}{1-6}$	—	—	—

Примечание. В числителе — среднее значение параметра, в знаменателе — пределы

## Литологических групп осадочных пород [98]

и предгорных прогибов, погруженных платформ (поздний катагенез)				складчатых регионов (метагенез)				
$\sigma_{вл}$ , г/см <sup>2</sup>	$n$ , %	$v_p$ , км/с	$\times 10^{-5}$ , ед. СИ	$\delta$ , г/см <sup>3</sup>	$\sigma_{вл}$ , г/см <sup>2</sup>	$n$ , %	$v_p$ , км/с	$\times 10^{-5}$ , ед. СИ
$\frac{2,48}{2,31-2,66}$	$\frac{12}{4-22}$	$\frac{3,3}{2,3-5,6}$	0-200	$\frac{2,69}{2,64-2,81}$	$\frac{2,63}{2,55-2,72}$	$\frac{5}{2-7}$	$\frac{3,8}{2,1-5,8}$	0-41 100
$\frac{2,51}{2,34-2,64}$	$\frac{11}{4-18}$	$\frac{2,6}{1,7-4,2}$	0-290	$\frac{2,70}{2,62-2,79}$	$\frac{2,64}{2,51-2,75}$	$\frac{6}{5-9}$	$\frac{3,5}{1,5-5,1}$	0-2 500
$\frac{2,31}{2,16-2,63}$	$\frac{19}{5-26}$	$\frac{1,9}{1,5-4,0}$	0-300	$\frac{2,68}{2,58-2,78}$	$\frac{2,50}{2,39-2,65}$	$\frac{10}{5-14}$	$\frac{2,7}{0,9-4,1}$	0-3 100
$\frac{2,51}{2,40-2,59}$	$\frac{11}{3-20}$	$\frac{2,25}{0,5-4,5}$	0-190	$\frac{2,68}{2,60-2,78}$	$\frac{2,62}{2,55-2,72}$	$\frac{4}{2-7}$	$\frac{3,8}{1,45-5,4}$	0-355
$\frac{2,60}{2,38-2,75}$	$\frac{9}{5-18}$	$\frac{3,2}{1,7-4,6}$	0-140	$\frac{2,71}{2,61-2,80}$	$\frac{2,64}{2,49-2,75}$	$\frac{6}{5-12}$	$\frac{3,3}{1,7-4,8}$	0-180
$\frac{2,63}{2,46-2,72}$	$\frac{7}{2-14}$	$\frac{4,3}{3,1-5,4}$	0-380	$\frac{2,74}{2,62-2,86}$	$\frac{2,68}{2,56-2,72}$	$\frac{4}{2-8}$	$\frac{4,8}{3,1-6,9}$	0-3 300
—	—	—	—	—	—	—	—	—
$\frac{2,66}{2,59-2,82}$	$\frac{6}{2-13}$	$\frac{4,2}{1,8-5,7}$	0-10	$\frac{2,80}{2,76-2,88}$	$\frac{2,73}{2,63-2,82}$	$\frac{5}{2-11}$	$\frac{5,2}{2,6-6,0}$	0-120
$\frac{2,86}{2,81-2,92}$	$\frac{4}{2-17}$	$\frac{6,0}{5,4-6,4}$	—	$\frac{2,96}{2,92-3,00}$	$\frac{2,86}{2,81-2,92}$	$\frac{4}{2-17}$	$\frac{6,0}{5,4-6,4}$	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—

его изменения.

Для выделения петрофизических групп пород используют наиболее существенные особенности их петрографической и физической характеристик, которые выражаются в виде следующих критериев:

- 1) генетический тип пород;
  - 2) количественно-минеральный состав пород по породообразующим минералам;
  - 3) структурно-текстурные особенности пород;
  - 4) физическая характеристика горных пород: а) природа физического свойства;
- б) статистический закон распределения физического параметра; в) среднее значение физического параметра, величина дисперсии (или стандарта);
- 5) тип метаморфизма, метасоматоза и диагенеза;
  - 6) формационная принадлежность магматических пород;
  - 7) состав ферромагнитных и электронно-проводящих минералов.

При петрофизической классификации горные породы подразделяют на крупные генетические типы: интрузивные, эффузивные, метаморфические, осадочные. Метасоматические образования при ярко выраженном генезисе относят к метаморфическим породам. Детальность подразделения горных пород по минеральному составу различна при выделении групп по разным физическим параметрам, а также для разных генетических типов и зависит от однородности или гетерогенности естественных образований, что отражается в дисперсии (или стандарте) физических свойств. По текстурным особенностям горных пород выделяются два подкласса — с уплотненными и пористыми текстурами, закономерные изменения плотности и скорости упругих волн для которых существенно различны.

Существенным критерием при петрофизической классификации является характер метаморфизма и формационная принадлежность пород. Зависимость физических свойств пород от этих факторов обусловлена различными термодинамическими условиями образования, диагенеза и метаморфизма пород. Эти связи весьма стабильны и устойчивы, причем по физической характеристике геологические формации во многих случаях подразделяются более детально — на субформации, а метаморфические породы — на субфации.

При выделении ферромагнитных групп пород желательно учитывать состав ферромагнитных минералов, поскольку они характеризуются разными магнитными свойствами. Особенно большое значение это имеет при изучении пород сульфидных месторождений, в которых часто развиты пирротин или гематит, значительно отличающиеся по магнитным параметрам от часто распространенных магнетита и титаномагнетита. При этих же исследованиях необходимо знать состав электронно-проводящих минералов — рудных или графита.

Физическая характеристика горных пород используется для детального подразделения петрографических групп пород различных генетических типов.

Группирование горных пород осуществляется отдельно для разных генетических типов по каждому физическому параметру. Исследования позволили наиболее полно и обоснованно выделить петрофизические группы магматических и метаморфических пород по четырем параметрам — плотности, магнитной восприимчивости, скорости упругих волн и удельному электрическому сопротивлению (см. рис. X.4 и X.5). Группы осадочных пород выделены более обобщенно и в дальнейшем подлежат детализации на основе формационного анализа (табл. X.2).

## Интрузивные породы

Изменение плотности интрузивных пород, равное  $0,9 \text{ г/см}^3$ , происходит по непрерывному ряду одновременно с постепенным изменением химического и минерального составов пород от ультракислых до ультраосновных. Поскольку для отдельных интрузив характерна дискретность кристаллизации, в различные ее фазы образуются, как правило, однородные по составу и плотности породы. Статистическое распределение плотности пород одной фазы соответствует нормальному закону.

Интрузивные породы относятся к подклассу пород с уплотненными текстурами. Различие в текстуре и структуре пород отражается в изменении плотности только на тысячные доли грамма на  $1 \text{ см}^3$ . Подразделение интрузивных пород по их средней плотности на группы соответствует подразделению по минеральному составу. Дисперсия значений плотности петрографических групп интрузивных пород небольшая: для гранитов  $0,001$ , для габбро  $0,002—0,03 \text{ г/см}^3$ . Она обусловлена колебаниями содержания главных породообразующих минералов внутри каждой группы, изменением

содержания цветных и аксессуарных минералов, колебаниями минеральной плотности и пористости пород. По результатам исследования и статистической обработки полученных данных возможно выделение петроплотностных групп интрузивных пород кислого и среднего состава с интервалами средней плотности  $0,02—0,05$  г/см<sup>3</sup>, основного состава с интервалом  $0,03—0,08$  г/см<sup>3</sup>. Эти интервалы в 2—3 раза превышают точность определения плотности пород. Дисперсия значений плотности ультраосновных пород оказывается большей и равняется  $0,04—0,09$  г/см<sup>3</sup>. В связи с этим целесообразно выделение главных петроплотностных групп гипербазитов с интервалом средней плотности  $0,1—0,2$  г/см<sup>3</sup>. В отдельных районах (и в пределах отдельных массивов) возможно выделение петроплотностных групп гипербазитов с интервалами плотности  $0,05$  г/см<sup>3</sup>.

На рис. X.4 приведены петроплотностные группы наиболее распространенных интрузивных пород. Характеристика дана для пород, не измененных вторичными процессами, с нормальным содержанием аксессуарных минералов. Серпентинизированные и амфиболизированные разности в связи с их широким распространением выделены в отдельные группы. В рудных районах целесообразно выделение дополнительных петроплотностных групп — рудных габбро, рудных диоритов; серицитизированных, хлоритизированных и других разновидностей пород.

Скорость распространения продольных волн в интрузивных породах изменяется от 5 до 8,4 км/с; закон распределения параметра — нормальный. Основные критерии для выделения петроскоростных групп: минеральный состав пород, среднее значение  $v_p$ . По средним значениям  $v_p$  интервалы группирования пород от кислого до основного состава равны  $0,1—0,3$  км/с; в одну петроскоростную группу объединяются две-три петроплотностные группы. Существенное влияние на упругую характеристику пород оказывает их микротектурное строение. Оно обуславливает значительные колебания скорости во всех выделенных по средним  $v_p$  группах пород. Дисперсия скорости в группах  $0,01—0,03$  (км/с)<sup>2</sup>, т. е. на порядок выше, чем для  $\sigma$ . Поэтому третьим критерием при группировании пород по упругим свойствам является их микротекстура. Обращает на себя внимание факт «перекрывтия» предельных значений скорости в большинстве петроскоростных групп. Так, скорость распространения продольных волн в породах массивной текстуры кислого состава равна скорости в микротрещиноватых породах среднего и даже основного состава. В приповерхностных условиях до глубины 10—100 м, в зонах разломов, в также при вторичных изменениях пород происходит скрытое или макроскопически выраженное изменение текстуры пород, которое выражается в резком снижении (до 50 %) скорости упругих волн во всех группах пород. На рис. X.4 эти изменения  $v_p$  не показаны; при необходимости следует выделять группы пород повышенной трещиноватости.

При классификации интрузивных пород по магнитной характеристике использованы: состав породообразующих минералов, природа и величина магнитной восприимчивости, принадлежность пород к группе формаций, образованных в различных термодинамических условиях. Интрузивные породы большинства петрографических групп имеют широкий диапазон изменения магнитной восприимчивости, но интрузии одной фазы внедрения магмы характеризуются сравнительно небольшой дисперсией параметра. Это дает основание для группирования пород по определенным интервалам магнитной восприимчивости с выделением десяти групп (А—К). В такое группирование пород вносится формальный признак, поскольку дисперсия магнитной восприимчивости интрузий может быть меньше или больше выбранных интервалов группирования. Однако это может быть учтено путем объединения соседних интервалов для некоторых пород или подразделения интервалов группирования на более дробные (см. рис. X.4).

Подразделение пород по интервалам магнитной восприимчивости выполняется либо для каждой петрографической и соответственно петроплотностной группы пород, различающейся по магнитной характеристике, либо для двух-трех петроплотностных групп, объединенных вследствие близости магнитных свойств. Например, для объединенных в петроплотностные группы биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов по величине  $\chi$  выделено шесть групп (от А до Е). Кроме того, выделено пять групп формаций, для которых показано преимущественное значение магнитной восприимчивости пород (см. § 44).

Указанные на рис. X.4 значения  $Q$ , являющиеся, как правило, низкими, свидетельствуют о приблизительной пропорциональности  $\chi$  и  $J$  интрузивных пород,

что позволяет распространить приведенную характеристику пород на их намагниченность.

По удельному электрическому сопротивлению все интрузивные породы делятся на три класса: полупроводники, ионные проводники и электронные проводники. Дисперсия значений сопротивления для всех классов пород высокая.

Интрузивные породы класса полупроводников, имеющие региональное распространение, характеризуются высоким сопротивлением, которое определяется минеральным скелетом породы, структурой порового пространства, открытой пористостью и минерализацией поровых вод. По пределам изменения удельного сопротивления выделены группы пород, объединяющие несколько петроплотностных групп вследствие их идентичности по  $\rho$ . В конкретных районах может быть проведено более детальное группирование пород — в зависимости от минерализации поровых вод.

Ионные проводники, сопротивление которых обусловлено в основном минерализацией трещинных вод, характерны для верхней части разрезов и зон разломов. Группы пород этого класса выделяются с учетом одинаковых интервалов изменения значений  $\rho$ . Сопротивление пород класса электронных проводников, развитых преимущественно на рудных месторождениях, зависит от электропроводности рудной (связанной) вкрапленности и степени графитизации пород. Пределы изменения удельного сопротивления этих групп интрузивных пород составляют  $10^{-3}$ — $10^1$  Ом·м; в районах рудных месторождений целесообразно выделение более дробных групп.

### Эффузивные породы

Физические свойства (и закономерности их изменения) палеотипных эффузивных пород — кварцевых порфиров, андезитовых порфиритов, диабазов и их кайнотипных аналогов — липаритов, андезитов и базальтов различны (см. рис. X.4). Физическая характеристика палеотипных эффузивных пород по природе, величине и дисперсии параметров близка к характеристике интрузивных пород идентичного минерального или химического состава. В связи с этим выделение петроплотностных, петроскоростных и петроэлектрических групп базируется на аналогичных критериях.

Кайнотипные образования относятся к подклассу пород с пористыми текстурами. Для них существенна зависимость плотности, скорости распространения упругих волн и удельного электрического сопротивления от текстурных особенностей, изменяющихся по мере раскристаллизации пород. Поэтому при выделении петрофизических групп данных пород учитываются их минеральный состав и текстура. Текстура сказывается на величине физических параметров, что позволяет подразделять петрографические группы на более дробные — петрофизические. Для липаритов, андезитов и базальтов выделяются петроплотностные группы пород с пемзовой, миндалекаменной и массивной текстурами, которые характеризуются также различными скоростями распространения упругих волн и удельным электрическим сопротивлением. Необходимо отметить постепенность процесса изменения эффузивных пород, определенную условность их разделения на кайнотипные и палеотипные группы по степени диагенеза и по текстуре.

По закономерностям изменения магнитной характеристики пород палеотипные эффузивы близки к интрузивным образованиям, что определяет аналогичность выделения петромагнитных групп. Породы пирокластической и экструзивной фаций, наиболее характерных для кайнотипных эффузивов, имеют большую дисперсию значений магнитной восприимчивости; они резко различаются по  $Q$ . Это обуславливает необходимость их выделения в отдельные петромагнитные группы. Для эффузивных пород, так же как для интрузивных, целесообразно выделение более дробных петрофизических групп в пределах рудных месторождений при повышении процентного содержания аксессуарных минералов и развитии вторичных процессов.

### Метаморфические и ультраметаморфические породы

Метаморфические породы по закономерностям изменения физических свойств близки к интрузивным породам (см. рис. X.5). Метаморфические образования относятся к подклассу пород уплотненных текстур, что определяет зависимость плотности по-

род от их минерального состава, а скорости распространения упругих волн, кроме того, от микротекстуры пород. По электропроводности выделяются те же классы. Большинство метаморфических пород относится к классам ферро-парамагнитных и ферромагнитных и лишь мало распространенная группа мраморов — к диамагнитному классу, не встречающемуся среди интрузивных образований.

Специфическая особенность классификации метаморфических пород — введение дополнительных критериев: типа метаморфизма пород и фаций регионального метаморфизма.

## **Осадочные породы**

При типизации осадочных пород была использована связь большинства физических параметров со степенью диагенеза (начального и позднего катагенеза, метадиагенеза), отражающаяся в закономерностях изменения величин  $\sigma$ ,  $v_p$  и  $\rho$ . Для осадочного чехла платформ необходимо выделение более дробных групп с учетом формационной принадлежности пород (см. табл. X.2).

# ГЛАВА XI

## РЕГИОНАЛЬНАЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ

---

### § 44. ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ

Петрофизическая характеристика горных пород и слагаемых ими геологических формаций находится в зависимости от первичных условий образования и всех последующих процессов изменения их, протекающих в различных термодинамических режимах, присущих разным слоям земной коры и мантии. Латеральная дифференциация физической характеристики горных пород современного среза литосферы является следствием вывода на поверхность тектоническими, магматическими и эрозийными процессами глубоких горизонтов и вещества земной коры и мантии, сформированных на протяжении длительной истории геологического развития Земли.

К настоящему времени по каждому региону накопился огромный фактический материал по физическим свойствам горных пород (главным образом плотностным и магнитным), на основании которого впервые составлены петрофизические карты для всей территории СССР [68, 70]. Анализ петрофизической характеристики геологических образований земной коры, отраженной на этих картах, был выполнен на основе изучения закономерных связей физических свойств с составом и строением вещества на разном уровне его организации — от химических элементов до горных пород (см. гл. II) и петрофизических ассоциаций геологических формаций, рассмотренных в настоящей главе.

На основании генетических, петрографических и петрофизических особенностей все горные породы (выходящие на поверхность или перекрытые маломощными четвертичными отложениями) сгруппированы в геологические формации или группы формаций. Для них в табл. XI.1 приведены значения плотности и намагниченности, присущие массивам и толщам, слагающим складчатые области и платформы, что позволяет видеть степень их дифференцированности. По сходству плотностной и магнитной характеристик геологических формаций, а также по однородности или дискретности параметров выделяются крупные ассоциации геологических формаций. Закономерная зависимость плотности от минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород определяет общую корреляционную связь плотности с другими физическими параметрами — упругими, электрическими, теплофизическими, несмотря на то что каждый из них имеет свои особенности и закономерности. В общем случае объединенные группы геологических формаций могут рассматриваться как петрофизические ассоциации континентальной земной коры.

Петрофизическая ассоциация I объединяет геологические формации малой, низкой и средней плотности и слабой намагниченности. В нее входят все осадочные формации и часть формаций кислых магматических пород. Процессы осадконакопления и эпигенеза протекают при относительно низких давлениях и температурах, характерных для верхней части земной коры. При этих условиях происходит образование кислых магм, дающих ряд интрузивных и эффузивных формаций.

Среди осадочных формаций четко выделяются две группы — слаболитифицированных и литифицированных образований. Формации слаболитифицированной группы имеют малую плотность, так как текстура породы пористая. Для всей группы этих формаций устанавливается корреляционная связь плотности с пористостью пород и слабая зависимость от литологического состава. Слаболитифицированные осадочные формации типичны для кайнозойского и мезозойского этапов развития; ими слагаются обширные площади недислоцированных покровов молодых и древних платформ, прогибы и мульды, образующиеся в период тектонической активизации регионов.

Группа литифицированных осадочных формаций характеризуется низкой и средней плотностью. Под действием статической нагрузки, повышенной температуры



и термальных растворов происходят уплотнение текстуры и цементация пород с глубиной их погружения. Влияние этих факторов различно для пород разного литологического состава. Наибольшая дифференциация плотности пород как внутри сложных формаций, так и в толщах, образованных разными формациями, наблюдается при средней степени литификации — на стадии позднего катагенеза. Плотность пород на этой стадии коррелируется с литологическим составом и пористостью. При высокой степени литификации дифференциация пород по плотности уменьшается и высвист только от литологического состава.

Литифицированная группа платформенных формаций наиболее полно представлена в пределах Русской платформы и связана с палеозойским этапом ее развития. Типичные плотности (в современном эрозионном срезе) терригенных формаций 2,3—2,4 г/см<sup>3</sup>, карбонатных 2,55—2,6 г/см<sup>3</sup>. На Сибирской платформе наибольшее развитие имеют нижнепалеозойские карбонатные формации, характеризующиеся очень высокой плотностью — 2,65—2,85 г/см<sup>3</sup>, особенно в южной, Приалданской части.

Осадочные формации складчатых областей по плотности подразделяются на две группы: с плотностью 2,15—2,7 и с плотностью 2,5—2,85 г/см<sup>3</sup>. К первой группе относятся формации, характерные для постинверсионных стадий развития складчатых областей и областей тектонической активизации. Они имеют среднюю степень литификации и по плотности близки к платформенным формациям. Вторую группу образуют формации, типичные для геосинклинального этапа развития складчатых областей. Породы здесь наиболее литифицированы и обладают максимальной плотностью для своей литологической группы. Высокие значения плотности связаны, вероятно, не только со статическим, но и со стрессовым давлением и с более высоким геотермическим режимом.

Остановимся на характеристике угленосных формаций, поскольку возможность оценки стадии литификации пород по степени метаморфизма углей позволяет хорошо видеть влияние разнообразных факторов на их плотностную характеристику.

Плотность угленосных толщ изменяется в широких пределах — от 2 до 2,75 г/см<sup>3</sup> и отражает различие первичных условий накопления угленосных толщ и их последующего эпигенеза. Четко выделяются угленосная буроугольная (*c*) и угленосная каменноугольная (*lc*) группы формаций, что отвечает резкому изменению плотности и других свойств пород (удельного электрического сопротивления, скорости распространения упругих волн) при переходе от буроугольных к каменноугольным месторождениям, так же как и физических свойств бурых и каменных углей. Угленосная каменноугольная группа формаций разнообразна по литологии пород, их плотностной дифференциации и марочному составу углей. Наблюдается увеличение плотности по мере возрастания катагенеза и метагенеза пород и степени метаморфизма углей от длиннопламенных до антрацитов (табл. XI.2).

Намагниченность осадочных формаций слабая. Наблюдается дифференциация магнитных свойств в зависимости от литологического состава пород (см. § 20). Вариации предельных значений намагниченности пород в складчатых областях выше, чем в платформенных; с удалением от складчатых областей диапазон значений сужается.

К I ассоциации отнесены кислые и умеренно-кислые интрузивные и эффузивные образования, характеризующиеся средней плотностью и слабой намагниченностью. Последнее, как показали многочисленные исследования, позволяет считать термодинамический режим магнообразования отвечающим верхнекоревым условиям в период повышенной тектонической активности.

В I петрофизическую ассоциацию входят все массивы пород, отнесенные по петрологическим данным (Д. С. Харкевич, В. Н. Москалева, 1971 г. и др.) к гранитовой формации, к формации гранитов-рапакиви, а также около половины комплексов гранитоидных и липарит-дацитовых формаций. Этими образованиями слагаются крупные батолитоподобные массивы в центральных частях антиклинорных зон большинства складчатых областей, например в Главном Кавказском, Восточно-Уральском, Чу-Илийском, Восточно-Саянском, Сихотэ-Алинском антиклинориях. Липаритовой группой, включающей комплексы кварцевых порфиров и липаритов, сложены протяженные вулканогенные пояса. Наиболее широко эти группы интрузивных и эффузивных формаций развиты в палеозойских и мезозойских геосинклинально-складчатых системах.

Петрофизическая ассоциация II включает магматические и ультраметаморфические формации пород средней и повышенной плотности и преиму-

Петрофизические ассоциации геологических формаций

Петрофизическая ассоциация	Термодинамический режим образования пород	Геологические формации (группы формаций)	σ, г/см <sup>3</sup>										J · 10 <sup>-3</sup> , А/М				
			2,0	2,2	2,4	2,5	2,6	2,8	3,0	10	150	700	3000	12000			
I. Слабомагнитная	плотности (Ia) малой	Верхнекарбовый	Осадочные Кварц-песчаная Песчано-галечнико-галечниковая Глинисто-песчаная Глинистая буровувольная Мелкозернистая пор доломитовая Меловая	[График]										[График]			
				плотности (Iб) низкой	Глубокий	Конгломерато-песчаниковая Глинисто-песчаниковая Алфредово-чехомовато-песчаниковая Конгломерато-песчано-песчано-глинистая (осидная) микробная Углепесчаная Конгломерато-песчано-карбонатная Глинисто-песчано-карбонатная Глинисто-карбонатная Терригенно-карбонатная Карбонатная, известняково-доломитовая Доломитовая, кремнисто-доломитовая Углепесчанно-сульфатно-карбонатная Вулканично-глинисто-карбонатная	[График]										[График]
II. Среднемагнитная	плотности средней	Нижнекарбовый	Магматические и ультраметаморфические Липарит-бациловая группа Трахидиопаритовая Трахидиопарит-гранитовая группа Гранит-гранодиоритовая группа Мигматит-гранитовая Мигматит-диабазогранитовая Чарнокит-гранитовая Нерасчлененная гранито-гнейсовая Андебит-бациловая, андебитовая Трахидиопаритовая, андебитовая Габбро-диорит-гранодиоритовая				[График]										[График]
				[График]										[График]			

<p>III. Ультрамагнезиальность и плотность</p>	<p>Кора - Манчичиньц</p>	<p>Осадочно-вулканарные, магматические и метаморфические Кремнистая и алевролитовая песчаная, туфритовая Терригенно-вулканогенная Дилувио-базальтовая Дилувио-палеогеновая, габбро-палеогеновая Дилувио-чирокитовая Габбро-чирокитовая Силикатная группа гнейсовая Джеспилитовая Силикатно-фемическая группа Силикатно-гнейсовая Силикатно-гнейсовая Терригенно-диабазовая Фемическая группа гнейсов-сланцевая Камбрийская Серпентинизированных гиперзитов</p>	
<p>IV. Сильно-магнезиальная, высокая плотность</p>	<p>Манчичиньц подкарбовый</p>	<p>Магматические Базальтовая Щелочно-базальтовая Трахо-базальтовая, трастовая Базальтовая, трапповая Андезит-базальтовая и базальтовая Базит, доломитовая трапповая (интрузивная) Габброидная группа Щелочно-габброидная, габбро-сиенитовая Щелочно-ультраосновная</p>	
<p>V. Слабомагнезиальная, высокая плотность</p>	<p>Манчичиньц глубинный</p>	<p>Магматические и метаморфические Анортозитовая Пикритовых порфиритов Габбро-гиперзитовая группа Эклогитовая</p>	
<p>Различных намагниченности и плотности</p>	<p>Кора - Кормический</p>	<p>Калтогенная</p>	

Плотность пород угленосных формаций (по С. А. Топорцу)

Этапы углеобразования	Группы формаций	Бассейны, месторождения	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>			
			2,0	2,2	2,4	2,6
KZ	c	Сахалинский Зырянский Месторождения п-ова Камчатка	■	■	■	■
	лс	Угловский Сахалинский		■	■	■
MZ	c	Кузнецкий Орский Канско-Ачинский Ленский Иркутский Карагандинский	■	■	■	■
	лс	Ленский Иркутский Бурейнский Южно-Якутский Раздольненский Зырянский Ленский Партизанский		■	■	■
PZ	c	Подмосковный	■			
	лс	Тунгусский Минусинский Кизеловский Кузнецкий Печорский Таймырский Донецкий		■	■	■
Группы формаций и стадии эпигенеза вмещающих пород (по Н.В. Логвиненко, 1968 г.)			c	лс		
			Ранний		Поздний	Ранний
			Катагенез			Метагенез
Стадии метаморфизма углей и их плотность в г/см <sup>3</sup>			Б 1,15-1,30	Д, Г 1,3-1,4	Ж, К, ОС	Т, ПА, А 1,4-1,7

щественно средней намагниченности. Гранитоидные, дацитовые, мигматит-гранитовые, чарнокит-гранитовые и другие формации образуются в условиях повышенного термодинамического режима при разогреве нижней части земной коры. Формации протогеосинклинального этапа имеют более высокую плотность, чем формации геосинклинального этапа; плотность тех и других выше плотности формаций протоорогенного и орогенного этапов. По намагниченности близкие по составу породы разных формаций этих этапов мало различаются, что и дает основание объединить их в одну ассоциацию.

Анализ данных о намагниченности магматических формаций I и II ассоциаций показал, что некоторые формации состоят из пород одного магнитного класса— фер-

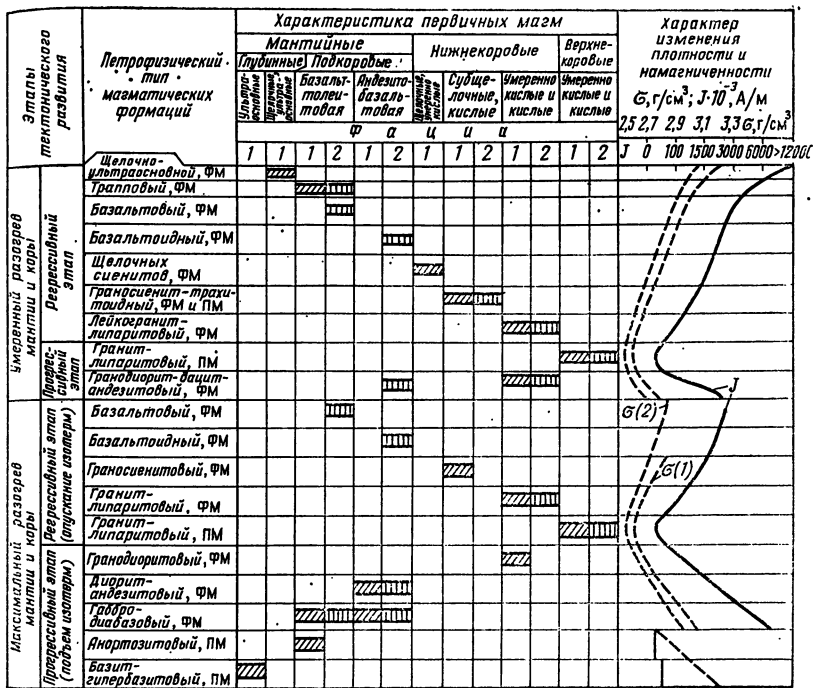


Рис. XI.1. Зависимость петрофизической характеристики магматических формаций от типа первичных магм.

ФМ — ферромагнитный класс пород, ПМ — парамагнитный класс пород. Фации: 1 — интрузивные, 2 — эффузивные

ропарамагнитного или ферромагнитного. Многие формации подразделяются на субформации с типичной ферропарамагнитной (ПМС) и ферромагнитной (ФМС) характеристикой всех петрографических групп пород (см. § 18).

Зависимость магнитных свойств магматических формаций (субформаций) от химического состава исходной магмы и термодинамических условий ее образования послужила основанием к отнесению части магматических формаций и субформаций к I ассоциации и части ко II ассоциации (рис. XI.1).

Интрузивные формации II ассоциации слагают преимущественно мелкие тела, но встречаются и крупные массивы, сложенные этой формацией, приуроченные к синклинорным зонам и зонам глубинных разломов. Эффузивными формациями сложены протяженные вулканогенные пояса.

Образование ультраметаморфических формаций — мигматит-гранитовой, мигматит-плагригранитовой и чарнокит-гранитовой связывают с повышенным тепловым режимом малоомощной земной коры докембрия (К. О. Кратц, 1976 г.; Л. И. Салоп, 1975 г.). Плотность пород выдержанная, намагниченность в отдельных блоках различается на два порядка. Последнее, вероятно, связано с длительностью ультраметаморфических процессов в разных термических режимах: быстрый подъем блоков способствует сохранению ферромагнетиков, длительные метасоматические изменения в условиях понижающихся температур ведут к перекристаллизации и выносу ферромагнетиков.

Петрофизическая ассоциация III объединяет дифференцированные по плотности, намагниченности и составу осадочно-вулканогенные формации, в том числе регионально-метаморфизованных пород, ультраметаморфические и

автометаморфические формации. Специфика образования этих формаций — широкий диапазон температур и давлений — от типично коровых до мантийных.

*Осадочно-вулканогенные формации* характеризуются существенным различием плотности и намагниченности терригенных (или карбонатных) и вулканогенных пород. Дифференциация толщ по физическим свойствам пород наиболее ярко проявляется в формациях орогенного этапа, где глинистые, песчаниковые и карбонатные породы имеют низкую плотность и слабую намагниченность, а вулканиты среднего и основного состава — среднюю или высокую плотность и намагниченность. В формациях геосинклинального этапа фанерозойских складчатых областей плотность терригенных и карбонатных пород увеличивается; намагниченность вулканогенных образований в большинстве случаев резко уменьшается в результате зеленосланцевого метаморфизма.

Для докембрийских складчатых областей — древних щитов в плотностной и магнитной характеристике осадочных и осадочно-вулканогенных формаций отражаются первичные условия образования пород и их последующий региональный метаморфизм, проявленный от низких до высоких фаций.

Для формаций архейского прогеосинклинального этапа установлена высокая дифференциация физической характеристики пород, являющаяся следствием различия их первичного состава (Т. В. Билибина, 1976) и метаморфизма в амфиболитовой и гранулитовой фациях. По различию состава, плотности и намагниченности выделяются джеспилитовая формация, а также салическая, салическо-фемическая и фемическая группы сланцев и гнейсов, на которые подразделяется большинство формаций. Салическая группа сланцев и гнейсов характеризуется очень выдержанной плотностью (2,6—2,65 г/см<sup>3</sup>) и слабой намагниченностью. Джеспилитовая формация и салическо-фемическая группа гнейсов и сланцев имеют среднюю плотность пород (2,7—2,8 г/см<sup>3</sup>) и низкую или повышенную намагниченность; железистым кварцитам свойственны очень высокие плотность и намагниченность. Фемическая группа гнейсово-сланцевая представлена амфиболовыми, гранатовыми, кордиеритовыми разновидностями, имеет высокую плотность (2,8—2,9 г/см<sup>3</sup>), высокую намагниченность при метаморфизме в гранулитовой фации и слабую намагниченность в выделенной [32] эклогит-гранулитовой фации. В пределах всех щитов установлены крупные блоки фемического состава большой мощности, которые, вероятно, являются наиболее древними образованиями, возникшими в результате метаморфизма первичного базальтового слоя Земли (базальтовая катархейская формация).

*Ультраметаморфические образования*, представленные габбро-чарнокитовой и диорит-чарнокитовой формациями совместно с чарнокит-гранитовой и мигматит-гранитовой формациями (отнесенными ко II ассоциации) образуют непрерывный ряд. В процессе чарнокитизации и гранитизации происходит постепенное понижение основности и плотности пород, вызванное уменьшением давления и температуры при подъеме блоков из нижних горизонтов земной коры к ее верхней части. В условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций ферромагнетитики сохраняются или новообразуются, при наложении диафтореза и зеленосланцевой фации одновременно с разуплотнением происходит перекристаллизация или вынос магнетита (титаномагнетита), и породы в конечной стадии процессов приобретают низкую плотность и слабую намагниченность. Появление на эрозионном срезе массивов магнитных и слабомагнитных чарнокитов и мигматит-гранитов может быть связано с разной скоростью подъема отдельных блоков.

*Автометаморфические формации* выделены вследствие резко измененной петрофизической характеристики пород. Процесс серпентинизации гипербазитов связан с выведением очень плотных образований мантии в верхние горизонты коры, т. е. в термодинамические условия, неравновесные с их кристаллической структурой, что и приводит к разуплотнению пород. Понижение давления и температуры определяет возможность разложения темноцветных силикатов с образованием магнетита и серпентина, что приводит к резкому возрастанию намагниченности пород. Подобные резкие изменения происходят при образовании формации кимберлитов. Первичные ультраосновные разности пород с высокой  $\sigma$  и низкой  $J$  (пикриты, пиропы) встречаются лишь в мелких зернах. Вся масса пород разуплотнена; намагниченность их различна — от слабой до высокой.

Петрофизические ассоциации IV и V включают формации пород основного и ультраосновного состава, характеризующиеся высокой плотностью. Существенное различие формаций IV и V ассоциаций отмечается в их намагничен-

ности. Формации IV ассоциации имеют наиболее высокую намагнитченность по сравнению с большинством других формаций; формации V ассоциации — слабомагнитны. Высокая плотность и резкое различие в намагнитченности пород, петрологические (С. В. Москалева, 1977 г.; Ю. М. Шейнманн, 1969 г.) и петрофизические данные [32, 68] позволяют подразделять эти породы на две ассоциации, соответственно образующиеся в термодинамических условиях подкорковых и глубоких магм.

В IV ассоциации входят интрузивные и эффузивные породы основного, реже среднего состава щелочноземельного и щелочного рядов. К этой же ассоциации относятся щелочные ультраосновные породы. Интрузивные комплексы представлены массивами габбро, габбро-норитов, габбро-диабазов, габбро-анортозитов, габбро-диоритов и диоритов. Плотность основных пород варьирует в пределах 2,90—3,10 г/см<sup>3</sup>. Массивы габбро приурочены к геосинклинорным зонам складчатых областей. Щелочно-габброидная и щелочно-ультраосновная формации, также имеющие высокую плотность и намагнитченность, приурочены к началу платформенного развития.

Эффузивные породы базальтовой и андезит-базальтовой формаций характеризуются высокой минеральной плотностью. Однако повышенная пористость пород (кайнотипных) является причиной дифференцированной и пониженной плотности образований. Намагнитченность пород высокая, различная для разных фаций каждой формации. Высокими значениями плотности и намагнитченности, при небольшой дисперсии параметров, характеризуются долеритовая (траповая) формация девона Русской и триаса Сибирской платформ.

К V ассоциации отнесены: базит-гипербазитовая группа; анортозитовая, пикрит-порфиритовая и эклогитовая формации.

Неизменные гипербазиты известны в отдельных массивах (Мончегорский, Каряжский) или их частях (массивы Северного Урала). Породы характеризуются различным составом и содержанием прроксена и оливина и, как следствие, широким диапазоном плотности — 3—3,4 г/см<sup>3</sup>. Содержание железа достигает 10—15 %, оно входит в темноцветные силикатные минералы и частично в хромит. Все разновидности пород слабомагнитны; очень небольшая остаточная намагнитченность, возможно, создается магнетоферритом. Массивы гипербазитов, неизменных и серпентинизированных, образуют протяженные цепочки в синклинорных зонах складчатых областей и приурочены к зонам глубинных разломов; возможно их внедрение в виде протрузий.

С массивами гипербазитов ассоциируются массивы очень плотных и слабомагнитных габброидов, развитых в никеленосных районах Балтийского щита, Воронежского массива и Прибайкалья. Вероятно обнаружение подобных пород в других складчатых областях. По физической характеристике эти габброиды более близки к гипербазитам, чем к основным породам IV ассоциации, что позволяет объединить их в одну базит-гипербазитовую группу. Формация анортозитов, развитая в протерозойских структурах древних щитов, имеет повсеместно очень выдержанную плотность, максимальную для салчихеских пород, и выдержанную слабую намагнитченность. Массивы и пояса анортозитов приурочены к фемическим блокам высокой плотности катархейской формации. Вероятно их внедрение как протрузий.

Эффузивные образования V ассоциации представлены редко встречающейся формацией пикритовых порфиритов, близкой по характеристике к гипербазитам.

К V ассоциации относится формация эклогитов. Эти основные породы, по химическому составу идентичные габбро, имеют более высокую плотность (3,3—3,6 г/см<sup>3</sup>) за счет образования омфациита и гранатов в результате влияния высокого давления, приводящего к кристаллизации минералов с более плотной решеткой.

Разделение основных — ультраосновных пород на IV и V ассоциации подтверждается статистическими и экспериментальными данными. По последним [52], образование магнетита (титаномагнетита) может происходить при давлениях до 1 800 МПа; при более высоких давлениях железо входит в силикатные соединения. С базит-гипербазитовой группой связаны месторождения платины, хромита, никеля и других элементов, выносимых из наиболее глубоких горизонтов мантии. Образование магматических очагов при давлениях менее 1500—1800 МПа определяет возможность кристаллизации магнетита и высокую намагнитченность пород IV ассоциации. С этими формациями связано образование большинства железорудных месторождений.

В петрофизическую ассоциацию VI входит коптогенная формация, образованная в условиях неравномерного ударного давления (в корово-космическом режиме). Коптогенная формация относится к отдельному классу пород

(В. Л. Масайтис и другие). Под действием метеоритов возникают очень высокое ударное давление и высокая температура, существенно изменяющие первичные породы с образованием импактитов (эвритов, тагамитов и др.). Резкая смена давления от центра к периферии кратеров определяет очень широкий диапазон значений плотности от 1,9 до 2,75 г/см<sup>3</sup> и непостоянную намагниченность. Крупные тела (с радиусом более 20 км) встречаются редко; большое количество мелких тел обнаружено в различных регионах.

#### § 45. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОБРАЗОВАНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД, ИХ ФОРМАЦИЙ И АССОЦИАЦИЙ

Статистические данные, полученные при анализе петрофизических карт и легенд к ним [69, 70], позволяют понять общую эволюцию состава и физической характеристики геологических образований, соответствующую направленному развитию континентальной земной коры от архея до кайнозоя включительно (табл. XI.3).

Архейские образования представлены относительно узким «набором» формаций (формационных групп) от основного до кислого состава с плотностью от 2,6 до 3 г/см<sup>3</sup> и намагниченностью от 10<sup>-3</sup> до 5·10 А/м; известны выходы слабомагнитных, очень плотных эклогитов (3,3—3,5 г/см<sup>3</sup>). Широкое площадное развитие имеют формации кристаллических сланцев и гнейсов высокой и средней плотности фемического и салического-фемического состава, повышенной намагниченности. Относительно меньше распространены кристаллические сланцы и гнейсы салического состава с плотностью 2,6—2,7 г/см<sup>3</sup>, в большинстве случаев слабомагнитные. Интрузивные образования представлены многочисленными мелкими телами габбро и габбро-диабазов с высокой плотностью и либо высокой, либо очень низкой намагниченностью. Специфичными для архея являются плотные, магнитные породы габбро-чарнокитовой и с несколько меньшими значениями обоих параметров диорит-чарнокитовой формаций. На некоторых щитах широко представлены формации мигматит-гранитов и мигматит-плагиогранитов ( $\sigma = 2,6 \div 2,7$  г/см<sup>3</sup>,  $J$  от 10<sup>-3</sup> до 10<sup>-1</sup> А/м).

Начиная с протерозоя, происходит увеличение дифференциации геологических образований по составу и физическим свойствам. Появляются интрузии ультраосновных пород, крупные массивы габброидов и анортозитов, встречаются формации гранитоидов. К среднему протерозою относятся образования терригенно-диабазовых и карбонатно-диабазовых формаций; к позднему — литифицированные толщи терригенных и карбонатных пород. Диапазон значений плотности протерозойских образований 2,5—3,2 г/см<sup>3</sup>, намагниченности 10<sup>-3</sup>—2·10<sup>-2</sup> А/м.

Дифференциация состава и физических свойств пород в палеозойских структурах расширяется за счет образования очень сильномагнитных щелочно-ультраосновных интрузий и интенсивно серпентинизированных гипербазитов, широкого ряда гранитоидных формаций, в том числе крупных батолитоподобных массивов гранитов и гранодиоритов, в различной степени литифицированных терригенных, карбонатных и вперемежку образующихся угленосных формаций. Плотность различных формаций 2,3—3,2 г/см<sup>3</sup>, намагниченность 10<sup>-3</sup>—10<sup>-1</sup> А/м.

Образования мезозоя представлены наиболее широкой гаммой формаций, плотность которых варьирует от 1,9 до 3,2 г/см<sup>3</sup>, намагниченность — от 10 до 2·10<sup>2</sup> А/м. При этом существенно сокращается как количество, так и распространенность основных и ультраосновных интрузивных формаций; увеличивается количество базальтовых и андезит-базальтовых лав; появляется ассоциация Ia слаболитифицированных осадков малой плотности.

От протерозоя к мезозою меняется минеральный состав идентичных петрографических групп интрузивных пород, что отражается в снижении плотности. Так, средняя плотность пород (рассчитанная по измерениям около 3000 образцов) складчатых систем Забайкалья и Дальнего Востока равна (в г/см<sup>3</sup>): габбро — PR — 2,83, PZ — 2,86, MZ — 2,84 (112 массивов); гранитов — PR — 2,62, PZ — 2,6; MZ — 2,59 (154 массива). Плотность тех же групп пород в пределах Балтийского щита на 0,05—0,03 г/см<sup>3</sup> выше.

Для кайнозоя характерно преобладание пород малой и низкой плотности, в том числе кайнотипных базальтоидных формаций.

Таким образом, общая эволюция состава и физической характеристики геологических образований от AR к PR выражается в увеличении их дифференцированности,



отражающей дезинтеграцию первичной базальтовой коры; в понижении плотности и намагниченности геологических формаций вследствие раскисления коры и, вероятно, подкорового слоя и в понижении степени метаморфизма и эпигенеза.

На фоне общей эволюции Земли наблюдается эволюция состава и физических свойств пород в пределах времени развития каждого тектоно-магматического этапа. Накопление мощных осадочных толщ и процессы складкообразования приводят к значительному увеличению плотности терригенных, карбонатных и кремнистых геосинклинальных формаций, от которых меньшей плотностью отличаются орогенные формации идентичного состава.

Общая картина изменения плотности и намагниченности магматических формаций, состава магм и глубины магматических очагов на отдельных этапах развития земной коры приведена на рис. XI.1. При максимальном и умеренном режиме разогрева мантии и земной коры выделяются прогрессивная и регрессивная ветви развития. Прогрессивная ветвь, отвечающая повышению изотерм от мантии к верхней части коры, характеризуется постепенным понижением плотности формаций и основности пород, вначале резким возрастанием, затем постепенным уменьшением намагниченности, изменением состава магм от ультраосновных до кислых и подъемом фронта расплавления от мантии до верхней части земной коры. Для регрессивной ветви типична обратная последовательность изменения свойств пород и состава магм. Отличие этапа умеренного режима разогрева фиксируется по отсутствию формаций основных и ультраосновных пород, резко сокращенному объему слабомагнитных гранитоидов и образованию щелочных формаций, что свидетельствует о меньшей интенсивности тектонических движений в эти периоды развития земной коры.

Эволюция первичной базальтовой оболочки Земли, ее дифференциация, разуплотнение, образование гранитного слоя, как следует из анализа петрофизических карт древних щитов, происходили в архее (катархее) двумя путями — за счет дезинтеграции первичной коры и осадконакопления, а также вследствие ультраметаморфических процессов [69].

Общая эволюция петрофизической характеристики геологических образований, магматических формаций в частности, латеральная петрофизическая неоднородность и специфичность характеристики различных тектонических структур могут рассматриваться как следствие изменения во времени и пространстве термодинамического режима коры и мантии Земли. Наблюдаемая на современном эрозионном срезе физическая характеристика геологических формаций отражает, таким образом, глубинные процессы, происходившие на различных этапах развития континентальной земной коры, является «фактором» палеотермодинамических режимов. К близкому по смыслу выводу о связи геохимии изверженных пород с составом глубоких слоев мантии (300—400 км и более) и протекающих в них процессов пришли И. И. Абрамович и И. Г. Клущин, анализируя петрохимию магматических формаций и геофизическую характеристику недр [1].

Совместный анализ плотности пород, отражающей их минеральный состав и структуру, и намагниченности, обусловленной химическим составом магм, температурой и давлением магмообразования или метаморфизма, позволил выделить шесть термодинамических режимов и соответствующие им петрофизические ассоциации формаций, подразделяющие более дробно коровые и мантийные образования. Температура и давление, наиболее типичные для образования пород каждой ассоциации, приведены исходя из экспериментальных петрологических и петрофизических данных. Для большинства ассоциаций они значительно превышают температуры и давления в приповерхностном слое (для которого приведены данные о физических свойствах пород), а также в пределах всей земной коры и подкорового слоя большей части территории СССР. Это позволяет сделать вывод: термодинамические условия образования пород с различной физической характеристикой и термодинамические условия сохранения этой характеристики существенно различны.

Выделенные термодинамические режимы образования пород различных петрофизических ассоциаций являются нестационарными, типичными для складчатых систем в период их развития, а также для древних платформ на этапах наиболее интенсивных тектонических движений (табл. XI.4).

Как следует из ряда работ [15, 30, 84, 85 и др.] и рис. XI.1, прогрессивному развитию литосферы сопутствует постепенный подъем геоизотерм от глубоких горизонтов мантии к верхней части коры. Образование слабомагнитных гранитных плутонов фиксирует максимальный разогрев коры во времени и пространстве. Неста-

Эволюция петрофизической характеристики геологических <sup>об</sup>

Возраст	$\sigma, \text{г/см}^3$	Петрофизические		
		Ia	Iб	II
		Слабомагнитные		Среднемагнитные
KZ	<2,00			
	2,0 — 2,1			
	2,1 — 2,2			
	2,2 — 2,3			
	2,3 — 2,4			
	2,4 — 2,5			
	2,5 — 2,6			
	2,6 — 2,7			
	2,7 — 2,8			
2,8 — 2,9				
MZ	<2,00			
	2,0 — 2,1			
	2,1 — 2,2			
	2,2 — 2,3			
	2,3 — 2,4			
	2,4 — 2,5			
	2,5 — 2,6			
	2,6 — 2,7			
	2,7 — 2,8			
	2,8 — 2,9			
	2,9 — 3,0			
3,0 — 3,1				
>3,1				
PZ	2,2 — 2,3			
	2,3 — 2,4			
	2,4 — 2,5			
	2,5 — 2,6			
	2,6 — 2,7			
	2,7 — 2,8			
	2,8 — 2,9			
	2,9 — 3,0			
3,0 — 3,1				
>3,1				
PR	2,5 — 2,6			
	2,6 — 2,7			
	2,7 — 2,8			
	2,8 — 2,9			
	2,9 — 3,0			
3,0 — 3,1				
>3,1				
AR	2,5 — 2,6			
	2,6 — 2,7			
	2,7 — 2,8			
	2,8 — 2,9			
	2,9 — 3,0			
3,0 — 3,1				
>3,1				
Группы формаций	Слаболитифицированные терригенные и карбонатно-терригенные	Литифицированные терригенные и карбонатные, кислые магматические	Кислые и средние магматические	
Тектонические структуры	Молодые платформы	Древние платформы и складчатые области PR — KZ	Складчатые	



Термодинамический режим образования петрофизических ассоциаций горных пород

Тип нестационарного теплового режима <sup>1</sup>	Термодинамический режим образования пород	Петрофизические ассоциации пород	Обобщенная характеристика геологических формаций
Верхнекоровый	Верхнекоровый приповерхностный, $p = 0,1 \div 0,2$ МПа, $T < 100$ °С	Ia — малой плотности, слабой намагниченности	Слаболитифицированные осадочные формации молодых платформ
Коровый и подкоровый (конвективный)	Верхнекоровый глубокий, $p = 0,2 \div 0,8$ МПа, $T = 100 \div 700$ °С	Iб — низкой и средней плотности, слабой намагниченности	Литифицированные осадочные формации древних платформ и складчатых областей; гранитовая и липаритовая группы формаций
Коровый и интенсивный подкоровый (конвективный)	Нижнекоровый, $p = 0,6 \div 0,12$ МПа, $T = 700 \div 1000$ °С	II — средней плотности и средней намагниченности	Магматические и ультраметаморфические формации кислого и умеренно-кислого состава
Верхнекоровый, коровый и подкоровый	Корово-мантийный, $p = 0,1 \div 2,0$ МПа, $T = 0 \div > 1000$ °С	III — дифференцированной плотности и намагниченности	Осадочно-вулканогенные, метаморфические и ультраметаморфические формации среднего и основного состава
Подкоровый (мантийный)	Мантийный подкоровый, $p = 1,2 \div 2,0$ МПа, $T > 1000$ °С	IV — высокой плотности и намагниченности	Магматические формации преимущественно основного состава
Подкоровый (мантийный)	Мантийный глубинный, $p > 2,0$ МПа, $T > 1000$ °С	V — высокой плотности, слабой намагниченности	Магматические формации основного и ультраосновного состава; метаморфические формации основного состава
Локальный (ударный)	Космическо-коровый, $p = 1 \div 100$ МПа, $T = 100-800$ °С	VI — резко дифференцированной плотности, различной намагниченности	Коптогенная формация

Разогрев

<sup>1</sup> По А. А. Смыслову и У. И. Моисеенко [85].

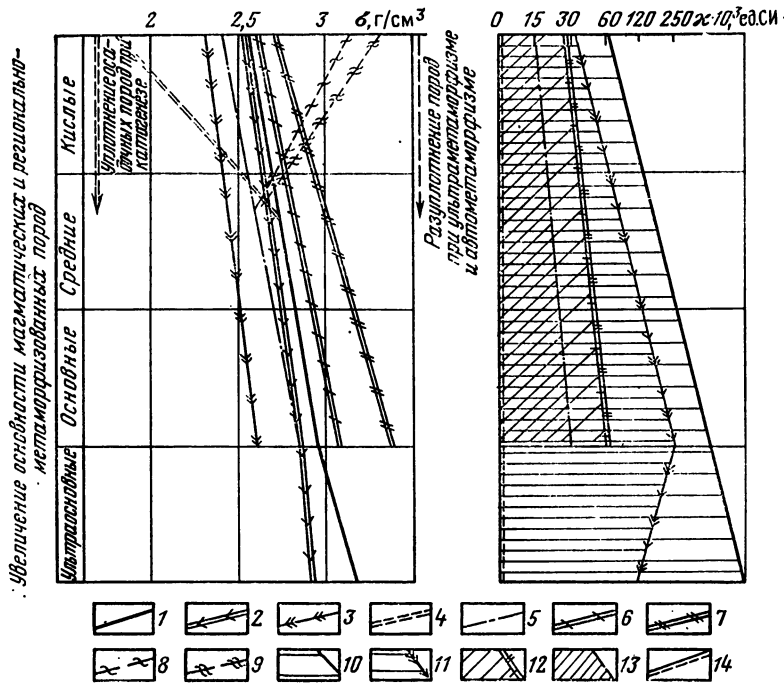


Рис. XI.2. Схема изменения плотности  $\sigma$  и магнитной восприимчивости  $\chi$  горных пород.

Горные породы: 1 — интрузивные; 2 — палеотипные эффузивные; 3 — кайнотипные эффузивные; 4 — осадочные; 5 — метаморфические породы фации регионального метаморфизма; 6 — зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой, 7 — амфиболитовой, 8 — гранулитовой и эклогитовой; 9 — ультраметаморфические; 10 — автометаморфические. Пределы изменения магнитной восприимчивости пород: 10 — интрузивных, 11 — эффузивных, 12 — фаций зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой, 13 — фаций амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой, 14 — осадочных

ационарный режим образования различных формаций, при котором происходит новообразование или реконструктивное изменение состава сменяется стационарным, при котором сохраняются состав и физическая характеристика ранее сформированных пород.

Для выравненных (стационарных)  $pT$  условий верхней части земной коры наиболее стабильны породы с плотностью от 2,6—2,7  $\text{г/см}^3$  (в верхних горизонтах) до 2,8  $\text{г/см}^3$  (в нижних горизонтах). Породы, возникшие в иных условиях, «приспосабливаются» к нормальным условиям этих горизонтов. При повышенном термическом градиенте происходит уплотнение малоплотных образований и разуплотнение высокоплотных (рис. XI.2). Так, плотность возрастает при катагенезе осадочных пород и диагенезе кайнотипных эффузивных и понижается при процессах ультра- и автометаморфизма — гранитизации, чарнокитизации, мигматизации, серпентинизации и др. В нижней части коры стабильное значение плотности пород (с учетом ее упругого повышения) 2,8—3  $\text{г/см}^3$ ; в подкоровом слое оно превышает 3,2—3,3  $\text{г/см}^3$ .

Намагнитченность пород в стабилизированных  $pT$  условиях верхней части земной коры весьма различна — от низкой, типичной для образующихся в этих условиях осадочных формаций, некоторых формаций умеренно кислых и кислых магматических пород и регионально измененных пород в фации зеленых сланцев, до высокой, характерной для большинства магматических формаций и высоких фаций регионального метаморфизма. Анализ вещественного состава указанных групп формаций показывает, что во всех породах, в том числе умеренно кислых и кислых, имеется до-

статочное количество железа и кислорода для образования 0,1—3 % (реже более) магнетита, определяющего ферромагнитную характеристику пород. Возникает вопрос, при каких условиях почти все железо (за исключением 0,01—0,0001 %) входит в состав силикатных минералов и когда оно частично кристаллизуется в магнетите. Сопоставление схемы изменения намагниченности пород в прогрессивных и регрессивных рядах формаций с изменением плотности образований позволяет прийти к выводу о ведущем влиянии термодинамических условий, т. е. о влиянии глубины образования магматических очагов и термодинамических условий начала кристаллизации магм. Это подтверждение в общей теории процесса кристаллизации магм Н. В. Белова (1959 г.) и Ф. К. Шипулина (1969 г.). Из работ Ф. К. Шипулина следует, что магматическая и кристаллизационная дифференциация ювенильного вещества в глубинных очагах определяет особенности состава интрузивных пород; интрузивный процесс предшествует массовой кристаллизации расплава; катионы  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , являющиеся наиболее прачными и в основном сохраняющиеся в расплаве, обладают энергией решеток, наиболее близкой к энергии решеток  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ ; двух- и трехвалентное железо при достаточной активности способно в расплаве «конкурировать» с Si и особенно с Al за связи с кислородом и давать с ним собственные группы.

На основании полученных данных следует считать, что «активность железа», определяющая образование магнетита, повышается в условиях давлений и температур, свойственных мантийным магмам, и становится недостаточной в верхнекоровых очагах. Ведущую роль при этом играет давление, поскольку магнетит является минералом высокой плотности. Наличие в глубоких слоях земной коры и в подкоровом слое мантии пород с высокой намагниченностью определяется, кроме того, глубиной изотермы Кюри; при высоком геотермическом градиенте магнетит и особенно титаномагнетит могут переходить из ферромагнитного состояния в парамагнитное в нижней (и даже в верхней) части земной коры. В глубоких горизонтах мантии ферромагнетитики не образуются (из-за очень высокого давления), и породы имеют парамагнитную характеристику.

Итак, приведенный материал позволяет считать, что образование различных минеральных парагенезисов, в том числе ферромагнитных минералов, определяется в основном разными термодинамическими условиями. Поэтому необратимые изменения плотности пород и коррелирующиеся с ней (в общем случае) упругости, а также намагниченности происходят при достижении температур и давлений, обуславливающих образование новых минеральных ассоциаций или реконструктивных изменений ранее образованных (пород, формаций, слоев коры и мантии).

Дифференцирование энергетического уравнения химического равновесия по  $T$  при  $p = \text{const}$  и наоборот, выполненное У. Файфом (1967 г.), дает два равенства:

$$\left( \frac{\partial \Delta G}{\partial T} \right)_p = -\Delta S; \quad \left( \frac{\partial \Delta G}{\partial p} \right)_T = \Delta V, \quad (\text{XI.1})$$

где  $G$  — свободная (потенциальная) энергия системы;  $p$  — давление;  $T$  — температура;  $\Delta V$  — приращение объема;  $\Delta S$  — приращение энтропии (меры «порядка—беспорядка» и движения молекул).

Из равенств следует, что при высоких давлениях более равновесны системы с большим объемом, т. е. с уплотненным состоянием вещества; при высокой температуре устойчивы системы с повышенной энтропией, т. е. с большей свободой движения атомов и молекул. Уменьшение прочности связи в кристаллических решетках минералов при повышении температуры определяет возможность образования новых минеральных ассоциаций, отвечающих новым динамическим условиям. Постепенное повышение с глубиной давления и температуры, действующих в противоположных направлениях, приводит к превалированию либо одного, либо другого фактора. Повышение с глубиной плотности пород и скорости распространения упругих волн указывает на большее влияние давления; существенное влияние температуры выражается в расплавлении вещества и образовании магматических очагов, определяет ультраметаморфические процессы, приводит к образованию волноводов.

Ведущая роль давления в образовании пород различной плотности объясняется их атомной природой. Как было показано в гл. II и III, все главные петрогенные элементы (за исключением железа) имеют  $Sp$ -строение электронных орбит, для которых наиболее существенную роль на плотность оказывает изменение атомного радиуса при подчиненном влиянии атомной массы. Соответственно плотность образованных этими элементами породобразующих минералов и их парагенезисов —

горных пород, геологических формаций, петрофизических ассоциаций — зависит преимущественно от плотности упаковки атомов в кристаллической решетке  $\omega$ .

При возрастании плотности от кислых к основным и ультраосновным породам (формациям)  $\omega$  увеличивается от 75—77 до 90—92. Средняя атомная масса в магнетитовых породах имеет величину 20—21 ед. При увеличении железистости пород (замещении магния железом в изоморфных магнезиально-железистых рядах пироксенитов, оливинов, гранитов) возрастание плотности связано с увеличением средней атомной массы до 22 ед. Следует отметить, что в этом случае прямая пропорциональная связь между плотностью пород и скоростью упругих волн сменяется на обратную (увеличению  $\sigma$  за счет средней атомной массы соответствует уменьшение  $v$ ). Плотность осадочных пород также обусловлена главным образом их структурой, т. е. плотностью упаковки минералов в породе и плотностью решетки самих минералов. Плотность упаковки низкая в слаболитифицированных пористых породах ( $\omega = 60 \div 65$ ) и более высокая в литифицированных породах того же состава ( $\omega = 75 \div 78$ ). Средняя атомная масса варьирует в пределах 19—20 ед.

Рассмотренная связь плотности пород со структурой вещества и атомной массой объясняет идентичные значения параметров для пород различного генезиса, объединенных в одну петрофизическую ассоциацию. Так, плотность 2,6 г/см<sup>3</sup> могут иметь терригенные, карбонатные и угленосные осадочные формации; формации магматических интрузивных и эффузивных пород; формации регионально-метаморфизованных, ультраметаморфических и автотаморфических образований. Идентичность их плотности определяется в основном идентичностью структуры вещества, обусловленной давлением и температурой; процесс образования пород — осадконакопление, кристаллизация из расплава, перекристаллизация при метаморфизме — имеет подчиненное значение. Тот же вывод можно сделать в отношении образования ферромагнитных минералов и намагниченности пород.

Важным следствием изложенного выше анализа является следующее положение — по физической характеристике пород, определенной по геофизическим данным, возможно установить химический и минеральный состав различных слоев земной коры и мантии с подразделением их по генетическим типам образований лишь для отдельных наиболее контрастных формаций.

Обусловленность петрофизической характеристики геологических образований современного среза земной коры процессами в глубоких слоях и мантии определяет связь этой характеристики с металлогенией. При этом выделенные по магнитным свойствам и плотности пород группы формаций (формации) несут разное оруденение, что может быть использовано при металлогеническом прогнозировании.

#### § 46. ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННОГО СРЕЗА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ (ТЕРРИТОРИЯ СССР)

Петроплотностная и петромагнитная карты геологических формаций [70] отражают дифференциацию плотности и намагниченности современного среза земной коры. Основная особенность петроплотностной карты (рис. XI.3)<sup>1</sup> — очень четко выраженная тектоническая структура земной коры; петромагнитная карта дополнительно подразделяет эту структуру. Сложная, но закономерная связь физической характеристики геологических формаций с историей развития земной коры, с процессами осадконакопления, магомобразования и метаморфизма видна при сравнительном анализе петрофизической характеристики древних щитов, складчатых областей фанерозоя, чехлов древних и молодых платформ. В то же время многие особенности строения разных регионов выражаются на петрофизических картах ярче, чем на других геологических и геофизических картах.

Петрофизические карты для всей территории СССР составлены впервые<sup>2</sup>, подобных карт для крупных зарубежных территорий нет. На картах показаны значе-

<sup>1</sup> Рисунок XI.3 — см. вкладку.

<sup>2</sup> В составлении карт приняли участие сотрудники ВСЕГЕИ, СНИИГГИМСа, Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР и других организаций — Н. Б. Дортман, Э. Я. Дубинчик, И. Ф. Зотова, И. М. Гашева, А. С. Егоров, А. И. Каркошкин, А. Г. Комаров, М. Ш. Магид, Ю. Ф. Малышев, К. А. Некрасова, А. А. Нечаева, А. Л. Пискарев, Н. П. Романовский, М. Б. Рыбаков, Н. М. Соловьева, Т. В. Спрыгина, П. А. Суркова, В. Я. Трунина, Н. А. Туезова, К. А. Шмелева, А. О. Шмидт. Редакторы карт — Н. Б. Дортман, Э. Я. Дубинчик, И. Ф. Зотова.

ния плотности и намагниченности пород, входящих в состав формаций (или группы формаций). Все значения физических параметров, установленные в различных регионах, отражены в легендах. Это показывает степень дифференцированности геологических формаций (формационных групп) для всей территории, зависящую от состава, литификации и метаморфизма пород.

Для характеристики плотности и намагниченности горных пород использованы данные измерения параметров по образцам, расчеты намагниченности по картам  $(\Delta T)_a$ , частично карты локальных гравитационных аномалий.

Методика составления средне- и мелкомасштабных петрофизических карт кристаллических пород складчатых регионов и щитов была разработана во ВСЕГЕИ в 1963—1965 гг., а применительно к формациям магматических и метаморфических пород — в 1970—1975 гг. [69, 70]. Целью составления этих карт являлось обобщение имеющихся разномасштабных и разнохарактерных исследований для получения обзорной картины физической дифференциации геологических образований, слагающих платформы и складчатые области территории СССР.

Как можно видеть из рис. XI.3, отдельные петрофизические ассоциации геологических формаций в современном срезе территории СССР приурочены к определенным крупнейшим тектоническим элементам земной коры — молодым и древним платформам, поясам тектонической активизации, фанерозойским складчатым областям и древним щитам (докембрийским складчатым областям).

Для молодых платформ типично развитие только верхнекоревой петрофизической ассоциации малой плотности. В пределах древних платформ преобладает верхнекоревая ассоциация низкой и средней плотности; специфично проявление мантийных ассоциаций. В поясах тектонической активизации, в наложенных прогибах и мульдах главное значение имеют верхнекоревые и нижнекоревые образования. Для складчатых областей типично развитие всех ассоциаций с преобладанием уплотненной группы осадочных формаций и магматических пород, образующихся в верхнекоревом, нижнекоревом и мантийном режимах. При этом в складчатых областях докембрия наиболее широкое развитие имеет группа формаций метаморфических пород. Дифференциация состава и физической характеристики земной коры, таким образом, связана с различной интенсивностью тектонических движений. Латеральная петрофизическая неоднородность современной поверхности коры в значительной мере обусловлена глубиной современного эрозионного среза.

Особенность геологического развития разных платформ и складчатых областей проявляется в их региональной петрофизической характеристике.

**Молодые и древние платформы.** Образования мезо-кайнозоя Западно-Сибирской платформы представлены песчаниками, глинистыми, углистыми формациями малой плотности. В пределах Скифско-Туранской платформы преимущественно развиты песчаные формации, реже карбонатные и глинистые. Плотностная характеристика пород на поверхности несколько выше, а разрез кайнозоя и особенно мезозоя более разнообразен, чем на Западно-Сибирской плите.

Дифференциация плиты Русской платформы по плотностной характеристике значительно большая, чем дифференциация молодых платформ. В северных районах, на склоне Балтийского щита, развиты преимущественно карбонатные формации нижнего палеозоя небольшой мощности и относительно невысокой плотности (2,45—2,55 г/см<sup>3</sup>). В западной и центральной частях платформы осадочный покров сложен глинисто-песчаниковой, угленосной, песчано- и глинисто-карбонатной, карбонатной, доломитовой и галогенной формациями среднего палеозоя. В зависимости от состава формаций плотность варьирует от 2,25 до 2,55 г/см<sup>3</sup>, соответствуя средней степени литификации пород. Четко вырисовывается внутренняя структура палеозойских отложений — изменение состава и плотности пород к центру Московской и Балтийской синеклиз. Плотность пермских песчаных формаций на востоке платформы, выдержанная на значительной площади, увеличивается в Предуральском прогибе. Повышенной плотностью выделяются складчатые образования Тимана среднего палеозоя. В южной части платформы широко представлены мезо-кайнозойские слаболитифицированные формации малой плотности. Среди них резко выделяются плотные образования карбона Донецкого бассейна.

В пределах Сибирской платформы плотностная и магнитная характеристики пород наиболее контрастны. Карбонатные формации нижнего палеозоя, развитые в прибортовых частях на юге и северо-востоке платформы, имеют аномально высокую для платформенных образований плотность — 2,65—2,75 г/см<sup>3</sup>, достигающую в про-



слоях доломитов  $2,8 \text{ г/см}^3$ . К центру платформы за счет появления глинистых и песчаных прослоев плотность терригенно-карбонатных формаций несколько понижается. Среднепалеозойские песчаниковые и угленосные формации характеризуются меньшей степенью литификации и соответственно меньшей плотностью. Мезозойские, преимущественно угленосные, формации имеют малую плотность. Исключение представляют формации в прибортовой восточной части, в которой развиты каменные угли и породы литифицированы и уплотнены.

Общаяность Сибирской платформы — широкое развитие в ее центральной и северной частях трапповых формаций — ярко отражена в физической характеристике. Лавовое поле сложено базальтовой формацией, имеющей высокую плотность и высокую намагниченность пород. С запада и юга основное поле базальтовых лав окаймлено туфо-базальтовой формацией, отличающейся меньшими значениями обоих параметров. Интрузивная базит-долеритовая формация образует многочисленные массивы, главным образом в пределах туфо-базальтовой формации, а также среди осадочных пород. Плотность и намагниченность долеритов различны в разных интрузиях; для ряда интрузий установлена обратная намагниченность.

Аномально высокая плотность карбонатных формаций нижнего палеозоя не может быть объяснена только изостатическим давлением. Возможно, эти образования испытывали дополнительное стрессовое давление в период палеозойских складчатых движений в обрамлении платформы, но можно также предположить влияние мощных магматических процессов на платформе и в складчатых системах в мезозое.

Различие в петрофизической характеристике Сибирской и Русской платформ отражает разную историю их развития в палеозое (возможно, и в докембрии) и мезозое. По геофизическим картам (И. Г. Клушин, 1970 г. и др.) наблюдается различие плотности характеристики современных образований глубоких горизонтов мантии, подкорового слоя и нижней части земной коры в пределах платформ. Таким образом, вещественный состав земной коры и мантии, а также термодинамический режим в них на Русской и Сибирской платформах были различны на протяжении длительного времени. Это, вероятно, определило алмазонасность Сибирской и газонефтеносность Русской платформ.

**Фанерозойские складчатые области.** В фанерозойских складчатых областях наблюдается зональность в распределении плотности и намагниченности горных пород, соответствующая простиранию основных структурных элементов и обусловленная приуроченностью к ним определенных осадочных, осадочно-вулканогенных и магматических формаций и фаций регионального метаморфизма. Наибольшая дифференциация в физической характеристике горных пород наблюдается в складчатых областях фемического типа; она постепенно уменьшается к областям фемическо-салического и салического типов.

Наиболее ярко выражен фемический тип Уральской складчатой области. В пределах Казахстана к этому типу относится Чингиз-Тарбагатайская складчатая система. Сихотэ-Алинскую и Байкальскую складчатые области, вероятно, правильнее отнести к салическо-фемическому типу.

Для Уральской складчатой области намечается отчетливая приуроченность пород средней плотности и слабой намагниченности к Восточно-Уральскому и Центрально-Уральскому геантиклинориям и пород различной, преимущественно высокой, плотности и намагниченности к Тагило-Магнитогорскому геосинклинорию, что отвечает общей структуре области.

На территории Забайкалья—Дальний Восток для развитых здесь складчатых областей и систем специфична своя, присущая данным системам петрофизическая характеристика. В Сихотэ-Алинской складчатой области наблюдается петрофизическая зональность, близкая по типу к Уральской. Группа габбро-диабазовых формаций, развитая в центральной части, прослеживается узкой полосой согласно общему простиранию складчатой структуры. К востоку от центральной части на ряде участков развита диорит-андезитовая группа формаций, перекрывающаяся широко проявленным верхнекоревым магматизмом. В современном срезе земной коры интрузивные образования этой парамагнитной группы выходят в виде отдельных пятен, но, судя по геофизическим данным, образуют сплошные цепочки массивов. Эффузивные образования той же группы широко развиты в южной части Сихотэ-Алинского вулканогена. Еще дальше к востоку цепочка мелких массивов образует зону магнитной группы гранитоидов. Более поздние формации базальтоидов и базальтов частично перекрывают эту зону. Та же последовательность смены формационных групп наблю-

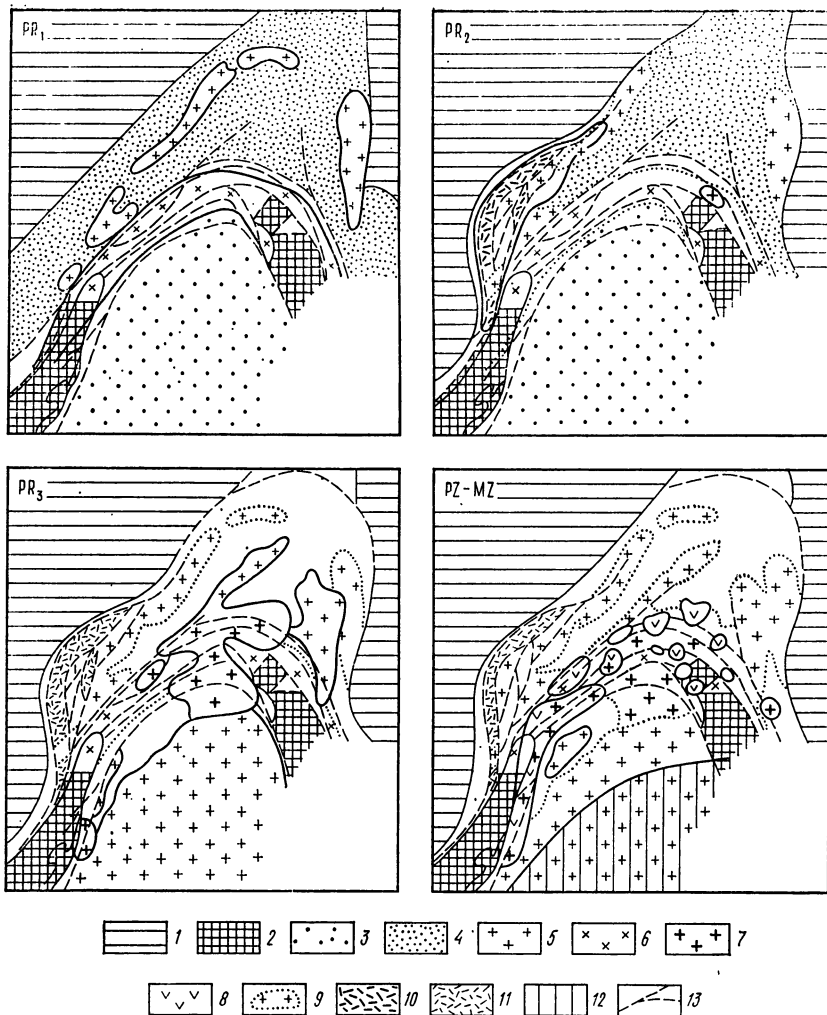


Рис. XI.4. Палеопетромагнитные схемы Байкальской зоны глубинных разломов (по И. Ф. Зотовой).

1 — Сибирская платформа; 2 — архейские блоки; 3 — преимущественно среднемагнитные образования эвгеосинклинального пояса Байкальской складчатой области; 4 — преимущественно слабомагнитные образования миогэосинклинального пояса той же области; 5 — Байкальская рифтовая зона (КЗ); магнитные интрузии формационных групп: 6 — габбро-диабазовой, 7 — гранит-граносенитовой, 8 — щелочной; 9 — слабомагнитные интрузии гранитовой формации; вулканогенные формации: 10 — преимущественно магнитные, 11 — слабомагнитные; 12 — область мезозойской активизации; 13 — разломы

дается к западу от габбро-диабазовых образований, но каждая зона здесь более узкая, чем в восточной части. В Монголо-Охотской системе четко выражена направленность изменения групп в одну сторону — от Алданского щита к югу.

Иное строение и латеральное развитие магматических формаций характерно для Байкальской складчатой области. Габбро-диабазовая группа формаций PR об-

разует узкую дугу по зоне глубинных разломов, отделяющих внутреннюю (эвгеосинклинальную) зону от внешней. Во внутренней зоне наибольшее развитие получают гранитоидные магнитные формации, а гранитовая формация образует огромный Витимский массив слабомагнитных пород. Эта структура как бы обтекает более поздними образованиями Байкальской области и примыкающей к ней Селенгино-Яблоновой системы. К зоне глубинных разломов приурочены более поздние гранитоидные и субщелочные образования, протягивающиеся далеко на юг вдоль Байкала. С той же зоной связано образование крупных щелочных массивов в палеозое. На отдельных участках здесь проявлена и мезозойская активизация. Крупнейшая Байкальская зона глубинных разломов на протяжении протерозойского, палеозойского и мезозойского времени служила подводным каналом мантийных, а затем нижнекоровых магм (рис. XI.4). Непосредственно к ней с некоторым смещением к западу примыкает Байкальская рифтовая зона, образование которой связано с длительно оживлявшейся областью глубинных разломов.

В целом для складчатых областей и систем фанерозоя наблюдается: во-первых, сходство физической характеристики образований, слагающих однотипные структурные элементы земной коры, как следствие приуроченности к ним определенных геологических формаций; во-вторых, различие петрофизической характеристики складчатых областей и систем, претерпевших разную историю геологического развития. Выделяются крупные структуры трех типов:

1) линейные складчатые структуры с последовательным смещением магматических очагов по вертикали и по латерали, свидетельствующим о сложном изменении термодинамических условий в мантии и коре. Такое смещение в Сихотэ-Алинской области может быть связано, по-видимому, с переходом континентальной коры к океанической;

2) зоны глубинных разломов Байкальского типа, в которых на протяжении длительного времени специфичный термодинамический режим обусловил постоянное плавление мантийных и нижнекоровых толщ. К такой зоне приурочен Байкальский рифт;

3) крупные жесткие блоки, образованные верхнекоровыми парамагнитными формациями в протерозое и палеозое, в дальнейшем не претерпевшими изменений.

**Зоны тектонической активизации складчатых областей.** Эти зоны (А. Д. Щерлов, 1969 г.) характеризуются развитием интрузивного и эффузивного магматизма, формаций преимущественно кислого и среднего состава повышенной щелочности с типичными ферромагнитными свойствами. Такие формации широко распространены в Селенгино-Яблоновой и Становой системах. На отдельных участках распространены поздние базальтоидные и базальтовые формации. В основном для периода активизации характерны образования нижнекоровых, реже мантийных и, как исключение, верхнекоровых магм.

По петромагнитной карте впервые был установлен непрерывный протяженный пояс мезозойской тектонической активизации, который прослеживается от Западного Забайкалья через Становую область далеко на северо-восток вплоть до Чукотки; в своей северной части пояс совпадает с Охотско-Чукотским вулканогеном. Протяженность и четкая выраженность всего пояса свидетельствуют, вероятно, о каком-то активном «барьере», существовавшем в глубоких горизонтах коры и мантии, возможно, древнем ограничении Азиатского континента.

Локальные зоны тектонической активизации встречаются среди других складчатых областей. Высокую намагниченность имеют интрузивные породы, возникшие в период активизации срединных массивов (Буреинского, Ханкайского и др.).

**Щиты древних платформ.** Докембрийские складчатые области, образующие кристаллические щиты и массивы, на петрофизических картах выделяются более высокой плотностной характеристикой и дифференцированностью структур AR и PR по плотности и намагниченности.

Петрофизическая характеристика Балтийского щита (восточной части) наиболее дифференцирована в связи с развитием прогеосинклинальных, протогоэосинклинальных и протоорогенных формаций, проявленным региональным метаморфизмом от низких до высоких фаций, присутствием ультраметаморфических формаций (рис. XI.5). Украинский, Анабарский и Алданский щиты параллелизуются с отдельными мегаблоками Балтийского щита.

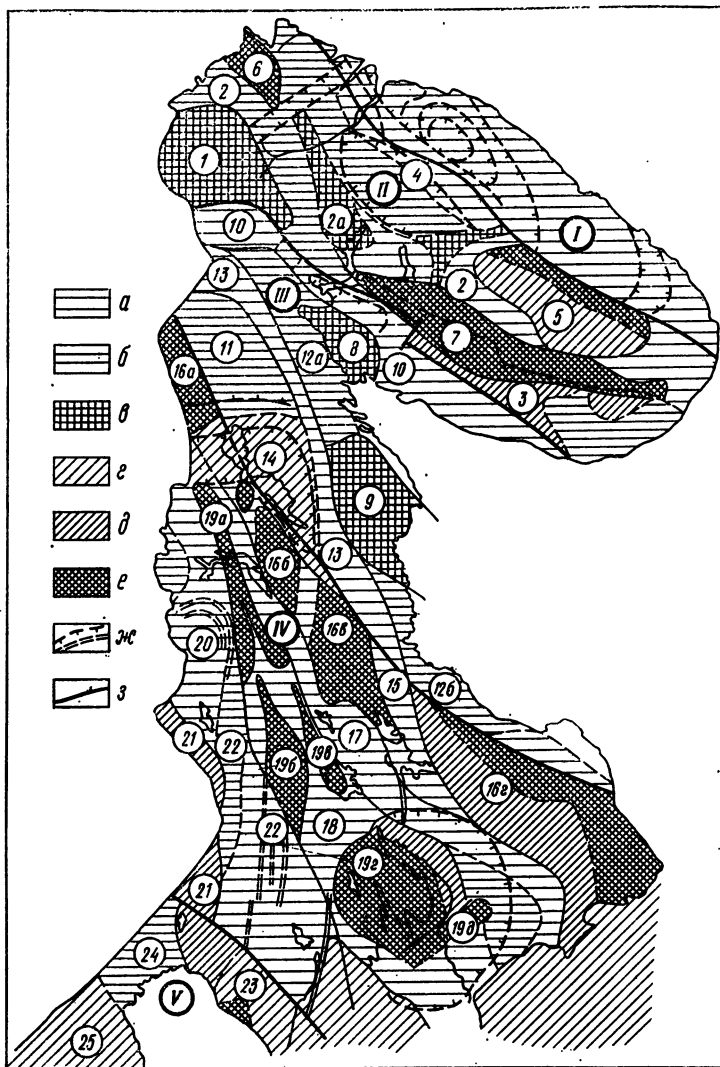


Рис. XI.5. Схема районирования восточной части Балтийского щита по петрофизическим данным [32].

Архейский структурно-формационный комплекс, плотность: *a* — низкая, *б* — средняя, *в* — высокая; протерозойские структурно-формационные комплексы и палеозойская активизация, плотность: *г* — низкая, *д* — средняя, *е* — высокая; *ж* — дополнительные элементы магнитной характеристики; *з* — основные глубинные разломы.

Мегаблоки: *I* — Мурманский, *II* — Кольский; блоки и структуры: *1* — Лапландский, *2* — Центрально-Кольский, *2a* — Мончегорский, *3* — Стрельницко-Понойский, *4* — Чудьярский, *5* — Кейвский; Синклинии: *6* — Печенгский, *7* — Имандра-Варзугский. *III* — Беломорский мегаблок; блоки и зоны: *8* — Колвничский, *9* — Кемский, *10* — Беломорско-Терская, *11* — Вотничский, *12a* — Северо-Беломорский, *12б* — Южно-Беломорский, *13* — Западно-Беломорская. *IV* — Карельский мегаблок; блоки и зоны: *14* — Пяозерский, *15* — Восточно-Карельская синклинирная; мульды: *16a*, *16б*, *16в* — соответственно Куоляярвская, Шомбозерская, Лехтинская, *16г* — синклинирий Ветреного Пояса; зоны: *17* — Центрально-Карельская антиклинорная, *18* — Центрально-Карельская синклинирная; мульды: *19a*, *19б*, *19в*, *19г* — соответственно Елмозерская, Янгозерская, Сегозерская, Онежская, *19д* — Бурakovская структура; зоны: *20* — Западно-Карельская антиклинорная, *21* — Питкяря антовская, *22* — троговые структуры. *V* — Ладжский мегаблок; зоны: *23*—*25* — соответственно Восточно-, Северо-, Западно-Ладжская

Фемической группой гнейсов высокой плотности образованы Лапландский, Колвицкий и Кемский блоки, являющиеся, вероятно, древнейшими выступами базальтовой земной коры, метаморфизованными в условиях гранулит-эклогитовой (слабомагнитные образования) и гранулитовой (магнитные образования) фаций регионального метаморфизма. Близкий с ними состав и характеристику имеют центральная часть Анабарского щита, Центрально-Алданская зона, разделяющая северную часть щита и Становую область, Азовский блок Украинского щита. Крупные блоки на Балтийском щите слагаются габбро-чарнокитовой и диорит-чарнокитовой формациями повышенной плотности и намагниченности, реже формации проявлены (в виде отдельных массивов) на Украинском щите.

Средние плотности (в г/см<sup>3</sup>) пород древних щитов и структур Балтийского щита (по Н. Б. Дортман и М. Ш. Магиду) следующие:

Анабарский щит	2,76
Балтийский »	2,72
Алданский »	2,71
Украинский »	2,68
Воронежский массив	2,7
Колвицкий блок	2,89
Лапландский »	2,81
Кольский »	2,8
Беломорский »	2,75
Печенгский синклиорий	3,0
Имандра-Варзугский синклиорий	2,86
Кейвский щит	2,73

В пределах Балтийского, Украинского и Алданского щитов широко развиты архейские осадочные и осадочно-вулканогенные формации, метаморфизованные до гнейсов и кристаллических сланцев в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Салическо-фемическая группа этих образований повышенной плотности и средней или слабой намагниченности слагает протяженные зоны, реже отдельные блоки. Салическая группа гнейсов и сланцев, образующаяся при метаморфизме песчаных и кварцитовых формаций, имеет среднюю плотность и слабую намагниченность. Ею сложены узкие древние прогибы. В этих же щитах получили развитие джеспилитовые формации (архея и протерозоя), приуроченные в основном к зонам разломов. Пониженной плотностью и намагниченностью характеризуются чарнокит-гранитовая и особенно мигматит-гранитовая формации (архея и протерозоя), слагающие большую часть площади Карельского мегаблока, центральную часть Украинского щита, Становую область.

Протерозойские образования на Балтийском щите развиваются преимущественно на относительно разуплотненном архейском фундаменте в протяженных зонах, вероятно, древних рифтах, где они представлены терригенно-вулканогенными формациями. В отдельных узлах этих рифтовых структур образуются синклиории (Печенгский, Имандра-Варзугский, Ветреного пояса) и мульды (Онежская, Лехтинская и др.), сложенные терригенно-диабазовыми и карбонатно-диабазовыми формациями протерозоя высокой плотности и различной намагниченности.

Интрузивный магматизм наиболее полно представлен на Балтийском щите. От образований раннего архея к среднему протерозою происходит общее раскисление и разуплотнение интрузивных формаций, повышение дифференцированности состава и физических параметров пород. Интрузивный магматизм в других щитах проявлен слабее. Специфичным для всех щитов является образование анортзитовой формации.

Сопоставление петрофизических характеристик геологических формаций древних щитов показывает неоднородность мантии по составу и различную интенсивность тектонических движений в архее и протерозое.

Петроплотная и петромагнитная карты геологических формаций, таким образом, дают наглядное и объективное представление о тектонической структуре континентальной земной коры, а также о распространении мантийных и коровых ассоциаций пород, выведенных на уровень современного среза Земли в результате геодинамических процессов в литосфере,

## § 47. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Осадочный чехол занимает около 12 млн. км<sup>2</sup> континентальной площади СССР и образует поверхность древних и молодых платформ, а в области горно-складчатых сооружений выполняет предгорные и межгорные впадины (рис. XI.6).

Физические свойства осадочного чехла широко варьируют в зависимости от условий образования осадочных пород и последующих геологических процессов. Плавное, последовательно изменяющееся вертикальное распределение различных параметров отражает спокойную седиментационную обстановку геологического развития района. Следствием этого явилось постоянство состава и структуры пород и постепенное нарастание с глубиной значений упругих констант гравитационного воздействия. На рис. XI.7 приведен разрез литологически однотипных отложений третичного и четвертичного возраста, длительно опускавшихся без существенных перерывов. Ступенчатое изменение значений параметров по разрезу отражает смену фациально-литологической обстановки вследствие происходивших тектонических процессов. Чередование комплексов пород характеризуется соответствующим чередованием значений физических параметров (рис. XI.8).

При неспокойной седиментационной обстановке, так же как и при постседиментационных воздействиях, возникают дополнительные к гравитационному воздействию уплотняющие факторы. Дифференцированная характеристика физических свойств пород по разрезу может быть обусловлена размывами и выпадением из разреза отдельных комплексов отложений.

Средние по разрезам значения общей пористости  $n$ , плотности влагонасыщенных пород  $\sigma_v$  и пластовой скорости  $v_{пл}$  осадочного чехла, вычисленные для исследованных интервалов глубин, для некоторых крупных структурных элементов территории СССР приведены в табл. XI.5—XI.9. Данные о пористости и плотности отложений рассчитаны по результатам лабораторных измерений образцов пород, а данные о

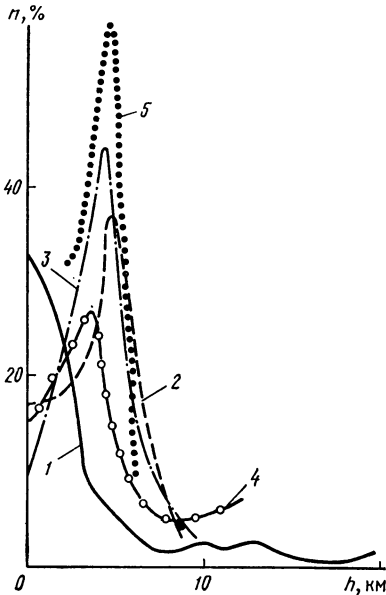


Рис. XI.6. Мощность осадочного чехла древних и молодых платформ по Н. А. Беляевскому):

1 — Русской, 2 — Сибирской, 3 — Западно-Сибирской, 4 — Туранской, 5 — Скифской

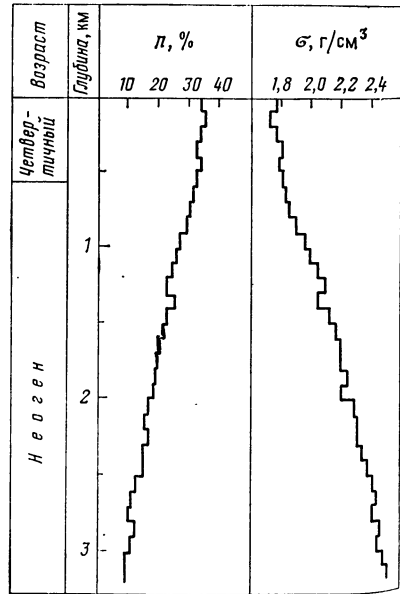


Рис. XI.7. Последовательное изменение физических параметров разреза Окарем-Гограндаг

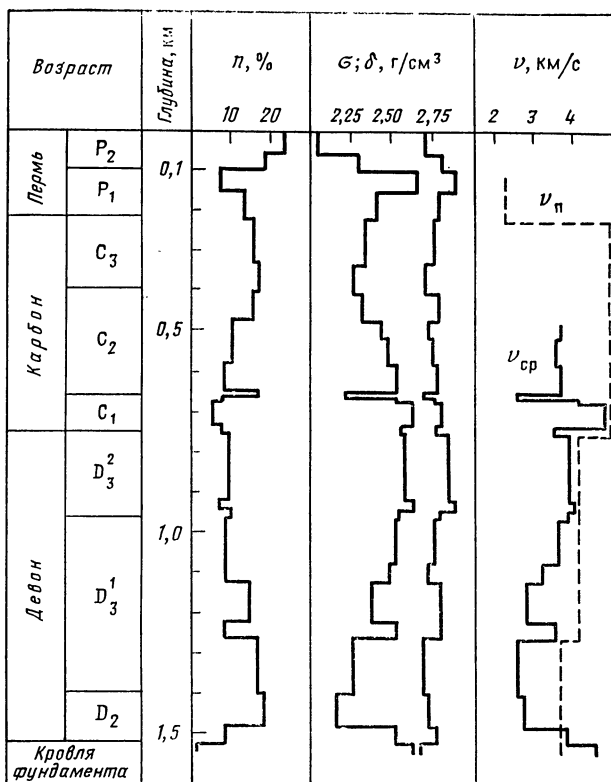


Рис. XI.8. Дифференцированная физическая характеристика разреза Русской платформы с чередованием терригенных и карбонатных комплексов (по скважине Лысково)

пластовой скорости — по сейсмокаротажу. Для каждой группы пород использованы данные по нескольким скважинам; число образцов — от десятков до нескольких сотен.

Отложения осадочного чехла древних платформ слабо дислоцированы, а в пределах краевых прогибов значительно уплотнены. Отложения меловой системы Русской платформы представлены в основном песчано-глинистыми и частично карбонатными породами. Преобладание глинистых образований обусловило большую их изменчивость с глубиной под воздействием геостатического давления. Несколько большая уплотненность сильноглинистых отложений Днепровско-Донецкого авлакогена и Припятской впадины и меньшая их изменчивость с глубиной по сравнению с платформенными отложениями объясняется, вероятно, дислоцированностью здесь этих отложений. Для отложений Львовской мульды влияние тектонического воздействия также проявляется в большем уплотнении пород.

Пермские, каменноугольные и девонские разрезы образованы карбонатными и реже терригенными и хемогенными накоплениями. Различие фациального состава обусловило широкие пределы изменения параметров. Характеристика песчано-глинистых верхнепермских и преимущественно нижнепермских комплексов подчеркивает определяющее влияние состава пород на распределение физических свойств. Эти же особенности характерны и для отложений каменноугольного возраста. Кембрийские и вендские отложения представлены песчано-глинистыми породами. Физические параметры пластичных кембрийских разностей с глубиной существенно изменяются, тогда как параметры песчаников вендского возраста изменяются гораздо меньше.

Таблица XI.5

## Характеристика осадочных отложений Русской платформы

Возраст	Отложения	$n_{\text{ср.}}$ %	$\sigma_{\text{в. ср.}}$ г/см <sup>3</sup>	$H_1-H_2$ , м	$\sigma_{\text{п. ср.}}$ км/с	$H_1-H_2$ , м
---------	-----------	--------------------	--	---------------	-------------------------------	---------------

## Склоны Балтийского щита

P	Карбонатные	17	2,46	330—489	4,05	310—505
C	—	—	—	—	3,45	100—310
D <sub>2+3</sub>	Песчано-глинистые	19	2,36	489—710	2,75	565—706
D <sub>2</sub>	—	21	2,36	710—728	—	—
D <sub>1</sub>	Песчано-карбонатные	20	2,48	0—185	2,70	20—870
O	Карбонатные	5,5	2,81	0—320	3,47	10—1070
Є	Песчано-глинистые	19	2,41	0—1044	2,75	140—1240
V	Галечник, песчаники	—	—	—	3,77	1450—1600

## Балтийская синеклиза

D <sub>2+3</sub>	Песчано-глинистые	24	2,27	2—460	2,75	19—1284
D <sub>1+2</sub>	Карбонатно-терригенные	17	2,45	150—740	—	—
S	Глинисто-карбонатные	8,7	2,58	410—1923	2,98	412—1422
O	Карбонатные	9	2,6	670—2056	3,76	541—1980
Є	Песчано-глинистые	15	2,46	935—2112	3,25	707—1266
V	Песчаники	—	—	—	3,68	992—1340
		6,7	2,61	1590—1643	4,48	1030—2109

## Московская синеклиза

K	Карбонатно-глинистые	33	2,12	40—403	—	—
J	—	31	2,23	82—415	—	—
P <sub>2</sub>	Песчано-глинистые	18	2,41	0—500	2,8	100—200
P <sub>1</sub>	Карбонатные	5,2	2,8	186—740	5,03	110—270
	—	8	2,65	140—869	—	—
C	Глинисто-карбонатные	9,5	2,52	214—1460	4,18	235—760
D <sub>3</sub>	—	9	2,58	715—1960	3,45	100—600
D <sub>2+3</sub>	Песчано-глинистые	20	2,36	267—2130	2,7	260—1220
S	Глинисто-карбонатные	8,8	2,5	1506—1930	3,0	723—2269
O	Карбонатные	—	—	—	4,68	1505—1805
Є	Глинистые	8,2	2,48	1583—2764	2,73	1770—2039
V	Песчано-глинистые	—	—	—	3,73	1690—2165

## Печорская синеклиза

K+J	Песчано-глинистые	28	2,18	28—740	—	—
J	—	26	2,25	88—332	1,82	106—245
T	—	21	2,31	49—1100	2,32	245—835
P <sub>2</sub>	—	19	2,37	1000—1194	2,87	835—1207
P <sub>1+2</sub>	—	19	2,45	95—1454	2,8	35—1190
P <sub>1</sub>	Терригенно-карбонатные	8	2,50	1194—1221	—	—
C	Карбонатные	7	2,59	62—2518	5,17	1210—2510
D <sub>3</sub>	Песчано-глинистые	10	2,53	26—3479	—	—
D <sub>2</sub>	Карбонатные	5	2,63	1942—2960	—	—
O	Песчано-глинистые	—	—	—	4,7	240—1795
		9	2,52	1796—1944	—	—



Возраст	Отложения	$n_{\text{ср}} \%$	$\sigma_{\text{в. ср.}} \text{ г/см}^2$	$H_1 - H_2, \text{ м}$		
				$n_{\text{ср}} \%$	$\sigma_{\text{п. ср.}} \text{ км/с}$	
<b>Волго-Уральская антеклиз а</b>						
$P_2$	Песчано-глинистые	13	2,47	0—664	2,7	0—280
$P_1$	Галогенно-карбонатные	12	2,55	208—956	4,35	100—1030
$P_1$	Сульфатно-карбонатные	—	—	—	5,70	400—1080
$C$	Карбонатные	7	2,57	418—1947	5,32	100—2000
$D_3$	Галогенно-карбонатные	5	2,62	1370—1999	—	—
$D_{2+3}$	Песчано-глинистые	10	2,48	1942—2232	3,27	1620—1880
$D_2$	Глинисто-карбонатные	4	2,68	—	5,6	1220—2820
$E$	Песчано-глинистые	9	2,57	1999—3006	3,57	1530—2370

Примечание. Таблица составлена по материалам М. Л. Озерской, М. Ш. Магида, Э. Я. Дубинчик, Н. К. Озолинь, В. М. Румянцева, И. П. Кузнецовой, Н. О. Тиц, А. А. Сафонецва, Р. С. Красовицкой, Н. В. Подоба, Н. Н. Кандинова, Г. М. Мальниковой, А. И. Новиковой, М. Б. Бейраховой, В. И. Белкина, А. А. Шиловой.

Таблица XI.6

## Характеристика осадочных отложений антиклинория Большого Кавказа

Возраст	Отложения	$n_{\text{ср}} \%$	$\sigma_{\text{в. ср.}} \text{ г/см}^2$	$H_1 - H_2, \text{ м}$
$Q$	Песчано-глинистые	29	2,24	0—500
$N_2$		21	2,34	100—2800
$N_3$		27	2,5	100—1200
$N_1$	Карбонатно-глинистые	16	2,39	100—3350
$N_1$		24	2,26	200—3200
$P_3$	Песчано-глинистые	26	2,27	100—2200
$K_2$	Глинисто-карбонатные	15	2,71	100—900
$K_1$	Карбонатно-глинистые	13	2,52	100—1400
$K_1$		19	2,44	500—1100
$J$	Карбонатные	5,7	2,65	1000—1300

Примечание. Таблица составлена по материалам А. О. Мартиросовой, Т. М. Салехли, М. Б. Алиева, В. Г. Литанишвили, Э. Э. Грузмана.

Таблица XI.7

## Характеристика осадочных отложений Рионской и Куринской впадин

Возраст	Отложения	$n_{\text{ср.}}$ %	$\sigma_{\text{в. ср.}}$ г/см <sup>3</sup>	$H_1 - H_2$ , м
Рионская впадина				
N <sub>2</sub>	Песчано-глинистые:			
	северная часть	34	2,02	33—1063
	южная часть	20	2,35	58—2880
N <sub>1</sub>	Карбонатно-терригенные	15	2,42	20—3320
N <sub>1</sub>	Песчано-глинистые	19	2,38	11—1192
P <sub>3</sub>		20	2,36	29—668
P <sub>2</sub>	Карбонатно-песчаные	20	2,48	380—775
K	Карбонатные	6,5	2,62	232—3300
Куринская впадина (Мирзаанский прогиб)				
N <sub>2</sub>	Карбонатно-терригенные	10	2,39	36—2596
N <sub>1</sub>	Песчано-глинистые	10	2,54	125—3097
P <sub>3</sub>		6	2,62	0—4421
P <sub>3</sub>		16	2,37	90—1875
K	Карбонатные	6	2,59	115—400
J <sub>2+3</sub>	Аргиллитно-песчаные	10	2,51	376—1318

Примечание. Таблица составлена по материалам А. О. Мартыросовой, Т. М. Сахели, М. Б. Алиева, В. Г. Литанишвили, Э. Э. Грузмана.

Таблица XI.8

## Характеристика осадочных отложений Прикаспийской низменности

Возраст	Отложения	$n_{\text{ср.}}$ %	$\sigma_{\text{в. ср.}}$ г/см <sup>3</sup>	$H_1 - H_2$ , м	$\sigma_{\text{л. ср.}}$ км/с	$H_1 - H_2$ , м
Юго-восточная часть						
N + P	Песчано-глинистые	37	2,11	0—450	—	—
K	Карбонатно-терригенные	20	2,39	250—1600	2,57	280—1600
J	Песчано-глинистые	13	2,46	200—2300	3,15	530—2750
P—T	Карбонатно-терригенные	8	2,61	100—1800	3,50	1000—2354
P <sub>2</sub>	Песчано-глинистые	14	2,46	350—2200	—	—
P <sub>1</sub>	Сульфатно-терригенные	9	2,64	200—1300	4,40	400—2875
Южная часть						
T <sub>2</sub>	Песчано-глинистые	37	2,24	0—820	2,07	200—930
K <sub>2</sub>	Глинисто-карбонатные	25	2,29	740—1570	3,50	630—1580
K <sub>1</sub>	Песчано-глинистые	25	2,29	740—1570	3,05	680—2150
J <sub>1</sub>		14	2,42	1206—2820	3,70	1160—2647
T	Карбонатно-терригенные	8	2,53	2560—5492	4,19	1450—1550
P <sub>2</sub>	Аргиллиты	5,7	2,67	5526—5926	—	—
P <sub>1</sub>	Карбонатные	6	2,67	1963—2297	—	—
P <sub>1</sub>	Сульфатно-карбонатные	2	2,94	1884—1963	—	—

Примечание. Таблица составлена по материалам М. М. Кузнецовой, Л. С. Полак, М. Б. Раппопорта, Н. Д. Липарской, Г. М. Авчяна, Д. И. Звягинцевой, Ф. А. Арест, Д. А. Лазарева, П. Г. Ахметова, И. М. Мелькановичского, В. А. Шилиной, И. М. Попова, С. В. Чернозуба.

## Характеристика осадочных отложений юга Средней Азии

Возраст	Отложения	$n_{ср}$ , %	$\sigma_{в. ср}$ , г/см <sup>3</sup>	$H_1-H_2$ , м
З а п а д н о - Т у р к м е н с к а я в п а д и н а				
Q	Песчано-глинистые	32	2,19	0—1040
N <sub>2</sub>		20	2,33	0—3050
N <sub>2</sub>	Карбонатно-терригенные	20	2,38	210—1070
N <sub>1</sub>	Песчано-глинистые	14	2,46	0—4510
N <sub>1</sub>		10	2,53	1990—3300
P <sub>1</sub>	Карбонатно-терригенные	17	2,41	150—1120
K <sub>2</sub>	Карбонатно-глинистые	20	2,29	180—1520
K <sub>1</sub>		14	2,36	530—1050
П р и б а л х а н с к а я з о н а				
N	Глины алевритистые	30	2,16	0—280
		23	2,3	540—1070
P	Глины карбонатные	24	2,3	40—560
P		13	2,33	20—270
K	Карбонатно-глинистые	4,2	2,51	20—1980
K	Аргиллиты алевритистые	4,7	2,6	20—985
Ф е р г а н с к а я в п а д и н а				
N	Песчано-глинистые	21	2,45	30—820
N	Терригенно-карбонатные	13	2,56	0—700
P	Песчано-глинистые	19	2,45	140—1200
P	Терригенно-карбонатные	15	2,54	0—1070
		12	2,54	70—1890
K <sub>1+2</sub>	Песчано-глинистые	15	2,48	90—2200
K <sub>1+2</sub>	Терригенно-карбонатные	9	2,58	0—1960
Т а д ж и к с к а я в п а д и н а				
N	Песчаники	14	2,44	62—190
N		13	2,55	798—1811
P		10	2,36	106—404
K <sub>1+2</sub>		13	2,67	672—3022
K <sub>1+2</sub>		35	2,63	180—2827
K <sub>1</sub>		12	2,48	668—960

П р и м е ч а н и е. Таблица составлена по материалам А. А. Кравченко, Н. А. Туезовой, Ф. А. Арест, Д. А. Лазарева, Л. Н. Гамова, С. И. Дембицкого, Н. И. Нефедовой.

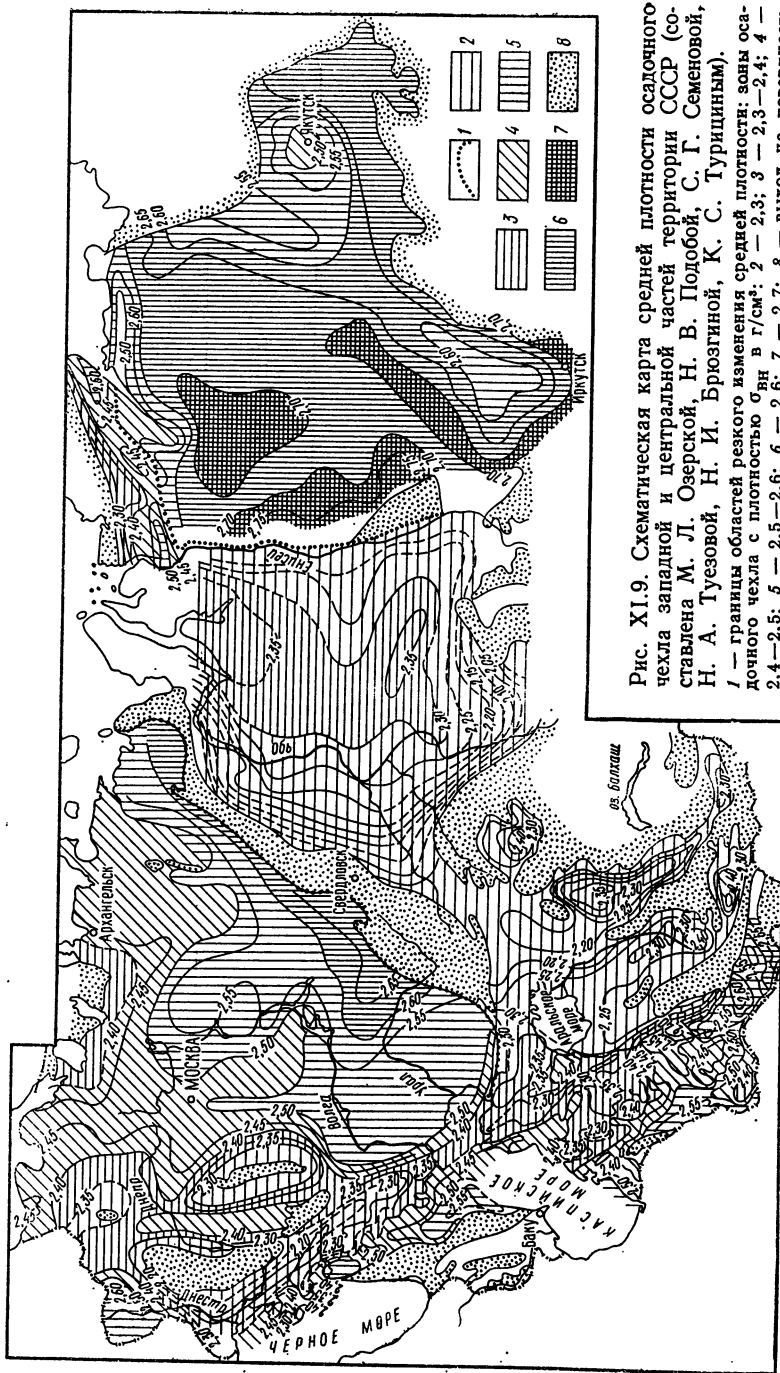


Рис. XI.9. Схематическая карта средней плотности осадочного чехла западной и центральной частей территории СССР (составлена М. Л. Озерской, Н. В. Подобой, С. Г. Семеновой, Н. А. Тузевой, Н. И. Брюзгиной, К. С. Турициным).

1 — границы областей резкого изменения средней плотности: зоны осадочного чехла с плотностью  $\sigma_{\text{ан}}$  в  $\text{г/см}^3$ : 2 — 2,3; 3 — 2,3—2,4; 4 — 2,4—2,5; 5 — 2,5—2,6; 6 — 2,6; 7 — 2,7; 8 — выход на поверхность кристаллических и складчатых образований

На территории Скифской платформы и Предкавказских краевых прогибов меловые и палеогеновые отложения представлены песчано-глинисто-карбонатными толщами. Такое разнообразие фациального состава отражается в широких пределах изменения физических параметров с глубиной. Наибольшее уплотнение отложений наблюдается в Терско-Каспийском прогибе, наименьшее — в западной части Индоло-Кубанского прогиба (Западно-Кубанской впадины). Более карбонатные отложения названных структур характеризуются повышенными, а более глинистые — пониженными значениями скорости распространения сейсмических волн.

В пределах Туранской платформы песчано-глинисто-карбонатные отложения мелового и палеогенового возраста в нефтегазоносных районах подвергались существенным дислокациям. Это определило большую их уплотненность по сравнению с породами, залегающими на той же глубине во внутренних районах древних платформ. Перестройка структурного плана, происходившая на границе мелового и палеогенового периодов, обусловила большую уплотненность меловых отложений. Аналогично распределяются физические параметры меловых отложений Прикаспийской синеклизы. В Ферганской и Таджикской впадинах осадочные образования более дислоцированы, с чем связано меньшее изменение параметров с глубиной.

Наименьшими значениями плотности и скорости распространения и наибольшей пористостью отмечаются песчано-глинистые слабодислоцированные образования Западно-Сибирской платформы. Одновозрастные отложения Туранской и Скифской платформ более уплотнены вследствие молодых тектонических движений.

Сравнительная характеристика фактических данных о физических параметрах позволяет сказать, что преобладающими факторами, влияющими на величину физических параметров, являются фациально-литологические и тектонические; влияние же возраста отложений при прочих равных условиях аналогично влиянию глубинного фактора.

Схематическая карта средней плотности осадочного чехла (рис. XI.9) построена для большей части территории СССР по среднезвешенным значениям плотности влагонасыщенных пород. Для участков с неисследованными до фундамента частями разреза плотность принята гипотетически, исходя из значений параметра соответствующих данному возрасту отложений и глубине их залегания, основываясь на известных для данного разреза геологических построениях.

Область наименьших значений средней плотности ( $2,5—2,3$  г/см<sup>3</sup>) приурочена к районам, сложенным мощными терригенными комплексами мезозоя: Западно-Сибирская, Скифская, Русская платформы. Плотность менее  $2,3$  г/см<sup>3</sup> связана с приподнятыми частями платформ, имеющими малую мощность осадочных отложений (обрамление Западно-Сибирской плиты, юго-восточный склон Балтийского щита, обрамление Воронежской антеклизы). Включение в осадочную толщу соленосных образований, опок и опоковидных глин существенно снижает среднюю плотность. В частности, в Припятской впадине увеличение мощности каменной соли сопровождается снижением плотности от  $2,4$  до  $2,22$  г/см<sup>3</sup>.

Области повышенных значений средней плотности характерны для районов с увеличенной мощностью карбонатных и сульфатно-карбонатных комплексов, а также для предгорных районов с карбонатными комплексами, уплотненными геотектоническими процессами. Здесь плотность осадочного покрова возрастает до  $2,68$  г/см<sup>3</sup> (восточная часть Русской платформы, Предуральский, Предкопетдагский и Прианбарский прогибы, юго-восточное обрамление Сибирской платформы).

Резкие перепады средней плотности осадочной толщи могут быть приурочены к разломам, к зонам сочленения геологически неоднородных блоков, к участкам сочленения тектонически неоднородных областей, что выявляется при более детальном построении.

Более подробная характеристика физических параметров пород осадочного покрова приведена на Западно-Сибирской и Сибирской платформах в связи с их перспективностью на нефть и газ.

Осадочный чехол Западно-Сибирской платформы, сложенный слабодислоцированными мезо-кайнозойскими образованиями мощностью до  $4—5$  км, представлен почти повсеместно всеми отделами от триаса до четвертичной системы. Однако по значению физических параметров осадочных отложений и закономерности их распределения этот регион может быть районирован согласно распределению в табл. XI.10.

Районирование Западно-Сибирской плиты по характеру изменения с глубиной пористости и плотности пород (по Н. А. Туезовой)

Зона, район	Возраст	$\delta_{\text{ср}},$ г/см <sup>3</sup>	$\eta_{\text{max}},$ %	$\eta_{\text{ср}},$ %	$n = f(H)$	$\sigma_{\text{min}},$ г/см <sup>3</sup>	$\sigma = f(H)$
Южно-Приуральская	$K_{1+2}$	2,73	60	46	$60e^{-0,45H} - 14$	1,96	$2,98 - 1,02e^{-0,45H}$
Северо-Приуральская	$KZ + K_{1+2} + J_{2+3}$	2,60	60	46	$60e^{-0,45H} - 16$	1,85	$2,90 - 1,02e^{-0,45H}$
Ханты-Мансийский	$KZ + MZ$	2,64	55	42	$55e^{-0,45H} - 12$	1,90	$2,82 - 0,95e^{-0,45H}$
Центральная часть	$KZ + MZ$	2,65	50	45	$50e^{-0,45H} - 5$	1,95	$2,80 - 0,85e^{-0,45H}$
Новосаяганский	MZ	2,66	50	41	$50e^{-0,45H} - 9$	1,98	$2,83 - 0,80e^{-0,45H}$
Среднее Прииртышье	MZ	2,63	50	40	$50e^{-0,45H} - 10$	1,96	$2,81 - 0,85e^{-0,45H}$
Колпашево-Нарьмский	MZ	2,66	40	35	$40e^{-0,45H} - 5$	2,08	$2,76 - 0,68e^{-0,45H}$
Чулымско-Енисейский	$KZ + MZ$	2,69	35	40	$35e^{-0,45H} + 5$	2,00	$2,60 - 0,60e^{-0,45H}$
Туруханско-Елоуэйский	$K_{1+2} + J_3$	2,61	45	39	$45e^{-0,45H} - 6$	2,01	$2,87 - 0,76e^{-0,45H}$
Тазовская опорная скважина	$K_{1+2}$	2,64	45	38	$45e^{-0,45H} - 7$	1,99	$2,76 - 0,76e^{-0,45H}$

Различие минеральной плотности осадочных пород, связанное, по-видимому, с различными условиями осадконакопления, наблюдается для основных подразделений Западно-Сибирской плиты. Наибольшее различие  $\delta$  выявлено для глин, меньшее — для алевролитов и аргиллитов и незначительное для песчаников (рис. XI.10). Максимальные значения  $\delta$  отмечены в Приенисейской части плиты, минимальные — в Приуральской. Градиент изменения пористости и плотности осадочных отложений с глубиной, наоборот, наибольший в западной части плиты и наименьший в юго-востоке.

Схематические карты изоплотности и изопористости, построенные для этого региона по различным литологическим разностям и возрастным комплексам [92], близки по конфигурации между собой и к карте изогипс подошвы мезо-кайнозойских отложений. Плотность осадочных отложений возрастает от обрамления к центру плиты (пористость убывает). В районе Новосаяганской опорной скв. 1—Р по всем возрастным интервалам наблюдается максимум плотности (минимум пористости). Второй плотностной максимум намечается к северу у Тазовской опорной скв. 1—Р; абсолютные значения плотностных максимумов примерно равны.

Средняя плотность осадочного мезо-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты изменяется от 1,87 г/см<sup>3</sup> у западного ее обрамления до 2,37 г/см<sup>3</sup> в центральных районах.

Зависимости скорости распространения продольных волн в различных осадочных породах от пористости и плотности характеризуются однотипностью строения региона. Для районов Приобья и Прииртышья  $v_p = f(n)$  и  $v_p = f(\sigma)$  достаточно близки. Соотношение скорости продольных волн и плотности пород для всей толщи разреза характеризуется уравнением связи:

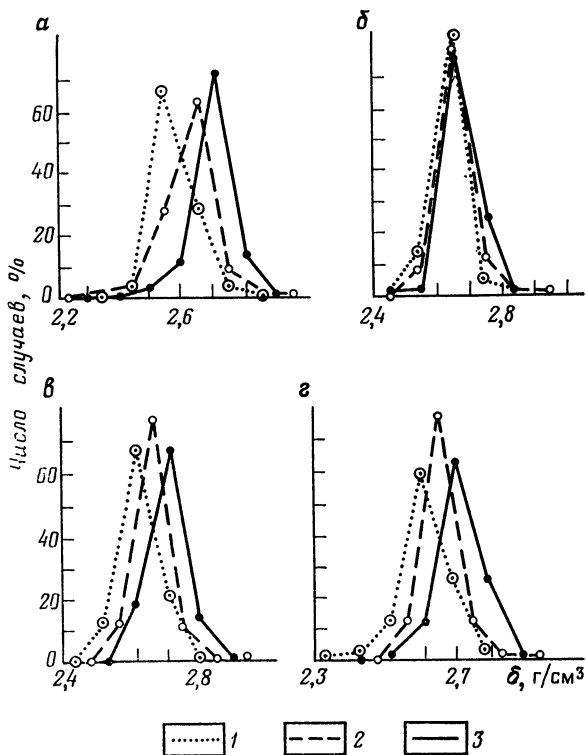
$$v_p = 3610e^{-2,8(2,73-\sigma)} + 840, \quad \eta = 0,7; \quad (XI.2)$$

для Прииртышья

$$v_p = 3540e^{-2,8(2,71-\sigma)} + 960, \quad \eta = 0,77. \quad (XI.3)$$

Рис. XI.10. Вариационные кривые минеральной плотности осадочных пород разных районов Западно-Сибирской платформы (по Н. А. Туезовой).

*a* — глины, *б* — песчаники, *в* — алевролиты, *г* — аргиллиты; зоны платформы: 1 — Приуральская 2 — Центральная, 3 — Приенисейская



Различия в уравнениях указывают на особенность режима осадконакопления. Скорость продольных волн в осадочных породах мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты возрастает с глубиной при наличии ряда сейсмических границ. При этом глины люлинворской и ипатовской свит, представленные опоконными разностями, характеризуются максимальной скоростью  $v_p$ .

В наиболее исследованной части Западно-Сибирской плиты — Приобье и Прииртышье — скорость продольных волн от поверхности до глубины 1400 м изменяется очень незначительно; градиент изменения ее на 100 м составляет 0,01—0,02 км/с. В интервале глубин 1400—2200 м происходит наиболее интенсивное возрастание скорости; градиент  $v_p$  увеличивается здесь до 0,125 км/с. С глубины 2200 м скорость возрастает, но медленнее:  $\Delta v_p = 0,03$  км/с на 100 м (рис. XI.11).

Для Приобья и Прииртышья рассчитаны законы изменения в региональном плане скорости продольных волн в зависимости от глубины залегания пород. Для условий естественного залегания пород, с учетом термодинамической обстановки, зависимость скорости продольных волн в песчаниках от глубины залегания характеризуется уравнением

$$v_{\Pi} = 1269 + 1277H - 88,4H^2, \quad N = 208, \quad \Delta v_{\Pi} = 220. \quad (XI.4)$$

Для аргиллитов уравнение связи имеет вид

$$v_{\Pi} = 4735 - 1589H + 520H^2, \quad N = 97, \quad \Delta v_{\Pi} = 245. \quad (XI.5)$$

По данным акустического каротажа, в геологическом разрезе центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской плиты нет достаточно мощных однородных пластов, резко различающихся между собой по скорости упругих волн. Средние свойства среды изменяются непрерывно. Если в разрезе и существуют тонкие слои, аномальные по своим упругим свойствам, то возможность их выделения ограничивается разрешающей способностью стандартной методики сейсмического каротажа,

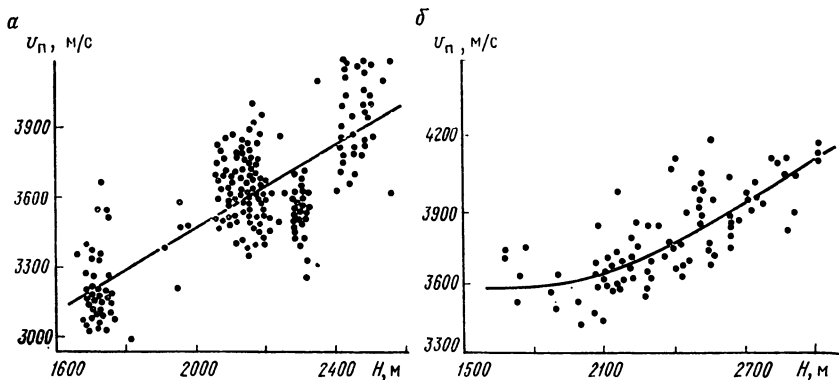


Рис. XI.11. Корреляционные зависимости скорости продольных волн в песчаниках (а) и аргиллитах (б) при пластовых условиях от глубины залегания (по Л. М. Догриницкой, 1970 г.)

поэтому в первом приближении среда аппроксимируется как непрерывная модель (Д. И. Рудницкая, 1972 г.). Использование данных акустического каротажа позволило выделить в разрезе тонкие однородные слои мощностью 5—25 м (рис. XI.12). Изменения скорости на границах слоев чаще всего составляют 0,2—0,3 км/с. Сопоставление положения опорных сейсмических горизонтов с графиками скоростей, построенными по данным акустического каротажа, показало следующее.

Волна IVв формируется на границе между глинами славгородской и песчаниками ипатовской свит. Волна IVб приурочена к нескольким границам песчано-глинистой пачки, относящейся частично к кузнецовской свите и частично к верхам покурской свиты. Волна III связана с несколькими сильными границами, расположенными вблизи подошвы покурской свиты. Волна IIа формируется на двух сильных границах в кровле и подошве баженовских аргиллитов, которые характеризуются аномально низкими скоростями. Кроме того, в разрезе выделяется ряд достаточно сильных границ, которые сопоставляются с опорными волнами; они имеют невыдержанный характер. Большое число таких границ имеется в пределах средне- и верхнеюрских отложений. Таким образом, опорные волны формируются и на простых границах, и в пределах тонкослоистых пачек.

Н. В. Умперович на основании анализа многократных отраженных волн и полевых экспериментальных исследований выделил отраженные границы в верхней части разреза — в неогене и палеогене [94]. Некоторые из них разделяют мощные слои. Им же показано, что в формировании отраженных волн группы «Ф» большую роль играет древняя кора выветривания пород фундамента, которая представляет собой или тонкий пласт, или тонкослоистую пачку. Из этого следует, что реальный график  $v(H)$  — сложная зависимость. В пределах юрских отложений — это тонкослоистая модель, а выше (валанжин—неоген) — непрерывно слоистая. Слой разделен либо одной упругой границей, либо группой границ (см. рис. XI.12).

Магнитная восприимчивость осадочных пород, слагающих Западно-Сибирскую плиту, изменяется по отдельным образцам от нуля до  $120 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Глинистые породы по сравнению с песчанистыми имеют несколько повышенные значения  $\chi$ . Самая высокая магнитная восприимчивость наблюдается у сидеритизированных пород [ $(60 \div 600) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ], наименьшая — у опок и опоковидных глин ( $\chi = 6 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ).

По характеру изменения магнитной восприимчивости пород мезо-кайнозоя с глубиной Западно-Сибирская платформа делится на три района: 1) восточный, в пределах которого магнитная восприимчивость осадочных пород по абсолютной величине имеет максимальные значения; 2) центральный, где  $\chi$  значительно меньше; 3) западный, где  $\chi$  составляет единицы и по этому параметру разрез мезо-кайнозоя не расчленяется.



Несмотря на то что осадочные породы Западно-Сибирской платформы характеризуются низкими значениями магнитной восприимчивости, наблюдается изменение  $\chi$  в региональном плане по всей площади плиты от Уральского до Енисейского обрамлений. Для отложений апт—альб—сеномана и юры небольшой максимум ( $\chi_{\max} = 35 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ) фиксируется у Нарыма и Парабели. Минимальная магнитная восприимчивость отмечается на западе плиты ( $\chi_{\min} = 6 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ). В отложениях валанжин—готерив—баррема отчетливо выделяются аномальное восточное и нормальное западное поля. На востоке оконтуриваются два максимума магнитной восприимчивости: один отмечается в Чулымо-Енисейском районе ( $\chi_{\max} = 170 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ) с центром у Белогорской опорной скважины, другой обволакивает Нарымскую и Парабельскую структуры и простирается к Елогуйской опорной скважине ( $\chi_{\max} = 110 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ). Первый максимум прослеживается с юго-востока на северо-запад, второй — с юго-запада на северо-восток. Спокойное западное поле характеризуется значением  $\chi = (10 \div 25) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

Такое распределение  $\chi$  пород дает представление о сносе материала в момент образования отложений валанжин—готерив—баррема. Наличие двух максимумов с разным направлением простиранья может свидетельствовать о двух источниках разрушения и сноса, одним из которых был Кузнецкий Алатау, другим — Енисейский кряж. Направление сноса материала соответствует, по-видимому, простиранью аномалий. Образование западной части плиты произошло, вероятно, за счет разрушения кислых интрузий Урала, поскольку породы очень слабомагнитны. В Омском районе, возможно, произошло смешение материалов, привнесенных с двух различных территорий разрушения. Кроме того, сюда поступал материал с Казахстанского массива, в результате чего образовалась пестроцветная свита со значением  $\chi$ , средним между  $\chi$  для пород западной и восточной частей плиты.

Осадочный чехол Сибирской платформы сложен интенсивно дислоцированными образованиями, мощность которых местами достигает 12 км. По возрасту осадочная толща охватывает диапазон от рифея до четвертичных образований. Разнообразие слагающих чехол отложений, чередование в разрезе карбонатных, терригенных пород, засоленных разностей и пластов каменной соли, углистых отложений и пород трапповой формации обусловили дифференциацию разреза по их физическим свойствам (рис. XI.13). В различных провинциях Сибирской платформы расчленение разреза происходит по-разному (табл. XI.11).

Разнообразие осадочных образований и их физических свойств обусловили латеральную изменчивость физических параметров, примером чего может служить петроплотностная схема нижнемотских (продуктивных) отложений южной части Сибирской платформы, сопоставленная с фациальной картой начала раннемотского времени (рис. XI.14, Н. А. Туезова, 1981 г.).

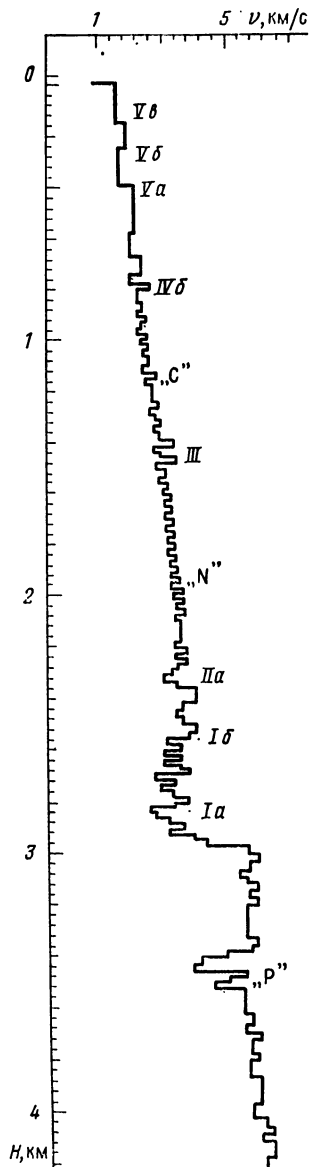


Рис. XI.12. Обобщенная скоростная модель разреза осадочного чехла и приконтактной зоны доюрского фундамента Юго-Востока Западно-Сибирской платформы (по Д. И. Рудницкой, 1972 г.)

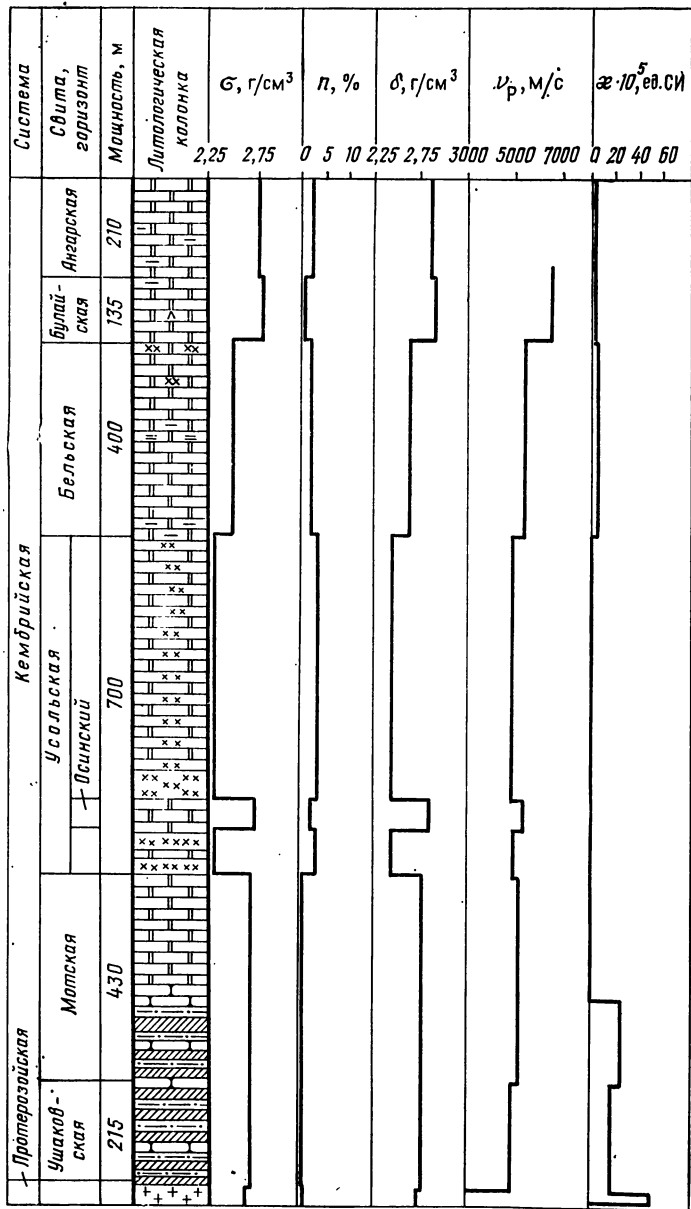


Рис. XI.13. Параметрический разрез Шамановской площади Сибирской платформы (по Н. А. Туезовой), составленный по данным скв. 10, 12, 13

## Характеристика осадочных отложений Сибирской платформы

Возраст	Породы	$n_{ср}$ , %	$\sigma_{в. ср}$ , г/см <sup>3</sup>	$H_1-H_2$ , м
Присяжно-Енисейская синеклиза				
$\epsilon_{2-3}$ vl	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели	5—6	2,62	100—1800
$\epsilon_1$ an	Терригенные, карбонатные, соль	3—5	2,45	300—2300
$\epsilon_1$ bul	Доломиты	1,5—3	2,77	0—2450
$\epsilon_1$ bel <sub>2</sub>	Доломиты, мергели, соль	3—6	2,55	100—2800
$\epsilon_1$ bel <sub>1</sub>	Доломиты	1—5	2,70	200—3100
$\epsilon_1$ us	Доломиты, известняки, терригенные породы, соль	4—6	2,55	600—4000
Вилуйская синеклиза				
$K_2$	Песчано-глинистые	30	2,15	—
$K_1$		17	2,35	—
J		15	2,38	15—2627

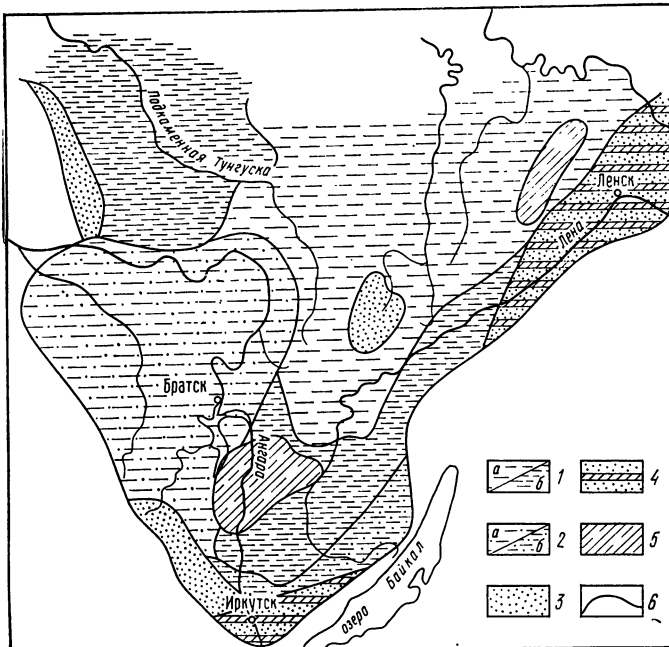


Рис. XI.14. Сопоставление петроплотностной схемы нижнемомских отложений кембрия южной части Сибирской платформы (по Н. А. Туезовой) с фациальной картой (И. В. Мельникова и Л. И. Килипой)

Фациальные комплексы пород и их плотности: 1 — алевроито-глинистый, 1a — мпкк<sub>6</sub>, 1б — оппк<sub>6</sub>; 2 — глинисто-алевритовый, 2a — клкк<sub>6</sub>, 2б — опкк<sub>6</sub>; 3 — песчаный, оппк<sub>6</sub>; 4 — доломито-терригенный, опдт<sub>6</sub>; 5 — разнофациальный, топ<sub>6</sub>; 6 — границы петроплотностных групп пород. Значения плотности, г/см<sup>3</sup>: кл < 2,5, мн — 2,5—2,6, оп — 2,6—2,7 (см. табл. I.3)

## § 48. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изучение возраста, состава и физических свойств горных пород дна Мирового океана проводилось по образцам, отобраным на островах, а также поднятым при драгировании, и по керну скважин, пробуренных в шельфовых зонах и при глубоководном бурении с судна Гломар Челленджер в различных районах. Изучение физических свойств, обобщение и анализ данных выполнены исследователями Канады, СССР, США, Японии и других стран (В. Бруан, А. М. Городицкий, У. Лаури, Е. Г. Мирлин, А. Миясиро, Е. А. Назарова, Д. М. Печерский, Г. Н. Петрова, У. Пипер, Дж. Пирс, И. А. Прохорова, Ф. Сидо, Дж. Холл, М. Юинг и др.).

Осадочные породы представлены преимущественно терригенными, реже карбонатными формациями мезо-кайнозоя. Мощность осадочных толщ в пределах шельфов возрастает от 1—2 км у побережья до 10—15 км в глубоководной части; значительную мощность осадочные отложения имеют на континентальных склонах и в глубоких прогибах и желобах [17 и др.]. Осадочные толщи сложены в верхней части рыхлыми слаболитифицированными образованиями с плотностью 1,8—2,2 г/см<sup>3</sup> и скоростью продольных волн 2,2—3 км/с. С возрастанием мощности происходит увеличение степени литогенеза пород, повышение их плотности до 2,4—2,6 г/см<sup>3</sup> и скорости продольных волн до 4,5—5 км/с. В обширных глубоководных котловинах, судя по высокой скорости упругих волн, осадочные породы интенсивно литифицированы. На подводных поднятиях мощность и степень литификации осадочных пород очень различны. Так, в Северной Атлантике (по Э. М. Литвинову, 1981 г.), на Бермудском и Угловом поднятиях средняя мощность слаболитифицированных осадочных пород не превышает 100 м; на возвышенности Роколл установлены рыхлые и литифицированные отложения со значением скоростей сейсмических волн соответственно 1,7—2,5 и 5 км/с. Их общая мощность не превышает 3 км. В обширных районах Средних хребтов осадочные породы не составляют сплошного покрова; их мощность меняется от 0 до 50—100 м, реже достигает 500 м. Породы представлены рыхлыми терригенными образованиями малой плотности.

Осадочные породы во всех районах слабомагнитны.

Метаморфические породы обнаружены на островах Атлантического и Тихого океанов. Судя по немногочисленным определениям, они имеют различный состав, плотность и намагниченность. Рядом исследователей предполагается широкое развитие метаморфических пород мезозойского и более древнего возраста в нижней части базальтового слоя, не вскрытых бурением.

Магматические образования Мирового океана представлены главным образом породами основного состава, реже ультраосновного.

Из интрузивных пород изучены габбро, развитые в пределах островов, и более широко — гипербазиты островов и рифтовых зон. Габбро имеют высокую плотность (2,9—3,1 г/см<sup>3</sup>) и различную намагниченность (рис. XI.15); значение  $Q$  преимущественно меньше единицы.

Перидотиты наиболее полно изучены по образцам, отобраным в рифтовых зонах Индийского и Атлантического океанов [67, 71]; в меньшем объеме они исследованы на акватории Тихого океана. Для образцов с Индийского океана было получено, что с повышением содержания серпентина в перидотитах уменьшается их плотность и скорость распространения продольных волн в них: плотность — от 2,77 до 2,48 г/см<sup>3</sup>, скорость продольных волн — от 6 до 3 км/с (при атмосферном давлении). Ферромагнитные зерна в перидотитах (так же как и на континентах) образовались за счет серпентинизации, в связи с чем наблюдается закономерное увеличение магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности. Изменение остаточной намагниченности происходит в диапазоне (400—7000)·10<sup>-3</sup> А/м. Статистическое распределение магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности показано на гистограмме (см. рис. XI.15).

При изучении магнитных свойств, зависящих не от концентрации ферромагнитных зерен, а от их состояния, обнаруживается связь этих свойств не со степенью серпентинизации, а с глубиной отбора образцов. С увеличением глубины отбора образцов напряженность магнитного поля  $H_c$ , в котором достигается насыщение ферромагнетика, возрастает от 800 до 1500 А/м, а магнитного поля  $H'_{cs}$ , разрушающего остаточную намагниченность насыщения  $J_{rs}$ , — от 130 до 400 А/м. Поскольку

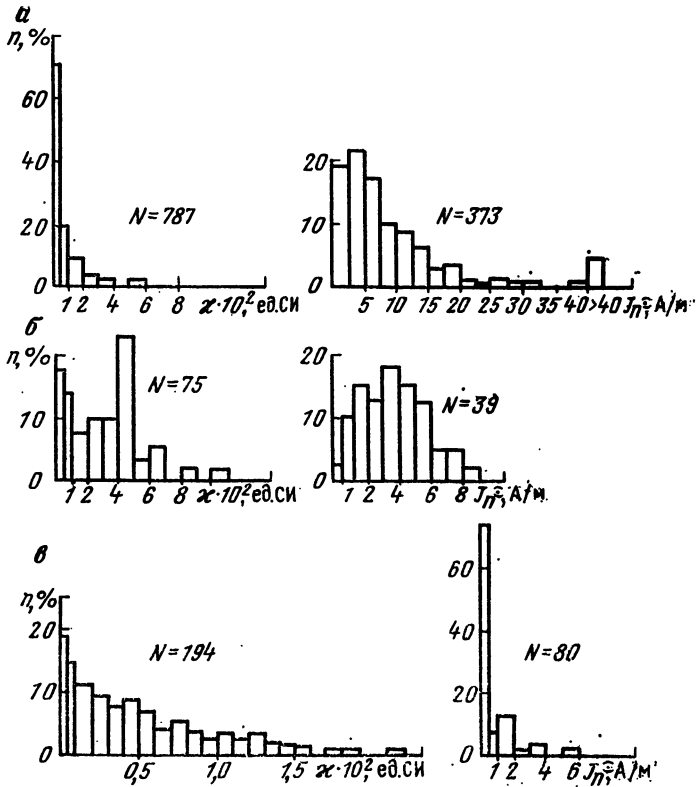


Рис. XI.15. Гистограммы распределения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород рифтовой зоны Атлантического океана [67, 71 и др.].  
 а — базальты (без стекла), б — перидотиты, в — габбро

при лабораторном отжиге образцов (от 300 °С) величины  $J_{rs}$  и  $H'_{cs}$  уменьшались, отражая снятие напряжений, и поскольку изменение при отжиге тем больше, чем с большей глубины взят образец, можно предположить [63] связь магнитных параметров  $J_{rs}$  и  $H'_{cs}$  с давлением, действовавшим на породу во время образования магнитных зерен. Размагничивание нагретых в земном магнитном поле образцов серпентинизированных перидотитов позволило установить, что температура образования магнитных зерен (а следовательно, и наиболее вероятная температура серпентинизации) 400—450 °С. Максимальные точки Кюри для серпентинитов составляют 480—580 °С, что соответствует магнетитам и титаномагнетитам с небольшим содержанием титана. Богатые титаном члены титаномагнетитового ряда присутствуют, но занимают подчиненное положение. Отмечается тенденция к уменьшению значений максимальных и промежуточных точек Кюри с глубиной отбора образцов. Магнитные характеристики серпентинизированных перидотитов рифтовых зон Индийского и Атлантического океанов принципиально не отличаются от соответствующих характеристик континентальных одноименных пород. Некоторое различие имеется по точкам Кюри (серпентиниты континентов обычно имеют точку Кюри магнетита 570—580 °С).

В пределах Мирового океана широко развиты базальты. Они слагают Срединные хребты Атлантического, Индийского и Тихого океанов, залегают под осадками небольшой мощности на глубоководных поднятиях, образуют многочисленные острова. По возрасту это мезозойские и преимущественно кайнозойские образования.

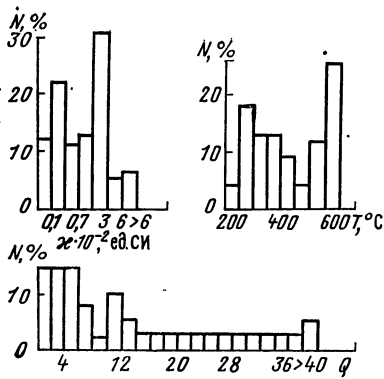


Рис. XI.16. Гистограммы распределения  $\chi$ ,  $T$ ,  $Q$  Тихого океана [71]

Плотность базальтов меняется в широких пределах — от 2,3 до 2,9 г/см<sup>3</sup>, что обусловлено различной текстурой пород и степенью раскристаллизации стекла. Соответственно широкие пределы значений имеет скорость упругих волн.

По статистическому распределению  $\chi$ ,  $J_n$ ,  $Q$  базальтов наблюдаются одинаково широкие диапазоны значений этих параметров для всех океанов (см. рис. XI.15 и XI.16). При общем диапазоне изменения магнитной восприимчивости от нуля до  $7500 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ модальное значение  $\chi$  базальтов Атлантического океана составляет  $(200-300) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, Индийского  $(100-600) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, Тихого  $(100-450) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Для всех кривых распределения  $\chi$  характерна правая асимметрия, на кривой  $\chi$  базальтов Тихого океана четко выделяется бимодальное распределение. По распределению естественной остаточной намагниченности базальты океанов существенно различаются. Модальные значения базальтов Тихого океана  $(1250-3000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, Атлантического —  $(3000-6000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, Индийского  $(12500-18000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Г. Н. Петрова и Д. М. Печерский [67, 71] считают, что отличительной особенностью базальтов Индийского океана является их высокая магнитная жесткость. Характерная особенность базальтов всех океанов — высокое значение фактора  $Q$ , обусловленное их молодым возрастом. Средние значения  $Q$ , по данным глубоководного бурения, равны 1-10, но для значительного числа образцов установлены  $Q$ , превышающие 20 и достигающие даже 100.

По акватории Тихого океана отмечается некоторое закономерное пространственное распределение групп базальтов с различными магнитными свойствами, что дало основание предположить развитие различных базальтоидных формаций в разных геоблоках [98]. Формационный анализ базальтоидов и их магнитная характеристика были изучены в пределах Северной Атлантики Г. А. Ковалевой и И. А. Прохоровой (1981 г.). На рис. XI.17 приведена диаграмма магнитных параметров различных базальтоидных формаций в координатах отношения модальных значений естественной остаточной и индуцированной намагниченности  $Q$  и их суммы  $[J_{cp}]$ . Последняя выражает возможное максимальное значение общей намагниченности при условии совпадения направления векторов  $J_i$  и  $J_n$ . (При обратном направлении вектора  $J_n$  величина  $J$  будет меньше на  $2J_i$  по сравнению с показанной). Как видно из диаграммы, наблюдается существенное различие в магнитной характеристике разных базальтоидных формаций, развитие которых типично для определенных тектонических областей. Меньшее влияние на магнитную характеристику оказывает возраст пород.

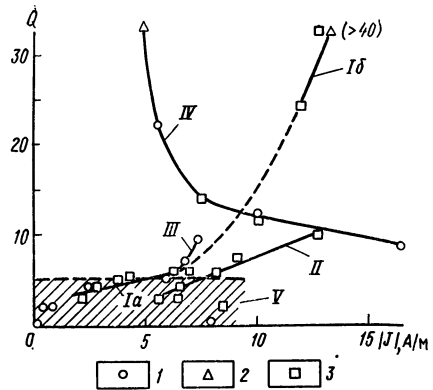


Рис. XI.17. Намагниченность и фактор  $Q$  различных формаций базальтов Северной Атлантики (по Г. А. Ковалевой и И. А. Прохоровой, 1981 г.).

Формации: *Ia* и *Iб* — платобазальты KZ соответственно шитовой и рифтовой серии; *II* — подводных гор KZ, *III* — осадочно-вулканогенная KZ, *IV* — платобазальтовая и трапповая J-K, *V* — габбро, гипербазиты, долериты различных формаций MZ-KZ. Данные: 1 — глубоководного бурения, 2 — драгирования, 3 — наземной съемки на островах

Таблица XI.12

Характеристика вектора естественной остаточной намагниченности базальтоидов Северной Атлантики по результатам глубоководного бурения с судна Гломар Челленджер

Номер скважины	Порода	Мощность пачки, м	$I_n$ ср. градус	$J_n$ ср. А/м
332А	Толентовый базальт	80	+52,5	1,0
		130	-7,7	0,55
		120	+, - (чередование прослоев)	-
332В	Толентовый базальт	250	+, -	6,0
		57	-30	
		275	+, -	
334	Порфиновый и афировый базальты	60	+55	3,8
	Плутонический комплекс	57	-64	1,7
396	Порфиновый пиллоубазальт	5	-20	1,53
		70	+35	
		30	-5	
396В	Оливиновый и плагиоклаз-оливиновый базальты	75	+18	1,03
		20	-67	2,37
		69	-7	3,45
		40	40	1,85
418А	Пиллоу и массивные базальты	190	+23	17,0
		56	-31	

Примечание. Таблица составлена И. А. Прохоровой (1981 г.) по данным исследователей атлантических рейсов судна Гломар Челленджер.  $I_n$  ср — среднее значение наклона вектора естественной остаточной намагниченности;  $J_n$  ср — среднее значение интенсивности естественной остаточной намагниченности.

Изучение направления вектора естественной остаточной намагниченности базальтов, развитых в пределах Мирового океана, стало возможным с начала бурения глубоководных скважин с судна Гломар Челленджер. Рядом скважин вскрыты значительные по мощности образования, представленные чередующимися покровами вулканогенных или вулканогенноосадочных формаций. Направление вектора  $J_n$  в этих покровах меняется от прямого до обратного (табл. XI.12), т. е. наблюдается вертикальная петрофизическая и палеомагнитная зональность, обусловленная образованием различных по составу и текстуре покровов, в эпохи прямой и обратной полярности магнитного поля Земли. Рядом исследователей установлено пространственное изменение направления и величины вектора  $J_n$ . По данным Е. А. Назаровой (1976 г.), в центральной части рифтовой зоны восточной части Тихого океана  $J_n$  превышает 25 А/м; на расстоянии 20—50 км от осевой зоны хребта  $J_n$  пород резко снижается до  $10^{-2}$  А/м, а с дальнейшим увеличением расстояния породы приобретают характеристику слабомагнитных, что является следствием зеленосланцевого метаморфизма.

Следует отметить, что гипотеза интерпретации полосовых магнитных океанических аномалий, по которой предполагается латеральная зональность прямо и обратно намагниченных разновозрастных базальтов, идентичных по составу и магнитной восприимчивости, до настоящего времени не находит петрофизического подтверждения.

Анализ имеющихся данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Диапазоны значений физических свойств осадочных, метаморфических и магматических пород дна Мирового океана и континентов идентичны, так же как и характеристики разновозрастных и одноименных петрографических групп пород.

2. Установлена аналогия в изменении физических характеристик океанических и континентальных пород, подвергнутых диагенезу, региональному метаморфизму и автометаморфизму (например, зеленосланцевые изменения, серпентинизация).

3. Наблюдается зависимость петрофизической характеристики пород от их формационной принадлежности и образования в различных тектонических структурах Мирового океана, подобная установленной для континентов.

4. Для интерпретации геофизических данных в пределах Мирового океана могут быть использованы данные, полученные для континентов как по типичной характеристике пород разных формаций, так и по основным закономерностям их изменения. В частности, интерпретация магнитного поля океанов может базироваться на критериях, разработанных для континентов.



# ГЛАВА XII

## ФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИННЫХ СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ

### § 49. ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБОКИХ И СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИН И ГЛУБИННЫЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Петрофизическая характеристика горных пород по разрезам скважин. Результаты изучения вертикальной петрофизической зональности с помощью глубоких скважин широко используют при исследовании осадочных пород в нефтегазоносных провинциях; реже применяют при исследовании интрузивных и метаморфических образований складчатых областей и древних щитов.

Верхний осадочный мегаслой исследован многочисленными глубокими и сверхглубокими скважинами.

Наиболее детально изученной является Аралсорская сверхглубокая скважина [8], данные о средней плотности и пористости пород, по которой представлены в табл. XII.1.

Уплотнение осадочных пород с глубиной происходит главным образом за счет необратимых эпигенетических преобразований. Аналогичные изменения физических свойств по разрезу скважин устанавливаются повсеместно в осадочных образованиях [3, 74].

Уменьшение пористости пород с глубиной отнюдь не свидетельствует об ее отсутствии на больших глубинах. В Аралсорской скважине на глубине свыше 3000 м ( $p \approx 100$  МПа) пористость песчаников варьирует в пределах 0,8—12,9%. На ряде скважин в США и СССР на глубинах свыше 6 км встречены породы с  $n = 10 \div 20$  %.

Т а б л и ц а XII.1

**Изменение пористости и плотности пород осадочной толщи  
Аралсорского района в зависимости от глубины их залегания  
(по В. Н. Дахнову и В. М. Добрынину)**

Порода	Глубина, м	$n_{ср}$ , %	$n_{min} - n_{max}$ , %	$\delta_{ср}$ , г/см <sup>3</sup>	$\sigma_{ср}$ , г/см <sup>3</sup>
Песчаник Алевролит Глина Известняк Мергель	400—2500	20,9	3,4—31,5	—	2,10
		20,1	13,9—28,0	—	2,11
		20,4	5,2—38,9	—	2,04
		11,9	0,4—32,5	—	2,37
		15,4	2,5—35,6	—	2,12
Алевролит Глина и аргиллит Известняк	1515—3736	14,8	4,2—21,9	2,70	2,22
		8,8	3,1—16,5	2,72	2,38
		6,7	2,2—19,5	2,68	2,45
Песчаник, алевролит Глина и аргиллит Известняк Мергель	3000—5000	7,4	3,6—12,9	2,71	2,45
		4,4	1,4—10,0	2,74	2,54
		3,0	0,8—7,1	2,69	2,51
		4,0	1,9—7,8	2,68	2,22

В скв. 1-Баден (США) в интервале 7100—8660 м наблюдалось поглощение промывочной жидкости, что свидетельствует о значительной трещиноватости на этих глубинах. На юге Калифорнии на глубине свыше 8000 м скважина вскрыла несцементированные пески [74]. Известны месторождения нефти и газа на глубинах около 7 км. Все это свидетельствует о существовании значительной пористости и трещиноватости в осадочных породах на больших глубинах при внешнем давлении свыше 100 МПа.

В образованиях гранитно-метаморфического слоя вертикальная петрофизическая зональность изучается в основном по скважинам глубиной до 1500 м; имеется ряд более глубоких скважин. По большинству разрезов скважин кристаллические породы кислого и среднего состава в приповерхностной зоне характеризуются пониженными значениями плотности, скорости продольных волн, магнитной восприимчивости и повышенными значениями пористости по сравнению с залегающими ниже неизменными разностями (Э. Я. Дубинчик, М. Ш. Магид, Т. В. Доминиковская, А. А. Духовский и др.). Изменение этих параметров обусловлено влиянием гипергенных процессов, которое уменьшается с глубиной.

Породы, выходящие на земную поверхность вследствие постоянного сноса продуктов разрушения, характеризуются меньшими изменениями физических параметров; в свежих сколах гипергенные изменения состава и свойств незначительны.

Ниже зоны гипергенеза изменение физических параметров с глубиной в породах разного состава характеризуется своими особенностями.

Для большинства гранитоидных массивов Карело-Кольского региона, Казахстана, Забайкалья, Кавказа и Приморья в интервале исследованных глубин до 800—1500 м характерны незначительные изменения физических параметров по разрезу скважин. Аналогичные результаты были получены Дж. Симмонсоном и А. Нуром (1968 г.) по сейсмическому каротажу в скв. Филлипс-1 Мэтой, пробуренной до глубины 3814 м в гранитоидном массиве (штат Оклахома). Скорость продольных волн с глубины 400 м и до забоя скважины изменяется в узких пределах (6,2—6,28 км/с) без положительного градиента. Иной характер изменения скорости продольных волн по данным сейсмического каротажа отмечается в скважине глубиной 3063 м, пробуренной в докембрийских гранитоидных массивах (штат Вайоминг). Здесь выделяются три интервала со средними скоростями: 5,7 км/с ( $h = 0,1 \div 1,1$  км), 5,85 км/с ( $h = 1,0 \div 2,1$  км) и 6,05 км/с ( $h > 2,1$  км). Увеличение скорости по разрезу скважины авторы объясняют увеличением плотности в связи с ростом содержания в породе темноцветных минералов (Дж. Симмонсон, А. Нур, 1968 г.).

Вертикальная петрофизическая зональность щелочных пород приведена по скважинам глубиной до 1200—1350 м, пробуренным на Хибинском массиве Кольского полуострова (рис. XII.1) [35] и на Октябрьском массиве на Украине (А. С. Дьячкова и др.).

Хибинский массив относится к первично расслоенным стратифицированным плутонам (Н. А. Елисеевым, А. В. Галаховым и др.). Закономерное расположение интрузивных образований в пределах массива привело к тому, что менее плотные сиениты ( $\sigma \approx 2,65 \div 2,67$  г/см<sup>3</sup>) и нефелиновые сиениты ( $\sigma \approx 2,66 \div 2,74$  г/см<sup>3</sup>) располагаются в верхней части разреза и в центре массива, а более плотный ийолит и ийолит-уртиты ( $\sigma \approx 2,90 \div 2,94$  г/см<sup>3</sup>) в нижней части разреза и по периферии массива. Внутри каждой интрузии вследствие процессов магматической дифференциации вещества плотность пород также увеличивается с глубиной. Наиболее четко эта тенденция прослеживается в интрузии сиенитов, что обусловлено обогащенностью нижних частей интрузий темноцветными, сфеном и рудными минералами. Физические свойства ийолитов, ийолит-уртитов и нефелиновых сиенитов изменяются с глубиной слабее. В целом для массива наблюдается четкая связь между глубиной залегания и плотностью пород. Коэффициент корреляции  $r_{\sigma h} = +0,68$ . Магнитная восприимчивость и скорость продольных волн изменяются сравнительно незначительно ( $r_{\mu h} = +0,24$ ;  $r_{vph} \approx +0,17$ ).

В Октябрьском массиве сиенитов по разрезу скважины изменений в плотности, варьирующей от 2,62 до 2,72 г/см<sup>3</sup>, и в скорости продольных волн с глубиной не отмечалось.

В основных и ультраосновных породах дифференцированного Мончегорского плутона Кольского полуострова наблюдается сложный характер изменения физических параметров с глубиной (см. рис. XII.1) [35]. Увеличение плотности, магнит-

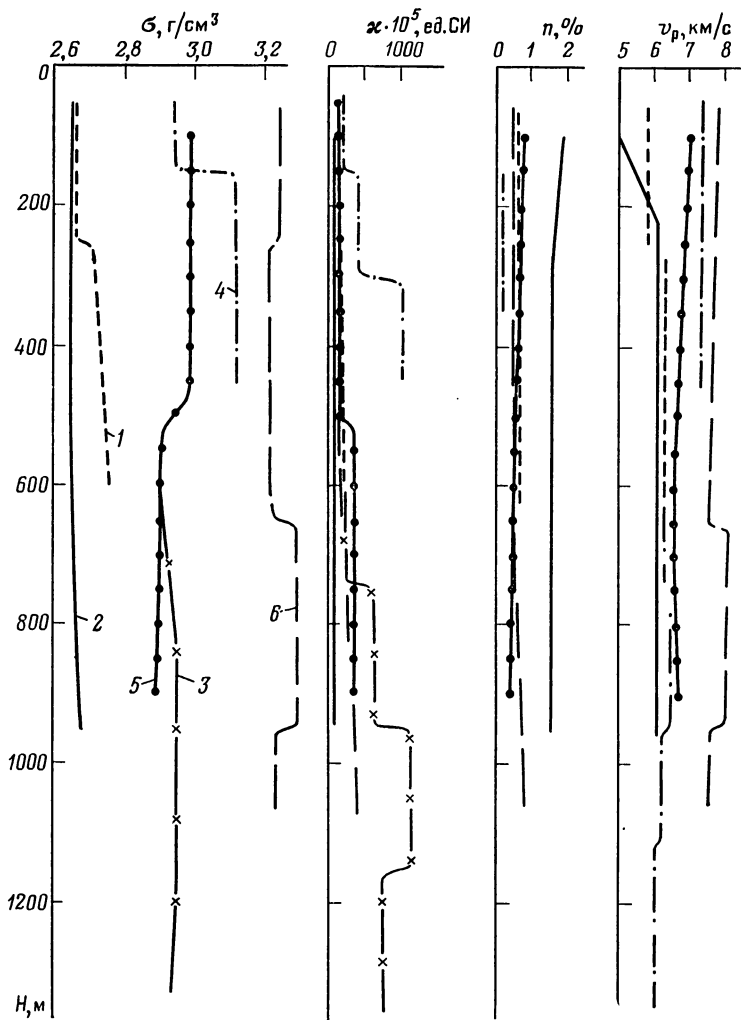


Рис. XII.1. Графики изменения с глубиной средних значений параметров физических свойств образцов зерна щелочных, основных и ультраосновных пород Кольского полуострова.

Хибинский массив: 1 — сиениты, 2 — нефелиновые сиениты, 3 — ийолиты и ийолит-уртиты; Мончегорский плутон: 4 — нориты и оливиновые нориты, 5 — габбро-нориты амфиболитизированные; 6 — чередование пироксенитов и перидотитов

ной восприимчивости и в меньшей степени скорости продольных волн характерно для норитов. Оно объясняется сменой в вертикальном разрезе нормальных норитов оливиновыми норитами с повышенным содержанием (до 60—85 %) высокоплотного оливина и пироксена. Амфиболитизированные габбро-нориты имеют четко выраженную тенденцию к уменьшению плотности и скорости продольных волн с глубиной. Магнитная восприимчивость пород при этом увеличивается. В ультраосновных породах перемежаемость пироксенитов и перидотитов обусловила сложный ступенчатый характер изменения плотности и скорости с глубиной при отсутствии доста-

точно четкого закономерного возрастания этих параметров. Магнитная восприимчивость пироксенитов и перидотитов закономерно увеличивается с глубиной. В целом для Мончегорского плутона между параметрами физических свойств и глубиной отбора образцов установлены положительные связи с коэффициентами корреляции:  $r_{\sigma h} = +0,44$ ;  $r_{vph} = +0,43$ ;  $r_{\kappa h} = +0,81$ .

Увеличение плотности, скорости продольных волн и магнитной восприимчивости с глубиной в связи с ростом основности отмечалось также в основных породах Ждановского массива (Печенгский синклинорий), вскрытых скважиной до глубины 800 м (А. А. Голубев, 1964 г.). Рост плотности и скорости объясняется уменьшением содержания плагноклаза и увеличением содержания пироксена и рудных минералов в породе. Магнитная восприимчивость незначительно увеличивается в связи с обогащением нижних частей разреза титаномагнетитом. Подстилатые габбро-гипербазиты ( $h = 800 \div 1200$  м) в значительной степени серпентинизированы, за счет чего уменьшена их плотность и увеличена магнитная восприимчивость.

Наблюдаемый различный характер изменения плотности пород с глубиной в магматических образованиях разного состава может быть объяснен в ряде случаев особенностями кристаллизационной дифференциации расплава. В магмах основного и ультраосновного состава вязкость расплава преимущественно незначительна, поэтому образовавшиеся первыми (согласно ряду Боуэна) высокоплотные кристаллы (оливины и др.) погружаются в остаточном расплаве. В результате придонные части магматической камеры будут сложены наиболее плотными минералами. Выше появятся менее плотные разности. В кислых магмах, характеризующихся очень большой вязкостью, создающиеся условия для кристаллизационной дифференциации значительно хуже (Ф. Г. Смит, 1968 г.). Согласно формуле Стокса скорость осаждения частиц в кислой магме на 3—4 порядка ниже, чем в основной. Возможно, с этим связано отсутствие в большинстве случаев плотностной дифференциации в интрузивах кислого состава. Следует иметь в виду, что вязкость расплава резко уменьшается в связи с увеличением содержания воды в расплаве (Н. И. Хитаров, Е. Б. Лебедев и др.). Это может привести к дифференциации вещества и в кислых породах. В естественных условиях последовательность изменения плотности кристаллизующихся минералов может также нарушаться вследствие влияния давления, влияния уже образовавшихся минералов и др.

В метаморфических образованиях, представленных разнообразными по составу и степени метаморфизма породами Балтийского щита, характер изменения физических свойств с глубиной различен [35]. В мигматитах плагномикроклинитовых гранитов и гнейсо-гранитах кольской серии плотность, пористость и магнитная восприимчивость характеризуются одинаковыми величинами для всех интервалов глубин (от 50 до 800 м). Скорость продольных волн незначительно уменьшается с глубиной (рис. XII.2). В гнейсах беломорской серии плотность и магнитная восприимчивость гнейсов с глубиной не изменяются. Скорость продольных волн либо остается постоянной (биотитовые гнейсы), либо незначительно увеличиваются (кианит-гранит-биотитовые гнейсы). В биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсах кольской серии плотность растет с глубиной вследствие того, что вниз по разрезу увеличивается содержание амфибола до 50 % и уменьшается содержание кварца, полевого шпата и биотита. Однако магнитная восприимчивость пород, пористость и скорость продольных волн при этом существенно не изменяются (см. рис. XII.2). По особенностям изменения с глубиной физических свойств к гнейсам кольской серии близки плаггиогранулиты и гранулиты Лапландского блока. Плотность этих пород либо увеличивается с глубиной, либо не изменяется. Рост плотности обусловлен наличием в нижних частях разреза пироксена, оливины, граната и силлиманита. Изменений скорости продольных волн, пористости и магнитной восприимчивости с глубиной не отмечается.

Таким образом, для однородных преимущественно кислых по составу метаморфических образований Балтийского щита в основном характерны близкие значения средних величин физических параметров по разрезу скважин. Для пород среднего и основного состава установлена тенденция к увеличению плотности с глубиной.

Характер изменения физических свойств в интрузивных и метаморфических породах в приповерхностной части земной коры до глубины 1000—1500 м подтверждается данными по более глубоким скважинам: Туймазинской и Миннибаевской, пробуренным на Татарском своде, и Мичиганской,

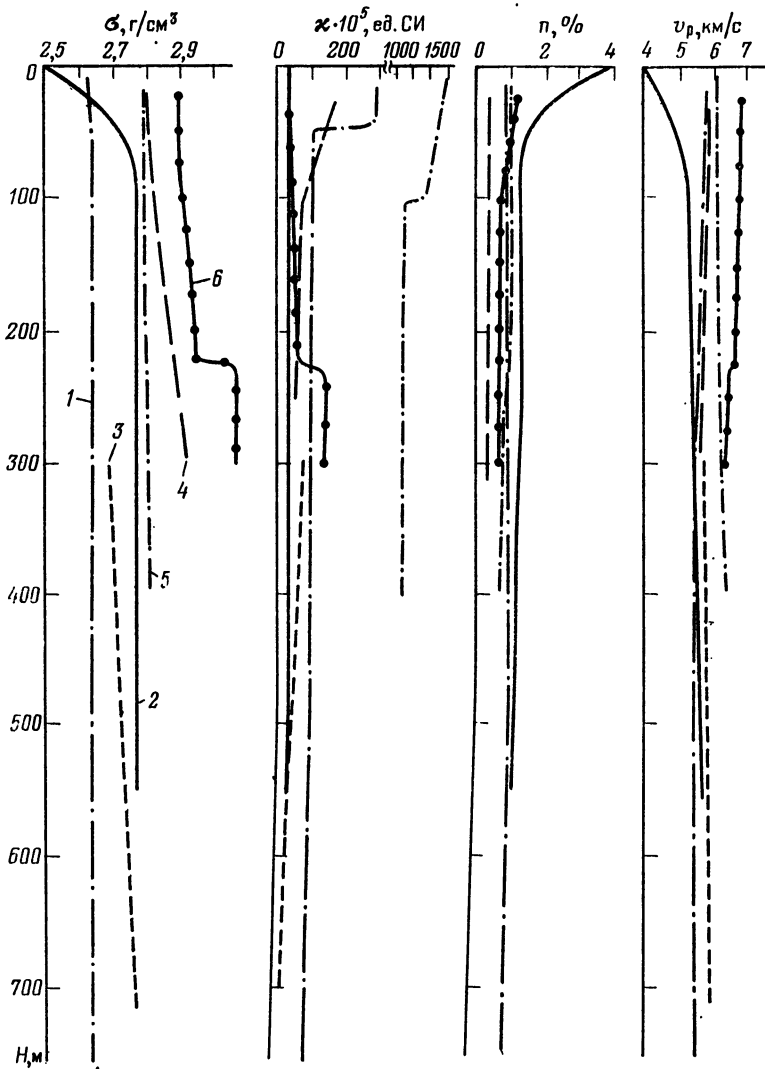


Рис. XII.2. Графики изменения с глубиной средних значений параметров физических свойств образцов керна метаморфических пород Кольского полуострова. 1 — мигматиты плагио-микроклиновых гранитов и плагио-микроклиновые гнейсо-граниты кольской серии; 2 — кванит-гранат-биотитовые гнейсы беломорской серии; 3 — амфибол-биотитовые гнейсы кольской серии; Лапландский блок: 4 — плагиогранулиты, 5 — гранулиты среднего состава (гиперстеновые диориты по В. В. Жданову), 6 — гранулиты основного состава

Туймазинская скв. 2000 прошла 1780 м по осадкам палеозойского возраста и 2060 м по породам докембрия. Скважина пересекла разрез, представленный разнообразными породами метаморфического и магматического происхождения, характеризующимися различными физическими свойствами (табл. XII.2, П. Д. Шлычкин, 1968 г).

**Петрофизическая характеристика наиболее распространенных пород,  
вскрытых Туймазинской скважиной (по П. Д. Шлычкину)**

Порода	Глубина, м	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$v_p$ , км/с
Биотитовый плагиогнейс	1800—2090	2,66	5,9
Гранодиорит, габбро-диорит, гнейс	2090—2810	2,73	6,15
Биотитовый плагиогнейс	2810—3000	2,69	5,5
Гнейсо-диорит	3000—3840	2,70	6,2

Миннибаевская скважина вскрыла кристаллический фундамент на глубине 1884—5005 м. В отличие от Туймазинской Миннибаевская скважина прошла по более древним горизонтам архея, представленным в основном чередованием гнейсов различного состава, а также гранитоидами, габбро-диабазами, эденбергитами с плотностью 2,6—3,3 г/см<sup>3</sup>. Средняя плотность пачек вниз по разрезу составляет: 2,76 г/см<sup>3</sup> (1884—2720 м); 2,77 г/см<sup>3</sup> (720—2930 м); 2,76 г/см<sup>3</sup> (2930—3400 м); 2,71 г/см<sup>3</sup> (3400—4140 м); 2,75 г/см<sup>3</sup> (4140—4400 м); 2,79 (4400—4650 м); 2,76 г/см<sup>3</sup> (4650—4900 м) (Е. В. Карус, В. И. Филипповский и др.).

Разрез Мичиганской сверхглубокой скважины [74 и др.] также представлен чередованием пород разной основности и генезиса с соответствующим широким диапазоном изменения физических свойств. Наблюдаемое в скважине на большой глубине увеличение скорости упругих волн с глубиной в породах близкого минерального состава обусловлено влиянием высокого давления и температуры.

При изучении вертикальной петрофизической зональности большое значение имеет знание пористости и трещиноватости и их заполнителя в горных породах на больших глубинах. Изучение разреза по Туймазинской, Миннибаевской и другим глубоким и сверхглубоким скважинам показало, что породы кристаллического фундамента древних платформ на глубинах 2—11 км также имеют пористость и трещиноватость. Встречаются зоны интенсивной макро- и микротрещиноватости и более массивные блоки. Трещины служат путями движения флюидов.

Таким образом, разрез верхней части земной коры (по крайней мере до глубины 10 км) дифференцирован по составу и представлен образованиями саллического, салческо-фемического и фемического типов с разной степенью дезинтеграции вещества. Эта дифференциация находит отражение в физических свойствах горных пород.

**Петрофизическая характеристика горных пород по глубинным петрофизическим разрезам.** Для характеристики глубинного строения верхней части земной коры целесообразно строить «точечные» и «профильные» глубинные петрофизические разрезы [32, 44, 46, 68 и др.]. Петрофизические разрезы строят на основании изучения геологического строения района, определения физических свойств горных пород по глубоким и сверхглубоким скважинам, изучения глубинных пород, выведенных на земную поверхность в результате тектонических и эрозионных процессов. В получаемые величины физического параметра вводят поправки за влияние давления и температуры на соответствующих глубинах. Для плотности эта поправка незначительна. Для скорости она имеет существенное значение:

$$\Delta\sigma_H = \Delta\sigma_p + (-\Delta\sigma_T); \quad (XII.1)$$

$$\Delta v_{pH} = \Delta v_p + (-\Delta v_T), \quad (XII.2)$$

где  $\Delta\sigma_H$  и  $\Delta v_{pH}$  — поправки за влияние глубины залегания;  $\Delta\sigma_p$ ,  $\Delta\sigma_T$ ,  $\Delta v_p$ ,  $\Delta v_T$  — поправки за влияние давления и температуры [3, 6, 44, 90, 95, 96, 109, 111 и др.].

Геофизические и прежде всего сейсмические данные позволяют уточнить физическую характеристику пород на глубине. С этой целью сейсмические скорости приводят к нормальным термодинамическим условиям и затем по зависимостям  $v_p = f(\sigma)$  определяют плотность и возможный состав глубинных геологических образований. При построении петрофизических разрезов на глубины свыше 10 км наличие сейсмических материалов обязательно.

Примером точечного петрофизического разреза может служить разрез по геологическим образованиям, слагающим и подстилающим Печенгский синклиниорий (рис. XII.3). Геологические образования, заполняющие Печенгский синклиниорий, представлены печенгским осадочно-вулканогенным комплексом (PR<sub>2</sub>). Комплекс в основном состоит из четырех вулканогенных толщ I—IV основного состава (Э. Б. Наливкина и др.).

Самая верхняя — толща IV, представленная главным образом слабоизмененными диабазами, характеризуется средней плотностью и скоростью продольных волн соответственно 2,99 г/см<sup>3</sup> и 6,6 км/с. Процесс актинолитизации, характерный для основных вулканитов толщи III, приводит к увеличению средней плотности до 3,03 г/см<sup>3</sup>. Скорость продольных волн при этом несколько уменьшается в связи с повышенной трещиноватостью пород.

Аподиабазовые и апоандезитовые сланцы толщ II и I характеризуются более низкими значениями плотности и скорости по сравнению с вулканитами верхней части разреза. Уменьшение значений  $\sigma$  и  $v_p$  обусловлено более кислым составом пород и возрастанием пористости, трещиноватости на 0,5—0,8% и сланцеватости. Разрез основных вулканитов печенгского комплекса слабомагнитен. Исключение составляет вторая высокомагнитная толща. Осадочные породы, развитые в основании каждой вулканогенной толщи, характеризуются по сравнению с основными вулканитами меньшими величинами плотности, скорости продольных волн и магнитной восприимчивости.

Метаморфические породы архея (AR), подстилающие печенгский комплекс, развиты на глубинах свыше 7—8 км (И. В. Литвиненко и др., 1968 г.). По данным Э. Б. Наливкиной, архейские образования относятся к кольской серии, представленной в основном биотит-плагиоклазовыми гнейсами; в меньшем объеме встречаются биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты. Средняя плотность и скорость продольных волн соответственно равны 2,75 г/см<sup>3</sup> и 5,9—6 км/с. С введением поправок за влияние давления (до 300 МПа) и температуры (до 200 °C) на глубинах 7—10 км увеличивается скорость на 200—250 м/с.

Таким образом, петрофизический разрез геологических образований Печенгского синклинория дифференцирован по составу и физической характеристике. Породы, характеризующиеся максимальными величинами плотности и скорости, преимущественно развиты в верхней части разреза. Породы с минимальными значениями  $\sigma$  и  $v_p$  развиты главным образом в нижней части.

Примером профильного разреза может служить глубинный меридиональный петрофизический разрез европейской части СССР (Кольский полуостров — Крым) [68]. При построении разреза использовались петрофизические, геофизические и геологические карты, петрофизические разрезы, данные по глубоким и сверхглубоким скважинам [32, 68, 69, 70 и др.] и данные ГСЗ по профилям общей протяженностью около 2000 км (И. В. Литвиненко, Н. И. Павленкова, Ю. Г. Юров и др.). Фрагмент профиля по северо-западной части Кольского полуострова приведен на рис. XII.4.

На глубинном петрофизическом разрезе выделяются три основных мегаслоя: осадочный, гранито-метаморфический и базальтовый.

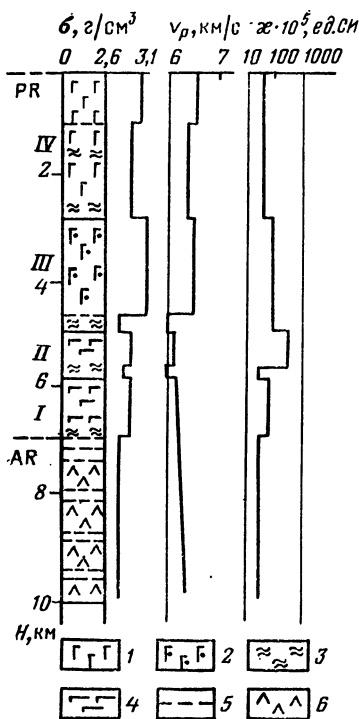


Рис. XII.3. Глубинный петрофизический разрез геологических образований Печенгского синклинория.

1 — диабазы; 2 — диабазы актинолитизированные; 3 — осадочно-вулканогенные породы; 4 — аподиабазовые породы; 5 — амфиболиты; 6 — гнейсы

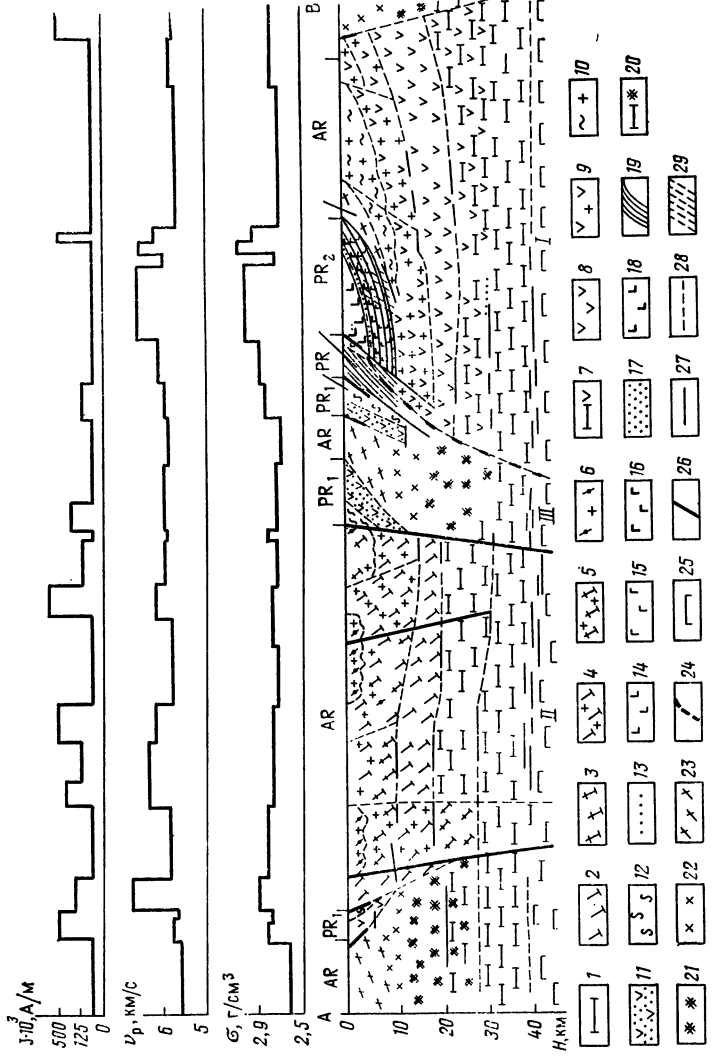


Рис. XII.4. Фрагмент профилейного глубинного петрофизического разреза Крымского полуострова — Крым (северо-запад Кольского полуострова). Петрофизический разрез построен с использованием сейсмических, петрофизических и геологических материалов [32, 47, 68, 69, 70, 80, 104 и др.].

1 — 10 — архейские осадочные и осадочно-вулканогенные формации; Фемгическая группа формации; / — фху (лндксы плотности см. в табл. 1.3), 2 — уфх, 3 — туф, 4 — с, 5 — р; салическо-фемгическая группа формаций; 6 — рст, 7 — уфх, 8 — розойские осадочно-вулканогенные формации; 11 — ст, 12 — пр, 13 — р, 14 — уф, 15 — ф, 16 — хч, 17 — р, 18 — хч, 19 — ту; ультраметаморфические формации (габбро-диорит-гранитчарнокитовые и мигматит-гранитовые); 20 — уф, 21 — ст, 22 — р, 23 — оп; магнитные образования; 24 — уф, 25 — 9; 26 — геологические данные; 27 — сейсмические данные; 28 — предполагаемые границы; 29 — зоны повышенной дезинтеграции вещества; I, II, III — петрофизические комплексы (типы пород)



Осадочный мегаслой состоит из слаболитифицированного и литифицированного слоев с плотностью 1,8—2,8 г/см<sup>3</sup> и скоростью продольных волн 2—5,5 км/с.

Гранито-метаморфический мегаслой состоит из складчатого и кристаллического слоев. Складчатый слой представлен слабометаморфизованными осадочно-вулкано-генными образованиями Горного Крыма и фундамента Скифской платформы с плотностью 2,45—2,85 см<sup>3</sup> и скоростью 4—6,5 км/с. Намагниченность пород варьирует в широких пределах. Кристаллический слой включает средне-нижнепротерозойский и архей-катархейский структурные комплексы. Протерозойский комплекс сложен осадочно-вулкано-генными образованиями, обычно метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации с плотностью 2,6—3,2 г/см<sup>3</sup>, скоростью 5,0—6,8 км/с, намагниченностью 0—1000·10<sup>-3</sup> А/м.

Архей-катархейский комплекс распространен повсеместно. В пределах комплекса выделяется несколько типов разреза, предположительно слагающих различные блоки. Первый тип — ассоциация гранитоидов и магматитов (саличская группа формаций), сформировавшихся в условиях амфиболитовой фации с  $\sigma \approx 2,6 \div 2,7$  г/см<sup>3</sup>,  $v_p \approx 5,3 \div 6,0$  км/с и  $\kappa \approx (0-1500) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, и ассоциация чарнокитов, возникших в условиях гранулитовой фации, с  $\sigma \approx 2,65 \div 2,85$  г/см<sup>3</sup>,  $v_p \approx 5,6 \div 6,5$  км/с и  $\kappa \approx (0 \div 4000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Второй тип — ассоциация терригенно-вулкано-генных пород (саличско-фемическая группа формаций), метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, превращенных в гнейсы и амфиболиты с  $\sigma \approx 2,6 \div 3,05$  г/см<sup>3</sup>,  $v_p \approx 5,5 \div 6,8$  км/с,  $\kappa \approx (0-30) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Третий тип — ассоциация вулкано-генных пород среднего и основного состава (фемическая группа формаций), метаморфизованных в гранулитовой и частично экологитовой фациях и представленных главным образом пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами (основными гранулитами) с  $\sigma \approx 2,8 \div 3,2$  г/см<sup>3</sup>,  $v_p = 6,0 \div 7,2$  км/с,  $\kappa \approx (0 \div 700) \times 10^{-5}$  ед. СИ. Эти образования являются, по-видимому, частью базальтового слоя, выведенного на поверхность с глубины 20—25 км (Лапландский, Колвицкий и Кемский блоки Балтийского щита).

В пределах верхней части архейского комплекса до глубины 5—10 км устанавливается дифференциально-слоистый разрез, представленный породами с различной физической характеристикой. Наблюдающиеся по данным ГСЗ незначительные градиенты скорости с глубиной (около 1 % на каждые 3—5 км), по-видимому, связаны с влиянием геостатического давления.

По сейсмическим данным на глубине 15—25 км в южной и центральной частях профиля устанавливаются зоны сейсмической инверсии (Н. И. Павленкова и др.). Они могут быть обусловлены разными причинами: более кислым составом пород, повышенной дезинтеграцией вещества, преобладающим влиянием температуры.

На глубине 15—20 км повсеместно выделяется граница раздела по упругим свойствам, скорость продольных волн на которой составляет около 6,6 км/с. Эту границу принято считать разделом гранито-метаморфического и базальтового (фемического) мегаслоев земной коры. Действительно, рост  $v_p$  до 6,5—6,6 км/с и выше может свидетельствовать об увеличении основности пород и степени их метаморфизма. Породы, имеющие на глубине 20 км  $v_p = 6,5 \div 6,6$  км/с, при исключении влияния  $p$  и  $T$  на поверхности имели бы  $\sigma \approx 2,85 \div 2,95$  г/см<sup>3</sup>, что соответствует амфиболовым гнейсам, амфиболитам, пироксен-плагиоклазовым сланцам (фемическая группа формаций). Незначительные вертикальные градиенты роста сейсмической скорости до глубины 25—30 км и наличие зон сейсмической инверсии, по-видимому, свидетельствуют о дифференциально-слоистом разрезе первого фемического слоя.

Нижняя часть базальтового мегаслоя (второй фемический слой) характеризуется пластовой скоростью около 6,8—7,0 км/с, что соответствует ассоциации основных гранулитов и габбро с незначительным содержанием экологитов и гипербазитов ( $\sigma \approx 2,9 \div 3,2$  г/см<sup>3</sup>). Большие градиенты увеличения сейсмической скорости свидетельствуют о постоянном росте основности пород с глубиной, а также о существенном снижении температурных градиентов.

На глубине 35—50 км повсеместно прослеживается граница Мохо, на которой отмечается резкое увеличение сейсмической скорости (8,1—8,2 км/с). Такая величина обусловлена породами типа гипербазитов и экологитов с  $\sigma \approx 3,3 \div 3,4$  г/см<sup>3</sup>. На разрезе смена пород показана на границе раздела упругих свойств. Однако наиболее правдоподобным в большинстве случаев можно считать постепенный переход в пределах зоны различной мощности.

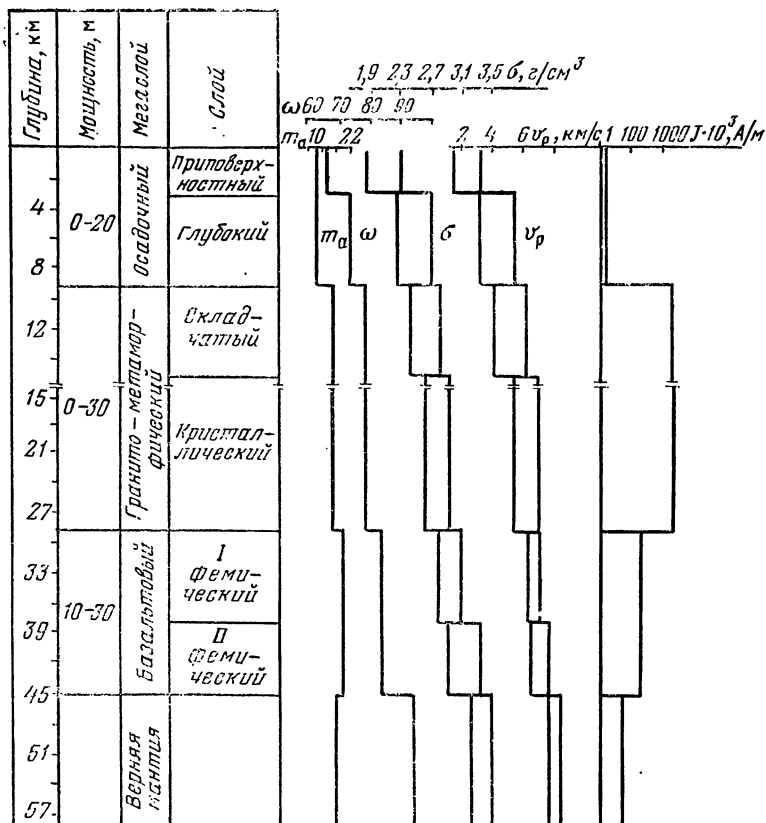


Рис. XII.5. Схематическая петрофизическая модель земной коры и верхней мантии

Анализ данных по территории СССР позволил построить схематическую петрофизическую модель земной коры и верхней мантии (рис. XII.5). На модели по физической характеристике выделяются слаболитифицированный приповерхностный и глубокий литифицированный слой осадочного мегаслоя, складчатый и кристаллический слой гранито-метаморфического мегаслоя и два фемических слоя базальтового мегаслоя. Общее увеличение плотности  $\sigma$  и скорости  $v_p$  упругих волн с глубиной обусловлено главным образом возрастанием плотности упаковки структуры вещества: в осадочном мегаслое за счет уплотнения макроструктуры, в гранито-метаморфическом и базальтовых мегаслоях — кристаллической структуры с изменением плотности упаковки атомов от 70 до 90. В гранито-метаморфическом и базальтовом мегаслоях увеличение плотности с глубиной объясняется также ростом средней атомной массы  $m_a$  от 18—20 до 20—21,5. При переходе к верхней мантии увеличение  $\sigma$  и  $v_p$  связано также с уплотнением кристаллохимической структуры в гипербазитах и эклогитах; средняя атомная масса при этом уменьшается из-за увеличения в породах магниевой компоненты за счет железной. Минимальные значения намагниченности характерны для осадочного мегаслоя, максимальные значения — для гранито-метаморфического, несколько меньшие — для базальтового (до изотермы Кюри).

Методы изучения и прогнозирования физических свойств земных недр

Данные измерения периодов различных тонов собственных колебаний Земли, а также астрономо-геодезические и спутниковые наблюдения используют как для получения сведений о фигуре и строении планеты, так и для установления пределов возможного изменения различных физических параметров (плотности, момента инерции, упругих свойств) для отдельных геосфер и Земли в целом. На основании этих данных получены следующие параметры «стандартной Земли»:  $GM = 3986000,9 \pm \pm 7 \text{ км}^3/\text{с}^2$ , экваториальный радиус  $a = 6378142 \pm 6 \text{ м}$ , сила тяжести на экваторе  $g = 978031,2 \pm 3,2 \cdot 10^{-2} \text{ м/с}^2$ , величина сжатия эллипсоида вращения  $\epsilon = 1/298,255$ , масса Земли  $M = 5,976 \cdot 10^{27} \text{ г}$ , средняя плотность  $\sigma_{\text{ср}} = 5,518 \text{ г/см}^3$  и момент инерции относительно полярной оси  $C = 0,33078 MR^2$ .

Разрешение проблемы по составу недр Земли во многом зависит от сведений о поведении плотности с глубиной. Определяемые из сейсмологических данных скорости  $v_p$  и  $v_s$  позволяют с помощью формулы (XII.3) вычислить  $K/\sigma$  и  $G/\sigma$ :

$$v_p^2 = \left( K + \frac{4}{3} G \right) \sigma^{-1}; \quad v_s^2 = G/\sigma. \quad (\text{XII.3})$$

Значения объемного модуля  $K$ , модуля сдвига  $G$  и плотности  $\sigma$  получить раздельно из этих данных нельзя. Однако любая модель распределения  $\sigma$  по радиусу Земли должна удовлетворять по крайней мере нескольким жестким условиям:

$$\sigma_M = 3,3 \div 3,7 \text{ г/см}^3; \quad (\text{XII.4})$$

$$\sigma_{\text{ср}} = \frac{3}{R} \int_0^R \sigma(r) r^2 dr = 5,518 \text{ г/см}^3; \quad (\text{XII.5})$$

$$M = 4\pi \int_0^R \sigma(r) r^2 dr = 5,976 \cdot 10^{27} \text{ г}; \quad (\text{XII.6})$$

$$C = \frac{8\pi}{3} \int_0^R \sigma(r) r^4 dr = 0,33078 MR^2, \quad (\text{XII.7})$$

где  $\sigma_M$  — плотность на границе Мохоровичича;  $r$  — расстояние от центра Земли до глубины наблюдений;  $R$  — средний радиус Земли;  $-d\sigma/dr \geq 0$ , т. е. плотность не должна уменьшаться с увеличением глубины (предел Радо). Отклонение от этого условия в отдельных местах обуславливает нарушение равновесных условий и является движущим механизмом развития Земли.

Сейсмологические, сейсмические (ГСЗ) и электромагнитные методы дали возможность установить глобальную расслоенность Земли на ряд оболочек (рис. XII.6): кору, мантию и ядро.

Изменение плотности химически однородного вещества при росте давления с глубиной описывается уравнением Адамса—Вильямсона

$$\frac{d\sigma}{dr} = -\frac{g\sigma}{\Phi} + \alpha_p \sigma, \quad (\text{XII.8})$$

где  $\alpha_p$  — коэффициент теплового расширения при заданном давлении;  $\tau$  — сверх-адиабатический градиент температуры;  $\Phi$  — сейсмический параметр ( $v_p^2 - 4v_s^2/3$ ).

При оценке плотности во внутренних оболочках Земли по (XII.8) температурным членом обычно пренебрегают (модель «А» Буллена), полагая, что  $\tau = 0$ . Последнее справедливо лишь для нижней мантии, в то время как для верхней ее области В, где температурный градиент значительно выше адиабатического, неучет

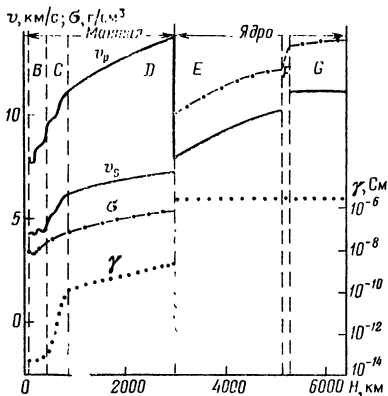


Рис. XII.6. Внутреннее строение Земли по геофизическим данным (плотность и скорость продольных волн даны по Ф. Стейси, 1972 г.; электропроводность — по Т. Рикитаки, 1968 г.) В, С, D — слои мантии; E, F, G — слои ядра

кислого и среднего состава, метаморфизованных в условиях фаций гранатовых гранулитов. Для верхней мантии допускаются три возможных типа петрологических модели. Она может быть эклогитового состава. Граница Мохоровичича в этом случае является фазовым переходом от пироксен-плагиоклазовых составов нижней коры к мантийным эклогитам с  $\sigma = 3,5 \text{ г/см}^3$ . Согласно второй модели верхняя мантия образована породами ультраосновного состава с  $\sigma = 3,3 \text{ г/см}^3$ . Наконец, по результатам многолетних исследований А. Е. Рингвуда в верхах мантии под континентами и океанами существует слой пиролитовых пород, представляющих собой разновидность перидотита.

Скоростные модели земных недр используют в качестве исходных данных при оценке общих закономерностей изменения других физических параметров, а также состояния, состава глубинного вещества и степени его однородности. При глубинных сейсмических исследованиях и в сейсмологии применяют волны различных типов — отраженные, преломленные и проходящие, продольные, поперечные и обменные, дифрагированные. Кинематику отраженных и преломленных (головных) волн хорошо объясняет модель литосферы в виде однородно-слоистой среды, состоящей из нескольких толстых слоев со скачкообразным изменением скоростей на границах между ними.

При построении более усовершенствованной скоростной модели, состоящей из серии толстых градиентных слоев и разделяющих их границ первого рода, предположено существование квазиголовных или слаборефрагированных преломленных волн, связанных с кровлей градиентных слоев, которые на больших удалениях от источника кинематически подобны головным волнам, но отличаются от последних, так же как и критические отражения, значительно большей интенсивностью.

Несмотря на различие существующих моделей, общим является увеличение с глубиной сейсмических скоростей: от 5,6—6,2 км/с у кровли консолидированной коры от 8,0 до 8,5 км/с и выше в верхах мантии. Такой широкий диапазон изменения сейсмических скоростей нельзя объяснить одним лишь сжатием однородного минерального вещества, не допуская возможности изменения состава и особенно структурно-фазовых трансформаций в природных минеральных ассоциациях.

Во всех областях мантии — В, С, D (см. рис. XII.6) по сейсмологическим данным устанавливается непрерывное изменение  $v_p$  и  $v_s$  с глубиной; получены лишь разрывы в величинах  $dv_p/dH$  и  $dv_s/dH$ , приуроченные к отдельным глубинным интервалам (астеносфера и высокоградиентные слои области С). Скоростные модели

температурной поправки приводит к большим погрешностям при оценке плотностного разреза. Метод Адамса—Вильямсона неприменим также для оценки  $\sigma$  в физически неоднородной области С.

Плотностные модели Земли рассмотрены Ф. Берчем (1952 г.), Б. Гутенбергом (1963 г.), К. Булленом (1963 г.), В. А. Магницким (1965 г.) и Ф. Стейси (1972 г.).

Сравнение сейсмических скоростей со скоростями упругих волн, измеряемыми акустическими методами на образцах различных горных пород при повышенных термодинамических параметрах, позволило сделать предположение о вещественно-минеральном составе глубинных слоев коры и верхней мантии. В консолидированной коре выделяются «гранитный» и «базальтовый» слои. Позднее различие  $\sigma$  и  $v_p$  в верхней и нижней частях земной коры нашло объяснение и развитии пород разных фаций регионального метаморфизма. Так, по данным А. Е. Рингвуда (1981 г.), верхний слой определен гранито-гнейсовым; нижний же коровой слой состоит преимущественно из пород

мантии —  $v_p(H)$  и  $v_s(H)$  получают в результате обработки по методу Герглота—Вихерта годографов проходящих (рефрагированных) волн, регистрируемых на сейсмограммах первыми. При этом величину скорости с одновременно определяемой глубиной проникновения волны относят к середине эпицентрального расстояния.

По экспериментальным сейсмическим и сейсмологическим материалам, помимо получения скоростных моделей, оценивают амплитудные коэффициенты поглощения  $\alpha_c$ , декременты поглощения  $\beta_c$ , добротность  $Q_c$  [81], связанные соотношением

$$\beta_c = \alpha_c T_c v = \pi / Q_c, \quad (\text{XII.9})$$

где  $T_c$  — период распространяющихся сейсмических колебаний.

Все эти сейсмические параметры ( $\alpha_c$ ,  $\beta_c$ ,  $Q_c$ ) дополнительно характеризуют механические и термодинамические свойства различных слоев консолидированной коры и мантии. Наиболее полные и точные их определения выполнены для продольных волн. Сведения о распределении сейсмических параметров для поперечных волн в верхней мантии, особенно в пределах океанических областей, основаны на анализе дисперсионных кривых поверхностных волн — графиков зависимости фазовой или групповой скоростей от периода колебаний. Согласно этой методике получают усредненные характеристики. Только в сейсмически активных районах детальные сейсмологические наблюдения с регистрацией поперечных волн от близких землетрясений позволяют с большей точностью определять распределения  $v_s$ ,  $(\alpha_c)_s$ ,  $(\beta_c)_s$ ,  $(Q_c)_s$  в верхней мантии.

Основные энергетические характеристики литосферы — тепловой поток на поверхности Земли  $q$  и генерация тепла в слоях земной коры. Знание этих двух параметров для различных геоструктурных зон земной коры позволяет оценивать глубинные тепловые потоки  $q_m$ , исходящие из мантии, и рассчитывать температуру в нижней коре и верхней мантии  $t^p$ . Методика построения термических разрезов коры и верхней мантии основана на данных о поверхностных тепловых потоках, микро-содержаниях основных теплотворных радиоактивных элементов (уран, торий и калий) и теории теплопроводности. Получение глубинных геотермических разрезов для различных типов геоструктур сопряжено со значительными трудностями, преодолеть которые помогают данные о поведении других физических параметров (электропроводность, скорость распространения и затухание сейсмических волн), обнаруживающих большую чувствительность к изменениям температуры в недрах Земли. Так, по данным геомагнитных вариаций и магнитотеллурического зондирования, получают независимую информацию о геотермическом разрезе верхней мантии, поскольку электропроводность  $\gamma$  силикатных минералов существенно зависит от температуры. В условиях повышенных температур верхней мантии доминирующим является ионный механизм электропроводности, которую оценивают по формуле

$$\gamma_H = \sum_i \gamma_i \exp(-E_i/kt), \quad (\text{XII.10})$$

где  $\gamma_i$  — удельная электропроводность и  $E_i$  — энергия активации, определяющие тип основных носителей электрической энергии при данных значениях  $p$  и  $t$ ;  $k$  — постоянная Больцмана.

Глобальные флуктуации температуры в химически однородной верхней мантии, связанные с существованием слоя пониженных скоростей, можно оценивать с помощью эмпирического соотношения

$$\frac{dv}{dH} = \left( \frac{\partial v}{\partial p} \right)_t \frac{dp}{dH} + \left( \frac{\partial v}{\partial t} \right)_p \frac{dt}{dH}, \quad (\text{XII.11})$$

используя скоростные модели —  $v_p(H)$  или  $v_s(H)$  для изучаемых геоструктур и значения производных —  $(\partial v / \partial p)_t$ ,  $(\partial v / \partial t)_p$ , определяемые по экспериментальным данным для наиболее представительных в мантии минералов и пород. Критические градиенты температуры под различными геоструктурами, необходимые для образования сейсмических волноводов в верхней мантии, рассчитываются для выбранных скоростных моделей по формуле (XII.11), приняв  $dv/dH = 0$ . Точные скоростные разрезы для продольных и поперечных волн помогают получать более надежные распределения  $t(H)$  в верхней мантии. В частности, под докембрийскими шитами

температурный градиент не должен быть большим, так как слой пониженной скорости  $v_s$  здесь выражен слабо, а сейсмический волновод по продольным волнам, вероятно, отсутствует.

Прогнозирование магнитной модели земной коры материков выполняют на базе районирования аномального магнитного поля с последующим применением спектрального анализа для оценки статистических свойств аномалий неодинаковой коррелируемости, связанных с источниками различной глубинности. Аномальное магнитное поле океанов, по мнению одних исследователей (Т. Н. Симоненко, и др.), подобно материковому. Другие авторы (А. М. Карасик и др.), отмечая принципиальные различия и в структуре, и в генезисе обоих аномальных полей, указывают, что основным источником океанических магнитных аномалий является инверсионный магнитоактивный слой, состоящий из базальтовых лав, в суммарной намагниченности которых заметно (на порядок и более) преобладает естественная остаточная намагниченность  $Q > 10$ , имеющая прямое и обратное направление.

### Связь упругой и плотностной характеристики земных недр

Достоверность физико-петрологических построений для глубоких недр Земли значительно повышается с увеличением числа используемых физико-механических параметров, определяемых с помощью различных уравнений состояния.

Уравнения Берча—Мурнагана, основанные на теории конечных деформаций, выражают зависимость между давлением и сжатием деформируемых материалов:

$$\frac{p}{K_0} = \frac{3}{2} \left[ \left( \frac{\sigma}{\sigma_0} \right)^{7/3} - \left( \frac{\sigma}{\sigma_0} \right)^{5/3} \right]; \quad (\text{XII.12})$$

$$\ln \frac{\sigma}{\sigma_0} = \frac{1}{K_0} \ln \left( 1 - \frac{K'_0}{K_0} p \right); \quad (\text{XII.13})$$

$$K(p) = K_0 + K'_0 p, \quad (\text{XII.14})$$

где  $\sigma_0$  и  $\sigma$  — плотности соответственно при атмосферном давлении и при давлении  $p$ ;  $K_0$  и  $K'_0$  — модуль всестороннего сжатия и его барическая производная при атмосферном давлении.

Вещественный состав и структурные особенности исследуемых материалов характеризуются параметрами  $\sigma_0$  и  $K_0$ . Решение задачи о составе оболочек и ядра Земли существенно зависит от сведений о плотности и ее экстраполяции к нормальному давлению. С этой целью, дифференцируя (XII.12), получают выражение для  $K(p)$ , комбинируя которое с (XII.12), находят  $\sigma_0$ :

$$K(p) = \frac{3}{2} K_0 \left[ \frac{7}{3} \left( \frac{\sigma}{\sigma_0} \right)^{4/3} - \frac{5}{3} \left( \frac{\sigma}{\sigma_0} \right)^{2/3} \right]; \quad (\text{XII.15})$$

$$\sigma_0 = \frac{\sigma(p) K(p) [(\sigma/\sigma_0)^{2/3} - 1]}{p \left[ \frac{7}{3} (\sigma/\sigma_0)^{2/3} - \frac{5}{3} \right]}. \quad (\text{XII.16})$$

Таким образом, в соответствии с теорией конечных деформаций величина  $\sigma_0$  может быть непосредственно оценена по известным значениям  $p$ ,  $K(p)$  и  $\sigma(p)$  для любой модели строения Земли.

О. Андерсоном (1966 г.) предложен аналитический способ определения сжатия в широком диапазоне давлений, основанный на разложении плотности в ряд Маклорена по степеням давления:

$$\frac{\sigma}{\sigma_0} = 1 - \frac{p}{K_0} + l \left( \frac{p}{K_0} \right)^2 - n \left( \frac{p}{K_0} \right)^3 + \dots, \quad (\text{XII.17})$$

где  $l$ ,  $n$  — эмпирические коэффициенты, определенные из акустических измерений на образцах горных пород при давлениях около 1000 МПа.

Использование уравнений состояния Берча—Мурнагана и Андерсона для изучения земных недр встречает ряд затруднений, связанных с природой самих уравнений. Во-первых, уравнения выражают зависимость между сжатием и давлением лишь для однородных по составу и структуре материалов; во-вторых, в них не учитывается температурный эффект; в-третьих, за исключением последнего уравнения, принимается линейная аппроксимация зависимости  $K$  от  $p$ , т. е. вторая и все последующие барические производные модуля всестороннего сжатия равны нулю.

Особую группу уравнений состояния составляют полуэмпирические зависимости между различными упругими параметрами, плотностью и химическим составом минералов и пород (см. гл. III, IX).

### Обобщенная физическая характеристика земной коры и мантии

По результатам сейсмологических и электромагнитных (магнитовариационных и магнитотеллурических) исследований устанавливают границы, мощность и структуру выделяемых подразделений мантии, оценивают скоростные и плотностные разрезы, а также распределение с глубиной упругих параметров и электропроводности (рис. XII.7). Наряду с распределениями по Г. Джеффрису, К. Буллену и Б. Гутенбергу для верхней мантии и переходной области С на рис. XII.7 приведены более детальные разрезы —  $v_p(H)$  и  $v_s(H)$ , в которых нашли отражение результаты сейсмологических исследований последних лет. Скоростные модели обычно используют в качестве исходных данных для получения значений упругих параметров и плотности. Несовпадение различных распределений  $\sigma(H)$  на рис. XII.7 — результат применения различных способов перехода от сейсмических скоростей к плотности.

Консолидированная кора и верхи мантии образуют жесткую внешнюю оболочку, мощность которой составляет 50—70 км для океанических бассейнов и 100—150 км для материков. Подкоровой слой литосферы характеризуется относительно повышенными значениями сейсмических скоростей ( $v_p = 8,0 \div 8,5$  км/с и  $v_s = 4,5 \div 4,7$  км/с) и электросопротивлений ( $\rho > 1000$  Ом·м). Литосфера в отличие от более глубоких оболочек Земли наименее однородна по составу, структуре и физическим свойствам.

На глубине 50—200 км в верхней мантии по комплексу геофизических характеристик (резкое увеличение электропроводности на полтора-два порядка, появление скоростных волноводов и зон повышенного поглощения энергии проходящих сейсмических волн) выделяется астеносферный слой пониженной вязкости. Его образова-

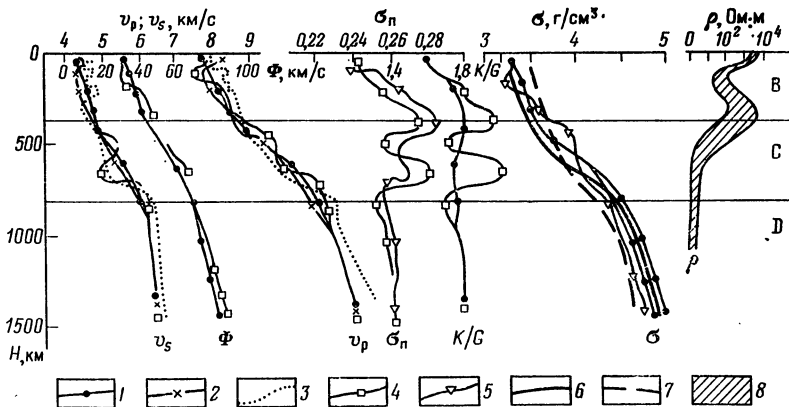


Рис. XII.7. Распределение упругих параметров и плотности в верхней мантии и переходной области (слой С).

1 — по Г. Джеффрису и К. Буллену; 2 — по Б. Гутенбергу; 3 — по И. Л. Нерсесову и А. А. Лукку; 4 — по Д. Андерсону и Б. Джулиану; 5 — по С. Вангу; 6, 7 —  $\sigma(H)$  соответственно для пиролитовой и эфлогитовой моделей верхней мантии (С. Кларк, А. Рингвуд); 8 — пределы изменения плотности

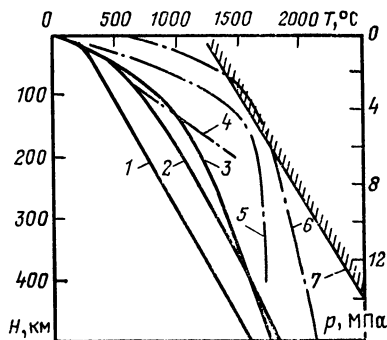


Рис. XII.8. Температурные разрезы для верхней мантии под океанами и древними материковыми щитами.

1—3 — для материковых щитов; 4—6 — для океанических бассейнов; 7 — линии солидуса для пиролитовых составов верхней мантии; 1, 4 — по Я. Б. Смирнову; 2, 5 — по Е. А. Любимовой; 3, 6 — по С. Кларку, А. Рингвуду (1964 г.)

тальной отмечаются резкие латеральные изменения скорости; здесь установлены хорошо выраженные в скоростных разрезах мощные астеносферные слои (50—100 км и более).

На величину, а также распределение геофизических параметров в верхней мантии сильное влияние оказывают латеральные флуктуации температуры. Рассчитанные геотермические модели верхней мантии океанических акваторий и древних континентальных щитов заметно различаются (рис. XII.8): недра первых разогреты значительно сильнее. Максимальные различия температуры под щитами и океаническими бассейнами приурочены к интервалу глубин 100—200 км и оцениваются от 500 °С согласно Я. Б. Смирнову до 700—800 °С (Г. Вуллард, С. Кларк, А. Рингвуд). Примерно на этих же глубинах расчетные кривые  $t(H)$  под океаническими бассейнами наиболее приближены к линии солидуса пиролитовых составов. М. Н. Токсез, М. А. Чинари и Д. Л. Андерсон (1967 г.), воспользовавшись формулой (XII.12) и скоростными моделями  $v_s(H)$ , рассчитали, что максимальные различия температуры под щитами и океаническими бассейнами находятся на глубине 110 км и в зависимости от выбора температурной производной  $(\partial v_s / \partial t)_p$  могут составлять 400—800 °С.

Нижняя половина верхней мантии (интервал 200—400 км) характеризуется умеренным нарастанием сейсмических скоростей с глубиной  $[dv/dH = (3 \div 7) \cdot 10^{-3} \text{с}^{-1}]$ , что указывает на большую однородность этой части разреза по сравнению с ниже-расположенной областью С мантии. На геоэлектрических разрезах подастеносферной части верхней мантии соответствует хорошо выраженный изолятор ( $\rho > 1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ).

Благодаря работам на длинных профилях ГСЗ (до 2700 км) с использованием больших контролируемых взрывов в последние годы получены (А. В. Егоркин, 1980 г.) новые, более полные данные, существенно уточнившие скоростные модели верхней мантии некоторых основных геоструктур и позволившие впервые оценить поинтервальные значения параметров поглощения  $\alpha_s$ ,  $Q_s$ ,  $\beta_s$  (табл. XII.3).

Из табл. XII.3 следует, что поглощающие свойства верхней мантии подвержены горизонтальным и вертикальным изменениям, на фоне которых проявляется общая тенденция увеличения  $(Q_s)_p$  и уменьшения  $(\beta_s)_p$  с глубиной. Исключение составляет четвертый интервал глубин (160—200 км), для которого получено уменьшение добротности, объясняемое наличием слоя с пониженной скоростью. Несмотря на сильную дисперсию значений параметров поглощения в верхних двух интервалах глубин, свидетельствующую о горизонтальной неоднородности подкорковых областей мантии, все же можно установить некоторые закономерности в распределении доб-

ние связывается либо с частичным плавлением вещества до 6 % расплава, либо с эффектом межзернового трения.

Под океаническими бассейнами, а также под тектонически активизированными и горно-складчатыми областями материков астеносферный слой выражен наиболее отчетливо; здесь он имеет максимальную мощность и располагается в верхах мантии. Для большинства материковых щитов получены данные о наличии в верхней мантии слабо выраженных сейсмических волноводов  $v_s$  при отсутствии каналовых продольных волн.

В целом верхней мантии платформенных областей и древних щитов присущи более медленные и плавные латеральные изменения сейсмических скоростей (более высокие их значения) и отсутствие или наличие слабо выраженных сейсмических волноводов небольшой мощности (10—20 км). В верхней мантии под тектонически активными и горно-складчатыми областями, а также в зоне перехода от океанической литосферы к континентальной



Характеристика поглощающих свойств мантии по результатам наблюдений на длинных профилях ГСЗ (по А. В. Егоркину)

Интервал регистрации мантийных преломленно-рефрагированных волн, км	Глубина проникновения волн, км	Параметры поглощения		
		$(\alpha_c T_c)_p \cdot 10^{-3}, \frac{с}{км}$	$(Q_c)_p$	$(\beta_c)_p$
190—500	50—65	6,60—0,84	60—450	0,0523—0,0074
500—800	60—80	2—1	200—410	0,0164—0,008
800—1200	100—140	0,9	400	0,008
1200—1900	160—200	1,5	265	0,012
2300—2400	400	0,4	800	0,004

ротности по площади. Так, зонам повышенных значений скорости распространения продольной волны (рис. XII.9) в кровле мантии соответствуют и высокие значения добротности: для Восточно-Европейской платформы  $Q_c = 222$ , а  $\beta_c = 0,0141$ ; для Сибирской платформы  $Q_c = 200$ , а  $\beta_c = 0,0157$ ; для Прикаспийской впадины центральной части  $Q_c = 285$ , а  $\beta_c = 0,0110$ . В районах с пониженной скоростью низка добротность и относительно повышен декремент поглощения: в Альпийско-Средиземноморском поясе  $Q_c = 14$ ,  $\beta_c = 0,0224$ ; на Урале  $Q_c = 146$ ,  $\beta_c = 0,0215$ .

Переходная область мантии (слой С) выделяется по сейсмологическим данным в интервале глубин 400—800 км. Для этой области характерны аномально высокие градиенты сейсмических скоростей, которые, как полагают, обусловлены структурно-фазовыми трансформациями минеральных составов, сопровождающимися изменениями типа кристаллических решеток и валовых содержаний основных петрогенных элементов. По уточненным скоростным разрезам (Д. Андерсон, Г. Джонсон) основные неоднородности в переходной области приурочены к двум глубинным интервалам: 350—430 и 650—730 км. В каждом из этих аномальных интервалов предусматривается увеличение плотности на 7—10 % (0,25—0,35 г/см<sup>3</sup>) сверх нормального уплотнения вещества при однородном сжатии.

Весьма характерно изменение  $\sigma_n$  и  $K/G$  в мантии (см. рис. XII.7). Оба параметра довольно равномерно увеличиваются с глубиной вплоть до 350 км, что свидетельствует об однородном строении верхних областей мантии. При этом астеносферный слой никак не отражается на их изменении. Резкое уменьшение значений  $\sigma_n$  и  $K/G$  установлено в пределах области С и приурочено по глубине (400—600 км) к интервалу между основными неоднородностями. Под нижней скоростной ступенью (650 км) значения рассматриваемых упругих параметров резко уменьшаются, а затем на больших глубинах снова плавно увеличиваются. Монотонное увеличение  $\sigma_n$  с глубиной в верхних относительно однородных оболочках мантии обусловлено ростом температуры и давления. Значительные колебания этого параметра по величине в пределах области С, коррелируемые по глубине со скоростными неоднородностями, следует связывать с изменениями кристаллических структур минерального вещества.

Электрическое сопротивление в интервале 400—600 км увеличивается скачком на два-три порядка (см. рис. XII.7). В более глубоких частях мантии удельное электрическое сопротивление асимптотически приближается к пределу, равному нескольким ом-метрам. Данный проводящий слой имеет планетарное значение и выделяется повсеместно независимо от структурного положения геологического региона. Его природу следует связывать с превращениями силикатных пород в вещественные составы из более плотных минеральных фаз со структурами шпинели и окислов. Экспериментальными исследованиями С. Акимоте, Н. Фудзисява (1965 г.) доказано, что в подобных фазовых превращениях увеличение электропроводности на два-три порядка обусловлено понижением энергии активации на 30—40 % в связи с общим уменьшением молекулярного объема на 4,2 см<sup>3</sup>/моль.

По современным представлениям, основанным на интерпретации материалов ГСЗ (Ю. И. Сытин, А. В. Егоркин), земная кора и верхи мантий имеют слоисто-

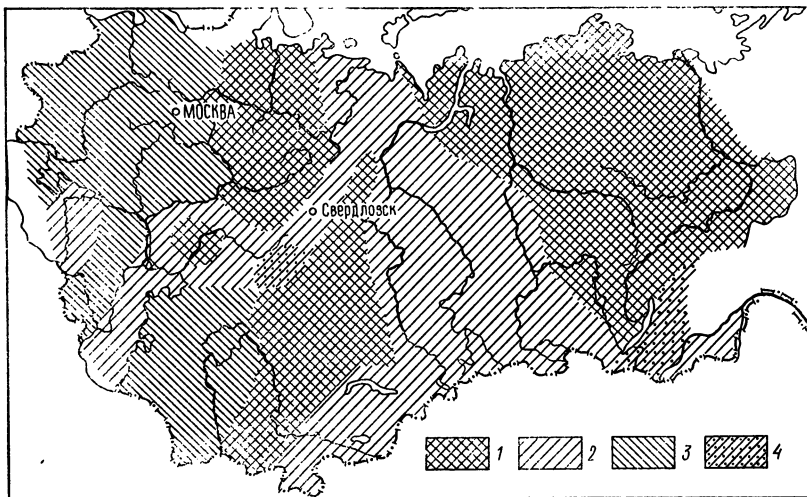


Рис. XII.9. Схема граничных скоростей по поверхности Мохоровичича для части территории СССР (по А. В. Егоркину, 1980 г.).

Граничные скорости (в км/с): 1 — более 8,2; 2 — 8,1+8,2; 3 — 8+8,1; 4 — менее 8

блоковое строение. Толстые слои разделены субгоризонтальными сейсмическими границами. В блоках литосферы, разделенных зонами глубинных разломов, сохраняется определенный характер расслоения коры. Число сейсмических границ (и их расположение) в пространстве определяет внутреннюю структуру отдельных слоев и блоков коры. В литосфере существуют глобальные сейсмические поверхности — поверхность консолидированной коры  $K_0$  и граница Мохоровичича  $M$ , имеющие повсеместное распространение. Выделяются также региональные внутрикоровые  $K_1$ ,  $K_2$  и верхнемантийные  $M_1$ ,  $M_2$  сейсмические границы, прослеживающиеся на сотни километров и определяющие внутреннюю структуру литосферы отдельных геоблоков.

В настоящее время благодаря главным образом сейсмическим исследованиям установлены принципиальные различия в строении земной коры материков и океанов. Выделены также крупные геологические регионы с корой промежуточного типа, территориально совпадающие с континентальными окраинами (М. Ботт, 1974 г.). Основанием для такого подразделения является резкое отличие материковой коры от океанической по составу, структуре и мощности. В консолидированной коре материковых структур можно выделить три основных слоя или три скоростных этажа [80], существенно различающихся по ряду сейсмических характеристик. Верхний этаж мощностью 10—15 км охарактеризован пластовыми скоростями в диапазоне значений от 5,5—6 до 6,3—6,4 км/с. Вычисленные в разных районах вертикальные градиенты скорости составляют  $0,03—0,05 \text{ с}^{-1}$ . Промежуточный скоростной этаж (интервал 10—30 км) характеризуется скоростями сейсмических волн 6,5—6,7 км/с и очень малым средним градиентом (около  $0,01 \text{ с}^{-1}$ ). Нижний коровой слой мощностью 10—15 км, образованный породами с  $v_p = 6,8 \div 7,7 \text{ км/с}$ , отделяется от расположенного выше скоростного этажа достаточно четкой сейсмической границей  $K_2$ , отождествляемой с разделом Конрада. Скоростная модель третьего корового слоя слабо изучена. Однако имеются основания предполагать, что для него характерны повышенные градиенты скорости ( $0,05—0,07 \text{ с}^{-1}$ ). Судя по распределению сейсмических скоростей в разрезе консолидированной коры континентов, а также на основании общих геологических соображений можно предположить, что верхние ее два слоя (этажа) образованы породами гранитно-метаморфического ряда; в нижнем этаже преобладают разновидности гранулит-базитового состава.

Слабая и крайне неравномерная сейсмическая изученность Мирового океана при значительной неоднородности структуры коры позволила получить для нее

Параметры обобщенной сейсмической модели коры океанического типа для Тихого океана (по С. М. Звереву, Н. К. Капустяну)

Слой	Скорость продольных волн, км/с	Градиент скорости, с <sup>-1</sup>	Мощность слоев, км	
			Вариант 1	Вариант 2
Кора:				
осадочный	2,15	0,20	0,3	0,3
«переходный»	5,15	0,05	1,2	1,2
«океанический»	6,80	0,04	3,5	2,0
«высокоскоростной»	7,55	0,03	1,0	2,5
Верхняя мантия:				
граница M <sub>1</sub>	8,15	0,03	5,0	5,0
граница M <sub>2</sub>	8,60	0,03	—	—

лишь обобщенную сейсмическую модель, опирающуюся на среднестатистические данные, параметры которой для Тихого океана приведены в табл. XII.4.

Мощность океанической коры в глубоководных котловинах (океанические плато) не превышает 7—10 км. Лишь в пределах срединно-океанических хребтов и сводовых валообразных поднятий мощность коры увеличивается до 15—18 км. В океанической коре между неконсолидированными осадками с  $v_p = 2,15$  км/с и «базальтовым» («океанический») слоем выделяется «переходный» слой мощностью около 1,5 км и с  $v_p = 4,5-5,5$  км/с, который состоит из литифицированных осадков, переслаивающихся с изверженными породами основного состава. «Высокоскоростной» слой мощностью 1,0—2,5 км, выделяемый повсеместно в основании океанической коры, по-видимому, соответствует серпентинизированным гипербазитам. Мощность этого слоя в осевых частях срединно-океанических хребтов увеличивается до 7—10 км. В табл. XII.4 приведены также две верхнемантийные сейсмические границы M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub> ( $v_p$  равна 8,15 и 8,60 км/с), указывающие на горизонтальную расслоенность подкоровой океанической литосферы.

Литосфера материков и океанов подразделяется на структуры более высокого порядка, выделяемые обычно в крупные тектонические области. Различия выражаются в разных мощностях коры и отдельных ее слоев, в соответствии рельефа кровли консолидированного основания и рельефа поверхности Мохоровичича, в вариациях сейсмических скоростей и их вертикальных и горизонтальных градиентов, а также в особенностях аномальных геофизических полей. К внутриматериковым структурам относятся докембрийские платформы и щиты, эпипалеозойские плиты, области палеозойской складчатости (каледониды, герциниды), горно-складчатые сооружения альпийской орогени и области неотектонической активизации, в том числе современные материковые рифтовые системы (впадина оз. Байкал, провинция Бассейнов и Хребтов в США). В пределах океанических бассейнов выделяют в основном структуры двух типов: срединные хребты, занимающие осевые зоны океанов и вытянутые на многие тысячи километров, и абиссальные равнины (океанические плато). Хребты представляют собой широкие — до 1000 км возвышенности океанического дна, расчленяющиеся на рифтовые долины (ущелья) и горные гряды с относительными превышениями до 3 км. В зонах с промежуточным типом коры на фоне общего уменьшения мощности коры в направлении океанов от 40—30 км до 10—5 км в рельефе поверхности Мохоровичича выделяется система субпараллельных относительных поднятий (выступов) и погружений (впадин), которым в поверхностной структуре коры соответствуют бассейны окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба. К структурам с корой промежуточного типа относятся также котловины средиземных морей. Обобщенные скоростные колонки коры для основных типов геоструктур приведены на рис. XII.10.

На верхней границе консолидированной коры отмечается сильная дисперсия значений  $v_r$ , достигающая 2 км/с, что значительно превышает возможные погреш-

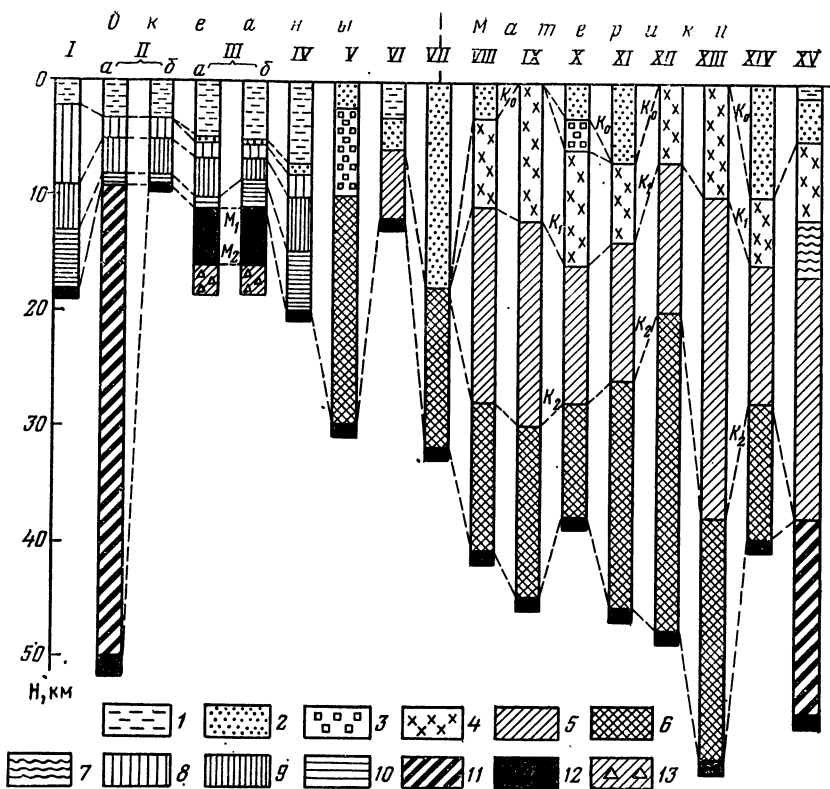


Рис. XII.10. Петроскоростные колонки коры и верхов мантии для основных типов океанических и материковых геоструктур [89].

*I* — океанические валы без рифтовых долин; *II* — срединно-океанические хребты (*a* — рифтовые долины, *b* — их периферийные части); *III* — океанические плато—абиссальные равнины (*a*, *b* — варианты моделей); *IV* — океанические желоба; *V* — островные дуги; *VI* — впадины окраинных морей; *VII* — глубокие внутриплатформенные впадины и котловины средиземных морей; *VIII* — древние платформы; *IX* — докембрийские щиты; *X* — эпипалеозойские плиты; *XI* — передовые прогибы; *XII* — области палеозойской складчатости (герциниды, каледониды); *XIII* — области альпийской орогении; *XIV* — межгорные впадины; *XV* — зоны материкового рифтогенеза; сейсмический слой: *1* — воды с  $v_p = 1,8$  км/с, *2* — осадочных неконсолидированных отложений с  $v_p = 2+4$  км/с, *3* — слабометаморфизованных осадочно-вулканогенных образований в кровле консолидированной коры с  $v_p = 5 \pm 5,7$  км/с, *4* — верхний, гранитно-гнейсовый континентальной коры с  $v_p = 5,8 \pm 6,3$  км/с, *5* — промежуточный континентальной коры с  $v_p = 6,4+6,7$  км/с, *6* — нижний, гранулит-базитовый континентальной коры с  $v_p = 6,8 \pm 7,7$  км/с, *7* — волноводный в гранитно-гнейсовой коре с  $v_p = 5,8 \pm 6,0$  км/с, *8* — литифицированных отложений с прослоями вулканогенного материала («второй» океанический слой) с  $v_p \approx 5$  км/с, *9* — «океанический» («третий») слой с  $v_p \approx 6,8$  км/с, *10* — «высокоскоростной» в основании океанической коры с  $v_p \approx 7,5 \pm 7,7$  км/с, *11* — подкоревой мантии в зонах рифтогенеза с  $v_p = 7,6 \pm 7,8$  км/с, *12* — верхняя мантия с  $v_p = 8 \pm 8,2$  км/с, *13* — верхнемантийный под океаническими глубоководными впадинами с  $v_p \approx 8,5 \pm 8,6$  км/с

ности их определения, а также изменения, связанные с колебаниями глубины залегания границы в различных структурных условиях. Такой разброс значений  $v_p$  обусловлен литолого-стратиграфическими и петрографическими неоднородностями в верхах консолидированной коры. Для большинства тектонических областей преобладают значения  $v_p = 6,0 \rightarrow 6,2$  км/с. Более низкие значения  $v_p = 5,0 \pm 5,7$  км/с получены для эпипалеозойских плит и островных дуг (см. рис. XII.10), в пределах

которых верхи консолидированной коры сложены слабометаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями.

Дисперсия значений  $v_T$  на поверхности Мохоровичича значительно слабее и составляет для материков 0,6—0,8 км/с. Аномально низкие значения  $v_T = 7,5 \pm 7,7$  км/с установлены под осевыми зонами срединно-океанических хребтов и материковыми рифтами.

Значения  $v_{CP}$  в земной коре до ее подошвы изменяются в широких пределах (от 4 до 6,6 км/с). Эти вариации  $v_{CP}$  обусловлены как составом и структурой консолидированной коры, так и в значительной степени мощностью осадочного чехла. На щитах  $v_{CP} = 6,5 \pm 6,6$  км/с. На платформах с мощностью осадочного чехла до 3—5 км средняя скорость соответственно колеблется от 6,2 до 5,8 км/с. В морских бассейнах, где толщина осадочного слоя соизмерима с мощностью консолидированной коры,  $v_{CP}$  не превышает 4—5 км/с. Более сложные зависимости  $v_{CP}$  от строения и состава земной коры отмечаются для глубоко прогнутых внутриплатформенных впадин и авлакогенов, а также для районов с промежуточным типом коры, в пределах которых мощности отдельных слоев подвержены сильным изменениям.

Важную информацию о строении, составе и магнитных свойствах консолидированной коры дает анализ аномального магнитного поля. По массовым расчетам глубин залегания верхних и нижних кромок магнитоактивных объектов, источники аномалий в основном сосредоточены в земной коре; нижние их кромки редко фиксируются в подкоровом слое. Ограничение в глубинности источников аномалий связано с переходом ферромагнетиков в парамагнитное состояние (Т. Н. Симоненко, 1970 г.). Применение статистики к результатам вычислений глубин залегания возмущающих объектов и параметров их намагничивания позволило расчленить литосферу континента на ряд слоев с различными магнитными свойствами [52]. Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи верхней части земной коры образуют преимущественно парамагнитный слой. В консолидированной коре выделяются два ферромагнитных слоя. Геологические тела, являющиеся источниками локальных аномалий, приурочены к верхнему магнитоактивному слою мощностью 10—15 км. Эффективная намагниченность верхней части консолидированной коры составляет 0,1—1 А/м. Нижний ферромагнитный слой мощностью 30—40 км соответствует нижней половине «гранито-гнейсового» слоя и «гранулит-базитовому» слою. Эффективная намагниченность пород этого ферромагнитного слоя оценивается в среднем 2—4 А/м. З. А. Крутиховской доказана принципиальная возможность использования региональной составляющей магнитного поля щитов для прогнозирования крупных форм рельефа поверхности Мохоровичича (З. А. Крутиховская, 1970, 1980 гг. и др.). Верхам мантии соответствует мощный парамагнитный слой со слабыми магнитными неоднородностями. Снизу этот слой ограничивает астеносферная область мантии, в которой температура выше температуры Кюри магнитных минералов.

Особенность магнитного поля Мирового океана — это наличие «полосовых магнитных аномалий», наблюдающихся над срединными хребтами и расположенных симметрично в обе стороны от их осевой части с постепенным уменьшением амплитуд. Сторонники тектоники плит полагают, что распределение магнитных аномалий отражает спрединг океанического дна, зафиксированный в палеомагнетизме внедряющихся разновозрастных базальтов, что позволяет определить скорость расходящихся плит (Ф. Вайн, Д. Метьюз, А. М. Карасик и др.).

# ГЛАВА XIII

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГАЗА, НЕФТИ, НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПОРОД И СТРУКТУР

### § 51. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПЛАСТОВЫХ ВОД, НЕФТИ И ГАЗА

**Пластовые воды.** В порах породы содержатся в основном свободная и связанная вода (прочносвязанная и рыхлосвязанная). Плотность прочносвязанной воды немного выше плотности свободной воды и достигает  $1,74 \text{ г/см}^3$ . Температура замерзания ее  $-78^\circ\text{C}$ , а по некоторым данным, даже  $-180^\circ\text{C}$ . Прочносвязанная вода характеризуется низкими теплоемкостью и диэлектрической проницаемостью. Давление, удерживающее прочносвязанную воду на поверхности твердой фазы, достигает  $1000 \text{ МПа}$ , а толщина слоя составляет  $2-3$  диаметра молекулы воды.

Неоднородность связанной воды в породах обусловлена характером дифференциальных зависимостей энергии связи. Например, вода, адсорбирующаяся на сколах кристаллов, более прочно связана, чем вода, адсорбирующаяся на плоских гранях. Наличие непосредственно у поверхности твердой фазы слоя жидкости толщиной до  $(20-50) \cdot 10^{-10} \text{ м}$  было подтверждено опытами Б. В. Дерягина. По свойствам эти слои воды существенно отличаются от свободной воды, а именно модулем сдвига, пониженной упругостью пара, высокой плотностью и низкой температурой замерзания. В практике промыслово-геофизических исследований выделяется специальная группа вод, именуемая остаточной водой, которая не извлекается из пористой породы при движении в ней нефти и газа (А. А. Ханин, 1969 г.).

Воды нефтяных и газовых месторождений (пластовые воды) по химическому составу делятся на два типа: хлор-кальциевые и щелочные. Основная составляющая хлор-кальциевых вод — это хлориды щелочей; доминирует хлористый натрий.

Плотность дистиллированной воды при  $4^\circ\text{C}$  принята за единицу. Выше и ниже этой температуры плотность воды меньше. Поскольку воды в осадочных породах содержат различные соли, то их плотность обычно выше единицы.

В зависимости от количества растворенных в воде солей ее плотность изменяется от  $1$  до  $1,26 \text{ г/см}^3$ . С увеличением давления плотность воды увеличивается, тогда как рост температуры приводит к ее уменьшению. Температурный коэффициент расширения  $\alpha_t$  зависит от температуры и изменяется от  $6,5 \cdot 10^{-5}$  при температуре  $4-10^\circ\text{C}$  до  $58 \cdot 10^{-5}$  при температуре  $65-70^\circ\text{C}$ .

Коэффициент сжимаемости воды в зависимости от давления и температуры варьирует в пределах  $(3,7 \div 5,0) \cdot 10^{-4} \text{ 1/МПа}$ . Обычно принимается значение  $4 \cdot 10^{-4} \text{ 1/МПа}$ . С увеличением количества растворенного газа коэффициент сжимаемости воды увеличивается (Дж. Амикс, Д. Басс, Р. Уайтинд):  $\beta'_v = \beta_v (1 + 0,05Q)$ , где  $\beta_v$  — коэффициент сжимаемости чистой воды;  $Q$  — количество газа, растворенного в воде.

Плотность раствора с учетом минерализации ( $\text{NaCl}$ ) и глубины залегания пород приведена на рис. XIII.1.

Коэффициент динамической вязкости воды  $\eta$  определяет быстроту передачи импульса из одного места потока в другое. Коэффициент кинематической вязкости — это отношение коэффициента динамической вязкости к плотности среды. Кинематическая вязкость представляет собой коэффициент диффузии для скорости.

Коэффициент динамической вязкости воды при температуре  $20^\circ\text{C}$  равен  $1 \text{ мПа} \cdot \text{с}$ , а для пластовых вод  $1,6 \text{ мПа} \cdot \text{с}$ . Значение  $\eta_d$  почти не зависит от давления, тогда как с увеличением температуры вязкость воды снижается. Для пластовых вод  $\eta_d = 0,4 \text{ мПа} \cdot \text{с}$  при  $T = 80^\circ\text{C}$  и менее  $0,2 \text{ мПа} \cdot \text{с}$  при  $T = 100^\circ\text{C}$ .

Электрическое сопротивление водных растворов солей в зависимости от их концентрации, температуры и давления изменяется в очень широких пределах. Удельное электрическое сопротивление дистиллированной воды равно  $2 \cdot 10^6 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ , тогда как для пластовых вод оно изменяется от  $10^{-2}$  до  $10^3 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . Диэлектрическая

постоянная для воды равна 81. С увеличением температуры растворов удельное сопротивление уменьшается. При этом понижение сопротивления определяется концентрацией растворенных в воде солей.

Удельное электрическое сопротивление 10%-ных водных растворов солей при увеличении давления от 10 до 150 МПа при  $T = 20^\circ\text{C}$  (по Е. А. Поякову) изменяется следующим образом:

	NaCl	KCl	CaCl <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	MgSO <sub>4</sub>
$\rho_{150}/\rho_{10}$ . . .	0,972	0,956	0,856	0,920	0,857
$\rho_{10}$ , Ом·м . . .	0,081	0,070	0,090	0,141	0,272

Максимальное изменение сопротивления в зависимости от давления наблюдается для растворов солей CaCl<sub>2</sub> и MgSO<sub>4</sub>. Поскольку в пластовых водах содержание NaCl составляет более 90 % от общего количества растворенных солей, изменение удельного сопротивления для реальных величин пластового давления не превышает 5—8 %.

Распространение звука в жидкостях представляет собой адиабатический процесс. В дистиллированной воде при температуре  $20^\circ\text{C}$  скорость звука равна 1480 м/с. С увеличением давления и минерализации раствора скорость продольных волн увеличивается. С ростом температуры до 80—100 °C скорость увеличивается, а при более высоких температурах — уменьшается. Оценить  $v_p$  можно по графикам рис. XIII.2 или по приближенному уравнению

$$v = 1410 + 4,21T - 0,037T^2 + 1,14c + 0,18p \cdot 10^{-5}, \quad (\text{XIII.1})$$

где  $T$  — температура воды, °C;  $c$  — концентрация солей, %;  $p$  — гидростатическое давление, Па.

В пресной воде скорость звука изменяется от 1404 м/с при  $T = 0^\circ\text{C}$  до 1534 м/с при  $T = 35^\circ\text{C}$ .

Как в твердых телах, так и в жидкостях вследствие необратимого перехода звуковой энергии, т. е. механической энергии упорядоченных колебаний частиц в тепло, происходит поглощение звука

$$I = I_0 e^{-2\alpha x} \quad \text{или} \quad A = A_0 e^{-\alpha x}, \quad (\text{XIII.2})$$

где  $I$  — интенсивность звука в точке  $x$ ;  $\alpha$  — коэффициент поглощения звука;  $A$  — амплитуда волны.

Коэффициент затухания, обусловленный теплопроводностью, пропорционален квадрату частоты звука и коэффициенту теплопроводности. Поглощение звука в жидкости вызывается также нарушением равновесного распределения энергии по различным степеням свободы в молекулах многоатомных газов и жидкостей. В последнем случае происходит не только диссипация звука, а также и дисперсия звука, т. е. наблюдается зависимость скорости звука от частоты. Коэффициент поглощения в воде при вязком трении пропорционален квадрату частоты.

**Нефть.** Нефть является смесью жидкости ( $\text{C}_5\text{H}_{12} \rightarrow \text{C}_{16}\text{H}_{34}$ ), газа (углеводороды  $\text{CH}_4 \rightarrow \text{C}_4\text{H}_{10}$ ) и твердых веществ ( $\text{C}_{17}\text{H}_{36} \rightarrow \text{C}_{15}\text{H}_{32}$  — парафины и церезины). Плотность нефти колеблется от 0,76 до 0,96 г/см<sup>3</sup> ( $T = 20^\circ\text{C}$ ) и зависит от соотношения указанных составных частей. Плотность древних нефтей почти всегда меньше плотности нефтей молодых месторождений.

Повышение молекулярной массы углеводорода сказывается на увеличении его вязкости. Наибольшей вязкостью обладают нафтеновые углеводороды, меньшей — ароматические, парафиновые и непредельные. При повышении давления вязкость

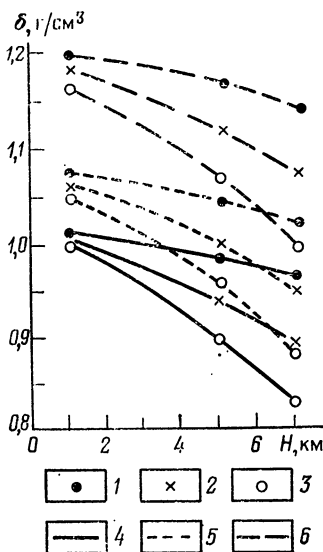


Рис. XIII.1. Плотность раствора  $\delta$  на разных глубинах с учетом изменения гидростатического давления с глубиной геотермического градиента и минерализации раствора.

Геотермический градиент (°C/км): 1 — 20; 2 — 30; 3 — 40; концентрация раствора NaCl (в %): 4 — 1; 5 — 10; 6 — 26

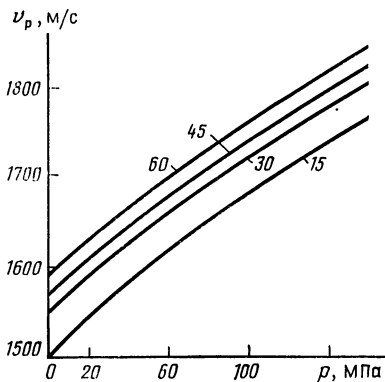


Рис. XIII.2. Зависимость скорости упругих волн в воде от давления и температуры (по Т. М. Булатову).  
Шифр кривых — значения  $T$ , °C

Диэлектрическая постоянная равна 2. Скорость распространения сейсмических волн в нефтях меньше, чем в воде, и изменяется от 1300 до 1400 м/с.

Так, для Дмитриевского месторождения она составляет 1347 м/с, для Мухановского 1365 м/с, для Хилковского 1359 м/с, для Чубовского 1368 м/с, для Восточно-Черновского 1352 м/с, для Шпаковского 1250 м/с, для Сахалина 1295 м/с, для Западной Украины 1384 м/с, для Татарии 1339 м/с, для Индии 1255 м/с.

С увеличением плотности нефти на 0,01 г/см<sup>3</sup> скорость ультразвука увеличивается на 7 м/с. Углеводородные газы, растворимость которых в нефти весьма значительна, являются причиной изменения физических параметров нефти. С увеличением количества растворенного в нефти газа  $\nu$  снижается более чем на 150 м/с. Отношение коэффициентов поглощения нефти и воды изменяется от 2 (при частоте 20 кГц) до 5,8 (при частоте 90 кГц). Коэффициент поглощения нефти зависит от квадрата частоты ультразвука и вязкости нефтей.

**Природные газы.** Природный газ в нефтегазовых месторождениях в основном состоит из метана, более тяжелых летучих углеводородов и небольшого количества азота. Сухие газы содержат 90—99 % метана (остальная часть — азот). Почти все природные газы в нормальных условиях (0,1 МПа, 20 °C) устойчивы и только пентан легко переходит в жидкое состояние. Относительная плотность метана по воздуху равна 0,554, изобутана 2,006. Для сухого воздуха плотность равна 0,00128, для метана 0,000677, для этана 0,00127 г/см<sup>3</sup>. Максимальная относительная плотность из газообразных компонентов нефти у гептана (3,459). Критическая температура (при которой газ не переходит в жидкое состояние независимо от давления) изменяется для различных природных газов от 126,1 К (—147,06 °C) для азота до 540,2 К (267,04 °C) для гептана. Коэффициент термического расширения для всех газов равен 0,003663. Скорость распространения ультразвука при нулевой температуре и давлении 0,1 МПа в сухом воздухе составляет 332 м/с, в метане 500 м/с, в азоте 338 м/с, в углекислом газе 261 м/с, в кислороде 316 м/с.

## § 52. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ, ГАЗА И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Физические свойства залежей нефти, газа и вмещающих пород определяются условиями и особенностями осадконакопления, образования месторождений, минеральными и механическими свойствами пород, термодинамическими условиями залегания и т. д. Наиболее изучены к настоящему времени месторождения антиклинального типа, которые в основном и будут рассматриваться.

возрастает незначительно, тогда как рост температуры приводит к существенному изменению вязкости. Температурный коэффициент расширения нефти довольно значителен и обычно выше для нефтей низкой плотности. Поправка на 1 °C для нефтей с плотностью около 0,76 равна 0,00083, а для нефтей с плотностью 0,9—0,00063. Коэффициент сжимаемости нефти выше такового для пластовых вод. В зависимости от составных частей фаз коэффициент сжимаемости нефти  $\beta_n = (7 \div 140) \cdot 10^{-5} \text{ МПа}^{-1}$

$\eta$ , мПа·с . . . . . 20 22 84 84 86 130  
 $\beta_n \cdot 10^5$ , МПа<sup>-1</sup> . . . 290 270 122 125 135 104

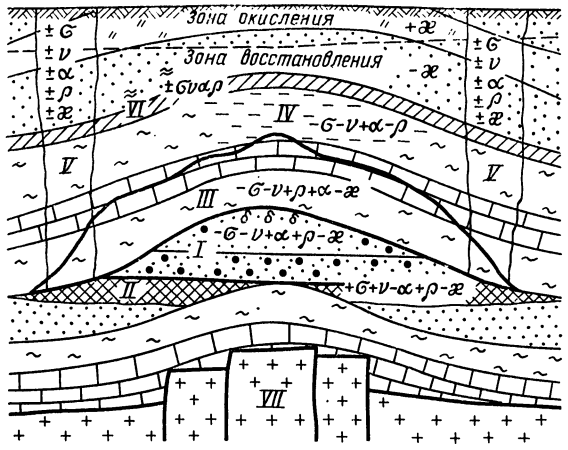
$h$ , мПа·с . . . 156 224 230 239 238 370  
 $\beta_n \cdot 10^5$ , МПа<sup>-1</sup> 162 94 94 92 100 94

С увеличением вязкости сжимаемость уменьшается. Удельное электрическое сопротивление нефтей достигает 10<sup>16</sup> Ом·м.



рис. XIII.3. Схема распределения физических свойств пород в пределах нефтегазоносных структур платформенного типа.

I — залежь нефти и газа;  
 II — залежатающий слой;  
 III — ореол вторжения;  
 IV — зона разуплотнения пород в своде структуры;  
 V — субвертикальные зоны разнотеняженных состояний пород;  
 VI — опорные границы между породами с различными физическими свойствами;  
 VII — фундамент; знаками «+» и «-» показано повышение или понижение физических параметров пород залежи по отношению к контурной части



На рис. XIII.3 приводится обобщенная схема распределения физических свойств для антиклинального нефтегазового месторождения, построенная по многочисленным данным бурения и геолого-геофизических исследований.

### Залежи нефти и газа

Физические свойства залежей нефти и газа прежде всего определяются соответствующими свойствами пород-коллекторов.

Характеризуясь большим разнообразием, в целом коллекторы подразделяются на две большие группы: песчано-алевритовые (терригенные), представленные в основном песчаниками, алевритами, алевролитами, и карбонатные, сложенные трещинными известняками и доломитами. Песчано-алевролитовые коллекторы имеют среднее значение пористости 15—20%. Карбонатные коллекторы имеют меньшую пористость (в среднем 10—15%) и проницаемость. Количество остаточной воды в порах колеблется от 5 до 65%. Значения коэффициентов нефтегазонасыщенности достигают 0,5—0,7 и более.

Большое влияние на физические свойства пород-коллекторов как карбонатных, так и терригенных оказывают вторичные (эпигенетические) процессы: уплотнение, вторичная цементация, возникновение минеральных новообразований в поровом пространстве и трещинах. Образующиеся при этом гидроокислы железа, кальцит, пирит, гипс, кварц, аутогенные глинистые минералы ухудшают коллекторские свойства пород, изменяя тем самым их физические свойства [16].

В то же время нефть характеризуется консервирующими свойствами, вследствие чего она затормаживает, а в ряде случаев полностью прекращает процессы аутогенного минералообразования, происходящего в водонасыщенной части. В результате этого в области залежи пористость и проницаемость, как правило, сохраняются высокими, что приводит к значительному различию физических свойств залежи и водоносной части коллектора.

Если нефть поступает в ловушку порциями, то в области залежи может наблюдаться горизонтально слоистое изменение коллекторских свойств (ухудшение сверху вниз), а следовательно и физических свойств. Нефть и газ, отличаясь по своим физическим свойствам от пластовых вод коллекторов, обуславливают различие в физических свойствах залежи и вмещающих пород.

**Плотность.** Для залежей нефти и газа определяется в основном плотностью пород-коллекторов, которая в свою очередь зависит от их пористости и в меньшей степени от минерального состава.

Нефть и газ способствуют уменьшению плотности в объеме залежи по отношению к водоносной части коллектора. В соответствии с этим величина  $\sigma_{эф}$  является отрицательной. Значение  $\sigma_{эф}$  определяется двумя факторами: различием плотностей

Эффективная плотность пород, обусловленная залежью

Месторождение	Мощность продуктивных пластов, м	Вид залежи	$\sigma_{эф}$ , г/см <sup>3</sup>	Гравитационное поле (относительная характеристика)
Шебелинское	220	Газ	0,07	Повышенное
Северо-Ставропольское	90—135	»	0,16	»
Урицкое	80	»	0,11—0,16	»
Восточно-Суловское	30	»	0,18	Пониженное
Первомайское	18	»	0,20	»
Степновское	54	»	0,12	»
Газлинское	270	»	0,15	Повышенное
Дмитровское	84	Нефть	0,05—0,08	Пониженное
Жетыбайское	200	»	0,05—0,08	Среднее
Анастасиевское	100	Газ	0,15—0,20	»

нефти или газа  $\sigma_{нг}$  и законтурной воды  $\sigma_{в}$ , заполняющей поры, а также степенью эпигенетических преобразований коллектора. Численное значение  $\sigma'_{эф}$  за счет первого фактора

$$\sigma'_{эф} = (\sigma_{в} - \sigma_{нг}) k_{п} \cdot k_{нг}, \quad (\text{XIII.3})$$

где  $k_{нг}$  — коэффициент нефтегазонасыщения.

При расчетах  $k_{п}$ ,  $k_{нг}$  берут в долях единицы. Считается, что для нефтяных месторождений  $\sigma'_{эф}$  часто находится в пределах 0,05—0,10 г/см<sup>3</sup>, а для газовых месторождений — 0,05—0,15 г/см<sup>3</sup>.

Численное значение  $\sigma'_{эф}$  за счет второго фактора определяется рядом причин и может в ряде случаев существенно превосходить  $\sigma'_{эф}$  (табл. XIII.1).

С глубиной изменение плотности и пористости довольно неравномерно; наибольшие изменения характерны для глубины 0—3 км. Как показывает опыт бурения глубоких скважин, пористость в объеме залежи остается высокой, составляя в ряде случаев 30 % (на глубинах 5—7 км и более).

**Удельное электрическое сопротивление и поляризуемость.** Электрическое сопротивление залежей нефти и газа нефтегазонасыщенных пластов может превосходить  $\rho$  водоносных пластов в 100 раз и более. Наиболее вероятная величина, характеризующая возрастание  $\rho$  нефтегазонасыщенных пластов, считается равной 10 (табл. XIII.2).

Минерализация пластовых вод оказывает существенное влияние на электрическое сопротивление залежей. Так, на месторождении нефти Сураханы для сураханской свиты с концентрацией NaCl примерно 14 % среднее значение  $\rho_{к}^{(H)}$  в контуре залежи равно 6,2 Ом·м, среднее значение  $\rho_{к}^{(B)}$  для водоносной части составляет 1,2 Ом·м. Для сабунчинской свиты с концентрацией солей 11 %  $\rho_{к}^{(H)} = 13,4$  Ом·м,  $\rho_{к}^{(B)} = 1,8$  Ом·м; для балханской свиты с концентрацией солей 5 %  $\rho_{к}^{(H)} = 20,4$  Ом·м,  $\rho_{к}^{(B)} = 5,7$  Ом·м.

Влияние термодинамических условий залегания проявляется главным образом через изменение электрических свойств насыщающего флюида. В общем случае увеличение всестороннего давления ведет к возрастанию сопротивления, а увеличение температуры — к уменьшению его, так как повышается проводимость флюида. В целом электрическое сопротивление почти всех видов пород с глубиной уменьшается, поскольку влияние температуры превалирует над влиянием давления.

Для оценки общего эффекта залежей продуктивная толща рассматривается как единый электрический горизонт. При таком подходе различие в сопротивлениях нефтегазонасыщенных и водоносных участков составляет в среднем до 2—3 раз, хотя

**Удельное электрическое сопротивление  
нефтегазоносных и водоносных пластов**

Отложения	Месторождение, район	Вид залежи	Удельное сопротивление, Ом·м	
			Нефтегазо-насыщенные пласты	Водо-насыщенные пласты
N <sub>2</sub> Горизонт IX	Небит-Даг	Нефть	2—20	0,2—5
	Газли	Газ	50—60	5—6
	Котур-Тепе	Нефть	18	3
	Окарем	»	10	2
	Грозненский	»	8—1000 и более	3—20
P <sub>3</sub>	Краснодарский	»	2—200 и более	1,7—3,5
P <sub>2</sub>	»	»	2,4—16	1,5—20
J	Южный Мангышлак	Нефть, газ	20—25	3—6
P <sub>2</sub> , P <sub>1</sub>	Александровское	Газ	2—120	2—12
P—T	Косцагыльское	Нефть	2,5	0,4
N <sub>1</sub>	Охинское	»	15—80	2—4
J <sub>3</sub>	Пунгинское	Газ	1000	10
J <sub>2</sub>	Доссорское	Нефть	10	0,7
C <sub>1</sub>	Жирное	»	12—500	1,5
D <sub>3</sub>	Самаролукский	»	12—1000	0,5—2
D <sub>3</sub>	Саратовский	»	200	1—3
D <sub>3</sub>	Ромашкинское	»	3—300	1—5
D <sub>3</sub>	Туймазинское	»	2—1200	0,4—4,5
N, P	Азербайджан	»	15—150	0,3—10
C	Днепровско-Донецкая впадина	»	4—50	3,5
J, T, C	То же	Газ	5—200	0,5—3,5

в отдельных случаях оно достигает 5. При малой мощности залежи (20—50 м) раз-  
личие составляет не более 30—50 %. Сопротивление газовых залежей несколько  
выше сопротивления нефтяных. Величина этих аномалий в большинстве случаев  
составляет первые десятки процентов по отношению к законтурной области.

В отдельных случаях, например, некоторые месторождения Юго-Западной Турк-  
мени (Котур-Тепе, Монжуклы и др.) отмечены аномалиями до 90—120 %. А на  
месторождении Кумсай (Прикаспийская впадина) над залежью наблюдалась ано-  
малия  $\rho_k$  до 180—240 % относительно законтурной части (25—30 Ом·м в контуре,  
8—14 Ом·м за контуром), причем залежь здесь неструктурного типа.

Месторождения нефти и газа характеризуются повышенной поляризуемостью  
пород как в области залежи, так и выше нее. Это связано с наличием пирита, обра-  
зовавшегося благодаря сложным взаимодействиям залежей нефти и газа с вмещаю-  
щими породами. Содержание пирита в отдельных горизонтах ряда месторождений  
(Радченковское, Кенкияк, Карасязь и др.) достигает 10—20 % от объема породы.

Поляризуемость пород  $\eta$  в контуре залежи может увеличиваться по сравнению  
с законтурной частью до 5—7 раз. Для непродуктивных структур увеличение  $\eta$   
в области свода не наблюдалось. Отмечено, что для нефтяных месторождений коэф-  
фициенты  $\eta$  выше, чем для газовых (табл. XIII.3).

**Скорость и поглощение продольных сейсмических волн.** Нефть и газ оказывают  
определенное влияние на скорость и поглощение волн при прохождении их через  
залежь, хотя величина этого влияния твердо не установлена. Данные изучения на  
ряде месторождений  $v_p$  и  $\alpha$  в условиях естественного залегания нефтегазоносных и

Поляризуемость пород для ряда месторождений нефти и газа и непродуктивных структур

Месторождение, площадь	Вид залежи	$\eta_{\max}$ , %		Величина аномалии $\eta$ , %
		в контуре залежи	за контуром залежи	
Газли	Газ	3,5—7,3	1—1,5	250—390
Узень	Газ, нефть	3,1	1—1,5	140—210
Северо-Ставропольское	Газ	3,0—6,4	1,8	180—260
Кенкияк	Нефть	12,8—15,4	1,5—2	670—750
Кумсай	»	5,0—6,4	8,5—3,5	80—100
Кокжиде	»	7,1—7,4	1,5—2	300—370
Мортук	»	3,2	1,5	110
Карасязь	Обильные нефтепроявления при бурении	4—5	1,5	170—230
Таспас	Непродуктивная; при бурении отмечались газопроявления	1,7	1,5	13
Беке	То же	1,5	1,5	—
Каракыр	Непродуктивная	1,0	1	—
Кожасай	Неразведанная бурением	5,1	3	70

водоносных слоев показали, что скорость в нефтегазовых отложениях  $v_{\text{нг}}$  уменьшается по сравнению со скоростью в водоносной части  $v_{\text{в}}$  в среднем на 0,5 км/с, или на 15—25 %.

В отдельных случаях уменьшение  $v_{\text{нг}}$  может достигать 1 км/с и более, или 30—35 %. Коэффициент  $\alpha$ , который целесообразнее называть эффективным, поскольку он характеризует действие многих факторов, увеличивается в 10 раз и более. Средние значения  $\alpha_{\text{в}}$  в водоносной части составляют первые единицы  $10^{-3} \text{ м}^{-1}$ , тогда как значение  $\alpha_{\text{нг}}$  в нефтегазовых залежах достигает больших величин. Наблюдения на искусственных газохранилищах показали увеличение поглощения в несколько десятков раз (табл. XIII.4).

В то же время теоретические и лабораторные исследования на различных моделях сред и естественных образцах с применением ультразвуковых установок подтвердили только относительный характер различия  $v_{\text{нг}}$ ,  $\alpha_{\text{нг}}$  и  $v_{\text{в}}$ ,  $\alpha_{\text{в}}$ , поскольку абсолютные их значения часто отличаются от измеренных в естественных условиях. Особенно это относится к поглощению. Так, абсолютные значения  $\alpha$ , вычисленные на основании усовершенствованной теории распространения волн Френкеля—Био, характеризуются единицами  $10^{-5} \text{ м}^{-1}$ , т. е. они на два порядка меньше экспериментальных.

Причина расхождения расчетных и экспериментальных данных пока еще не выяснена. Вероятно, это связано с тем, что в существующих теориях распространения волн не учитывается ряд факторов и особенно пониженная жесткость скелета в нефтегазовой залежи, обусловленная консервирующим действием нефти. Что касается газохранилищ, то резкое увеличение поглощения, по-видимому, связано с нарушением жесткости скелета вследствие закачки газа под большим давлением.

Зависимость коэффициента  $\alpha$  от частоты  $f$  более сложная по сравнению с линейной или квадратической, как это следует из теории поглощения волн: упругого послепействия и вязкого трения. Наличие поглощения волн, как известно, ведет к дисперсии скоростей, т. е. их зависимости от частоты. Теоретические расчеты показывают, что дисперсия  $v_{\text{р}}$  для нефтегазовых залежей обычно составляет несколько процентов [16].

Большое значение имеют термодинамические условия залегания нефти и газа. С повышением температуры  $v_{\text{р}}$  уменьшается, причем наиболее ярко в нефтенасы-

Скорости продольных сейсмических волн  $v_p$  и эффективные коэффициенты поглощения  $\alpha$  для некоторых нефтегазовых месторождений и непродуктивных структур

Месторождение, структура	Интервал исследования, м	Вид залежи	$v_p$ , м/с		$\alpha \cdot 10^3$ , м <sup>-1</sup>	
			в контуре залежи	за контуром залежи	в контуре залежи	за контуром залежи
Северо-Ставропольское	730—880	Газ	2000	2600	3,0	1,0
Анастасиевско-Троицкое	700—900	Вода	2050	2000	—	—
	900—1150	Газ—нефть	2120	2670	1,3	0,7
	1200—1750	То же	1620	2230	4,4	2,2
	1750—1870	Вода	2330	2530	—	—
Узеньское	300—1000	Газ	2400	2800	7,8	3,6
	1000—1200	Нефть	2920	3330	2,9	1,8
Жетыбайское	400—1200	Вода	2900	2800	—	—
	1400—2300	Нефть	3430	3800	—	—
Аташкя	700—1070	»	—	—	3,7	—
	1070—1500	Вода	—	—	1,9	—
Калмас	750—1300	Газ	—	—	0,2	—
	1300—1400	Вода	—	—	0,2	—
Кала	1480—1800	Нефть	2200	2700	20,5	1,8
Кюровдат	500—570	Газ—нефть	—	—	3,3	0,6
	815—880	То же	—	—	9,7	—
	880—980	Вода	—	—	1,0	—
	2190—2530	Газ—вода	—	—	10,7	0,7
Южное	3850—4000	Нефть	2530	3110	—	—
Ярегское	180—280	»	3260	3450	9,3	6,5
Елшанское-	450—600	Вода	—	—	2,4	2,4
Песчаноуметское	680—730	Газ	—	—	10,7	1,8
Мухановское	2080—2170	Нефть	2630	3350	—	—
Газли	340—1160	Газ	2350	—	1,1	—
Курбан-Али	200—1160	Вода	—	2400	—	0,3
Кухна-Гумбас	380—1220	»	—	2540	—	0,5
Кимерек	260—1400	»	—	2850	—	0,4
Ала-Дагир	680—1680	»	—	2740	—	0,2

щенных породах (до 30 % и более) по сравнению с газо- и водонасыщенными. Увеличение давления (глубины), наоборот, ведет к повышению  $v_p$ .

**Магнитная восприимчивость.** Нефть является диамагнетиком. Ее магнитная восприимчивость примерно равна  $(-1) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. В зависимости от плотности и состава магнитная восприимчивость нефти может несколько изменяться. В пластовых условиях нефть может характеризоваться даже слабыми парамагнитными свойствами, что обусловлено молекулярными свойствами органического компонент с железом и его окислами и повышенной концентрацией этих соединений.

Магнитные свойства газа неизвестны. По аналогии с другими газами можно предположить, что значение  $\chi$  газа имеет порядок  $1 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

Магнитные аномалии от залежей связываются с различием магнитной восприимчивости углеводородов и законтурных вод, а также пород коллектора в области залежи и вне ее (табл. XIII.5). Выполненные расчеты показывают, что магнитные аномалии от залежей невелики.

**Распространенность железистых минералов  
в породах нефтяных месторождений**

Минерал	Залежь	Эпигенетическая зона над залежью		Около-залежная зона
		восста-новительная	окислительная	
Магнетит	+ (-)	—	++	++
Магнетит в продуктивной толще Азербайджана	+	—	++	++
Маггемит	+	+	+	+
Гематит	—	+	++	++
Ильменит	—	+	++	++
Гидроокислы железа (гетит, лимонит и др.)	—	+	+	++
Титаномагнетит	?	+	+, ?	+
Сидерит	++	+	+	+
Хлорит	+	++	?	?
Пирит (марказит)	+	++	+	—
Халькопирит, другие сульфиды	?	+	+	—

Примечание. «++» — повышенное содержание; «+» — среднее содержание; «—» — минералы отсутствуют.

### Запечатывающий слой

В области контактов залежей нефти и газа образуется запечатывающий слой. Плотность пород здесь увеличивается на 0,2—0,4 г/см<sup>3</sup>, иногда на 0,6 г/см<sup>3</sup> по сравнению с областью залежи.

Другие физические свойства изучены меньше. Однако установлено, что в запечатывающем слое увеличиваются скорость сейсмических волн и электрическое сопротивление. Магнитные свойства пород коллектора в запечатывающем слое мало отличаются от магнитных свойств аналогичных пород в области залежи.

### Ореол вторжения (зона АВПД)

Появление ореола вторжения (см. рис. XIII.3) или возникновение аномально высокого пластового давления (АВПД, т. е. давления, превышающего на 10—20 % нормальное гидростатическое давление) сопровождается увеличением пористости глинистых пород-покрышек.

Результаты исследований изменения физических свойств глинистых толщ-покрышек над месторождениями с АВПД в Западном Апшероне показали, что под действием сверхвысокого пластового давления в залежи при вертикальной миграции флюидов давление передается в перекрывающие глинистые толщи: при этом в них оно часто бывает выше, чем в самой залежи.

Физические свойства глинистых пород в ореоле вторжения изменяются следующим образом: увеличивается пористость, уменьшается плотность, повышается битуминозность и газонасыщенность. Скорость сейсмических волн уменьшается. Электрическое сопротивление может уменьшаться, но может и увеличиваться. В локальных глинистых перекрытиях внутри самой залежи также наблюдается изменение физических свойств пород, аналогичное изменению этих свойств в глинистой толще покрышки.

Максимальные аномалии физических свойств характерны для сводовых частей структур; к ним приурочено наибольшее разуплотнение глинистых пород по сравнению с крыльевыми участками.

Влияние залежи с АВПД наблюдается не только в пределах перекрывающих глинистых толщ-покрышек и глинистых прослоев внутри залежи, но также и в коллекторах самой залежи, с чем связано увеличение их пористости. В целом характер влияния АВПД на физические свойства глинистых пород неодинаков в различных районах и зависит от ряда особенностей, в том числе от минерального состава и возраста глин, скорости осадконакопления, геотермической обстановки.

## Разуплотнение пород в сводах структур

В настоящее время накоплен обширный материал, свидетельствующий о наличии литолого-фациальных изменений пород в пределах отдельных структур.

В преобладающем числе случаев наблюдается уменьшение плотности пород от крыльев к своду. Впервые это явление было установлено Б. А. Андреевым (1973 г.) и названо послышной зональностью. В последние годы кроме этого определения используются «латеральная зональность», «латерально-послышная зональность» и др.

Разуплотнение пород в сводовых частях отмечается как для отдельных слоев, так и для ряда слоев, при этом охватываются значительные объемы осадочной толщи. Величина разуплотнения различна. Так, для структур Татарии уменьшение плотности карбонатных пород составляет  $0,06—0,19$  г/см<sup>3</sup> (З. М. Слепак, 1980 г.). Для ряда структур Азербайджана и Северного Кавказа разуплотнение пород в сводах структур достигает  $0,15—0,25$  г/см<sup>3</sup>. Разуплотнение приводит к уменьшению скоростей сейсмических волн до  $0,5$  км/с и увеличению их поглощения. Электрическое сопротивление зон разуплотнений изучено недостаточно полно. Однако на практике в разрезах  $\rho_k$  для зон разуплотнений наблюдаются аномалии пониженного сопротивления, что может свидетельствовать об уменьшении сопротивления.

Магнитные свойства пород выше залежи в значительной мере зависят от окислительно-восстановительной активности среды, которая подразделяется на две зоны.

В зоне восстановления (нижняя зона) железистые соединения частично переходят в более растворимые двухвалентные формы, которые могут выноситься к краям области над залежью и вне ее. Окисные и гидроокисные формы железа частично восстанавливаются до сульфидов, в основном пирита. Первичный магнетит под воздействием сероводорода переходит в другие формы и частично выносится. Все это приводит к уменьшению магнитной восприимчивости пород. Величина уменьшения  $\chi$  в среднем может составлять  $(40—60) \cdot 10^{-6}$  ед. СИ, а в отдельных случаях и более.

В зоне окисления (верхняя зона) железо находится в трехвалентном состоянии, что снижает его мигрирующие свойства, в том числе первичного магнетита. Здесь также происходит накопление гематита и ильменита различного генезиса. Кроме того, возможно появление вторичного магнетита под влиянием углеводородов, мигрирующих из залежи. Все это приводит к увеличению  $\chi$  пород зоны окисления от  $20$  до  $200 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ по сравнению с породами вне области над залежью. Подобное распределение с учетом других факторов может обусловить различные магнитные аномалии над продуктивными структурами: положительные, отрицательные и знакопеременные.

## Зоны субвертикальных неоднородностей пород или разнонапряженных состояний

В крыльевых частях структур установлено наличие зон аномально-высоких и низких напряжений горных пород, выражающееся прежде всего в увеличении и уменьшении плотности, пористости и скорости упругих волн пород по сравнению со сводовой частью (Л. М. Зорькин, Е. В. Карус и др.).

Количественные характеристики этих явлений изучены пока недостаточно. Однако сейчас имеются уверенные данные о проявлении зон неоднородностей в геофизических полях. Так, гравитационное и магнитные поля характеризуются повышенной изрезанностью кривых над зонами, небольшими отрицательными и положительными аномалиями. В электрических полях также наблюдается чередование относительно положительных и отрицательных аномалий.

Вынос радиоактивных веществ приводит к появлению «кольцевых» аномалий гамма-излучения. В сейсмическом поле наблюдаются совокупности положительных и отрицательных аномалий по поглощению.

## Опорные границы, фундамент

Опорные границы в осадочной толще или границы между слоями с различными физическими свойствами (плотностными, электрическими, акустическими) представляют пока основной объект исследований, особенно для сейсморазведки при поисках месторождений нефти и газа. Обычно число их в разрезе может достигать 10—15 и более, но, как правило, основной интерес представляют несколько границ. В физическом отношении эти границы характеризуются перепадом свойств (например, до 0,3—0,5 г/см<sup>3</sup> по плотности), выдержанностью их в горизонтальном направлении.

Аномалии геофизических полей, обусловленные опорными границами и фундаментом, в большинстве случаев заглушевывают аномалии от нефтегазовых залежей.

### Залежи других видов

Распределение физических свойств значительно усложняется при переходе к районам с солянокупольной тектоникой.

Глубокое залегание соляного массива может привести к образованию в надсолевых отложениях обыкновенных антиклинальных ловушек, отличающихся от рассмотренных выше наличием в ядрах соли. Чистая соль обычно характеризуется довольно выдержанными свойствами:  $\sigma = 2,1 \div 2,2$  г/см<sup>3</sup>,  $\rho = 10^4 \div 10^5$  Ом·м,  $v_p = 4,2 \div 5,5$  км/с. Примеры подобных месторождений встречаются в Днепровско-Донецкой (Шебелинское), Прикаспийской впадинах и других районах. Наличие соли существенно сказывается на физической характеристике толщ и структур.

Близкая картина наблюдается в районах развития глинистого диапиризма, например, в западной части Краснодарского края. Здесь в ядрах антиклинальных складок могут находиться глинистые диапиры с плотностью 1,7—1,8 г/см<sup>3</sup> и соответственно пониженной скоростью сейсмических волн и электрическим сопротивлением. Вмещающие породы имеют плотность 2,2 г/см<sup>3</sup>.

Залежи в рифовых массивах отличаются большой компактностью и запасами благодаря высокой пористости рифовых тел ( $k_{п}$  до 20 % и более). В физическом отношении эти месторождения пока изучены недостаточно. Установлено, что плотность рифовых известняков составляет в среднем 2,4—2,5 г/см<sup>3</sup>. Они могут находиться в глинистых породах с меньшей плотностью, а также и в более плотных известняках. В ряде случаев по плотности рифовые тела не отличаются от вмещающей среды. Аномалии геофизических полей связывают обычно не с самими рифовыми телами, а с вмещающей средой.

## § 53. ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПИЧНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР

Выявление особенностей и закономерностей изменения физических параметров пород в пределах локальных нефтегазоносных структур — одна из основных задач «структурной петрофизики».

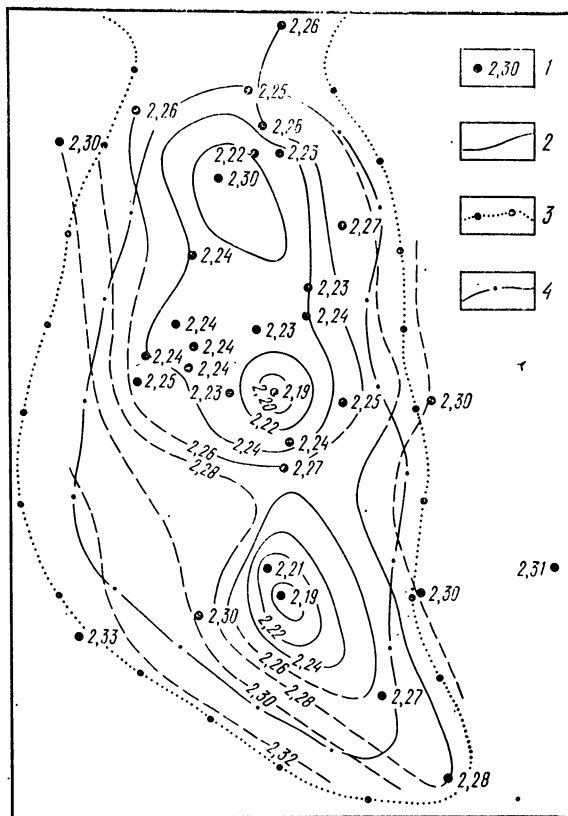
На молодой Западно-Сибирской платформе латеральное изменение плотности и пористости пород рассмотрено для двух случаев — структура нефтеносная и структура «пустая». В качестве примера нефтеносной структуры взято Усть-Балыкское нефтяное месторождение. Разрез Усть-Балыкского поднятия слагают в основном песчаники, алевролиты и аргиллиты. Плотность песчаников продуктивных пластов  $B_1$  и  $B_{2+3}$  для водонасыщенных образцов изменяется по площади от 2,23 (на своде) до 2,32 г/см<sup>3</sup> (на восточной периклинали). Изменение плотности водонефтенасыщенных песчаников этих пластов между сводом и периклиналию составляет 0,12 г/см<sup>3</sup>. Естественно, что нефтенасыщение обуславливает понижение плотности пород, находящихся внутри контура нефтеносности, и тем самым увеличение  $\Delta\sigma$  между этими участками (рис. XIII.4).

Плотность пород внутри контура и за контуром нефтеносности изменяется на 0,04 г/см<sup>3</sup>, а пористость — на 2 %:

	Внутри контура нефтеносности	За контуром нефтеносности
$\sigma_{ср}$ , г/см <sup>3</sup> . . . . .	2,27	2,31
$S_{\sigma}$ , г/см <sup>3</sup> . . . . .	± 0,026	± 0,021
$n_{ср}$ , % . . . . .	23,2	21,2
$S_n$ , % . . . . .	± 1,56	± 1,37



Рис. XIII.4. Схематическая карта плотности водонефтенасыщенных песчаников продуктивных пластов  $B_1 + B_{2+3}$  Усть-Балыкского месторождения (по Н. А. Туезовой).  
 1 — скважины и среднее значение плотности (в  $г/см^3$ ); 2 — изолинии плотности (в  $г/см^3$ ); 3 — контур нефтеносности пласта  $B_1$ ; 4 — контур нефтеносности пласта  $B_{2+3}$



Анализ критерия Стьюдента показал, что в обоих случаях разница между средними значениями параметров существенна.

Изменение по площади Усть-Балыкской структуры плотностных свойств песчаников водоносных пластов аналогично. Плотность пород возрастает от свода к периклинали приблизительно на  $0,03 г/см^3$ ; с глубиной эта разница уменьшается и на глубине примерно 2300 м кривые  $\sigma(H)$  сливаются. Для пород свода зависимости  $\sigma(H)$  оцениваются корреляционным отношением  $\eta = 0,86$ ; для песчаников периклинали  $\eta = 0,78$ . Пористость песчаников от свода к периклинали убывает на 2%; с глубины около 2300 м различия в значениях  $n$  не наблюдается. Анализ показывает, что в направлении от свода к крыльевым участкам структуры происходит увеличение глинистости песчаников от 6 до 8% и количества алевролитовой фракции, которое обуславливает пористость пород. В этом же направлении уменьшается медианный размер зерна от 0,245 до 0,135 мм и повышается коэффициент отсортированности от 1,68 до 2,17. У алевролитов нефтеносных пластов  $B_1 + B_{2+3}$  изменение плотностных свойств по площади происходит примерно так же: от свода к периклинали перепад плотности составляет  $0,06 г/см^3$ , пористости — 3,8%; минеральная плотность практически не изменяется. В водоносных пластах отмечается тенденция уменьшения плотности алевролитов и возрастание их пористости от крыльевых участков к своду.

Наиболее четкое изменение плотностных свойств пород по площади структуры наблюдается в интервале глубин 1800—2000 м у пород продуктивных пластов  $B_{1-5}$ ; здесь для всех литологических разностей отмечается возрастание к своду структуры пористости пород и уменьшение их плотности. Величина избыточной плотности внутри и вне контура нефтеносности  $\Delta\sigma = 0,03 \div 0,04 г/см^3$ .

Плотность и пористость пород, исправленные за давление  
(по Н. А. Туезовой)

Порода	Пласт	H, м	$n_{ср}$ , %	$n_{пл}$ , %	$\sigma_{ср}$ , г/см <sup>3</sup>	$\sigma_{вн}$ , г/см <sup>3</sup>	$\sigma_{пл}$ , г/см <sup>3</sup>
Песчаник:							
нефтеносный	Б <sub>1</sub>	2500	23,2	22,2	2,04	2,27	2,29
»	Б <sub>10</sub>	2350	21,8	20,2	2,07	2,29	2,31
водоносный	А	1950	22,4	21,2	2,06	2,29	2,31
»	Б <sub>6</sub>	2080	22,5	21,3	2,06	2,29	2,31
»	Б <sub>10</sub>	2350	18,5	17,0	2,35	2,35	2,37
Алеврит водоносный]	Б <sub>10</sub>	2350	14,0	12,0	2,29	2,43	2,46
Известковистая зерни-	—	1900—2500	4,0	3,6	2,59	2,63	2,64
стая порода							

П р и м е ч а н и е.  $n_{пл}$ ,  $\sigma_{пл}$  — пористость и плотность, исправленные за давление.

Т а б л и ц а XIII.7

Плотность и пористость основных классов пород  
Усть-Балыцкого месторождения с учетом геостатического давления  
(по Н. А. Туезовой)

Класс пород	Порода	$\delta_{ср}$ , г/см <sup>3</sup>	$n_{ср}$ , %	$\sigma_{вн}$ , г/см <sup>3</sup>
I	Песчаник:			
II	нефтеносный	2,65	21,7	2,28
III	водоносный	2,65	20,0	2,33
IV	алевритовый	2,65	18,0	2,36
V	алеврито-глинистый	2,66	12,0	2,46
	Известковистая зернистая порода	2,69	3,6	2,62

При определении избыточной плотности  $\Delta\sigma$ , которая может быть получена в тех же геологических условиях за счет того, что нефтеносные песчаники будут заполнены т.е. водой, а нефтью, мы исходили из того, что на Усть-Балыцком месторождении количество связанной воды в таких песчаниках составляет 25, а нефти 75 %. Избыточная плотность за счет нефти с плотностью 0,88 г/см<sup>3</sup> составляет здесь 0,03—0,04 г/см<sup>3</sup>, т.е. эффект от перепада плотностей равен эффекту за счет нефтенасыщения.

В результате уменьшения пористости под действием геостатического давления плотность возрастает в среднем на 0,02 г/см<sup>3</sup> (табл. XIII.6, XIII.7). Величина этой поправки не зависит от того, какие литологические разности слагают разрез — песчаники или алевриты. При изменении глубины залегания пород на 400 м (от 1950 до 2350 м) поправка за плотность увеличивается. В пределах Усть-Балыцкой структуры, где ее амплитуда равна примерно 140 м, фактор давления не будет оказывать влияния на плотность пород.

Для интервала 1800—2400 м Усть-Балыцкой структуры построен плотностной разрез, в котором плотность дана с учетом пластовых условий залегания пород: поправка за нефтенасыщение вычислена также применительно к пластовым условиям (рис. XIII.5).

К своду структуры наблюдается весьма незначительное уменьшение плотности (0,01—0,02 г/см<sup>3</sup>) для водоносных образцов. Нефтенасыщение вызывает умень-

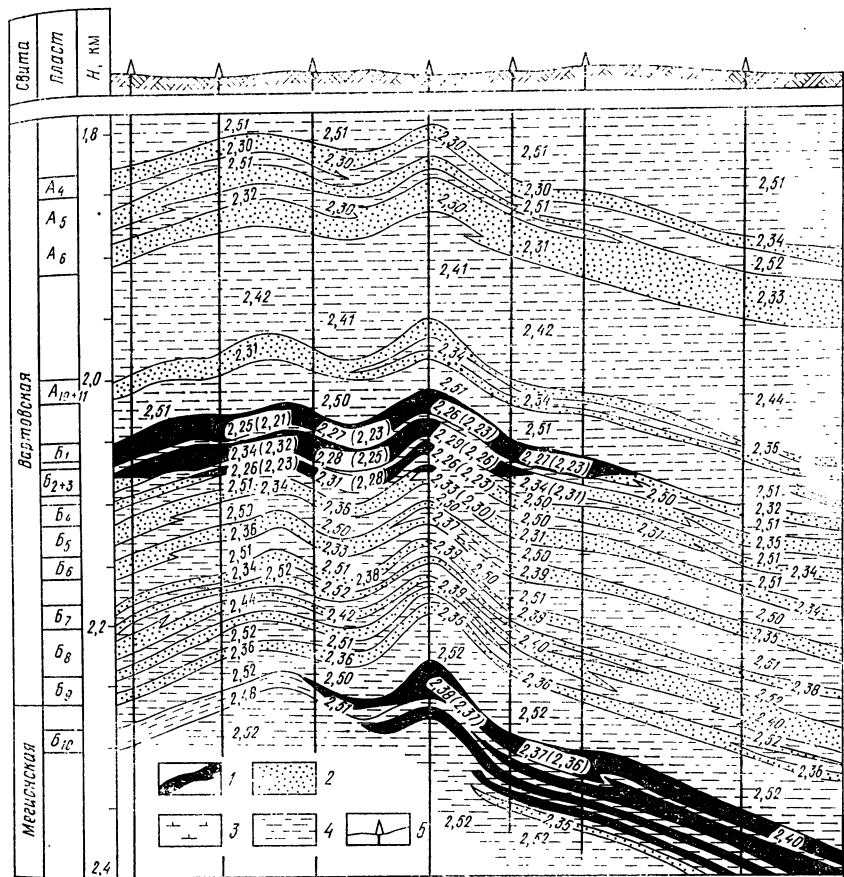


Рис. XIII.5. Плотностной разрез Усть-Балыкской площади (по Н. А. Туезовой).  
 1 — нефть; 2 — песчаник; 3 — известняк, диатомовая глина; 4 — глина; 5 — скважины.  
 Плотность в г/см<sup>3</sup> (в скобках — плотность нефтенасыщенных пород)

шение плотности не более чем на 0,01 г/см<sup>3</sup>, причем только в том случае, когда нефтяная залежь имеет достаточно большую мощность.

Изменение плотности и пористости пород на «пустых» локальных структурах происходит примерно так же, как на нефтяных (Н. И. Брюзгина, Н. А. Туезова, 1971 г.).

На Баклянской площади перепад плотности  $\Delta\rho$  в верхних частях разреза составляет 0,06 г/см<sup>3</sup>, пористости 3%. С глубиной это различие уменьшается и на глубине около 2600 м сводится к нулю. На своде структуры пористость песчаных пород на 5—7% больше, чем на периклинали; глинистые породы по пористости не различаются. Кроме того, в сводовой части структуры песчаных пород значительно больше, чем в периклинали. С глубиной различие в процентном содержании песчаных и глинистых пород в сводовой и крыльевой частях уменьшается; сглаживаются и различия в физических параметрах. Таким образом, уменьшение плотности пород на своде Баклянской структуры объясняется изменением соотношения мощности песчаных и глинистых пород.

На Парабельской площади породы свода и периклинали различаются по плотностным свойствам существенно. На глубине примерно 1000 м разница в пористости

## Скорость продольных волн в водонасыщенных и нефтенасыщенных образцах

Пласт	n в атмосферных условиях, %	v <sub>p</sub> , км/с			Изменение v <sub>p</sub> , %
		в сухих образцах в атмосферных условиях	в водонасыщенных образцах в пластовых условиях	в нефтенасыщенных образцах в пластовых условиях	
B <sub>1</sub>	21,6	1,940	3,58	3,58	1,5
B <sub>1</sub>	21,1	2,200	3,90	3,67	4,3
B <sub>1</sub>	22,3	1,975	3,58	3,50	2,0
B <sub>2+3</sub>	22,1	2,135	3,69	3,58	3,0
B <sub>2+3</sub>	23,5	2,000	3,57	3,53	1,3
B <sub>2+3</sub>	19,3	2,200	3,85	3,80	1,2
B <sub>2+3</sub>	20,5	2,265	3,96	3,90	1,5
B <sub>10</sub>	22,0	1,860	3,85	3,76	2,2
B <sub>10</sub>	19,4	2,295	3,81	3,72	2,2
B <sub>10</sub>	20,0	2,110	3,94	3,81	3,5
B <sub>10</sub>	18,5	2,190	4,07	4,03	1,1

пород сводовой и крыльевой частей структуры составляет около 3 %. С глубиной эта величина постепенно уменьшается и на глубине 2200 м сводится к нулю. Аналогичная картина наблюдается в изменении с глубиной плотности пород: в верхних частях разреза плотность пород в сводовой части на 0,05 г/см<sup>3</sup> меньше плотности пород, вскрытых на периклинали; с глубиной это различие уменьшается и в интервале 2200—2300 м сводится также на нет. По пористости и плотности песчаные породы 1-Р и 2-Р не различаются. Перепад в значениях плотности от свода к крыльевым участкам объясняется частичным замещением песчаников алевролитами. Действительно, в покурской свите скв. 1-Р песчаных пород в 1,5 раза больше, чем в скв. 2-Р, а алевролитов в 3 раза меньше. В киялинской свите песков и песчаников на своде в 10 раз больше, чем на периклинали. Алевролиты в скв. 1-Р отсутствуют; в скв. 2-Р их 16 %.

Из приведенных материалов и данных по другим структурам следует, что характер изменения плотностных свойств пород по площади «пустых» структур аналогичен изменению их для нефтеносных структур, а именно от свода к периклинали здесь также наблюдается уменьшение пористости и возрастание плотности пород, причем на глубине 100—1200 м  $\Delta n = 3 \div 5$  %,  $\Delta \sigma = 0,05 \div 0,07$  г/см<sup>3</sup>; вниз по разрезу разница уменьшается и на глубине 2300—2600 м исчезает совсем. На разрезах, исследованных на Усть-Балыкском месторождении, величины  $\Delta n$  и  $\Delta \sigma$  на «пустых» структурах имеют те же значения:  $\Delta n = 2$  %,  $\Delta \sigma = 0,03$  г/см<sup>3</sup>. Таким образом, характер площадного изменения плотностных свойств пород на «пустых» структурах Западно-Сибирской плиты такой же, как и на нефтеносной структуре, когда порода насыщена водой.

Относительно изменения скорости распространения продольных волн по латерали исследования показали, что в направлении от свода к крыльевым участкам, от нефтенасыщенной части пластов B<sub>1</sub> и B<sub>2+3</sub> к законтурным происходит небольшое увеличение плотности пород и не отмечается изменения скорости продольных волн, измеренной на сухих образцах (Н. И. Брюзгина, Н. А. Туезова, 1971 г.). Изучение скорости продольных волн в образцах со 100 %-ным водонасыщением и после замещения подвижной части воды моделью нефти показало (табл. XIII.8), что разница в скоростях для водо- и нефтенасыщенных пород не превышает 4 %, а в среднем составляет 2 % (Л. М. Дорогницкая, 1971 г.). Итак, изменение скорости распространения продольных волн по простиранию пласта в данном случае обусловлено сменой флюида, насыщающего поровое пространство. Если проследить дальнейшее изменение пласта по его простиранию, то можно заметить, что литолого-петрографический состав отложений изменяется более существенно. Литологическое замещение можно про-

Физические свойства песчаников ярактинской пачки

Класс пород-коллекторов	Номер скважины	$\delta$ , г/см <sup>3</sup>	$\sigma_{ВН}$ , г/см <sup>3</sup>	$n$ , %
II—III	19	2,66	2,39	14,2
IV	26	2,68	2,46	13,6
V—VI	22, 36	2,69	2,60	5,8

следить для пласта  $B_{10}$ , который на своде представлен плотными аргиллитами с  $v_p = 2,65$  км/с (в сухих образцах в атмосферных условиях), а на юго-восточном крыле — породами-коллекторами с  $v_p = 2,11$  км/с. Приведение значений скорости к пластовым условиям дает для аргиллитов  $v_p = 3,8$  км/с, а для водонасыщенных пород-коллекторов  $v_p = 3,65$  км/с.

Таким образом, замещение пласта-коллектора глинистым пластом обуславливает увеличение скорости всего на 4—5 %. Это изменение соответствует по величине уменьшению скорости за счет замены флюида воды нефтью и действует в том же направлении.

В заключение оценим коэффициент отражения упругих волн на границе водо-нефтяного контакта. Для случая нормального падения плоских волн величина его будет определяться соотношением акустических жесткостей нефте- и водонасыщенного пласта. Учитывая изменение плотности пород вследствие водо- и нефтенасыщения, равное примерно 0,04 г/см<sup>3</sup>, для пород с пористостью 20—25 %, и изменение скорости в зависимости от насыщения, равное 2—3 %, получим коэффициент отражения, не превышающий 0,05. Это означает, что водонефтяной контакт Усть-Балыкского месторождения является слабой сейсмической границей, и регистрация отражений от него вряд ли возможна даже в предположении ее достаточной регулярности и протяженности.

В пределах древней Сибирской платформы разрез локальных нефтегазоносных структур сложен терригенными и карбонатными образованиями. Продуктивные горизонты на одних площадях представлены терригенными (чаще всего песчаниками), на других — карбонатными (доломитами) породами.

На Ярактинском нефтегазовом месторождении, которое в тектоническом отношении приурочено к южной периклинали Непского свода, объектом нефтепоисковых работ является нижнемотская подсвита. Современная структура по кровле нижнемотской подсвиты представляет собой пологую моноклираль, наклоненную в южном направлении. Продуктивным горизонтом на этой площади является терригенная ярактинская пачка. Наименьшей плотностью породы этой пачки характеризуются в скв. 19, 26 и 27 (2,48—2,56 г/см<sup>3</sup>), где они представлены на 88—93 % песчаниками; остальное составляют глинистые породы. В скв. 30, где песчаников всего 26 %, а глинистых и алевритовых пород 62 и 12 % доломитов, плотность равна 2,65 г/см<sup>3</sup>. Фациальное замещение в восточном направлении песчаных пород алевролитами и аргиллитами, появление карбонатных отложений обуславливают повышение в этом направлении плотности пород.

Если проанализировать изменение по площади плотностных параметров пород-коллекторов (песчаников и алевролитов) ярактинской пачки и сопоставить эти данные со схемой распространения пород-коллекторов нижнего пласта ярактинской пачки Ярактинско-Аянского месторождения, составленной Т. Н. Дергачевой (1978 г.), то можно видеть, что распределение плотностных свойств находится в соответствии с распространением пород-коллекторов различных классов. Так, песчаники ярактинской пачки скв. 19, которые относятся к коллекторам II—III классов, характеризуются наименьшей плотностью (табл. XIII.9). Песчаники скв. 26, которые соответствуют коллекторам IV класса, имеют несколько большие плотности. Еще более высокую плотность и значительно меньшую пористость имеют зернистые породы в скв. 22 и 36, где породы отвечают коллекторам V—VI классов.

Скорость распространения продольных упругих волн на Ярактинском нефтегазовом месторождении в отложениях продуктивной ярактинской пачки уменьшается

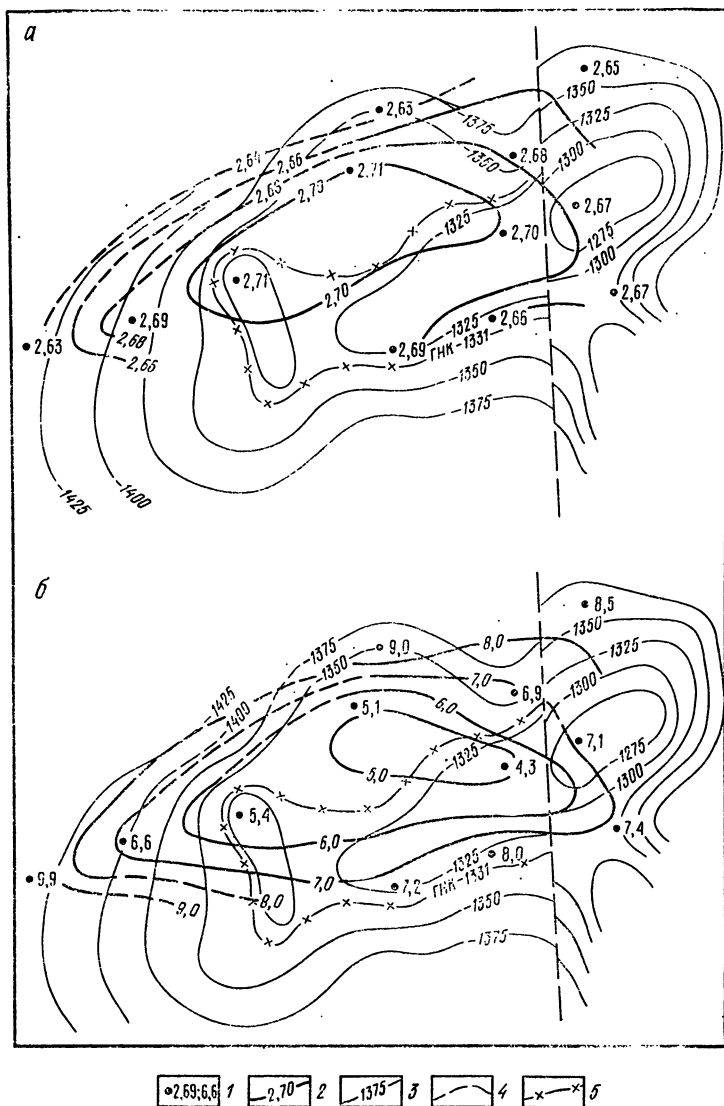


Рис. XIII.6. Схематические карты плотности (а) и пористости (б) доломитов юрьюского горизонта Верхневилучанской локальной структуры.

1 — скважины со значениями плотности (в г/см<sup>3</sup>) и пористости (в %); 2 — изолинии плотности и пористости; 3 — изогипсы по кровле юрьюского горизонта (в м); 4 — тектонические нарушения; 5 — газонефтяной контакт

от 5 до 3,5 км/с в сторону подъема Непского свода. Такая закономерность обусловлена в основном увеличением в этом направлении песчаного и уменьшением глинистого материала в породах пачки. На уменьшении скорости сказались структурные особенности региона, связанные с общим восстанием слоев в сторону Непского свода. Изолинии  $v_p$  строго повторяют по конфигурации изолинии плотности и пористости.

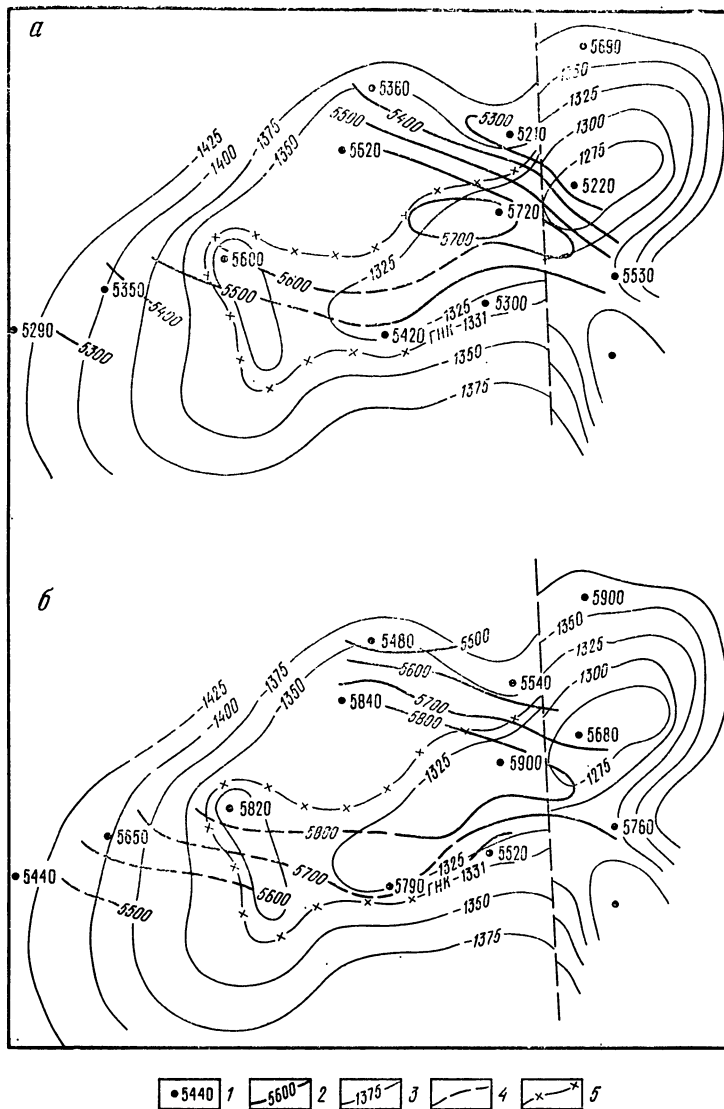


Рис. XIII.7. Схематические карты скорости продольных волн в атмосферных (а) и пластовых (б) условиях залегания в доломитах юрасского горизонта Верхневилючанской локальной структуры.

1 — скважины со значениями скорости (в м/с); 2 — изолинии скорости; 3 — изогипсы по кровле юрасского горизонта; 4 — тектонические нарушения; 5 — газонефтяной контакт

О латеральном изменении параметров пород Атовского газового месторождения можно судить по отложениям усольской свиты и нижнемотской подсвиты.

Сравнение плотностных свойств пород усольской свиты вряд ли может свидетельствовать о чем-либо другом, кроме как о различной в отдельных скважинах мощности допластов каменной соли, содержащейся в этой свите. Можно сравнить плотность до-

митов усольской свиты по этим трем скважинам: средние значения  $\sigma$  колеблются от 2,78 (скв. 10) до 2,8 г/см<sup>3</sup> (скв. 12), т. е. практически изменения не наблюдается.

Плотность песчаников продуктивной нижнемотской подсвиты на этой площади изменяется следующим образом: для скв. 10  $\sigma_{\text{вн}} = 2,65$  г/см<sup>3</sup> (19 образцов); для скв. 13  $\sigma_{\text{вн}} = 2,6$  г/см<sup>3</sup> (7 образцов).

У алевролитов, вскрытых скв. 10, плотность на 0,02 г/см<sup>3</sup> больше плотности таких же пород, вскрытых в скв. 13. Примерно такое же распределение отмечается у аргиллитов. Геологический разрез через скважины Атовского месторождения (Н. В. Мельников, Б. Л. Рыбьяков и др.) позволяет предположить, что именно такое распределение плотности алевролитов и аргиллитов обусловлено глубиной залегания и мощностью нижнемотской подсвиты. На плотность песчаников влияет газовый фактор, так как в скв. 10 породы «чистые», а в скв. 13 к парфеновскому горизонту приурочена газовая залежь.

Совершенно иной характер распределения плотностных параметров наблюдается по площади Верхневилючанской нефтегазовой структуры, где продуктивный юрхский горизонт нижнего кембрия сложен доломитами. К своду структуры, как это следует из рис. XIII.6, тяготеет плотностной максимум и минимум пористости; изменение плотности и пористости по латерали происходит в диапазоне значений 2,63—2,71 г/см<sup>3</sup> и 4,3—9,9 %. Эта картина дифференциации по площади плотностных параметров может быть обусловлена распределением литологических типов пород. В западном блоке структуры в его центральной и южной частях во время формирования юрхского горизонта отлагались преимущественно доломиты с редкими прослоями известняков, иногда водорослевых. В направлении к северному, западному, а также восточному блоку структуры роль известняков повышается до 15 % (локально до 30 %). Также в направлении центральной части структуры, где водорослевые образования в породах составляют <10 %, к периклинальной и в восточном блоке структуры процентное содержание водорослевых образований возрастает до 35—40 % от мощности горизонта. Сопоставление этих карт со схемами изопористости и изоплотности позволяет говорить о том, что участкам наиболее высоких значений плотности соответствуют доломиты, в которых известкового материала <10 %; увеличение же его в доломитах соответствует уменьшению плотности. Кроме того, наиболее плотными доломитами являются те, у которых содержание органогенно-водорослевых пород <10 %; возрастание в породе их содержания способствует уменьшению плотности.

Карта изопористости и изоплотности доломитов соответствует в основных чертах карте распределения коллекторских свойств пород.

Влияют на распределение по площади структуры плотности и пористости доломитов и процессы выщелачивания, хотя они не получили здесь широкого распространения. Достаточно широко развито в отложениях этой площади окремнение. Содержание кремнезема в породах локально достигает 45 %, где оно заполняет внутри- и межзерновое пространство.

Распределение скорости распространения упругих волн на Верхневилючанской площади в латеральном плане происходит в общих чертах аналогично изменению плотности: от свода к периклинали наблюдается уменьшение  $v_p$  от 5,72 (5,9) до 5,2 (5,44) км/с (рис. XIII.7). Причины подобной дифференциации скорости по площади структуры, по-видимому, те же, о которых мы говорили при рассмотрении карт изоплотности.



## ГЛАВА XIV

# ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

---

Большое разнообразие состава и генезиса твердых полезных ископаемых обуславливает широкий диапазон изменения их физических параметров. Значительная часть металлов и неметаллов обладает экстремальными свойствами — очень высокой или крайне низкой электропроводностью, теплопроводностью, магнитностью, жесткостью, упругостью и др., что определяет полезность их использования в промышленности и технике. Экстремальные значения физических параметров элементов частично сохраняются в рудных минералах и в богатых рудах; резко снижаются они во вкрапленных рудах и не характерны для руд редких и рассеянных элементов. Широкой гаммой свойств обладают ископаемые угли различного генетического типа и метаморфизма.

Дифференциация физических свойств горных пород и руд (углей) определяет эффективность применения методов разведочной геофизики и возможность разработки петрофизических прогнозных и поисковых критериев различных типов месторождений твердых полезных ископаемых. Большое значение для прогнозной металлогенической оценки регионов имеет генетическая связь рудных и геологических (рудноносных) формаций, а для поисковых работ — петрофизическая зональность месторождений.

Вопросы закономерного образования различных рудных формаций в процессе тектоно-магматического развития регионов рассмотрены во многих работах (Ю. А. Библина, Д. В. Рундквиста, А. С. Семенова, В. И. Смирнова, Е. Т. Шаталова и др.). Анализ петрофизики геологических формаций на основе указанных и других геологических работ (А. А. Смыслова, Д. С. Харкевича) позволил прийти к выводу об общей связи физической характеристики рудоносных формаций с их металлогенической специализацией [32]. Так, для базит-гипербазитовой ассоциации, являющейся продуктом мантийных глубинных магм и характеризующейся высокой плотностью и слабой намагниченностью, типичен сидерофильный геохимический тип рудных формаций; для мантийных подкорковых и нижнекорковых магм с высокой и средней плотностью и высокой намагниченностью базитовых и андезитовых ассоциаций характерен сидерофильный и литофильный тип рудных формаций; к верхнекорковым магмам приурочено образование гранит-липаритовой ассоциации невысокой плотности и слабой намагниченности с типичной для нее халькофильной группой рудных формаций. С щелочной ассоциацией мантийных магм, преимущественно высокой намагниченности, связано образование рудных формаций литофильного типа (рис. XIV.1).

Различная петрофизическая характеристика рудоносных геологических формаций отражается в магнитных, электромагнитных, гравитационных полях и определяет возможность использования геофизики при общем металлогеническом прогнозировании.

Для проведения поисковых геофизических работ большое значение имеет изучение петрофизической зональности, связанной с физической характеристикой вмещающих горных пород, метасоматических зон и рудных формаций. Петрофизическая классификация рудных эндогенных месторождений с использованием этих критериев составлена Г. А. Соловьевым (табл. XIV.1). Наиболее интересные выводы из классификации — большее различие в физической характеристике различных генетических типов месторождений одного металла при меньшем отличии в характеристике генетически близких типов месторождений разных металлов. Соответственно определяется эффективный комплекс геофизических методов при проведении поисковых работ.

Закономерная связь физических свойств пород осадочных формаций с генетическим типом и метаморфизмом углей была показана в гл. XI. Эта связь позволяет прогнозировать по физической характеристике пород марочный состав углей, в определенных условиях проводить картирование угольных пластов геофизическими методами.

**Петрофизическая классификация эндогенных месторождений  
цветных, редких и благородных металлов (по Г. А. Соловьеву [86])**

Характеристика петрофизической группы	Характеристика петрофизического типа	Рудные формации
Высокие плотность и электропроводность сплошных руд, низкая плотность метасоматитов, высокая поляризуемость прожилковых и вкрапленных руд	1. Малые магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность метасоматитов и руд, залегающих в вулканогенно-осадочных породах 2. Малые магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность метасоматитов, низкая и средняя магнитная восприимчивость руд, залегающих в терригенных отложениях 3. Высокие магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность руд, залегающих в метаморфизованных породах	Медноколчеданная, медноцинкоколчеданная, колчеданно-полиметаллическая, серноколчеданная, золото-сульфидная Медно-цинкоколчеданная, колчеданно-полиметаллическая  Медноколчеданная, медноцинко-колчеданная метаморфизованная
Средняя плотность метасоматитов. Повышенная поляризуемость прожилковых и вкрапленных руд	4. Высокие и средние магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность скарнов, высокие плотность, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность руд, средняя и высокая электропроводность руд, залегающих среди карбонатных пород 5. Низкие и средние магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность скарнов и руд, высокая плотность руд, высокая и средняя электропроводность руд, залегающих среди карбонатных пород 6. Низкие и средние магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность скарнов и руд, низкие плотность и электропроводность руд, залегающих среди карбонатных пород	Халькопирит-магнетитовая, известково-скарновая  Свинцово-цинковая скарновая, шеелит-сульфидно-скарновая, шеелит-скарновая  Шеелит-молибденитовая скарновая, молибденитовая скарновая, золоторудная скарновая
Низкие плотность и электропроводность руд, низкая плотность метасоматитов, повышенная поляризуемость руд	7. Малые магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность руд, расположенных среди изверженных пород	Медно-молибденитовая, молибденитовая, молибден-урановая, редкоземельно-торий-урановая, золото-кварцевая, золото-серебряная

**Ш то к в е р к о в ы е м е с т о р о ж д е н и я**

Характеристика петрофизической группы	Характеристика петрофизического типа	Рудные формации
<p>Низкие плотность и электропроводность руд, низкая плотность метасоматитов, повышенная поляризуемость руд</p>	<p>8. Малые магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность руд, расположенных в экзо- и эндоконтактах гранитоидов</p> <p>9. Малые магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность руд, расположенных среди магнитных роговиков</p> <p>10. Чередующиеся зоны повышенной и пониженной намагниченности среди изверженных пород</p> <p>11. Малые магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность руд, расположенных среди серпентинитов</p> <p>12. Малые магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность руд, расположенных среди осадочных пород</p>	<p>Медно-молибденовая, молибденовая, редкоземельно-торий-урановая, кварц-сульфидно-гюбнеритовая, вольфрамовая грейзеновая, касситерит-кварц-сульфидная, молибден-вольфрамовая грейзеновая, касситерит-силикатная</p> <p>Медно-молибденовая, молибден-урановая, вольфрамовая грейзеновая, молибден-вольфрамовая грейзеновая, касситерит-сульфидная</p> <p>Молибденовая, молибден-урановая, редкоземельно-торий-урановая, молибден-вольфрамовая грейзеновая</p> <p>Магнезиально-карбонатно-киноварная, листовитовая золоторудная</p> <p>Кварц-флюорит-киноварная, настуран-карбонатная, кварц-диккит-киноварная, карбонатно-киноварная</p>

## Ж и л ь н ы е м е с т о р о ж д е н и я

<p>13. Малые магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность жил и метасоматитов, залегающих в вулканогенных и осалочных породах</p> <p>14. Низкие и средние магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность жил, малые магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность метасоматитов, залегающих в вулканогенных и осадочных породах</p> <p>15. Малые и низкие магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность жил; чередующиеся зоны повышенной и пониженной намагниченности в метасоматитах, расположенных среди вулканогенных и осадочных пород</p>	<p>Золото-кварцевая, золото-серебряная, кварц-сульфидно-гюбнеритовая, кварц-молибденитовая, касситерит-сульфидная, касситерит-силикатная</p> <p>Золото-кварц-сульфидная с пирротин-тетраэдрит-халькопиритовой ассоциацией, касситерит-сульфидная, касситерит-силикатная</p>	<p>Редкоземельно-торий-урановая, золото-кварц-сульфидная</p>
---	---	--

Этап	Петрофизическая ассоциация	$\sigma, \text{г/см}^3; J, \text{А/м}$					Металлогенетическая специализация
		2,5	2,7	2,9	3,1	3,3	
		J 0		1500		6000	
Регрессивный	8						C Fe, Fe(Ti)
	7		$\sigma$		J		C(X) Ni(Cu), Fe, Fe(Ti)
	6						Л(C) Nb, Ta, Zr и др. Ti-Fe, Rb, P, Al
	5						C, X, (Л) Cu(Mo), W(Mo), W, Au(Mo), Pb-Zn, Ta, Nb
Прогрессивный	4						X(Л) Sn, Sn(W), Ag, Au(Ag)
	3						C, X Cu(W, Mo) Au(W, Mo), Mo(W), Fe(Cu), Fe(Mn), Au(Mo), Pb-Zn
	2						C, X Fe, Fe(Mn), Fe(Cu), Fe(W) Ti Fe, Cu(Au)
	1						C Ni, Ni-Cu, Pt, Ir, Os, Cr

Рис. XIV.1. Плотность и намагниченность петрофизических ассоциаций геологических формаций и их металлогенетическая специализация (по Н. Б. Дортман).

Петрофизическая ассоциация, тип первичных магм: 1 — базит-гипербазитовая, мантийные глубинные магмы (глубинные горизонты), 2 — габбро-диабазовая, мантийные подкорковые толетовые магмы, 3 — диорит-андезитовая, нижнекоровые магмы, 4 — гранит-липаритовая, верхнекоровые магмы, 5 — лейкогранит-трахиллипаритовая, нижнекоровые магмы, 6 — щелочная, мантийные и нижнекоровые щелочные магмы, 7 — базальтовая, мантийные толетовые магмы, 8 — щелочно-ультраосновная, мантийные щелочные магмы; геохимический тип: C — сидерофильный, X — халькофильный, Л — литофильный; в скобках указаны элементы подчиненного значения

На месторождениях твердых полезных ископаемых всех типов применимы геофизические методы изучения разрезов скважин, выделения металлических и неметаллических руд и углей.

## § 54. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РУД ЧЕРНЫХ И ЛЕГИРУЮЩИХ МЕТАЛЛОВ

### Железные руды

Наиболее крупные эксплуатируемые месторождения железных руд относятся к следующим железорудным формациям: 1) титаномagnetитовой; 2) magnetитовой скарновой; 4) железистых кварцитов; 4) магнезиоферритовой скарновой; 5) маритов и бурых железняков кор выветривания; 6) лептохлоритовой (оолитовой).

Основные рудные минералы четырех первых формаций (магнетит, титаномagnetит, маггемит и магнезиоферрит) имеют высокую плотность (4,51—5,26 г/см<sup>3</sup>), которая более чем в 1,5 раза превышает плотность породообразующих минералов. Для руд этих формаций характерна невысокая пористость, поэтому железные руды указанных формаций характеризуются также высокой плотностью, растущей с увеличением содержания рудных минералов.

Зависимость минеральной плотности от процентного содержания железа Fe выражается формулой

$$\frac{1}{\delta} = \frac{\text{Fe}}{\rho_0 \delta_p} + \frac{\rho_0 - \text{Fe}}{\rho_0 \delta_n}, \quad (\text{XIV.1})$$

Рис. XIV.2. Зависимость минеральной плотности мономинеральных железных руд от содержания в них железа

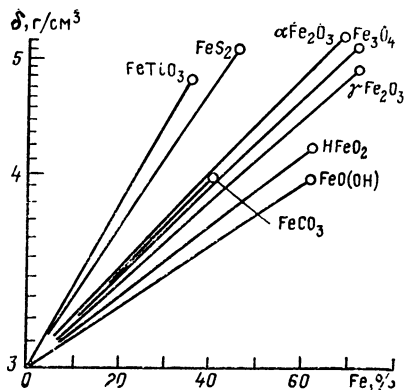
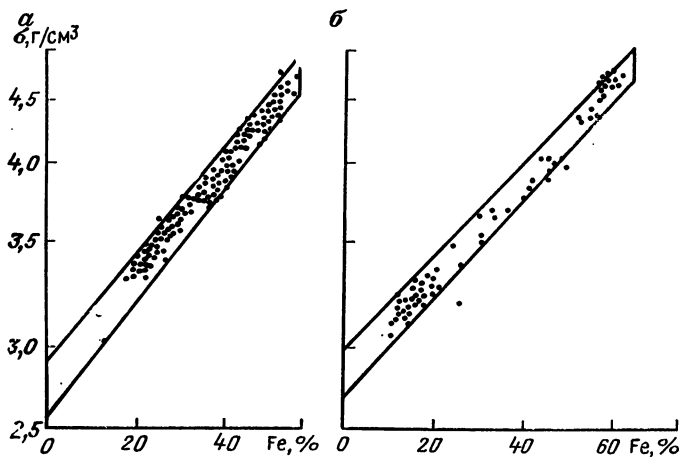


Рис. XIV.3. Зависимость плотности титаномагнетитовых руд от содержания в них железа (по материалам Уральского геологического управления).

Месторождения: а — Качканарское ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$  — 57 %,  $\text{FeTiO}_3$  — 43 %), б — Первоуральское ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$  — 75 %,  $\text{FeTiO}_3$  — 25 %). На рисунке показана область изменения плотности руд



где  $\delta$  — минеральная плотность руды;  $\delta_p$  — средняя минеральная плотность рудных минералов;  $P_0$  — среднее массовое содержание железа в рудных минералах;  $\delta_n$  — средняя минеральная плотность нерудных минералов.

Теоретические графики зависимости минеральной плотности от процентного содержания железа для различных мономинеральных руд при постоянной минеральной плотности нерудных минералов ( $\delta_n = 3 \text{ г/см}^3$ ) изображены на рис. XIV.2; экспериментальные данные приведены на рис. XIV.3—XIV.7. В пределах одного месторождения состав рудных минералов обычно постоянен; состав же нерудных минералов часто значительно изменяется. Поэтому экспериментальные точки на диаграммах располагаются веерообразно.

Богатые окисленные (мартитовые) руды кор выветривания железистых кварцитов обладают повышенной плотностью, более высокой, чем первичные руды. Для них характерно уменьшение плотности с увеличением содержания железа за счет увеличения пористости (см. рис. XIV.6).

Железные руды осадочных месторождений лептохлоритовой формации имеют наиболее низкую плотность ( $1,6\text{--}2,2 \text{ г/см}^3$ ). Для них характерна довольно слабая связь плотности с содержанием железа. Это обусловлено сравнительно невысокой минеральной плотностью ( $\delta_{\text{max}} = 4,28 \text{ г/см}^3$ ) рудных минералов (сидерит, гетит, гидрогетит, лепидокрокит) и высокой пористостью руд.

Средние значения плотности, магнитной восприимчивости и фактора  $Q$  самих руд для месторождений различных железорудных формаций приведены в табл. XIV.2.

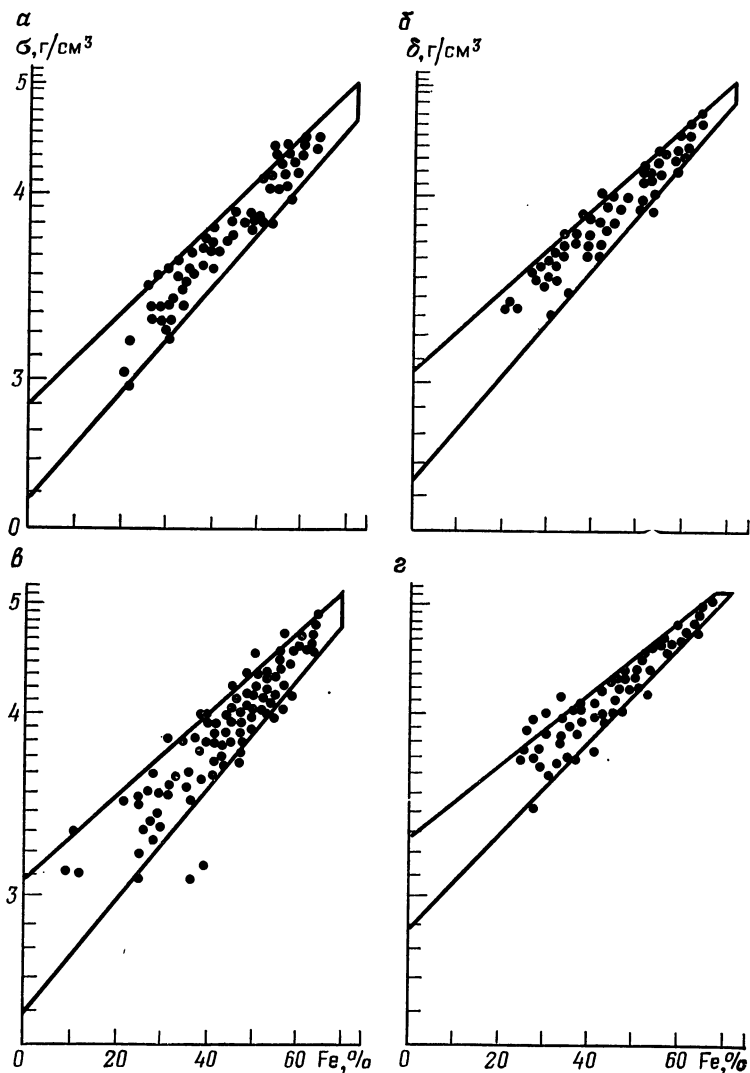


Рис. XIV.4. Зависимость плотности и минеральной плотности железных руд скарновых месторождений от содержания в них железа.

*а, б* — Таштагольское месторождение, *в, г* — Сарбайское месторождение. На рисунке показана область изменения плотности и минеральной плотности руд

Наблюдающаяся во многих случаях статистическая зависимость между количеством рудного вещества в оруденелых породах и рудах (т. е. качеством руд) и их магнитной восприимчивостью, подобная показанной на рис. XIV.6, позволяет использовать для технологического опробования больших масс добытой руды индукционные магнитометрические методы.

По магнитным свойствам железные руды подразделяются на две основные группы: слабомагнитные и сильномагнитные.

Слабомагнитную группу составляют железные руды экзогенного происхождения, относящиеся к лептохлоритовой формации и к формации мартитов и бурых железняков кор выветривания. Железосодержащие минералы руд этих формаций (мартит, сидерит, гидрогетит и др.) слабомагнитны. Магнитная восприимчивость  $\kappa$  и естественная остаточная намагниченность  $J_n$  этих руд обычно не превышают  $10^{-3}$ — $10^{-2}$  А/м и 0,1—1 А/м, а мартитовых руд при неполном окислении магнетита или при наличии магнетита соответственно 0,01—0,1 ед. СИ и 1—10 А/м.

Сильномагнитная группа включает железные руды магнетитовой и магнезоферритовой скарновых формаций, титаномагнетитовой формации и формации железистых кварцитов. Полезные компоненты этих руд представлены сильномагнитными минералами: магнетитом, титаномагнетитом, магнезоферритом и маггемитом ( $\kappa$  этих руд исчисляется первыми единицами СИ;  $J_n \approx 10^3$  А/м).

Магнитная восприимчивость железных руд сильномагнитной группы связана с объемным содержанием в них ферромагнитных минералов ( $V$ ), в первую очередь магнетита<sup>1</sup>.

Связь между величинами  $\kappa$  и  $V$  и, как следствие, связь между магнитной восприимчивостью руд и валовой концентрацией магнетитового железа, а на ряде месторождений и общего железа (помимо технологического опробования) широко используют при магнитном опробовании железных руд в процессе разведки и эксплуатации месторождений.

Сущность магнитного опробования состоит в массовых измерениях кажущейся магнитной восприимчивости пород и руд, осуществляемых с помощью специальных датчиков и приборов в разведочных и буровзрывных скважинах и горных выработках. Приборы градуируют в процентах общего или магнитного железа.

По имеющимся данным характер связи между  $\kappa$  и  $V$  мало зависит от формационной принадлежности руд. Отношение  $\kappa/V$  изменяется в достаточно широких пределах для каждого месторождения.

На диаграмме, изображенной на рис. XIV.7, приводятся результаты экспериментальных определений отношения  $\kappa/V$  для сильномагнитных железных руд. Отношение руд к объемному содержанию в них магнетита непостоянно, но изменяется в ограниченных пределах. Отмечается тенденция роста отношения  $\kappa/V$  с увеличением  $V$ . Средние значения  $\kappa$  могут быть выражены эмпирической формулой  $\kappa = 0,3V + 0,9V^2$ .

Наблюдаемый разброс в значениях  $\kappa/V$  у образцов с одинаковым содержанием магнетита объясняется не столько погрешностями измерений  $\kappa$  и  $V$ , сколько различной структурой руды и непостоянством величины магнитной восприимчивости магнетита  $\kappa_m$ .

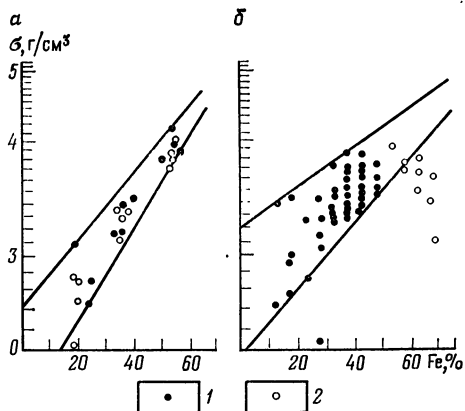


Рис. XIV.5. Зависимость плотности железных руд гидротермальных и осадочно-метаморфогенных месторождений от содержания в них железа.

Месторождения: а — Ангаро-Илимское (по материалам Иркутского геологического управления), б — КМА (по данным Курской геофизической экспедиции); 1 — железистые кварциты; 2 — окисленные мартитовые руды

<sup>1</sup> Для титаномагнетитовых руд в объем  $V$  не включают объем, занимаемый парамагнитным ильменитом в зернах титаномагнетита. Для руд, в состав которых кроме магнетита входит также магнезоферрит и маггемит, обладающие магнитной восприимчивостью, близкой к таковой магнетита, используют суммарное объемное содержание ферромагнетиков.

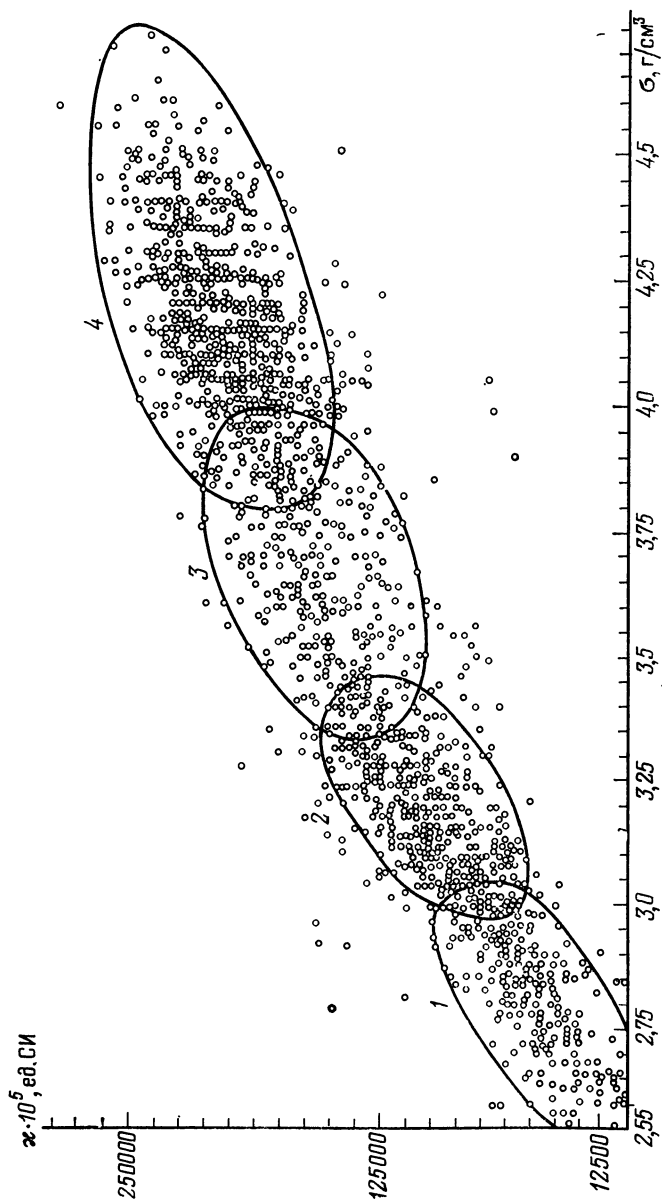


Рис. XIV.6. Изменение плотности и магнитной восприимчивости в процессе образования железной руды скарново-скарполитного типа. Качарское месторождение (по А. А. Сафронову).

1 — скаполитовый метасоматит, образованный по порфиритам среднего и основного состава; 2 — оруденелый скаполит; 3 — бедная руда; 4 — средняя и богатая руда



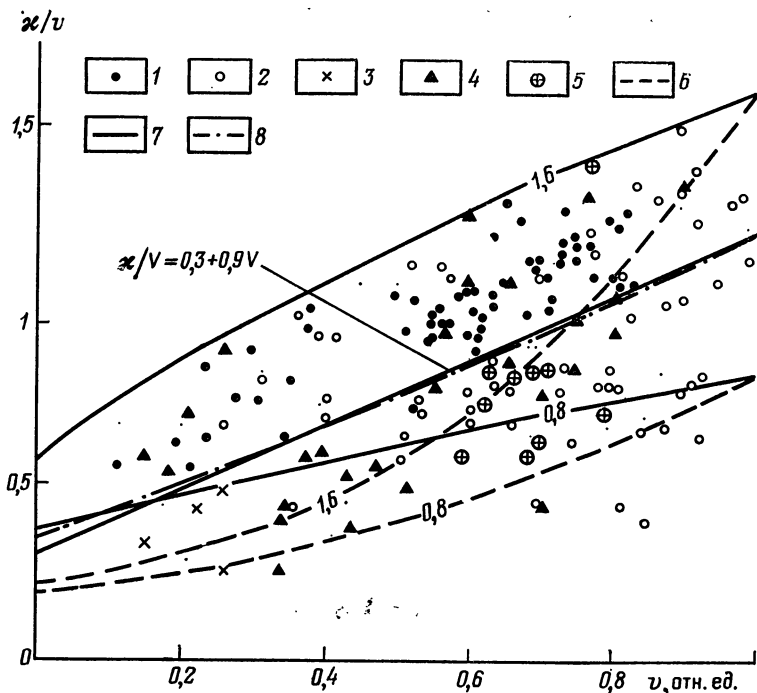


Рис. XIV.7. Диаграмма зависимости отношения  $\kappa/V$  сильномагнитных железных руд от объемной концентрации магнетита  $V$ .

1, 2 — руды контактово-метасоматических магматических (1) и метаморфических (2) месторождений Швеции; 3 — магнетитовые руды США; 4 — магнетитовые руды Тургайского прогиба; 5 — магнетитовые и титаномагнетитовые руды различных месторождений СССР; 6, 7 — теоретические графики  $\kappa/V$  для руд с идиоморфным (6) и ксеноморфным (7) магнетитом (шифр кривых —  $\kappa$  для магнетита в  $10^{-6}$  ед. СИ); 8 — теоретический график  $\kappa/V$  для гипидиоморфной структуры при  $\kappa = 1,5 \cdot 10^6$  ед. СИ

В случае сидеронитовой структуры магнетитовых руд (ксеноморфный магнетит цементирует немагнитные включения изотропной формы) уравнение связи  $\kappa$  с  $V$  и  $\kappa_M$ , выведенное интегральным способом (А. К. Вейнберг), имеет вид

$$V \left( \frac{1 + 4\pi\kappa}{1 + 4\pi\kappa_M} \right)^{1/3} = \frac{\kappa}{\kappa_M}; \quad (\text{XIV.2})$$

в случае вкрапленной структуры руд (идиоморфные зерна магнетита изометричной формы цементируются немагнитными минералами) это уравнение принимает вид

$$(1 + 4\pi\kappa)^{1/3} (1 - V) = 1 - \frac{\kappa}{\kappa_M}. \quad (\text{XIV.3})$$

На рис. XIV.7 изображены графики зависимости  $\kappa/V$  от  $V$ , построенные по формулам (XIV.2) и (XIV.3) при различных значениях  $\kappa_M$  и разных моделях среды (рис. XIV.8). Сопоставление теоретических и экспериментальных данных показывает, что наибольшие значения  $\kappa/V$  могут быть объяснены ксеноморфным положением магнетита в рудах и горных породах при  $\kappa_M = 20$  ед. СИ, а наименьшие — идиоморфным его положением при  $\kappa_M = 10$  ед. СИ.

## Плотность и магнитные свойства железных руд

Железородная формация	Руда	Fe, %	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$\chi \cdot 10^4$ , ед. СИ	Q	Регион, месторождение
Железистых квар- цитов	Магнетитовые кварциты	30—35	3,3—3,7	125 000—380 000	0,5—2	Курская магнитная ано- малия, Кривой Рог
	Сплошная	50—60	4,1—4,5	310 000—1 000 000	0,1—0,3	Тургайский прогиб, Гор- ная Шория, Урал
Магнетитовая скарновая	Богатая	35—50	3,5—4,2	150 000—500 000		
	Бедная	25—35	3,2—3,6	75 000—250 000		
Титаномагнетито- вая	Вкрапленная	16—17	3,1—3,3	38 000—100 000	0,5—2,0	Качканарское
	Шлировая	47—49	4,1—4,3	190 000—440 000	0,5—2,0	Кусинское, Копанское
Магнезоферрито- вая скарновая	Магнезальная магнетитовая	33—53	3,3—4,0	125 000—565 000	1—20 (J <sub>л</sub> имеет прямое и обратное на- правление)	Ангаро-Илимская груп- па
	Богатая окислен- ная	50—60	3,3—4,0	125—250	~1	Курская магнитная ано- малия, Кривой Рог
Маритов и бурых железяков кор выветривания	Табачная	35—40	2,15—2,45	190—310	0,2—1,0	Керченский район
	Коричневая и икряная	35—37	1,6—2,2	88—176		

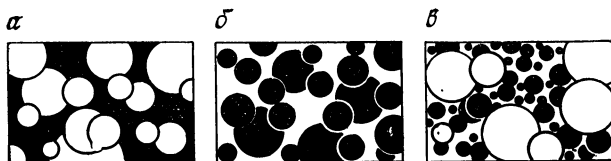


Рис. XIV.8. Схематические модели структуры магнетитовых руд, соответствующие интегральному способу вычисления магнитной восприимчивости.

Структура: *a* — сидеронитовая, *b* — вкрапленная, *в* — гипидиоморфная. Черным цветом обозначен магнетит

В метаморфических рассланцованных железистых кварцитах магнетит сконцентрирован лишь в отдельных прослоях, разделенных немагнитными прослоями. Для слоистых пород характерна текстурная магнитная анизотропия магнитной восприимчивости относительно направления намагничивающего поля. Магнитная восприимчивость вдоль слоистости пород ( $\kappa_t$ ) превышает магнитную восприимчивость вкrest слоистости ( $\kappa_n$ ). Значения  $\kappa_t$  и  $\kappa_n$  слоистых пород связаны со средней магнитной восприимчивостью магнитных прослоев  $\kappa_{мп}$  и их объемным содержанием  $V_{мп}$  формулами

$$\kappa_t = \kappa_{мп} V_{мп}; \quad \kappa_n = \frac{\kappa_{мп} \cdot V_{мп}}{1 + 4\mu\kappa_{мп}(1 - V_{мп})} \quad (XIV.4)$$

Магнитная анизотропия рассланцованных пород  $\kappa_t/\kappa_n$  тем выше, чем больше величина  $\kappa_{мп}$  и чем больше в породе содержится немагнитных прослоев. По данным В. Н. Завойского и З. А. Крутиховской, значения  $\kappa$  железистых кварцитов при равной объемной концентрации магнетита изменяются в широких пределах (рис. XIV.9),

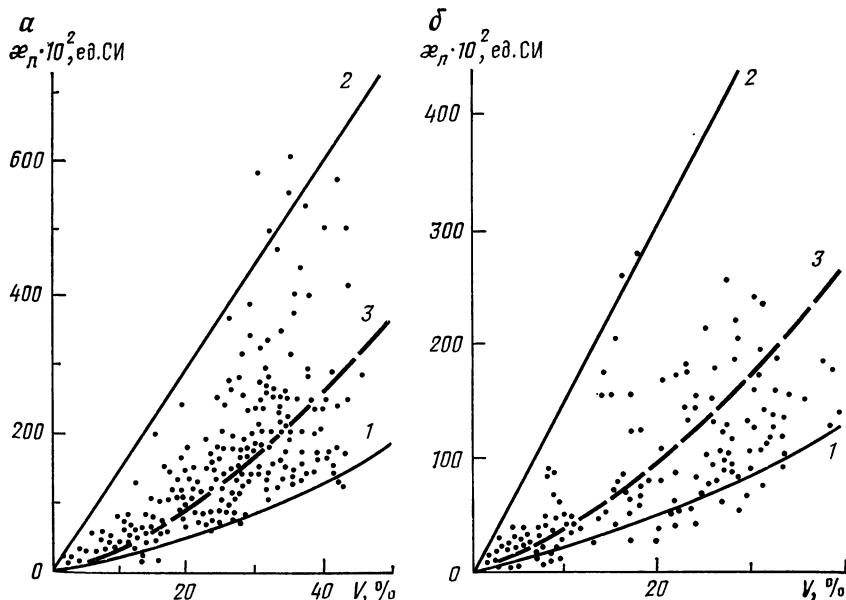


Рис. XIV.9. Распределение значений  $\kappa_n$  железистых кварцитов Украинской железорудной провинции (*a*) и КМА (*б*) в зависимости от объемного содержания магнетита  $V$  (по В. Н. Завойскому и З. А. Крутиховской).

1 — изотропное распределение магнетита; 2 — максимальная послойная дифференциация магнетита; 3 — график  $\kappa_n(V)$ , построенный по формуле (XIV.3)

что обусловлено главным образом различной структурой рудных прослоев. Наибольшие значения  $\chi_n$  характерны для сидеронитовой структуры, а наименьшие — для вкрапленной структуры рудных прослоев. Формулу (XIV.4) можно применять и для характеристики средних значений магнитной восприимчивости.

Естественная остаточная намагниченность  $J_n$  сильномагнитных железных руд, как и их магнитная восприимчивость, значительно зависит от концентрации магнетита. Принципиально новую информацию о природе железных руд можно получить из отношения естественной остаточной намагниченности к индуцированной намагниченности, т. е. фактора  $Q$ . Величина  $Q$  не зависит от концентрации ферромагнитных минералов и определяется их составом, величиной зерен, термическим режимом во время образования, возрастом и др. Для образцов руд магнетитовой скарновой формации и ряда титаномагнетитовых руд величина  $Q$  не превышает 0,5. У этих руд отмечается очень низкая стабильность величины  $J_n$ . Для железистых кварцитов и части титаномагнетитовых руд  $Q = 0,5 \div 2,0$ . Направление  $J_n$  для этих руд приблизительно совпадает с направлением современного магнитного поля. При этом у железистых кварцитов вектор  $J_n$ , измеренный на образцах изометричной формы, прижат к плоскости слоистости (З. А. Крутиховская, 1971 г.).

Высокой стабильностью  $J_n$  и большой величиной  $Q$  (до 20) характеризуются руды магнезиоферритовой скарновой формации, резко отличающиеся от руд остальных формаций составом ферромагнитной фракции (значительные примеси магнезиоферрита и магнетита). Эти руды характеризуются преимущественно обратной полярностью  $J_n$ , благодаря которой над ними наблюдаются отрицательные магнитные аномалии. Существует много гипотез, объясняющих обратную намагниченность руд Ангаро-Илимского месторождения. Наиболее вероятными из них представляются те, которые связывают образование  $J_n$  с химическими процессами ( $J_n \equiv J_{rc}$ ) в суммарном магнитном поле, образованном однородным полем Земли и резко неоднородными локальными полями, создаваемыми намагниченными породами и рудами.

### Хромитовые руды

Большинство месторождений хромитов — гистеромагматические. Хромитовые руды представлены двумя основными типами: сплошными, или массивными, и вкрапленными. Главные минералы хромитовых руд — хромшпинелиды и силикаты, преимущественно серпентин, изредка оливин.

Средняя плотность хромитовых руд зависит от содержания в них хромита и обусловлена структурно-текстурными особенностями (табл. XIV.3). Отмечается прямая пропорциональная зависимость плотности от содержания  $Cr_2O_3$  в руде (рис. XIV.10).

Связь плотности со структурно-текстурными особенностями отчетливо проявляется лишь на выветрелых рудах, характеризующихся рыхлым и порошковатым сложением. Они отличаются высоким (до 60 %) содержанием  $Cr_2O_3$ , однако из-за боль-

Т а б л и ц а XIV.3

Плотность (в г/см<sup>3</sup>) и магнитная восприимчивость (в 10<sup>-5</sup> ед. СИ) хромитовых руд разного типа (месторождение Алмаз-Жемчужина)

Руда, порода	$\sigma_{ср}$	$\sigma_{min} - \sigma_{max}$	$\chi_{ср}$	$\chi_{min} - \chi_{max}$
Хромит:				
густовкрапленный до сплошного	4,36	4,26—4,43	113	100—120
густовкрапленный, богатый	4,31	4,20—4,43	113	88—150
густовкрапленный, серый	3,99	3,88—4,12	239	230—275
среднекрапленный	3,54	3,38—3,63	376	310—500
редковкрапленный	3,23	3,06—3,52	528	190—1100
Выветрелая, богатая	3,90	2,76—4,00	630	125—1100
Дунит серпентинизированный	2,46	2,44—2,47	1510	1000—1760

шой пористости обладают сравнительно низкой (3,9 г/см<sup>3</sup>) средней плотностью.

Для донской группы месторождений (Южно-Кимперсайский район) можно отметить определенную закономерность изменения плотности руд в зависимости от тектонической структуры района месторождения. Средняя плотность хромитовых руд возрастает от периферии к центральной части рудного поля. На месторождении Спорном, находящемся на южном фланге рудного узла, средняя плотность равна 3,92 г/см<sup>3</sup>; на месторождении Спутник, расположенном в центральной части, она увеличивается до 4,12 г/см<sup>3</sup>. Далее к северному флангу плотность руд снова уменьшается и составляет на месторождении Гигант 3,6 г/см<sup>3</sup>, а на месторождении Втором Геофизическом—3,49 г/см<sup>3</sup>.

Относительно низкие значения плотности характерны для месторождений Первое Геофизическое (3,46 г/см<sup>3</sup>) и Кигкентай (3,41 г/см<sup>3</sup>), расположенных на западном фланге донской группы месторождений. Такое изменение плотности, по-видимому, обусловлено закономерным изменением характера оруденения, происходящим в сторону увеличения количества богатых руд от периферии к центральным частям рудного поля.

Плотность массивных, сплошных и густовкрапленных руд с глубиной заметно не изменяется. С увеличением глубины рыхлые руды уплотняются: уменьшается степень их разрушенности и в результате плотность увеличивается.

Намагниченность хромитовых руд обусловлена главным образом магнетитом, выделившимся в результате серпентинизации дунита. Магнитная восприимчивость (например, на месторождении Алмаз-Жемчужина) зависит от типа руд. Наименьшей магнитной восприимчивостью (120 · 10<sup>-5</sup> ед. СИ) обладают наиболее богатые сплошные и густовкрапленные руды (табл. XIV.4). По мере уменьшения содержания хромита в руде магнитная восприимчивость возрастает и для редковкрапленных руд составляет в среднем 530 · 10<sup>-5</sup> ед. СИ.

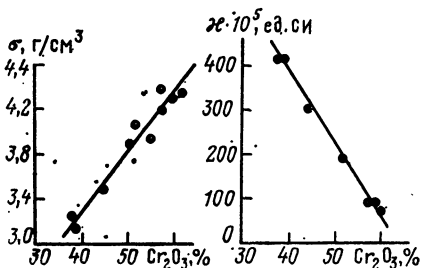


Рис. XIV.10. Зависимость плотности и магнитной восприимчивости хромитовых руд от содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (месторождение Алмаз-Жемчужина)

Т а б л и ц а XIV.4

Магнитная восприимчивость (в 10<sup>-5</sup> ед. СИ) хромитовых руд разного типа

Руда, порода	χ <sub>ср</sub>	χ <sub>min</sub> —χ <sub>max</sub>
Хромит: <sup>1</sup>		
густовкрапленный до сплошного, крепкий	113	100—125
густовкрапленный, богатый, крепкий	113	88—150
густовкрапленный, серый, мелкозернистый	239	225—275
среднекрапленный, крупнозернистый	377	310—500
редковкрапленный, мелкозернистый	528	190—1130
Выветрелая	630	125—1130
Дунит серпентинизированный	1510	1000—1760
Хромит: <sup>2</sup>		
густовкрапленный	314	150—820
вкрапленный	1760	1380—2260
Дунит серпентинизированный	3770	1635—6900

<sup>1</sup> Урал, Южно-Кимперсайская группа.

<sup>2</sup> Закавказье.

**Магнитная восприимчивость (в  $10^{-5}$  ед. СИ)  
и естественная остаточная намагниченность (в  $10^{-3}$  А/м)  
хромитовых руд месторождений Южно-Кимперсайской группы**

Месторождение	$\chi_{\text{ср}}$	$\chi_{\text{min}} - \chi_{\text{max}}$	$J_n$ ср	$J_n \text{ min} - J_n \text{ max}$
XX лет Казахстана	440	0—6 300	1500	0—50 000
Алмаз-Жемчужина	630	0—6 300	1300	0—29 000
Гигант	1760	0—31 400	6000	0—29 000

Более высокая магнитная восприимчивость вкрапленных руд по сравнению со сплошными хромитами наблюдается также на месторождении Надеждино в Закавказье (Б. А. Андреев). Рост магнитной восприимчивости хромитовых руд с уменьшением содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  объясняется увеличением количества серпентинизированного дунита и, следовательно, магнетита.

Средние значения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности для отдельных месторождений не остаются постоянными (табл. XIV.5). Колебания магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, по-видимому, связаны с различной степенью серпентинизации дунитов и преобладанием на месторождениях тех или иных разновидностей руд.

### Сульфидные медно-никелевые руды

Сульфидные медно-никелевые месторождения магматического генезиса — ведущий промышленный тип никелевых месторождений (Г. И. Горбунов, 1968 г.). Рудная минерализация представлена в основном пирротином, халькопиритом, пентландитом и магнетитом. Выделяются медно-никелевые руды двух морфологических типов: 1) вкрапленные; 2) сплошные руды и оруденелые тектонические брекчии. Среди вкрапленных руд выделяются два генетических типа: а) первичные сидеронитовые вкрапленности сульфидов, образовавшиеся в результате ликвации магмы; б) оруденелые гидротермально-измененные ультраосновные породы с вкрапленностью сульфидов, связанные с процессами гидротермального метаморфизма. Типичным примером месторождений последнего типа являются месторождения Печенги, месторождений второго типа — Мончегорские месторождения.

Отличительная особенность никеленосной интрузивной формации Кольского полуострова и других регионов — слабая намагниченность габброидов и гипербазитов при их высокой плотности, что свидетельствует о большой глубинности рудоносных магм. Такая характеристика типична для месторождений сплошных руд; она резко меняется на месторождениях вкрапленных руд, образование которых связано с серпентинизацией гипербазитов.

С целью расчленения пород внутри массивов, установления связи физических параметров с характером и степенью вторичных изменений и выявления критериев рудоносности были проведены специальные петрофизические работы (М. Ш. Магид, И. В. Розенталь, 1978 г.).

Во всех месторождениях Печенги отмечается устойчивая связь типов руд и физических свойств пород и руд с типом и интенсивностью вторичных процессов (табл. XIV.6).

По данным определения магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности и плотности пород габбро-перидотитовой формации Печенги были построены точечные парные корреляционные диаграммы, которые были усреднены методом скользящего окна [45]. Таким образом, внутри всего множества пород были выделены практически обособленные петрофизические группы, различающиеся средними значениями и пределами изменения указанных параметров (рис. XIV.11, XIV.12). Для каждой выделенной группы дополнительно были определены скорости продольных волн.

Магнитная восприимчивость (в  $10^{-5}$  ед. СИ) и плотность (в  $г/см^3$ ) медно-никелевых руд

Руда, порода	$\chi_{\max}$ — $\chi_{\min}$	$\chi_{\text{ср}}$	$Q$	$\sigma_{\max}$ — $\sigma_{\min}$	$\sigma_{\text{ср}}$	Месторождение
Габбро-перидотитовая формация						
Плагиоклазовые перидотиты с редкой мелкой вкрапленностью сульфидов	34 000—12 500	21 400	1,0	2,98—2,83	2,89	Ждановское (Печенга)
Серпентинизированные перидотиты с неравномерной мелкой вкрапленностью сульфидов	44 000—16 000	30 200	1,0	3,04—2,78	2,90	
Серпентиниты измененные с вкрапленностью сульфидов	21 400—1 250	10 000	0,3	3,15—2,99	3,03	
Массивная сульфидная	12 600—6 300	8 800	1,0	—	—	
Брекчиевая: обломки ультраосновных пород сцементированы сульфидами	880—125	310	0,3	3,39—3,03	3,17	
Перидотит-пироксенитовая формация						
Оруденелый серпентинит (бедная руда)	18 800—12 600	17 600	3,0	2,92—2,86	2,88	Каула (Печенга)
Богатая вкрапленная руда в серпентините (серая руда)	17 600—10 000	13 800	0,9	3,42—3,21	3,28	
Массивная сульфидная	15 100—10 000	11 300	2,2	4,64—4,30	4,45	
Брекчиевая	8 800—2 500	5 030	1,5	4,02—3,90	3,97	
Прожилково-вкрапленная сульфидная	38 000—380	—	—	4,5—3,0	—	Аллареенское
Перидотит-пироксенитовая формация						
Прожилково-вкрапленная и сплошная	12 600—3 800 126 000—3 800	—	—	4,9—2,8	4,65	Мончегорское

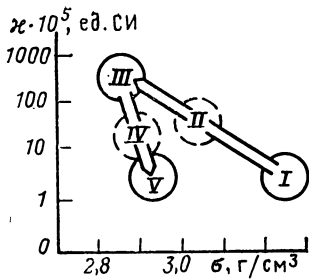


Рис. XIV.11. Схема изменений плотности и магнитной восприимчивости пород никеленосной габбро-перидотитовой формации Печенги в процессе серпентинизации (I → III) и оталькования, карбонатизации и хлоритизации (III → V); I—V — петрофизические группы

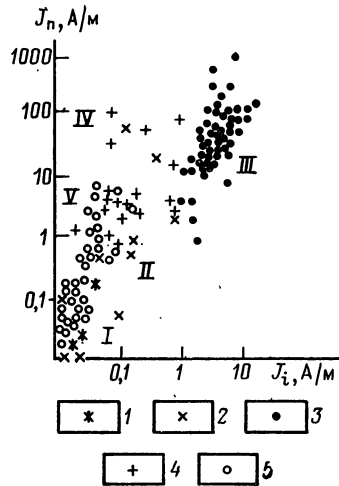


Рис. XIV.12. Изменение магнитных свойств пород никеленосной габбро-перидотитовой формации Печенги в процессе серпентинизации (I → II → III) и оталькования, карбонатизации и хлоритизации (III → IV → V).

1 — неизменные или очень слабо серпентинизированные гипербазиты (I петрофизическая группа); 2 — гипербазиты с отчетливо выраженной начальной стадией серпентинизации (II петрофизическая группа); 3 — серпентиниты с прожилково-вкрапленной формой сульфидного медно-никелевого оруденения (III петрофизическая группа); 4 — слабо оталькованные, карбонатизированные и хлоритизированные трещиноватые серпентиниты с бедным оруденением (IV петрофизическая группа); 5 — сильно измененные оталькованные, хлоритизированные, карбонатизированные породы, практически не содержащие сульфидов никеля и меди

Непосредственной проверкой установлено, что каждая из выделенных петрофизических групп пород характеризует определенную их петрографическую разнородность. Первая группа (I) с максимальными для пород формации значениями  $\sigma$  и  $\nu_p$  и низкими значениями  $\chi$  и  $J_n$  представлена в основном свежими гипербазитами. В породах лишь изредка встречаются следы серпентинизации. Изменение физических свойств от первой группы (I) к третьей (III) обусловлено усилением степени серпентинизации пород. При этом наблюдается уменьшение  $\sigma$  и  $\nu_p$  (рис. XIV.13 и XIV.14), связанное с заменой высокоплотных минералов, главным образом оливина, низкоплотными (серпентиниом) и увеличением трещиноватости и проницаемости пород. Магнитная восприимчивость и естественная остаточная намагниченность резко возрастают, что обусловлено, в первую очередь, разложением железосодержащих силикатов и образованием тонкозернистого магнетита; некоторая часть магнетита, возможно, образуется за счет перехода первичных сульфидов в оксидную форму. Наиболее сильно серпентинизированные породы входят в III петрофизическую группу.

Образующийся при серпентинизации магнетит концентрируется по плоскостям спайности или вдоль микродефектов внутри зерен силикатов или (при интенсивной серпентинизации) по их периферии. Сами силикатные зерна не обнаруживают какой-либо четко выраженной пространственной ориентации, поэтому большинство частиц магнетита ориентируется в пространстве статистически равномерно. Этим обусловлена изотропность магнитной восприимчивости серпентинитов и четкая корреляция между магнитной восприимчивостью и количеством магнетита в породах.

Однако, хотя оба параметра ( $\chi$  и  $J_n$ ) возрастают, рост  $Q$  при переходе от I к III группе происходит быстрее. Это объясняется тем, что вторичные выделения магнетита в силикатах образуют вытянутые, состоящие из множества более мелких частиц агрегаты, которые гораздо больше, чем отдельные изометричные частицы или изометричные их группы, способны сохранять остаточную намагниченность. Таким образом, процесс серпентинизации вначале приводит к возрастанию фактора  $Q$ .



Изменение физических свойств пород от III группы к IV связано в основном с наложением процессов хлоритизации, амфиболитизации и оталькования. Эти процессы приводят к незначительному (в среднем на  $0,1 \text{ г/см}^3$ ) увеличению плотности; изменяется и скорость упругих волн. В частности, при отальковании наблюдается незначительное увеличение плотности и уменьшение скорости упругих волн. Такое разнонаправленное изменение обоих параметров обусловлено тем, что тальк, обладая, по сравнению с серпентином, более высокой плотностью, характеризуется большей структурной рыхлостью, что и проявляется в уменьшении  $v_p$ . Магнитная восприимчивость и естественная остаточная намагниченность пород на этой стадии значительно уменьшаются, что связано с резким снижением содержания ферромагнетика в породах (О. Г. Столова и др.). Как и в породах III группы, наибольший вклад в магнитные свойства дает тонкозернистый магнетит.

Для этой стадии вторичных изменений пород характерно разложение магнетита. Частично он поглощается вновь образующимися силикатами, другая часть выносятся из пород. Вместо сложных агрегатов в породах обычно присутствуют довольно редкие пространственно разбросанные отдельные небольшие изометричные частицы. Следствием этого является уменьшение способности пород сохранять остаточную намагниченность и падение фактора  $Q$  по сравнению с породами III группы.

Существует еще одна возможная причина закономерных изменений величины  $Q$  в породах различных петрофизических групп. Известно, что в породах, содержащих один и тот же ферромагнетик, величина  $Q$  мало зависит от его концентрации и определяется в основном особенностями ферромагнетика и природой естественной остаточной намагниченности. Так как процесс возникновения остаточной намагниченности в породах изучаемой формации связан с полной перекристаллизацией ферромагнетика в условиях метаморфизма, естественно считать, что и сам ферромагнетик, и его остаточная намагниченность в породах каждой отдельной петрофизической группы образовались в приблизительно однородных термодинамических условиях. Поэтому породы каждой группы должны были бы характеризоваться сравнительно небольшими колебаниями величины  $Q$  около среднего значения. Между тем во всех основных петрофизических группах (I, III, V) наблюдается одна и та же статистическая закономерность: чем выше  $x$ , тем большая величина  $Q$

характерна для породы. Это связано с тем, что возрастание количества магнетита в породах сопровождается увеличением и количества пирротина, магнитная восприимчивость которого по крайней мере на порядок ниже магнитной восприимчивости магнетита, а способность создавать остаточную намагниченность приблизительно такая же. В свою очередь, существует прямая корреляция между количеством магнетита и сульфидного рудного компонента в породах. В оруденелых филлитах также отмечается прямая связь между количеством рудного компонента и магнитной восприимчивостью. Однако магнитная восприимчивость филлитов (в отличие от рассмотренных пород) связана не с магнетитом, а главным образом с пирротинном.

В рудах, напротив, увеличение концентрации рудного вещества (возрастание  $\sigma$ ) сопровождается резким уменьшением содержания в них магнетита (уменьшение  $x$ )

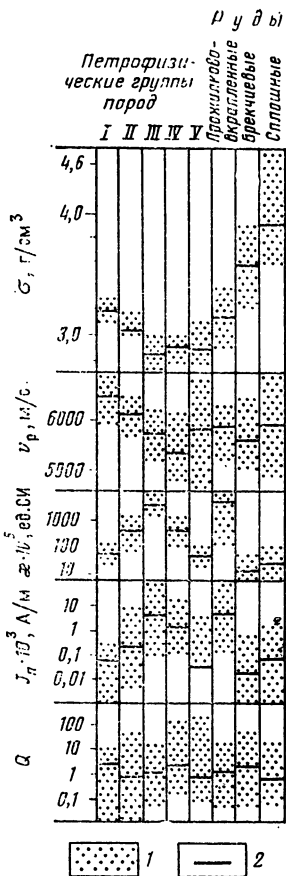


Рис. XIV.13. Пределы изменения и средние значения физических параметров пород пяти петрофизических групп никеленосной формации Печенги. 1 — область изменения параметров; 2 — среднее значение параметров

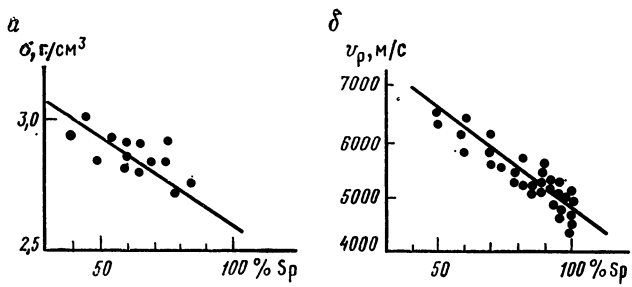


Рис. XIV.14. Зависимость плотности (а) и скорости продольных волн (б) гипербазитов от степени их серпентинизации (М. Ш. Магид и С. В. Москалева)

(рис. XIV.15). Наличие обратной зависимости между  $\sigma$  и  $\chi$  руд в первую очередь связано с переходом железа из оксидной в сульфидную форму. Такого рода связь отмечается как в серых, так и в массивных рудах.

Проследим форму соединений, в которых в породах всех пяти петрофизических групп содержится никель. В неизмененных гипербазахитах I группы он обнаруживается в первичных силикатах (так называемый «силикатный» никель). В серпентинитах III группы он переходит в сульфидную фазу, которая образует в породах более или менее густую сеть прожилков. Наиболее измененные породы V группы почти не содержат никеля, который удаляется из них. Поскольку породы каждой петрофизической группы характеризуются довольно определенным набором физических параметров, данные петрофизики могут быть почти однозначным индикатором той формы, в которой в породе может присутствовать никелевая компонента.

Для всех исследованных массивов Печенги было рассчитано относительное количество пород пяти петрофизических групп. На всех месторождениях с промышленным оруденением характерно сильное развитие вторичных процессов позднего этапа метаморфизма, в результате чего среди пород резко преобладают породы IV и особенно V петрофизических групп (Семилетка, Каула, Котсельваара).

Для всех «безрудных» объектов характерно увеличение скорости продольных волн при переходе от III группы к V. По-видимому, это связано с уменьшением трещиноватости пород и, следовательно, их проницаемости. Обратная картина наблюдается на рудных месторождениях: чем выше степень изменений в породах, тем ниже  $v_p$ . Таким образом, проницаемость пород, возраставшая под действием динамометаморфизма, явилась существенным фактором, определившим вероятность образования богатых сульфидных руд (табл. XIV.7).

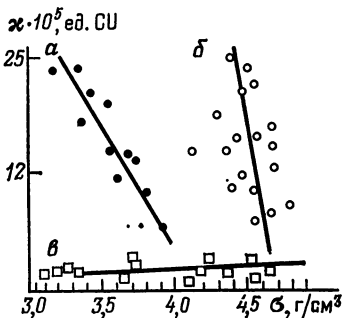


Рис. XIV.15. Связь между плотностью и магнитной восприимчивостью серых (а), массивных (б) руд и оруденелых филлитов (в)

Сульфидные медно-никелевые руды относятся к классу электронных проводников. Оруденелые перидотиты несут в себе вкрапленность сульфидов, которые заполняют промежутки между зернами породообразующих минералов, нередко выступая в роли своеобразного цемента (Г. И. Горбунов, 1968 г.). На Ждановском месторождении между отдельными рудными зернами отмечается электрическая связь даже при сравнительно бедном вкрапленном оруденении (от 1 до 100 Ом·м). Лишь для отдельных образцов, содержащих сульфиды в незначительном количестве, сопротивление между отдельными зернами возрастает до 1000 Ом·м.

На месторождении Каула вкрапленные руды характеризуются высоким электрическим сопротивлением. Лишь богатые вкрапленные руды обладают высокой электропроводностью ( $\rho < 1$  Ом·м). Высокая электропроводность присуща также сплошным и брекчиевым рудам.

Т а б л и ц а XIV.7

## Физические свойства медно-никелевых руд Печенгского района

Руда	Содержание рудных компонентов, %	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$v_p$ , м/с
Прожилково-вкрапленная в серпентинитах и апосерпентинитах	1—20	3,11	5800
Серая	—	3,22	5700
Брекчиевая	20—80	3,56	5600
Сплошная сульфидная	90—95	3,90	5800

Т а б л и ц а XIV.8

## Физические свойства медно-никелевых руд Норильского района

Руда	Содержание рудных компонентов, %	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$v_p$ , м/с
Габбро-долерит с вкрапленностью сульфидов	10—12	3,11	6300
	12—15	3,13	6000
	15—20	3,16	6000
	22—30	3,27	5900
Богатая сульфидная	40—50	3,54—3,61	5600—5800
	50—70	3,65—3,95	4600—5500
	70—80	4,07—4,12	4500—4600
Сплошная сульфидная	80—90	4,26—4,44	3800—4200
	90	4,51—4,66	3500—3800

Мончегорское месторождение характеризуется высокой плотностью слагающих его габбро и гипербазитов и их слабой магнитной восприимчивостью и остаточной намагниченностью. Руды месторождения по плотности близки к богатым рудам Печенгского района. Установлена высокая электронная проводимость сплошных руд и прожилков, очень четко выделяемых методом токового каротажа (А. С. Семенов, 1955 г.).

Месторождения Норильского района связаны с формацией габбро-долеритов, породы которой имеют высокую плотность и высокую намагниченность. Оба параметра понижаются вблизи рудных горизонтов. Руды характеризуются высокой плотностью и слабой намагниченностью. Установлена зависимость плотности и скорости медно-никелевых руд от содержания рудных минералов (табл. XIV.8). Для богатых сульфидных руд, содержащих 70—80 % рудных компонентов, скорость упругих волн равна 4500—4600 м/с; для сплошных руд она составляет 3500—4200 м/с (Э. А. Калинин, 1972 г.).

### § 55. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РУД ЦВЕТНЫХ, РЕДКИХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

Данные о физических свойствах руд цветных и редких металлов приводятся в ряде работ [33, 41, 78, 82, 83, 98]. Физические свойства руд в значительной мере определяются физическими параметрами породообразующих минералов, характеристика которых приведена в табл. XIV.9.

Физические свойства вмещающих пород и руд цветных и редких металлов

Т а б л и ц а X I V . 9

Руда и вмещающие породы	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$v_p$ , м/с	$\kappa \cdot 10^5$ , ед. СИ	$\rho$ , Ом·м	$\eta$ , %
Сплошная	3,9—4,70	1500—6500	<100 при наличии пирротина и магнетита $n \cdot 1000$	0,01—1	20—50
	2,67—3,20	1500—5500			30—70
Околорудные измененные породы: грейзены, кварц-серпичитовые метасоматиты, вторичные кварциты	2,48—2,67	1300—5000	<60	100—10 000	1—20
	2,60—2,74	1500—5000	10— $n \cdot 100$	100—10 000	
	2,55—2,74	4000—5000	10—3500	1 000—10 000	
	2,87—3,20	4000—6500	10— $n \cdot 1000$	1 000—10 000	
кварц-актинолитовые метасоматиты роговики, ороговикопанновые породы скарны	2,50—2,75	1200—5000	<25	100—10 000	0,1—3
	2,52—2,80	2000—5000	10— $n \cdot 1000$	1 000—10 000	0,1—2
	2,58—2,85	3000—6000	10— $n \cdot 100$	100—10 000	0,1—5
Неизмененные вмещающие породы: осадочные и осадочно-вулканогенные магматические метаморфические					

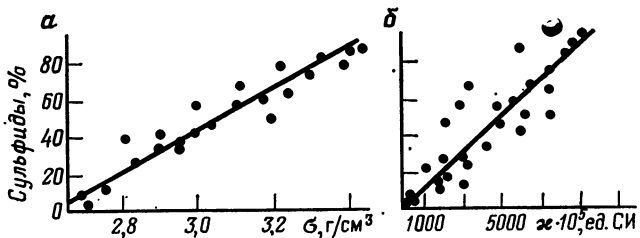


рис. XIV.16. Зависимость физических параметров сульфидно-касситеритовых руд от содержания рудных минералов.

Месторождения: а — Тернистое, б — Лифудзин

Плотность руд по мере увеличения интенсивности вкрапленности рудных минералов меняется от значений, типичных для вмещающих пород, до величин, характерных для сплошных руд цветных металлов (рис. XIV.16). Вследствие неостоянства количественно-минерального состава вкрапленных руд стандарт изменения плотности  $St$  достигает  $0,08—0,09$  г/см<sup>3</sup>. У сплошных руд он несколько ниже и обычно не превышает  $0,05—0,06$  г/см<sup>3</sup>.

Большая часть исследованных руд цветных и редких металлов (около 75 %) относится к слабомагнитным. Магнитная восприимчивость не превышает  $40 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Пирротин- и магнетитсодержащие руды обладают непостоянной величиной  $\chi$ , изменяющейся от  $0,001$  до  $0,1$  ед. СИ. Коэффициент вариации  $\sigma$  магнитных руд более 100.

Удельное электрическое сопротивление руд изменяется от тысячных долей до нескольких тысяч ом-метров. В зависимости от электрической связанности или изолированности рудных включений различные руды с одинаковым содержанием рудного вещества имеют резко различную электропроводность. При одинаковой структуре устанавливается прямая зависимость электропроводности от содержания электропроводящих компонентов.

Поляризуемость руд  $\eta$  зависит от содержания в них электропроводящих минералов. Наибольшие значения поляризуемости наблюдаются у сплошных руд (33—40 %). При одинаковом содержании электропроводящих включений более высокими значениями поляризуемости характеризуются породы с меньшими размерами рудных зерен.

Скорость распространения продольных волн в зависимости от густоты вкрапленности рудных минералов, состава и структурно-текстурных особенностей изменяется от 2000 до  $6000—7000$  м/с. Максимальные значения имеют сплошные пиритовые руды, минимальные — галенитовые.

Руды цветных и редких металлов по сравнению с вмещающими породами характеризуются аномальными значениями физических параметров. В табл. XIV.9 в обобщенном виде приводится сравнительная характеристика физических свойств руд, околорудных пород, измененных вторичными процессами, и неизмененных вмещающих пород.

Многие месторождения и рудопроявления цветных и редких металлов обнаруживают генетические и парагенетические связи с интрузивными и субинтрузивными образованиями. Определенные металлы связаны с породами, обладающими специфической физической характеристикой. Исследования, проведенные на территории Дальнего Востока [33], показывают, что доля магнитных плутонических массивов, контролирующих различную рудную минерализацию, обнаруживает тенденцию к возрастанию

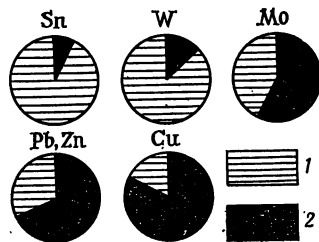


рис. XIV.17. Круговые диаграммы пространственной связи руд цветных и редких металлов с гранитоидами различных петромагнитных классов (по Э. Я. Ду-  
\* бинчик и В. К. Путинцеву).

1 — слабомагнитные гранитоиды с  $\chi \leq 38 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ; 2 — магнитные гранитоиды с  $\chi \geq 380 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ

в направлении Sn—W—Mo—Pb, Zn—Cu от 10 до 78 % (рис. XIV.17). Принимая во внимание различные уровни генерации магматических расплавов слабомагнитных и магнитных пород, можно предполагать и различные глубины зарождения рудоносных растворов: меньшие для олова и вольфрама, наибольшие — для полиметаллов и меди.

Различия в условиях образования рудоносных формаций того или иного металла, а также особенности состава руды в пределах каждой формации обусловили разнообразие физической характеристики руд.

## Оловянные руды

Рудоносные граниты, с которыми ассоциирует оловянное оруденение, весьма различны по петрохимическим особенностям. Однако петрофизическая характеристика их достаточно однородна (см. рис. XIV.17). Большая часть рудоносных интрузивных тел обладает низкими значениями магнитной восприимчивости ( $\chi \cdot 25 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ) и остаточной намагниченности (параметр  $Q \leq 0,2$ ) и пониженной ( $\sigma_{\text{ср}} = 2,57$  г/см<sup>3</sup>) либо нормальной для данной основности ( $\sigma_{\text{ср}} = 2,59$  г/см<sup>3</sup>) плотностью [33].

Оловоносные месторождения СССР подразделяются на следующие группы (В. Т. Матвеевко, 1973 г.): 1) оловоносных пегматитов; 2) касситерит-кварцевой формации; 3) касситерит-силикатной формации; 4) касситерит-сульфидной формации; 5) оловоносных скарнов.

Физические свойства оловянных руд сравнительно хорошо изучены лишь на территории Дальнего Востока. Отдельные сведения имеются по Северо-Востоку СССР и Казахстану (табл. XIV.10).

Месторождения оловоносных пегматитов встречаются преимущественно в докембрийских и раннепалеозойских структурах в связи с соответствующими одновозрастными гранитами. Содержание олова в руде низкое — сотые, первые десятки доли процента. Кварц-полевошпатовые пегматиты содержат в незначительном количестве (до 5 %) силлиманит, лепидолит, турмалин, касситерит, ксенотим. Плотность оловоносных пегматитов вследствие их минерального состава ниже плотности руд других формаций. Магнитная восприимчивость из-за отсутствия ферромагнитных минералов менее  $5 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ.

Месторождения касситерит-кварцевой формации генетически связаны с аляскистыми гранитами. Оруденение комплексное, оловянно-вольфрамовое. Содержание олова в руде достигает 0,1—0,5 %. Оловоносные грейзены образуются как по гранитам, так и по вмещающим осадочно-эффузивным образованиям. Главные минералы — кварц, мусковит, топаз, касситерит, вольфрамит. Реже встречаются флюорит и сульфиды. Часто встречаются кварцевые жилы с касситеритом, топазом, слюдой. Плотность рассматриваемых руд низкая (2,65—2,70 г/см<sup>3</sup>), магнитная восприимчивость менее  $10 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ. Разновидности, обогащенные сульфидами,  $\chi > 100 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ и  $\sigma > 2,7$  г/см<sup>3</sup> встречаются сравнительно редко. Широко распространены месторождения касситерит-силикатной формации, сопряженные с постинверсионными гранитоидами. Обычно они локализуются в складчатых структурах позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Оловянное оруденение часто сопровождается полиметаллическим. Содержание олова в руде 1—3 %. Эта формация представлена касситерит-турмалин-кварцевыми и касситерит-хлорит-кварцевыми рудами, содержащими некоторое количество сульфидов. Для руд некоторых бессульфидных месторождений характерны магнетит и гематит. Плотность руд значительно выше плотности пород касситерит-кварцевой формации. Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность руд обычно низкие. Магнетит- и гематитсодержащие разновидности встречаются сравнительно редко.

Касситерит-сульфидная формация локализуется в молодых вулканических поясах и часто ассоциирует с липарито-гранитами (Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс). Оруденение комплексное, оловянно-полиметаллическое. Содержание олова в руде 0,3—1 %. Для этой формации характерны сульфидные типы руд.

Рудные тела сульфидных месторождений олова в Приморье сложены пирротинитом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и кварцем, с которым ассоциируют касситерит и арсенопирит. Часто встречается карбонаты. Плотность руд высокая (в среднем  $3,56$  г/см<sup>3</sup>); магнитная восприимчивость вследствие содержания в породе пирротина достигает в отдельных случаях  $(9-10) \cdot 10^{-2}$  ед. СИ; остаточная намагниченность обычно превышает индуцированную ( $Q = 4 \div 5$ ). Вектор естественной остаточной

Петрофизическая характеристика оловорудных формаций

Формация	Руда	$\sigma$		$\kappa$ 10 <sup>-6</sup> ед. СИ	V	$Q_{\text{ср}}$	$\rho_{\text{min}} - \rho_{\text{max}}$ Ом·м	$\eta_{\text{ср}}$ %	$\eta_{\text{max}} - \eta_{\text{min}}$ %	Регион, месторождение
		г/см <sup>3</sup>	Sf							
Оловяноносных пелматитов Касситерит-кварцевая	Оловоносные пелматиты	2,63	0,04	$\leq 5$	0,5	—	—	—	—	Дальний Восток, Буреинский массив, Марьяновское
		2,68	0,08	$< 10$	0,5	—	10 <sup>3</sup> —10 <sup>4</sup>	—	—	Приморье, Калба-Нарымская зона, Обрублинное
		2,70	0,07	$< 10$	0,6	—	—	3	1—5	—
		2,65	0,06	250	—	—	—	—	—	—
Касситерит-силикатная и касситерит-сульфидная	Касситерит-фиолетовая Касситерит-серпичит-кварцевая Сульфидно-касситеритовая Касситерит-хлорит-кварцевая Касситерит-турмалиново-кварцевая Турмалиново-колчеданная Хлоритово-колчеданная	2,77	0,07	$< 10$	0,5	—	—	—	—	Дальний Восток, Хрустальное, Лифудзинское, Арсеневское, Хинганское, Березовское, Тернистое
		2,72	0,08	$< 10$	0,6	—	10 <sup>3</sup> —10 <sup>6</sup>	2	1—6	—
		3,84	0,08	400	0,8	3,0 (0,8—7,0)	1—100	11	5—18	—
		2,78	0,07	$< 100$	0,6	—	—	3	1—6	—
		2,81	0,08	$< 100$	0,6	—	—	—	—	—
		3,70	0,06	4 000	0,9	2,5 (0,8—4,0)	1—100	15	5—20	—
		3,20	0,08	5 000	1,3	1,7 (0,5—3,0)	—	12	5—18	—
Оловяноносных скарнов	Магнетитовые скарны Касситерит-карбонатно-сульфидная Пироксеновые скарны Гранатовые скарны	4,27	0,09	До 750 000	—	—	—	—	—	Приморье, Белогорское, Блодагненское, Магаданская область, Большой Каньон
		2,34	0,07	20 000	1	—	—	—	—	—
		3,32	0,08	3 000	1	—	—	—	—	—
		3,45	0,07	100	1	—	—	—	—	—

намагниченности часто направлен противоположно современному геомагнитному полю. Преобладающая роль остаточной намагниченности сказывается на характере локального магнитного поля  $\Delta T_a$ ; в ряде случаев рудные зоны отмечают отрицательными локальными магнитными аномалиями. Руды, содержащие мелкозернистый пирротин (выделяющийся в конце сульфидной стадии минералообразования), а также руды, в состав которых входит интенсивно дисульфидизированный крупнозернистый пирротин, обладают положительной намагниченностью небольшой интенсивности — до  $100-250 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ (И. И. Антушевич и др.).

Месторождения оловоносных скарнов приурочены к разновозрастным рудоносным гранитам при наличии карбонатной вмещающей среды. Общая распространенность месторождений такого типа ограничена. Главные минералы оловоносных скарнов — гранат, пироксен, магнетит, часто везувиан и ортоклаз. Касситерит в скарнах тесно сростается с гранатом и магнетитом. Плотность скарнов высокая. Магнитная восприимчивость, обусловленная значительным количеством магнетита, достигает  $750 \cdot 10^{-2}$  ед. СИ. На Благодатненском месторождении (Приморье) и месторождении Большой Капюнь (Магаданская область) развиты карбонатные руды с диопсидом, форстеритом, магнетитом, флогопитом. Их плотность составляет в среднем  $2,94 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость  $3000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

Электропроводность оловянных руд в зависимости от структурно-текстурных взаимоотношений между основными рудными (пирит, пирротин, галенит, арсенопирит и др.) и жильными (кварц, турмалин, хлорит, флюорит и др.) минералами изменяется в широких пределах. При достаточно большом количестве сульфидов обнаруживается электрическая связь между их зернами, обуславливающая высокую электропроводность руды ( $\rho = 1 \div 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ). Для руд, содержащих сульфиды в незначительном количестве, сопротивление возрастает до  $10^3-10^6 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ .

Полярность оловянных руд низкая, не превышающая 6%. Исключение составляют богатые сульфидные руды (Хинганское, Березовское месторождения) с полярностью, достигающей 18—20%.

## Вольфрамовые и молибденовые руды

Формации вольфрамовых и молибденовых месторождений образуются обычно на умеренных глубинах в тесной генетической и пространственной связи с кислыми гранитоидами. Месторождения вольфрама, подобно олову, обнаруживают связь со слабомагнитными гранитоидами нормальной плотности ( $\chi \leq 38 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ,  $\sigma = 2,57 \div 2,61 \text{ г/см}^3$ ). Однако число рудоносных магнитных массивов по сравнению с оловом увеличивается до 15%. Со слабомагнитными гранитами ассоциируют главным образом шеелит, а с магнитными — вольфрамит. Месторождения молибдена ассоциируют в большинстве случаев с магнитными гранитами пониженной плотности ( $\chi \geq 380 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ,  $\sigma = 2,56 \div 2,58 \text{ г/см}^3$ ).

Представителем месторождений скарново-сульфидно-шеелитового типа является вольфрамовое месторождение Восток-2 (табл. XIV.11). Вмещающие породы представлены песчаниками, алевритами, сланцами и известняками с низкой магнитной восприимчивостью и плотностью. Слабомагнитные интрузивные породы месторождений — гранодиориты и диоритовые порфиры. Осадочные породы, подверженные контактовому метаморфизму, — роговики и скарны вследствие пирротиновой и магнетитовой минерализации характеризуются повышенными значениями  $\chi$  и  $J_n$  (рис. XIV.18). Магнитная характеристика руд в зависимости от количества пирротина изменяется в широких пределах. Остаточная намагниченность обычно превышает индуцированную. Направление ее в ряде случаев совпадает с углом падения рудного тела; в других случаях имеет обратную полярность.

К месторождениям скарнового типа относится Джаурское вольфрамово-полуметаллическое месторождение Северного Сихотэ-Алия. Рудная минерализация месторождения связана с трещинной интрузией кварцевых диоритов ( $\chi = 750 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ,  $\sigma = 2,76 \text{ г/см}^3$ ). Кварцевые диориты окружены ореолом контактово-метаморфизованных осадочных пород-роговиков и гранат-пироксеновых скарнов с высокой плотностью и магнитной восприимчивостью ( $\chi > 600 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ,  $\sigma = 2,70 \div 2,97 \text{ г/см}^3$ ). В пределах месторождения по составу и промышленному значению выделяется несколько типов руд. Все руды данной формации относительно малоплотные. Наиболее низкие значения  $\sigma$  характерны для кварцево-вольфрамитовых руд, образовавшихся



Петрофизическая характеристика редкометалльных формаций

Формация	Руда	σ, г/см <sup>3</sup>	St, %	%, 10 <sup>-5</sup> ед. СИ	V		Q <sub>ср</sub>	Регион
Скарново-сульфидно-шеелитовая	Шеелит-сульфидно-кварцевая	2,72	0,08	3,75	1,2		2,0	Дальний Восток
	Шеелит-сульфидная	2,99	0,07	630	1,3		3,0	
Вольфрамово-сульфидно-скарноидная	Сфалеритовая с пирротином и шеелитом	2,89	0,07	1000	0,9		2,5	Дальний Восток
	Кварц-вольфрамит-шеелитовая	2,78	0,06	38	0,7			
	Кварц-вольфрамитовая	2,70	0,07	12	0,8			
	Карбонатно-галенитовая	2,85	0,07	12	0,8			
Кварцево-жильно-грейзеновая	Шеелит-кварцевая	2,68	0,06	12	5—10			Центральный Казахстан
	Вольфрамоносный грейзен	2,69	0,07	12	5—10			
	Молибденит-кварцевая	2,67	0,06	12	5—10			
Медно-молибденитовая	Кварц-молибденит-халькопирит-серцитовая	2,72	0,05	12	—			Малый Кавказ, Прибалхашье
	Кварц-молибденит-серцитовая	2,67	—	12				

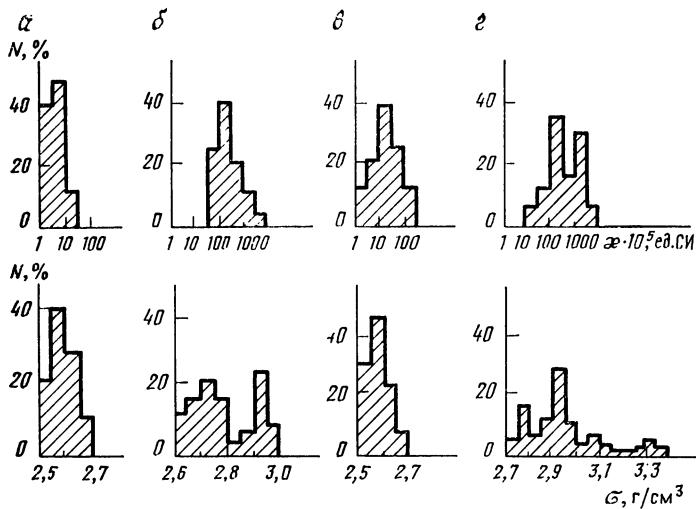


Рис. XIV.18. Гистограммы распределения плотности и магнитной восприимчивости пород и руд месторождений вольфрама (Дальний Восток). а — осадочные неизмененные породы; б — роговики и скарны; в — граниты; г — шеелит-сульфидные руды

в результате окварцевания скарнов при выносе больших масс кальция, магния и железа. Магнитная восприимчивость руд, за исключением сфалеритовых пирротин-содержащих, низкая, не превышающая  $38 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

Вольфрам-молибденовые месторождения кварцево-жильно-грейзеновой формации широко представлены в Центральном Казахстане, где они связаны с магнитными интрузиями акчатауского комплекса [ $\chi = (1100 \div 2100) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ,  $\sigma = 2,55 \div 2,58$  г/см<sup>3</sup>]. Рудовмещающими породами служат различные по составу и возрасту осадочные и магматические образования ( $\chi < 25 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ,  $\sigma = 2,62 \div 2,75$  г/см<sup>3</sup>). Характерные вторичные изменения пород — дорудное ороговикование и гидротермальная переработка.

По ведущему компоненту различают кварцево-вольфрамовые, вольфрам-молибденовые и молибденовые кварцевые жилы и штокверки. Основные рудные минералы в них — шеелит, вольфрамит, молибденит, касситерит. В рудах часто присутствует (до 4—5 %) пирит. Плотность руд низкая (менее 2,75 г/см<sup>3</sup>), магнитная восприимчивость не превышает  $12 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

Руды медно-молибденовой формации, связанные с интрузиями умеренно кислых гранитоидов, относятся к числу слабomagнитных и малоплотных. Изучение поляризуемости руд и вмещающих пород показывает, что они четко различаются по этому параметру. У прожилково-вкрапленных медно-молибденовых руд поляризуемость составляет 10—24 %, в то время как у вмещающих пород она не превышает 6 %. Удельное электрическое сопротивление руд сравнительно высокое — обычно 300 Ом·м.

### Полиметаллические руды

Все промышленные месторождения полиметаллических руд относятся к постмагматическим. Главнейшие полиметаллические формации — скарновая, кварцево-сульфидная, колчеданно-полиметаллическая и свинцово-цинковая.

На территории Дальнего Востока и Рудного Алтая (Э. Я. Дубинчик, В. К. Путьинцев, П. С. Ревякин, В. С. Кузбный) месторождения свинца и цинка обнаруживают генетические и парагенетические связи со слабо эродированными и следами телами магнитных гранитоидов ( $\chi_{\text{ср}} = (600 \div 2100) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ,  $\sigma_{\text{ср}} = 2,59 \div 2,64$  г/см<sup>3</sup>).

Месторождения скарновой формации (Тетюхинская группа полиметаллических месторождений) приурочены к горизонту известняков верхнего триаса. Руды скар-

Петрофизическая характеристика полиметаллических рудных формаций

Формация	Руда	$\sigma$		St	κ	V	$Q_{cp}$	$Q_{min} - Q_{max}$		$\rho_{cp}$	$\rho_{min} - \rho_{max}$		$\eta_{cp}$	$\eta_{min} - \eta_{max}$		Регион
		г/см <sup>3</sup>						10 <sup>-9</sup> ед. СИ			Ом·м			%		
Скарновая	Скарново-сульфидная Сульфидная (окисленная)	3,25	0,07	790	>1	0,8	0,1—3	400	200—1000	—	—	—	—	—	—	Приморье
		2,78	0,08	25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Кварцево-сульфидная	Кварцево-галенитовая Кварц-сульфидная с преобладанием арсенирита	3,07	0,08	5	—	—	—	650	50—1000	—	—	—	—	—	—	Восточное Забайкалье
		2,90	0,06	20	0,81	—	—	—	—	50—1500	—	—	7	4—17	—	
Колчедано-полиметаллическая	Медно-цинковая (агрегатная) Медно-цинковая (вкрапленная) Сульфидная с преобладанием пирротина	4,53	0,05	25	0,75	0,2	0,1—0,8	2,5	0,5—10	45	30—60	—	—	—	—	Рудный Алтай, Восточное Забайкалье
		3,10	0,06	25	0,6	—	—	300	100—1000	25	10—45	—	—	—	—	
		3,28	0,09	1000	1,62	3,0	0,8—9,0	70	5—100	—	—	—	—	—	—	
Свинцово-цинковая	Сульфидная с преобладанием галенита Сульфидная с преобладанием сфалерита Цинковая (окисленная) Церусситовая	4,38	0,08	5	0,5	—	—	—	5—100	12,7	5—24	—	—	—	—	Казахстан
		2,95	0,09	5	0,5	—	—	—	100—800	—	—	—	—	—	—	
		2,70	0,09	5	0,7	—	—	600	100—3000	0,9	0,5—2	—	—	—	—	
		2,90	0,07	5	—	—	—	—	500—300	0,6	0,1—1,2	—	—	—	—	

ново-сульфидного типа образуют линзовидные тела и гнезда сульфидов свинца и цинка. Плотность руд высокая (в среднем  $3.25 \text{ г/см}^3$ ). Широко развитые процессы окисления обуславливают снижение плотности до  $2,78\text{—}2,72 \text{ г/см}^3$ . Магнитная восприимчивость руд в зависимости от содержания в них пирротина колеблется в широких пределах — от единиц до нескольких тысяч  $10^{-6}$  ед. СИ. У окисленных руд  $\chi$  не превышает  $100 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ (табл. XIV.12).

Скарново-сульфидные руды относительно высокоомны вследствие процессов окисления, образующих плотную «рубашку» окислов. По удельному сопротивлению руды (в среднем  $400 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ) слабо отличаются от околорудных вмещающих пород ( $300\text{—}1500 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ).

Руды высокотемпературных гидротермальных месторождений кварцево-сульфидной формации распространены незначительно (Восточное Забайкалье). Руды, состоящие из кварца, сульфидов свинца и цинка с примесью арсенопирита, касситерита и турмалина, наименее плотны среди полиметаллических руд ( $\sigma_{\text{ср}} = 2,90\text{—}3,07 \text{ г/см}^3$ ). Магнитная восприимчивость руд не превышает  $20 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ. Удельное электрическое сопротивление высокое ( $1500 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ). Поляризуемость руд составляет в среднем  $7\%$ .

Месторождения колчеданно-полиметаллической формации широко развиты на Рудном Алтае. Колчеданно-полиметаллическое оруденение приурочено к вулканогенно-осадочным отложениям среднего палеозоя и находится в пространственной связи с магнитными ( $\chi \geq 65 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ) слабо эродированными гранитоидами эфемерногорского комплекса. Руды колчеданно-полиметаллической формации состоят из галенита, сфалерита, блеклых руд, халькопирита, пирита. Среди жильных минералов обычны кварц, барит, карбонаты. Агрегатные руды этой формации наиболее плотны ( $\sigma_{\text{max}} = 4,85 \text{ г/см}^3$ ,  $\sigma_{\text{ср}} = 3,8 \text{ г/см}^3$ ). У вкрапленных руд плотность изменяется в широких пределах — от  $2,7$  до  $3,95 \text{ г/см}^3$ . Большинство руд этой формации не содержит ферромагнитных минералов ( $\chi = 25 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ). Лишь на немногочисленных месторождениях Алтая (Березовское) и Восточного Забайкалья (Почекуевское) пирротин-содержащие руды характеризуются магнитной восприимчивостью, достигающей  $6300 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ.

Низкое удельное сопротивление колчеданно-полиметаллических руд определяется тем, что выделение электропроводных минералов (галенита, пирита, халькопирита и др.) по отношению к жильным минералам и сфалериту является более поздним. Это приводит к образованию структур прорастания, замещения и распада, обеспечивающих образование токопроводящих путей, состоящих из электропроводных сульфидов (В. А. Желамков, 1970 г.). Наиболее низкое сопротивление ( $0,05\text{—}10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ) имеют сплошные руды. У вкрапленных руд оно повышается до  $1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ .

Поляризуемость руд данной формации высокая, достигающая у сплошных руд  $30\text{—}60\%$ .

Руды низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений отличаются простым составом — галенит, сфалерит, пирит. Плотность руд резко повышается с увеличением содержания в них галенита. Сфалеритовые руды менее плотны.

Магнитная восприимчивость вследствие отсутствия ферромагнетиков не превышает  $5 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ.

Удельное электрическое сопротивление руд сравнительно высокое ( $100\text{—}300 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ). Наибольшие значения  $\rho$  (до  $3000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ) наблюдаются у окисленных руд. Поляризуемость редко достигает  $24\%$ .

Для руд колчеданно-полиметаллической и свинцово-цинковой формаций характерны процессы окисления. Вследствие этого окисленные руды полиметаллической формации имеют пористые, друзовые, землястые текстуры. Окисление галенита, сфалерита, пирита приводит к образованию таких минералов, как смитсонит, каламин, церуссит, лимонит, которые отличаются от соответствующих первичных минералов меньшей плотностью. В результате окисления плотность руд резко понижается (до  $2,37\text{—}2,9 \text{ г/см}^3$ ), а удельное электрическое сопротивление повышается (до  $1000\text{—}3000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ). Магнитная восприимчивость окисленных руд вследствие лимонитизации в отдельных случаях достигает  $125 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ.

### Медные руды

Месторождения медных руд подразделяются на следующие формационные типы: сульфидные медно-никелевые, меднопорфировые, медно-полиметаллически-колчеданные и медистых песчаников. Петрофизическая характеристика сульфидных руд

Петрофизическая характеристика меднорудных формаций

Формация	Руда	σ		Sf	% <sub>ср</sub>	% <sub>min</sub> —% <sub>max</sub>		ρ <sub>min</sub> —ρ <sub>max</sub> , Ом·м	η <sub>ср</sub>	η <sub>min</sub> —η <sub>max</sub>	
		г/см <sup>3</sup>				10 <sup>-3</sup> ед. СИ				%	
Меднопорфировая <sup>1</sup>	Порфировая медно-молибденовая (ред-ковкрапленниковая)	2,69	0,07	50	5—100	200—500	11	—	—	—	
		2,95	0,06	25	5—100	—	—	—	—	—	
		2,70	0,07	—	1 250—12 500	—	—	—	—	—	
Медноколчеданная <sup>2</sup>	Пирит-халькопирит-сфалеритовая (массивная)	4,27	0,05	30	10—100	10 <sup>-3</sup> —10 <sup>-7</sup>	15	10—20	—	—	
		2,98	0,08	650	250—4 400	10 <sup>-1</sup> —10 <sup>-3</sup>	10	7—12	—	—	
		3,45	0,06	<5	0—5	—	15	—	—	—	
		3,05	0,07	4400	650—25 000	10 <sup>-1</sup> —10 <sup>-3</sup>	—	—	—	—	
Медистых песчаников <sup>1</sup>	Медистые песчаники	2,69	0,08	50	5—100	3·10 <sup>2</sup> —10 <sup>3</sup>	—	3—8	—	—	

<sup>1</sup> Казахстан.<sup>2</sup> Мугоджары.

рассматривалась выше. Данные о физических свойствах руд медноколчеданной, меднопорфировой формаций и формации медистых песчаников приведены в табл. XIV.13.

Месторождения и рудопроявления меди в большинстве случаев парагенетически и генетически связаны с магнитными интрузивными и субвулканическими образованиями (см. рис. XIV.17).

Месторождения и рудопроявления меднопорфировой формации широко развиты в Алмалыкском районе. Прожилково-вкрапленниковое медное месторождение района генетически связано со штоками гранодиорит-порфиров поздневарисского возраста, прорывающих массив более древних сиенит-диоритов. Оруденение приурочено к эндо- и экзоконтактам штоков. Вмещающие породы представлены разновозрастными осадочными осадочно-вулканогенными породами. Основной состав руд — пирит, халькопирит, магнетит, гематит и молибденит. Содержание сульфидов достигает 15—20 %.

Плотность пород изменяется от 2,53 до 2,71 г/см<sup>3</sup>, но чаще составляет 2,69—2,71 г/см<sup>3</sup>, поэтому медные руды (за исключением густовкрапленниковых) слабо отличаются по плотности от вмещающих пород (А. П. Бачин и др., 1970 г.).

Магнитная восприимчивость руд обычно не превышает  $5 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, что позволяет отличать их от сильномагнитных неизмененных интрузивных пород региона с магнитной восприимчивостью порядка  $1250—6300 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Под действием гидротермальных процессов магнитная восприимчивость интрузий резко уменьшается. Это дает возможность выделять по магнитным свойствам гидротермально-измененные породы, перспективные на обнаружение медного оруденения.

Порфиритовые медные руды сравнительно низкоомны ( $\rho = 300 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ) и отличаются от более высокоомных вмещающих пород с  $\rho = 500 \div 3000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . Для руд характерна повышенная (10—11 %) поляризуемость.

Формации медноколчеданных месторождений генетически связаны с субвулканическими интрузиями и корневыми частями тех эффузивных толщ, среди которых они залегают. В пределах Мугоджар рудопроявления и месторождения данной формации приурочены к эффузивно-туфогенным комплексам, перекрытым экструзиями базальтоидов. Обычно колчеданные руды приурочены к зеленокаменным зонам с  $\sigma_{\text{ср}} = 2,9 \text{ г/см}^3$  и отличаются от остальных пород региона с  $\sigma_{\text{ср}} = 2,6 \div 2,7 \text{ г/см}^3$ . В пределах месторождений колчеданные руды с  $\sigma_{\text{ср}} = 2,98 \div 4,47 \text{ г/см}^3$  четко фиксируются в гравитационном поле.

Магнитная восприимчивость колчеданных руд, определяемая магнетитом и пирротином, колеблется от 30 до  $25\,000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Большая часть руд высокомагнитна. В пределах месторождений высокие значения характерны и для эффузивных образований [ $(2500—5000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ], что не позволяет отличать рудные тела от вмещающих пород.

Руды, особенно агрегативные, низкоомны ( $\rho = n \cdot 10^{-1} \div 10^{-2} \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ); удельное сопротивление вмещающих пород достигает  $n \cdot 10^3—10^4 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . Поляризуемость руд высокая (10—15 %) на фоне поляризуемости (3—4 %) для вмещающих пород.

Формации медистых песчаников предположительно связывают с магнитными глубоко залегающими гранитоидами. К этому типу формаций относится Джезказганское месторождение. Оруденение сосредоточено в пластах серых песчаников с карбонатным цементом. Сульфиды меди (халькопирит, халькозин) замещают цемент песчаников. Медистые песчаники по сравнению с другими породами песчано-сланцевой толщи имеют повышенное сопротивление ( $300—1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ). Для медистых песчаников характерна повышенная поляризуемость (3—8 %). По плотности и магнитным свойствам медистые песчаники слабо отличаются от других пород.

## Бокситы

Бокситовые месторождения по генезису подразделяются на два типа: платформенные и геосинклинальные. Возраст платформенных месторождений мезо-кайнозойский и палеозойский, геосинклинальных — палеозойский (С. И. Бенеславский, 1958 г.; Ю. К. Горещкий и др., 1949 г.). Основные компоненты бокситов представлены свободным глиноземом, кремнеземом, окислами железа и окисью титана.

Платформенные бокситы, относящиеся к терригенным бокситоносным формациям, по магнитным свойствам неоднородны (табл. XIV.14). Наиболее высокой магнитной восприимчивостью характеризуются бокситы мезо-кайнозойского возраста.

Магнитные свойства бокситов ( $\mu$  в  $10^{-5}$  ед. СИ)

Боксит	Возраст	Регион, месторождение	$\mu_{\text{ср}}$	$\mu_{\text{min}} - \mu_{\text{max}}$
П л а т ф о р м е н н ы е м е с т о р о ж д е н и я (терригенные бокситоносные формации)				
Каменистый бобового сложения	$K_1al - K_2cm$	Верхнетобольский, Клубное, Ливановское	1 630	0—6 300
	$K_2 - P$		2 400	1 760—7 300
	$K_1al - K_2cm$	Верхнетобольский, Ак-Куль	340	1 760—5 800
			4 520	0—10 000
	$K_1al$	Урал, Каменский	4 400	1 900—8 800 (1 600)
Каменистый бобового сложения, выветрелый	MZ	Присалаирье, Вагановское	6 300	1 250—13 800 (3 500)
	$K_1al$	Татарское	3 780	0—26 400
		Сахатинское	13 800	2 500—44 000
		Мурлиное	16 340	6 300—25 100
	Мурожнинское	20 100	0—31 400	
$C_1$	Тихвинский	75	19—125	
Бобового сложения, рыхлый	$K_1al - K_2cm$	Верхнетобольский, Клубное, Ливановское	500	0—1 250
		Верхнетобольский, Ак-Куль	880	0—3 100
		Убаганский район	1 000	110—3 000
Глинистый	$K_1al$	Урал, Каменский	1 260	63—6 300
		Присалаирье, Вагановское	565	0—3 800 (200)
Глинистый	$K_1al - K_2cm$	Убаганский, Верхнетобольский	377	0—2 500
	$K_1al$	Урал, Каменский	503	0—2 900
		Присалаирье, Вагановское	503	0—1 880 (200)
	$K_1al$	Енисейский кряж, Татарское	3 140	0—5 030

Боксит	Возраст	Регион, месторождение	$\chi_{\text{ср}}$	$\chi_{\text{min}} - \chi_{\text{max}}$
<b>Геосинклинальные месторождения (карбонатные бокситоносные формации)</b>				
Различный	D <sub>2</sub> a	Северный Урал, Тортинское	880	0—1 000 (200)
Красный	D <sub>1</sub> a	Северный Урал	190	0—880
	D <sub>2</sub> a		88	0—380
	D <sub>3</sub> a		440	125—1 250
Бурый	D <sub>3</sub> a		12	0—25
Пестроцветный, черный	D <sub>1</sub> a—D <sub>2</sub> a		31	0—125
Серый	D	Салаирский кряж, Бердское	50	38—63
Метаморфизованный с корундом	D	Салаирский кряж, Обуховское	12	—

Примечание. В скобках указаны  $J_{n \text{ ср}}$  в  $10^{-3}$  А/м.

Среди них наиболее магнитны каменные разновидности [ $\chi = (1000 \div 20\,000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ]. Процессы выветривания каменных бокситов обычно приводят к значительному уменьшению магнитной восприимчивости.

Платформенные бокситы каменноугольного возраста также относятся к терригенным бокситоносным формациям. Однако в отличие от бокситов мезо-кайнозойского возраста они практически немагнитны.

Геосинклинальные бокситы (карбонатная бокситоносная формация) по сравнению с платформенными характеризуются в целом более низкой магнитной восприимчивостью. Наблюдается определенная закономерность в изменении магнитной восприимчивости геосинклинальных бокситов. Наибольшей величиной характеризуются красные и бурые бокситы. Среди них бокситы субровского горизонта девона имеют наиболее высокую магнитную восприимчивость [(190—880) · 10<sup>-5</sup> ед. СИ], а бокситы богословского горизонта девона — заметно меньшую [(90—380) · 10<sup>-5</sup> ед. СИ]. Другие разновидности бокситов обладают значительно меньшей магнитной восприимчивостью.

Высокая магнитность платформенных бокситов в основном связана с маггемитом, который присутствует в цементе диаспоровых бокситов или в бобовинах гидрагиллитовых бокситов. Магнетит и гематит имеются в платформенных бокситах в значительно меньшем количестве и сравнительно мало влияют на их намагниченность. Магнитность геосинклинальных бокситов обусловлена главным образом маггемитом, который в виде мелких зерен в небольшом количестве постоянно в них присутствует.

На Аркалыкском месторождении высокая стабильность намагниченности платформенных бокситов связана с содержащимся в них маггемитом. Для них величина  $Q$  превышает десятки единиц.

Средняя плотность бокситов платформенных месторождений изменяется от 1,52 до 2,7 г/см<sup>3</sup> (табл. XIV.15). Высокой плотностью (2,35—2,60 г/см<sup>3</sup>) обладают каменные разновидности гидрагиллитовых бокситов мезозойского возраста. Каменные бокситы Тихвинского района, относящиеся к каменноугольному возрасту и имеющие



Плотность бокситов (в г/см<sup>3</sup>)

Боксит	Возраст	Регион, месторождение	$\sigma_{cp}$	$\sigma_{min} - \sigma_{max}$
П л а т ф о р м е н н ы е м е с т о р о ж д е н и я (терригенные бокситоносные формации)				
Каменистый	K <sub>1a1</sub>	Енисейский кряж	2,7	2,7—3,3
	K <sub>1a1</sub> —P	Тургайский прогиб	2,35	1,80—2,6
	C <sub>1v</sub>	Тихвинский	1,76	1,68—2,6
Рыхлый	K <sub>1a1</sub>	Енисейский кряж	1,88	1,50—2,41
	K <sub>2</sub> —P	Тургайский прогиб, Амангельдинское	1,68	—
	C <sub>1v</sub>	Тихвинский	1,52	1,34—1,64
Глинистый	K <sub>1a1</sub>	Енисейский кряж, Та- тарское	2,1	2,00—2,1
	K <sub>1a1</sub> —K <sub>2cm</sub>	Тургайский прогиб, Ак- Куль	2,1	1,97—2,04

Г е о с и н к л и н а л ь н ы е м е с т о р о ж д е н и я  
(карбонатные бокситоносные формации)

Серый каменистый	D	Салаирский кряж, Берд- ское	3,4	3,32—3,47
Метаморфизованный с корундом	D	Салаирский кряж, Обу- ховское	3,25	3,01—3,5
Каменистый	D <sub>2a</sub>	Северный Урал, Горно- стайское	3,1	3,01—3,23
Плитняковый	D <sub>2a</sub>	Северный Урал, Крас- ная Шапочка	2,85	2,70—3,12
Красный маркий	D <sub>2a</sub>	Северный Урал, Крас- ная Шапочка	2,75	2,50—2,83

## Удельное электрическое сопротивление бокситов (в Ом·м)

Боксит	Возраст	Регион, месторождение	$\rho_{\text{ср}}$	$\rho_{\text{min}}-\rho_{\text{max}}$
<b>Платформенные месторождения (терригенные бокситоносные формации)</b>				
Каменистый	K <sub>1a1</sub>	Енисейский кряж	1400	450—4500
	K <sub>1a1</sub>	Средний Урал, Каменский	275	140—500
	C <sub>1</sub>	Тихвинский	200	140—500
Рыхлый	K <sub>1a1</sub>	Енисейский кряж	400	200—900
	C <sub>1</sub>	Тихвинский	200	150—500
	K <sub>1a1</sub>	Средний Урал, Каменский	150	125—150
Глинистый	K <sub>1a1</sub>	Средний Урал, Каменский	75	50—90
	C <sub>1</sub>	Тихвинский	75	65—95
<b>Геосинклинальные месторождения (карбонатные бокситоносные формации)</b>				
Метаморфизованный с корундом	D	Салаирский кряж, Обуховское	700	700—700
Красный каменистый	D <sub>2a</sub>	Северный Урал, Красная Шапочка	700	150—900
Вишнево-красный	D <sub>2a</sub>	Северный Урал	150	150—850

смешанный гидраргиллит-бемитовый состав, характеризуются более низкой плотностью (1,76 г/см<sup>3</sup>). Выветривание бокситов приводит к значительному снижению плотности.

Геосинклинальные бокситы по сравнению с платформенными имеют большую плотность. Среди них наиболее плотными являются каменистые бокситы Салаирского кряжа и Северного Урала. Меньшими значениями плотности обладают плитняковые и вишнево-красные бокситы Северного Урала.

Бокситы, как и все осадочные породы, являются ионными проводниками электрического тока, поэтому электрическое сопротивление их зависит главным образом от пористости, структуры порового пространства, влагонасыщенности, концентрации и химического состава растворенных солей. Увеличение плотности бокситов, связанное с уменьшением пористости, должно вызывать увеличение электрического сопротивления.

На платформенных месторождениях относительно высоким сопротивлением обладают каменистые разновидности бокситов (табл. XIV.16). Дезинтеграция бокситов приводит к понижению их сопротивления в 3—4 раза. Еще меньшим сопротивлением характеризуются глинистые бокситы.

Зависимость электрического сопротивления от плотности установлена и для геосинклинальных месторождений. Здесь наиболее плотные каменные бокситы Салдинского кряжа и Северного Урала характеризуются сопротивлением 700 Ом·м, тогда как менее плотные вишнево-красные бокситы имеют сопротивление 450 Ом·м.

## Руды золота

Коренные месторождения золота связаны преимущественно с натровыми гранитоидами умеренно кислого состава.

Золоторудные районы подразделяются на две категории. К первой наиболее многочисленной категории (60 % от всех известных) относятся низко- и среднетемпературные кварцево-золоторудные, золото-серебряные и золото-сурьмяно-ртутные месторождения и проявления, пространственно связанные с незеродированными слабомагнитными диоритами ( $\kappa < 125 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ,  $\sigma_{\text{ср}} = 2,8 \div 2,82$  г/см<sup>3</sup>), над которыми фиксируются положительные локальные аномалии силы тяжести. Ко второй группе принадлежат месторождения и рудопроявления золото-кварцевой формации в ассоциации с Мо и W, сопряженные с гранодиоритами и плагиогранитами ( $\sigma_{\text{ср}} = 2,62 \div 2,68$  г/см<sup>3</sup>), которые обладают нестабильной величиной  $\kappa$ , изменяющейся в пределах  $(38 \div 1500) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

Над районами развития золоторудной минерализации данного типа отмечаются дифференцированные магнитные аномалии интенсивностью в несколько сотен нантесл.

Породы формации кварц-серицитовых золотоносных метасоматитов образовались преимущественно за счет контактовых роговиков, реже — за счет интрузивных и дайковых пород (табл. XIV.17). Состоят они из кварца и серицита, переходящего в мусковит. В качестве примесей часты топаз, хлорит, флюорит. Из рудных в значительных количествах присутствуют шеелит, молибденит, пирит, халькопирит. Золото сосредоточено главным образом в пирите, количество которого достигает 10—15 %. Все руды данной формации характеризуются низкими плотностью и магнитной восприимчивостью.

Породы редкометалльно-кварцевой формации представлены кварцевыми жилами и прожилками двух типов: существенно молибденовым и существенно вольфрамовыми. В качестве второстепенных минералов в них присутствуют полевые шпаты, флюорит, пирит, шеелит, арсенопирит и др., в качестве примесей — турмалин, топаз, пирротин, сфалерит, блеклая руда, рутил, магнетит. Плотность руд этой формации достигает в среднем 2,65 г/см<sup>3</sup>. Примеси в незначительном количестве пирротина и магнетита оказывают заметное влияние на магнитную характеристику пород. Магнитная

Таблица XIV.17

### Петрофизическая характеристика золоторудных формаций

Формация	Руда	$\sigma$	$St$	$\kappa$	$V$	$Q_{\text{ср}}$
		г/см <sup>3</sup>		$10^{-5}$ ед. СИ		
Кварц-серицитовых метасоматитов	Кварц-серицитовая	2,4	0,06	5	—	0
	Кварц-серицит-турмалиновая	2,63	0,07	10	0,5	0
	Грейзены	2,51	0,06	5	—	0
Редкометалльно-кварцевая	Кварц-молибденитовая	2,63	0,06	250	1,4	0,8
	Кварц-вольфрамитовая	2,65	0,05	150	1,7	0,5
Золото-кварцевая	Золото-арсенопиритовая	3,4	0,09	10	0,5	0
	Золото-кварцевая	2,67	0,05	20	0,7	0
	Золото-сульфидная	3,2	0,09	650	1,3	1,8
Кварц-антимонитовая	Кварц-антимонитовая	2,85	0,07	10	0,8	0
	Золото-серебряная	2,67	0,05	5	0	0

восприимчивость составляет в среднем  $(150-250) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ [в отдельных случаях  $(1900-2500) \cdot 10^{-6}$  ед. СИ]. Остаточная намагниченность в ряде случаев превышает индуцированную.

Золото-кварцевая формация включает руды трех минеральных типов. Золото-арсенопиритовые руды состоят главным образом из кварца и арсенопирита (40—60 %). Золото-кварцевые руды на 90—95 % состоят из кварца. В золото-сульфидных рудах 30—60 % принадлежит пириту, пирротину, сфалериту и галениту. Из второстепенных минералов присутствуют альбит, анкерит, флюорит, хлорит, турмалин и др. Плотность пород этой формации наиболее высокая и достигает в среднем  $3,4 \text{ г/см}^3$ , что объясняется высоким содержанием в них сульфидов. Магнитная восприимчивость у всех руд, за исключением золото-сульфидных пирротинсодержащих, низкая. У пирротинсодержащих руд величина  $\chi$  составляет в среднем  $630 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Остаточная намагниченность в них часто превышает индуцированную ( $Q = 1$ ).

В составе руд кварц-антимонитовой формации главная роль принадлежит кварцу и антимониту. Местами к ним присоединяется кальцит. Незначительную примесь составляют серицит, анкерит, флюорит, пирит, марказит. Средняя плотность руд  $2,85 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость не превышает в среднем  $12 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

Золото-серебряная формация представлена золотоносными жилами, состоящими из кварца и халцедона (70—90 %), карбонатов (10—30 %), адуляра, серицита, флюорита. На рудные минералы приходится 0,1—1,5 %; среди них пирит, золото, халькопирит, галенит. По физическим параметрам руды этой формации не отличаются от руд золото-кварцевой формации.

Электропроводность сплошных золото-сульфидных руд составляет 0,6—3 Ом·м. У остальных руд золоторудных формаций при возрастании количества кварц-серицитовой массы связь между зернами сульфидов нарушается и удельное сопротивление сильно возрастает, достигая 2000—4000 Ом·м. Полярность сплошных руд равна 24%; у вкр апленных руд она не превышает 10—15 %.

## § 56. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

**Графит.** Графит — широко распространенная модификация углерода С; твердость 1, плотность  $2,23-2,27 \text{ г/см}^3$  (Л. Харлс, Е. Мартел, 1968 г.). Встречается в виде чешуйчатых, зернистых, полнокристаллических, иногда шаровидных и радиально-лучистых агрегатов.

Выделяются два наиболее важных в промышленном отношении генетических типа графитовых месторождений: магматические и метаморфические.

Магматические месторождения приурочены к изверженным породам. Графит образует штоки, гнезда, жилкообразные тела; встречается также в виде чешуек, рассеянных по всей массе породы. Типичным представителем магматических месторождений является Ботогольское месторождение.

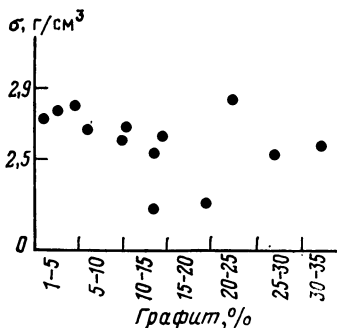


Рис. XIV.19. Зависимость плотности руды чешуйчатого графита от содержания графита (месторождение Слюдянка)

Метаморфические месторождения чешуйчатого графита образовались за счет глубокого метаморфизма осадков, содержащих первоначально органические вещества. Эти вещества и послужили источником углерода, который кристаллизовался в форме графита. Рудами чешуйчатого графита являются мелкозернистые графитовые гнейсы и сланцы. Графит присутствует в чешуйках, размеры которых в поперечнике колеблются от 0,001—0,1 мм (мелкозернистые руды) до 0,1—5 мм (крупнозернистые руды). Типичными месторождениями этого типа являются Слюдянка, месторождения Украинского кристаллического массива и Дальневосточного края.

Физические свойства графита наиболее полно изучены на месторождениях Слюдянка (чешуйчатый графит) и Ботогол (кристаллический графит).

Плотность руды чешуйчатого графита зависит от содержания в ней графита. Наиболее вероятное значение плотности 2,6 г/см<sup>3</sup>, среднее 2,63 г/см<sup>3</sup>. Эти значения соответствуют содержанию в руде 15—20 % графита. При увеличении содержания графита до 30—35 % плотность руды уменьшается до 2,5 г/см<sup>3</sup>. С уменьшением количества графита до 3—5 % плотность руды увеличивается до 2,7—2,8 г/см<sup>3</sup> за счет роста в руде содержания кварца, граната и других минералов (рис. XIV.19, XIV.20).

Среди кристаллического графита магматического происхождения по плотности выделяются две разновидности: массивный кристаллический графит и древовидный и игольчатый графит (см. рис. XIV.20).

Концентрически-скорлуповатый и натеchnый графит по плотности входит в группу массивного графита. Плотность чистого графита составляет 2,22 г/см<sup>3</sup>. Повышение плотности графита Ботогольского месторождения ( $\sigma_{\text{ср}} = 2,42$  г/см<sup>3</sup>) связано с зольностью, которая иногда достигает в руде 60 %.

Скорость распространения упругих волн, определенная на образцах чешуйчатого графита, зависит от их слоистости; вкрест слоистости она колеблется от 1200 до 2500 м/с, вдоль слоистости — от 3 до 5 км/с. На упругую характеристику чешуйчатого графита влияет также степень разрушенности (и трещиноватость) образцов; для выветрелых и разрушенных образцов  $v = 1200 \div 1500$  м/с. Для кристаллических графитов магматического происхождения скорость  $v$ , определенная на образцах, колеблется в небольших пределах (3—4 км/с), что объясняется мономинеральным составом и структурой образцов.

Магнитная восприимчивость образцов чешуйчатого графита изменяется от нуля до  $45 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, составляя в среднем  $(5-10) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Магнитная восприимчивость руд кристаллического графита близка к нулю.

Графит, обладающий различными структурными особенностями, разделяется по удельному сопротивлению (табл. XIV.18, рис. XIV.21). По этому параметру древоидный графит (часто волокнистой и игольчатой структуры) хорошо отличается от натеchnого и массивного. Понижение сопротивления древоидного графита связано, очевидно, со структурными особенностями, так как зольность его невысока и содержание углерода достигает 95—98 %. Удельное сопротивление сплошных графитовых руд колеблется от  $(2-3) \cdot 10^{-4}$  до  $(1-2) \cdot 10^{-2}$  Ом·м. Первое значение относится к плотному массивно-кристаллическому графиту, а второе — к древоидной и чешуйчатой разновидностям. Сопротивление полосчатых и вкрапленных руд примерно одинаково. Их особенностью является ярко выраженная анизотропия:

$$\rho_n \approx 10^{-1} \text{ Ом} \cdot \text{м}; \quad \rho_t \approx 10^3 \text{ Ом} \cdot \text{м}; \quad \rho_m = \sqrt{\rho_n \rho_t} = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}.$$

Удельное электрическое сопротивление руды чешуйчатого графита метаморфического происхождения колеблется в очень широких пределах, что объясняется пестрым минеральным составом и невыдержанностью количественного соотношения минеральных примесей и графита. Наиболее часто встречающимся значениям  $\rho = (1 \div 5) \cdot 10^{-3}$  Ом·м соответствует руда чешуйчатого графита с содержанием последнего 10—15 %. Понижение содержания чешуйчатого графита в руде до 3—7 % вызывает увеличение удельного электрического сопротивления до 10 Ом·м. Руды чешуйчатого графита, как и руды кристаллического графита, резко анизотропны. Вдоль слоистости сопротивление руды составляет  $n \cdot 10^{-4}$  Ом·м; вкрест слоистости оно равняется десяткам и сотням ом-метров и приближается к сопротивлению вмещающих пород.

**Алмаз.** Алмаз представляет собой природную модификацию углерода С. Он часто содержит небольшие количества различных химических элементов, из которых наиболее распространены Al, Si, Ca, Mg, Fe и др. Содержание золы в алмазе колеблется от

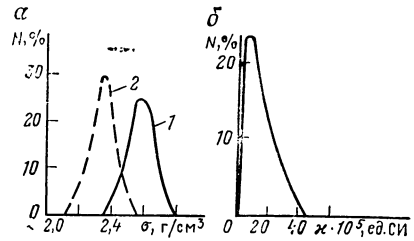


Рис. XIV.20. Вариационные кривые плотности (а) и магнитной восприимчивости (б) графита.

Графит: 1 — кристаллический (месторождение Ботогол), 2 — чешуйчатый (месторождение Слюдянка)

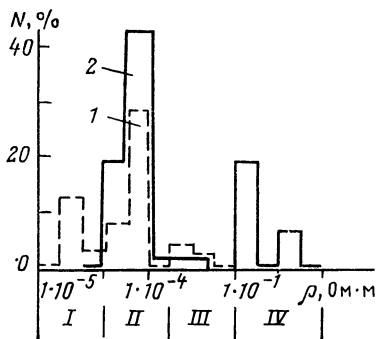


Рис. XIV.21. Гистограммы распределения удельного электрического сопротивления графита.

Мелкочешуйчатый графит: I — натечный скорлуповатый, II — массивный кристаллический, III — древовидный волокнистый; IV — крупночешуйчатый графит; 1 — кристаллический графит; 2 — чешуйчатый графит

литы. Плотность кимберлитов колеблется от 1,96 до 2,95 г/см<sup>3</sup>, средние значения по различным трубкам взрыва меняются от 2,1 до 2,85 г/см<sup>3</sup>. Кимберлитовые трубки обычно фиксируются минимумами.

Магнитная восприимчивость кимберлитов непостоянна; она меняется от 50—80 до 6000·10<sup>-9</sup> ед. СИ. Это объясняется тем, что магнитная восприимчивость кимберлитов связана главным образом со вторичным магнетитом, который образуется

0,01 до 5 %. Твердость алмаза 10, плотность 3,6 г/см<sup>3</sup>, удельное электрическое сопротивление 10<sup>16</sup> Ом·м, скорость распространения упругих волн 18,3 км/с (см. гл. II, III).

Алмазы встречаются в месторождениях двух генетических типов: собственно магматических и осадочных (вторичных). Коренные собственно магматические месторождения приурочены к кимберлитам, залегающим в форме трубообразных залежей. При разрушении этих залежей вследствие твердости и химической инертности алмазов образуются алмазоносные россыпи самого разнообразного происхождения<sup>1</sup>.

Кимберлит представляет собой брекчию, в которую входят обломки различных осадочных, метаморфических и изверженных пород, сцементированных ультраосновной массой эффузивного облика. Связующая масса состоит из серпентина, оливина, карбоната. В меньшем количестве встречаются магнетит, ильменит, гранат-пироп, перовскит, апатит, моноклинный пироксен, алмаз и др. По составу среди пород встречаются кимберлитовые брекчи и порфириновые кимбер-

Т а б л и ц а XIV.18

Удельное электрическое сопротивление (в Ом·м) графита

Руда	$\rho_{\text{ср}}$	$\rho_{\text{min}}$	$\rho_{\text{max}}$
------	--------------------	---------------------	---------------------

К р и с т а л л и ч е с к и й   г р а ф и т

Сплошная	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
Пропитанная	$3 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$
Полосчатая	$1 \cdot 10^{-2}$	$9,6 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-1}$
Вкрапленная	—	$9,8 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-1}$
Массивный графит	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-2}$
Натечный и скорлуповатый графит	$1 \cdot 10^{-5}$	$0,5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Древовидный графит	$1 \cdot 10^{-2}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-1}$

Ч е ш у й ч а т ы й   г р а ф и т

Мелкочешуйчатая	$0,5 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-5}$	$0,5 \cdot 10^{-2}$
Крупночешуйчатая	$0,5 \cdot 10^{-1}$	$0,5 \cdot 10^{-2}$	10

<sup>1</sup> Сведения о физических свойствах кимберлитов приводятся по данным Д. И. Савра<sup>а</sup>-сова и Г. Г. Камышевой.

в результате серпентинизации кимберлитов; содержание его непостоянно. Кимберлитовые тела имеют разнообразную магнитную характеристику — от слабомагнитных до сильномагнитных (рис. XIV.22). Большинство из них характеризуются в среднем повышенными значениями намагниченности, что обуславливает над грубками положительные магнитные аномалии. Фактор  $Q$  кимберлитов меняется также в широких пределах, причем кимберлитовым брекчиям свойственны в большинстве случаев низкие значения  $Q$  (обычно 0,2—0,8, редко до 2—3). Порфировые кимберлиты чаще имеют  $Q = 4 \div 6$ .

Удельное электрическое сопротивление кимберлитовых трубок 500—2000 Ом·м. По степени радиоактивности кимберлиты не отличаются от вмещающих пород. Средние значения скорости распространения упругих волн ( $v_p$ ), измеренной по образцам, варьируют в пределах 3,3—4,8 км/с.

**Шунгиты.** В отличие от графита и алмаза, содержание углерода в которых близко к 100 %, шунгиты и шунгитсодержащие породы весьма разнообразны по содержанию углерода и минеральной основе, что находит отражение в их физических свойствах.

Плотность шунгитов увеличивается по мере уменьшения  $C$ . В I группе ( $C$  выше 90 %) плотность равна 1,9 г/см<sup>3</sup>; во II группе ( $C = 35 \div 80$ ) плотность повышается до 2—2,1 г/см<sup>3</sup>; в III—V группах плотность составляет до 2,2—2,93 г/см<sup>3</sup> (в диабазах) или 2,6 г/см<sup>3</sup> в высококремнистых шунгитсодержащих породах. Малозольные шунгиты (I и II группы) — хорошие проводники; их удельное сопротивление равно  $3 \div 20 \cdot 10^{-4}$  Ом·м. Магнитная восприимчивость шунгитов близка к нулю; встречаются диамагнитные разности. Характерно образование интенсивных аномалий естественного электрического поля (М. И. Голод, 1976, 1978 гг.).

**Серя.** Серя встречается в природе как в самородном виде, так и в соединениях. Она обладает высокой степенью полиморфизма, при нормальной температуре и давлении устойчива лишь  $\alpha$ -серя, кристаллизующаяся в ромбической сингонии. В обычных природных условиях встречается почти исключительно эта разновидность серы. Плотность серы 2,06—2,07 г/см<sup>3</sup>, твердость 1—2.

Месторождения серы делятся на две основные группы: вулканогенные, осадочные (биохимические).

Серя обладает очень низкой теплопроводностью; удельное электрическое сопротивление серы  $1 \cdot 10^{16}$  Ом·м при 17 °С. Физические свойства серы и связанных с ней гидротермально-измененных пород приводятся по материалам А. Э. Голлербаха. Плотность гидротермально-измененных пород и серных руд (опалитов, кварцитов серы, аргиллизитов, пропицитов) изменяется от 1,8 до 2,8 г/см<sup>3</sup>; наиболее вероятное значение 2,6 г/см<sup>3</sup>.

Серные и серно-сульфидные руды в большинстве случаев характеризуются нулевой магнитной восприимчивостью. По измерениям на образцах удельное электрическое сопротивление для серно-сульфидных руд колеблется от 300 до 10 000 Ом·м в воздушно-сухом и от 15 до 1200 Ом·м в увлажненном состоянии.

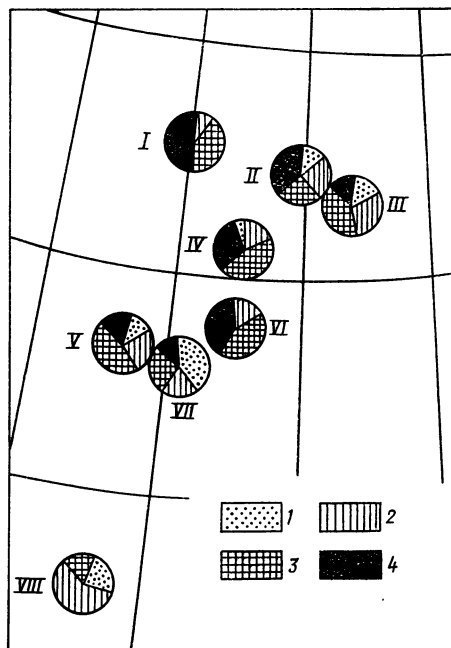


Рис. XIV.22. Средняя намагниченность кимберлитов (по Г. Г. Камышевой, 1981 г.). I — Куонамский район; II — Нижнеоленецкий район; III — Приленский район; IV — Среднеоленецкий район; V — Алакит-Мархинское поле; VI — Верхнемунское поле; VII — Далдынское поле; VIII — Мало-Ботубинское поле. Намагниченность (в А/м): 1 — 0—100; 2 — 100—700, 3 — 700—3000, 4 — 3000—6000

Таблица XIV.19

Плотность флюоритовых руд (в г/см<sup>3</sup>)

Руда	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{min}} - \sigma_{\text{max}}$	Тип месторождения
Массивная	3,10	2,95—3,20	Гидротермальный
Ленточная	3,14	2,90—3,19	
Конкреционно-скорлуповатая	3,16	2,91—3,20	
Брекчиевая и брекчиевидная	2,74	2,60—3,02	
Флюоритизированный известняк	2,86	2,65—3,20	Гидротермально-метасоматический

Все выходы гидротермально-измененных пород с серной минерализацией фиксируются отчетливыми отрицательными аномалиями естественного электрического поля различной интенсивности. Картаж скважин методом ПС также дает отрицательные аномалии при пересечении серных тел, причем интенсивность аномалий связывается с содержанием самородной серы.

**Флюорит (плавиковый шпат).** По химическому составу флюорит представляет собой фтористый кальций СаF<sub>2</sub>; твердость 5, плотность 3—3,2 г/см<sup>3</sup>. Встречается в виде плотных, зернистых и шестоватых агрегатов различной окраски (преобладает фиолетовая, зеленая и розовая). Большинство месторождений флюорита гидротермального типа. По условиям образования их можно разделить на гидротермальные (жильные) и метасоматические.

Гидротермальные месторождения представлены тектоническими трещинами мощностью до нескольких десятков метров, выполненными флюоритом или брекчий, сцементированной флюоритом. К ним относятся месторождения Забайкалья, которые подразделяются на два подтипа: месторождения повышенной концентрации флюорита, связанной с редкометалльными скарново-гидротермальными месторождениями, и специфические флюоритовые месторождения, представляющие единый минеральный комплекс, обособленный в пространстве от всех других видов минерализации (А. А. Иванова, 1974 г.). Месторождения связаны с формациями щелочных гранитов и сиенитов и гранит-лейкогранитовой формацией. Метасоматические месторождения представлены линзами, гнездами и пластообразными залежами флюорита, образовавшегося путем замещения известняков.

В гидротермальных месторождениях различаются руды: 1) массивные, состоящие из массивно-кристаллического флюорита с примесью кварца, халцедона и адуляра; 2) ленточные, представленные чередованием полос различно окрашенного флюорита с примесью кварца, халцедона, пирита, кальцита и галенита; 3) конкреционно-скорлуповатые, состоящие из флюорита и содержащие небольшие количества пирита, кварца, халцедона, каолинита; 4) брекчиевые и брекчиевидные, включающие различные породы, сцементированные флюоритом, кварцем и халцедоном.

Чистый флюорит обычно содержит мельчайшие включения газов и жидкостей, которые образуют густую вкрапленность, определяющую прозрачность флюорита. К часто наблюдаемым твердым включениям относятся глинистые продукты, которые в виде мельчайших пылеобразных частиц находятся во флюорите. Иногда во флюорите в виде отдельных зерен или в распыленном состоянии встречаются пирит и халькопирит.

Плотность флюорита не зависит от типа (низкотемпературное или высокотемпературное) месторождения и колеблется в пределах 2,9—3,3 г/см<sup>3</sup>. Для высокотемпературных месторождений наиболее вероятна плотность 3,17 г/см<sup>3</sup>, для низкотемпературных — 3,15 г/см<sup>3</sup>. Наиболее низкую плотность (до 2,97 г/см<sup>3</sup>) имеют образцы флюорита, содержащие незначительное количество глинистых примесей и газообразных включений. Повышение плотности флюорита до 3,27 г/см<sup>3</sup> связано, очевидно,

Таблица XIV.20

Плотность (в г/см<sup>3</sup>) хризотил-асбеста

Руда; вмещающие породы	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{min}} - \sigma_{\text{max}}$	Месторождение
Асбест (минерал); ультраосновные	2,03 2,53 2,34 2,30	— 2,30—2,71 — —	Урал, Алапаевское Урал, Баженовское Урал, Джеты-Гора Северный Казахстан, Киймбайское
Асбестовая; ультраосновные	2,71 2,27 2,47	2,48—3,36 1,83—2,54 2,12—2,74	Урал, Баженовское Урал, Джеты-Гора Северный Казахстан, Киймбайское
Асбест (минерал); доломитизированные известняки	2,39 2,46	2,37—2,39 —	Западная Сибирь, Аспагашское Восточные Саяны, Ильчирское

с сингенетическими включениями пирита и халькопирита. Плотность различных руд флюорита приведена в табл. XIV.19.

Удельное электрическое сопротивление флюоритовых жил по параметрическим замерам составляет 400—800 Ом·м и более (месторождения Забайкалья). Величина удельного сопротивления для флюорита, замеренная в обнажении одного из месторождений, равна 10 тыс. Ом·м. По лабораторным данным, сопротивление чистого флюорита изменяется от 10<sup>6</sup> до 10<sup>10</sup> Ом·м; наиболее вероятное значение — 0,5 × 10<sup>6</sup> Ом·м. Удельное электрическое сопротивление флюоритовых руд (по лабораторным данным) составляет 10<sup>4</sup>—10<sup>5</sup> Ом/м.

Скорость распространения упругих колебаний во флюорите изменяется от 2 до 7 км/с. Широкий диапазон изменений скорости обусловлен трещиноватостью образцов. Наиболее вероятное значение ~5 км/с. По скорости распространения упругих волн флюорит почти не отличается от вмещающих пород.

Магнитная восприимчивость флюорита очень слабая, не превышает 1—2·10<sup>-5</sup> ед. СИ.

**Асбест.** К асбестам относят большую группу волокнистых минералов, различных по химическим и физическим свойствам. Различают два вида асбестового сырья: серпентин-асбесты и амфибол-асбесты. Асбесты серпентиновой группы составляют около 95% мировой добычи всего асбеста. Ниже приводятся физические свойства наиболее распространенного хризотил-асбеста.

Месторождения хризотил-асбеста связаны генетически и пространственно с серпентинитами. По П. М. Татаринovu (1964 г.), эти породы возникают путем метаморфизации ультраосновных интрузивных пород и изредка — путем метаморфизации доломитизированных известняков в результате гидротермальных процессов. Месторождения хризотил-асбеста, возникшие при процессах серпентизации ультраосновных пород (дунитов, перидотитов и пироксенитов), наиболее распространены и представляют собой практически важный тип.

По химическому составу хризотил-асбест — водный силикат магния Mg<sub>3</sub>H<sub>4</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; твердость 1,5—2,5; плотность 2,34—2,60 г/см<sup>3</sup>.

Асбест из месторождений, связанных с ультраосновными породами, характеризуется присутствием распыленных или рассеянных зерен хромита и магнетита, вышедших в растворы из материнской породы при образовании жил. Асбестовая руда этого типа представляет собой серпентинизированную ультраосновную породу, рассеченную прожилками асбеста. В ней всегда имеются в том или ином количестве магнетит и хромит.

Для месторождений, связанных с доломитизированными известняками, материнской породой являются известняки, поэтому в асбесте (минерале) и асбестовой руде месторождений этого типа магнетит и хромит отсутствуют.



Магнитная восприимчивость хризотил-асбеста (в  $10^{-5}$  ед. СИ)

Руда; вмещающие породы	$\chi_{\text{ср}}$	$\chi_{\text{min}} - \chi_{\text{max}}$	Регион, месторождение
Асбест (минерал); ультраосновные	9 400	1 500—49 000	Урал, Баженовское Северный Казахстан Урал, Алапаевское Урал, Джеты-Гора
	5 200	—	
	2 800	—	
	3 000	—	
Асбестовая; ультраосновные	1 800	240—4 000	Урал, Джеты-Гора Северный Казахстан, Кпимбайское Урал, Баженовское
	12 000	230—50 000	
	10 500	500—40 000	
Асбест (минерал); доломитизированные известняки	0	—	Восточные Саяны, Ильчирское Западная Сибирь, Аспагашское
	0	—	
Асбестовая; доломитизированные известняки	0	—	Западная Сибирь, Аспагашское

Данные по плотности асбеста (минерала) и асбестовой руды различных месторождений приведены в табл. XIV.20. Плотность асбестовой руды, связанной с ультраосновными породами, изменяется от 1,83 до 3,36 г/см<sup>3</sup>; плотность асбеста (минерала) из тех же месторождений значительно ниже (2,03—2,71 г/см<sup>3</sup>). Повышение плотности руды до 3,36 г/см<sup>3</sup> связано с присутствием ультраосновных пород, а также магнетита и хромита.

Магнитная восприимчивость неодинакова для асбеста различного типа месторождений (табл. XIV.21). Если магнитная восприимчивость асбеста (минерала) и асбестовой руды из месторождений в ультраосновных породах достигает  $50\,000 \times 10^{-5}$  ед. СИ, то для асбеста (минерала и руды) из месторождений в доломитизированных известняках и равна нулю. Высокая магнитная восприимчивость асбеста и асбестовых руд месторождений первого типа объясняется наличием в них значительного количества магнетита.

По удельному электрическому сопротивлению руды месторождения различного типа не различаются. Среднее сопротивление чистого асбеста (минерала) составляет  $10^5 - 10^6$  Ом·м. Сопротивление асбестовой руды значительно меньше  $3 - 10^3$  Ом·м) за счет присутствия в ней вмещающих пород.

**Слюды и слюдоносные пегматиты.** Группа слюд объединяет большой ряд различных алюмосиликатов калия, обычно содержащих MgO, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Si<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O и F. Наиболее важное промышленное значение имеют мусковит и флогопит как слюды, почти не содержащие железа. В последнее время большое промышленное значение приобрел вермикулит.

Месторождения гранитных пегматитов (мусковит) наиболее многочисленны (Карелия, Кольский полуостров, Мамский район) и дают главную массу листового мусковита. Пневматолитовые месторождения подразделяются на жильные (флогопит) и метасоматические (вермикулит).

Месторождения гранитных пегматитов связаны с мигматит-гранитовой формацией, пневматолитовые — с щелочно-ультраосновной, с карбонатитами. Жильные месторождения флогопита приурочены также к областям взаимодействия гранитной магмы и магнезиальных известняков или доломитов (Слюдянка). Метасоматические месторождения вермикулита связаны с сильно измененными ультраосновными по-

Удельное электрическое сопротивление слюдоносных пегматитов (в  $10^{-3}$  Ом·м) по параметрическим замерам

Пегматит	$\rho_{\text{ср}}$	$\rho_{\text{min}} - \rho_{\text{max}}$	Регион
Крупнозернистый с мусковитом	105	23—222	Карелия Кольский полуостров Мамский Бирюсинский
	75	12—220	
	110	—	
	89	10—120	
Среднезернистый с мусковитом	65	18—202	Карелия Кольский полуостров Мамский Бирюсинский
	13	8—22	
	61	13—100	
	14	3—98	
Мелкозернистый с мусковитом	37	14—88	Карелия Кольский полуостров Мамский Бирюсинский
	10	4—21	
	30	—	
	8,0	1,8—9,0	

родами, где вермикулит образовался путем гидратизации флогопита и мусковита, содержащихся в измененной гидротермальными растворами ультраосновной породе (например, Булдымское месторождение на Среднем Урале).

Из физических свойств слюды и слюдоносных пегматитов наиболее полно изучены электрические свойства. По данным И. Н. Карелиной (1971 г.), вермикулит обладает высокой электрической прочностью; удельное электрическое сопротивление  $(0,62—53,4) \cdot 10^{13}$  Ом·м. Удельное электрическое сопротивление мусковита равно  $4,6 \cdot 10^9$  Ом·м при колебаниях от  $3,7 \cdot 10^8$  до  $9,6 \cdot 10^{10}$  Ом·м; среднее удельное сопротивление флогопита несколько ниже —  $9 \cdot 10^8$ ; удельное сопротивление вермикулита еще ниже и составляет в среднем  $6,7 \cdot 10^5$  Ом·м.

Понижение сопротивления от мусковита к вермикулиту объясняется увеличением гидратизации слюд, непостоянством их состава и различным содержанием железа.

Удельное электрическое сопротивление слюдоносных пегматитов приведено в табл. XIV.22. При нагревании до  $600—800$  °С удельное электрическое сопротивление вермикулита понижается от  $1 \cdot 10^8$  Ом·м до нуля [103].

Плотность слюд изменяется от 2 до  $3 \text{ г/см}^3$  (табл. XIV.23).

Наибольшей плотностью по сравнению с другими слюдами обладает мусковит, наименьшей — вермикулит. Понижение плотности вермикулита обусловлено его гидратизацией.

Слюдоносные пегматиты слабомагнитны: для 90 % изученных образцов магнитная восприимчивость не превышала  $20 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ; для отдельных образцов она достигала  $(200—300) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Увеличение  $\chi$  объясняется присутствием незначительного количества магнетита или пирротина. По данным М. И. Голода (1973 г.), наиболее вероятные значения магнитной восприимчивости для пегматита  $(0—2) \times 10^{-5}$  ед. СИ; остаточная намагниченность равна нулю.

По лабораторным исследованиям, с повышением температуры до  $1200$  °С магнитная восприимчивость вермикулита уменьшается от  $(110—150) \cdot 10^{-5}$  до  $50 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, что связано с дегидратацией минерала и частичным окислением железа (О. А. Залкинд, С. И. Хвостенков).

Скорость распространения упругих волн в слюдоносных пегматитах колеблется в небольших пределах:  $5500—6700$  м/с ( $v_{\text{ср}} = 6200$  м/с); в пегматитах Кольского полуострова и Карелии она изменяется от  $2350$  до  $6100$  м/с ( $v_{\text{ср}} = 4170$  м/с) [25].

Плотность слюд и слюдоносных пегматитов (в г/см<sup>3</sup>)

Слюда, слюдоносный пегматит	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{мин}} - \sigma_{\text{мах}}$	Регион
Пегматит с мусковитом	2,62 2,65	1,92—3,54 2,57—2,74	Карелия, Кольский полуостров
Мусковит	2,62 2,65 2,67	2,00—3,00 2,10—2,84 2,23—2,97	Карелия Кольский полуостров Мамский
Флогопит	2,62	2,47—2,77	Прибайкалье
Вермикулит	2,30	2,25—2,49	Урал

Скорость распространения упругих волн в мусковите (Кольский полуостров и Карелия) колеблется в широких пределах (2800—8200 м/с). На скорость влияет трещиноватость, степень разрушенности образцов и т. п. В среднем скорость распространения упругих колебаний для неизмененных разновидностей мусковита равна 5000 м/с.

**Пьезокварц.** Кварц — один из наиболее распространенных минералов земной коры. Теоретический химический состав кварца SiO<sub>2</sub> следующий: Si — 46,7 %, O<sub>2</sub> — 53,3 %. Наиболее близок к этому составу бесцветный, прозрачный кварц, однако в нем содержится примеси железа, натрия, калия, титана, алюминия и других в количестве 0,0002—0,0003 %. Твердость кварца 7, плотность 2,65 г/см<sup>3</sup>.

В качестве пьезооптического сырья используют природные кристаллы  $\beta$ -кварца (модификация кремнезема устойчивая при температуре до 573 °С). Природа пьезоэлектрического эффекта основана на особенностях внутреннего строения кристаллического вещества и характера расположения ионов кристаллической решетки.

Кристаллы кварца, используемые в радиотехнической промышленности, редко образуют месторождения. Источниками крупных кристаллов высококачественного пьезокварца являются пегматитовые, гидротермальные и россыпные месторождения.

Плотность пьезокварца вследствие крайне малой пористости составляет в среднем 2,65 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость равна нулю, остаточная намагниченность отсутствует. Пьезокварц обладает высоким удельным электрическим сопротивлением — 10<sup>9</sup>—10<sup>11</sup> Ом·м. Скорость распространения упругих волн составляет в среднем 6,14 км/с. Важным физическим свойством пьезокварца является его пьезоэлектрический эффект. Величина пьезоэлектрического модуля для природного пьезокварца равна (5,6—5,7)·10<sup>-7</sup> ед. СИ.

**Минеральные соли.** Соли — группа минералов, обладающих способностью легко растворяться в воде. По химическому составу такие минералы представляют главным образом водные и безводные соли Na, K и Mg соляной и серной кислот.

Наиболее важное промышленное значение имеют поваренная (NaCl) и калийная (KCl) соли. Основным промышленным типом месторождений этих солей являются ископаемые месторождения, представленные мощными пластовыми или штокообразными и куполообразными залежами твердых солей, находящимися на большей или меньшей глубине. Месторождения этого типа имеют чрезвычайно важное промышленное значение. К ним принадлежат Шумковское и Славянско-Артемовское месторождения каменной соли и Верхнекамское месторождение калийных солей.

Каменная соль имеет плотное компактное строение; реже бывает рыхлой мелкозернистой. Она содержит в том или ином количестве разнообразные механические и химические примеси, из которых основными являются глина, ангидрит, окись железа, газы, вода и др. Калийные соли представляют собой плотные кристаллически-зернистые массы, в которых сильвин тесно перемешан с галитом. Калийные соли содержат примеси ангидрита, гипса, глинистых веществ и др.

Плотность чистой каменной соли (галита) колеблется в пределах 2,10—2,15 г/см<sup>3</sup>. Это значение плотности получено для Илецкого и Артемовского месторождений, дающих наиболее чистую поваренную соль. Соленосная толща вследствие присутствия примесей имеет плотность несколько большую, чем галит ( $\sigma_{гр} = 2,14$  г/см<sup>3</sup>). Плотность сильвина, по лабораторным измерениям, изменяется от 1,91 до 1,96 г/см<sup>3</sup> и составляет в среднем 1,93 г/см<sup>3</sup>. Примеси каменной соли к сильвину способствуют повышению его плотности до 2,1 г/см<sup>3</sup>, а карналлита и других минералов — до 1,92 г/см<sup>3</sup>. Соленосная толща калийных месторождений состоит из плотной смеси сильвина и галита; присутствуют также примеси ангидрита, глины, гипса, и др. Плотность такой соленосной толщи составляет 2,15 г/см<sup>3</sup>.

Довольно выдержанным параметром является скорость распространения упругих волн. Средняя скорость  $v_p$  для соленосных толщ, по полевым наблюдениям, на месторождениях Соликамское, Верхнекамское и Индерское приблизительно одинакова и равна 4 км/с (2,8—5,2 км/с).

Удельное электрическое сопротивление соленосных толщ на Урале изменяется от 300 до 500 Ом·м. Сопротивление солей составляет  $n \cdot 10^{-8}$ — $n \cdot 10^{16}$  Ом·м. Сравнительно низкие значения  $\rho$  объясняются обводненностью соленосных отложений. Удельное сопротивление осадочных солей наиболее низкое и колеблется в пределах 0,3—0,5 Ом·м. Необводненные пласты кристаллической соли имеют сопротивление  $2 \cdot 10^6$  Ом·м.

Магнитная восприимчивость кристаллической соли на месторождениях Предкарпатья колеблется от  $-3 \cdot 10^{-5}$  до  $6,1 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ (среднее значение  $1,6 \times 10^{-5}$  ед. СИ). Остаточная намагниченность солей в среднем составляет  $0,6 \cdot 10^{-3}$  А/м.

**Гипс.** Гипс представляет собой водную соль сернокислого кальция —  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . В наиболее чистых разновидностях природный гипс бесцветен и прозрачен, но чаще всего он окрашен в различные цвета: серый, желтоватый, розовый, бурый и др. В гипсе в виде примесей находятся кварц, пирит, сера, карбонаты, глинистые и битуминозные вещества. Чаще всего гипс залегает в виде сплошных зернистых или волокнистых плотных масс; встречаются обособленные кристаллы, различные агрегаты, друзы и сростки. Твердость гипса 2; плотность колеблется от 2,2 до 2,4 г/см<sup>3</sup>.

Основные месторождения гипса относятся к осадочному типу, среди которых выделяют сингенетические и эпигенетические месторождения. К последним относится большинство месторождений гипса в СССР. Кроме того, существуют еще метасоматические месторождения и месторождения выветривания.

**Фосфаты.** Фосфат в свободном состоянии в природе не встречается из-за легкой окисляемости; он находится в земной коре в виде минералов. Источником получения фосфора и его соединений служат природные фосфаты — апатиты и фосфориты.

Апатит — минерал, состав которого в общем виде выражается формулой  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{F}, \text{Cl})_2$ . Апатиты, в которых преобладает фтор, значительно шире распространены в природе, чем апатиты с преобладанием хлора. Апатит обладает различной окраской, чаще всего зеленоватой. Плотность его 3,18—3,41 г/см<sup>3</sup>, твердость 5.

Фосфориты представляют собой осадочную горную породу, состоящую из различных минералов (кварц, глаукоцит, кальцит, доломит и др.) и фосфата. Фосфатное вещество фосфорита включает высокодисперсный фторапатит или минералы близкие к нему. Плотность фосфоритов 2,8—3 г/см<sup>3</sup>, твердость 2—4.

## § 57. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ

Физические свойства углей в настоящее время широко используют как для решения геологических задач при формационном анализе угленосных толщ, так и при геофизической разведке угольных месторождений, особенно при геофизических методах исследования скважин.

Наибольший интерес из физических свойств углей представляют удельное электрическое сопротивление, плотность и скорость распространения упругих волн. Эти параметры имеют также большое значение при петрографическом изучении углей. Результаты исследований физических свойств углей наиболее полно отражены в работах Н. Б. Дортман (1962 г.), В. В. Греучина (1970 г.), С. А. Топорца (1962, 1980 гг.) и др.

Физические свойства углей определяются: 1) влажностью; 2) генетическими (петрографическими) особенностями; 3) количеством и составом минеральных примесей (зольностью); 4) степенью метаморфизма (углефикацией).

Сопоставление значений плотности углей разных петрографических типов

$A_{с'}$ , %	Клареновый тип	Дюреновый тип	$A_{с'}$ , %	Клареновый тип	Дюреновый тип
	$\sigma_{ср}$ , г/см <sup>3</sup>	$\sigma_{ср}$ , г/см <sup>3</sup>		$\sigma_{ср}$ , г/см <sup>3</sup>	$\sigma_{ср}$ , г/см <sup>3</sup>
0,5—5	1,30	1,31	15—20	1,40	1,41
5—10	1,31	1,33	20—25	1,46	1,48
10—15	1,35	1,37	20—30	1,51	1,53

Для углей различают внутреннюю (конституционную) и внешнюю (горную) влажность. Внутренняя влажность, определяющаяся самой природой угля — его пористостью, структурой, находится в зависимости от степени метаморфизма и является одним из дополнительных признаков, по которым проводится маркировка углей.

Зависимость сопротивления от внутренней влажности различна для бурых и каменных углей. По характеру зависимости сопротивления от влажности бурые угли близки к осадочным горным породам, а относительно высокая внутренняя влажность обуславливает их низкое сопротивление. Зависимость удельного сопротивления каменных углей от внутренней влажности, напротив, отличается от подобной зависимости для осадочных горных пород. Те абсолютные значения внутренней влажности, которые у горных пород вызывают значительные изменения сопротивления, в каменных углях заметного влияния не оказывают. Для каменных углей характерно уменьшение сопротивления с повышением углефикации, хотя в этом же направлении происходит уменьшение внутренней влажности. Причиной этого служат различия в природе вещества, слагающего породы и угли, и качественные и количественные различия пористости каменных углей и осадочных горных пород (С. А. Топорев, 1965 г.).

Влияние внутренней влажности на плотность не превышает погрешностей определения и составляет 0,01—0,02 г/см<sup>3</sup>. Скорость распространения упругих колебаний в каменных углях уменьшается с увеличением внутренней влажности каменных углей, при этом наибольший градиент изменения характерен для области ее малых (до 2,5—3 %) значений. Это объясняется тем, что упругость углей определяется в основном модулем Юнга, который возрастает при уменьшении внутренней влажности.

Горная (внешняя) влажность зависит от гидрогеологических условий данного месторождения — от трещиноватости пластов углей и насыщения их водой.

Очень большое значение оказывает горная влажность на величину удельного сопротивления углей в зоне выветривания и окисления. В обнажениях или на выходах углей под наносы в повышенных частях рельефа сопротивление углей очень высокое и, по многочисленным измерениям, достигает  $10^8$ — $10^9$  Ом·м, что приводит часто к неправильным выводам о таком же значении сопротивления на глубине. Ниже уровня грунтовых вод сопротивление углей резко снижается, что является результатом повышенной горной влажности. Ниже зоны выветривания и окисления горная влажность, изменяющаяся для отдельных месторождений в очень небольших пределах, определяет сопротивление углей как некоторый постоянный фактор и не вызывает резких колебаний удельного сопротивления (исключая отдельные случаи, когда угольный пласт, например, водоносен и др.).

По современной генетической классификации ископаемые угли делятся на гумусовые (гумолиты) и сапропелевые (сапропелиты). Большинство месторождений сложено гумолитами и сравнительно редко сапропелитами. Гумолиты, наиболее изученная группа углей, представлены гелитолитами (клареновые угли), переходными разновидностями — гелититами и фюзинититами (дюреновые угли), а также липоидолитами.

По плотности угли разного петрографического состава различаются незначительно, (табл. XIV.24), хотя, по статистическим данным, намечается общая тенден-

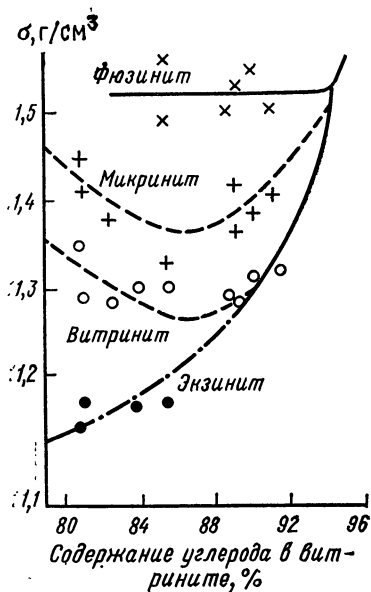


Рис. XIV.23. Зависимость плотности отдельных петрографических составляющих каменных углей от стадии метаморфизма

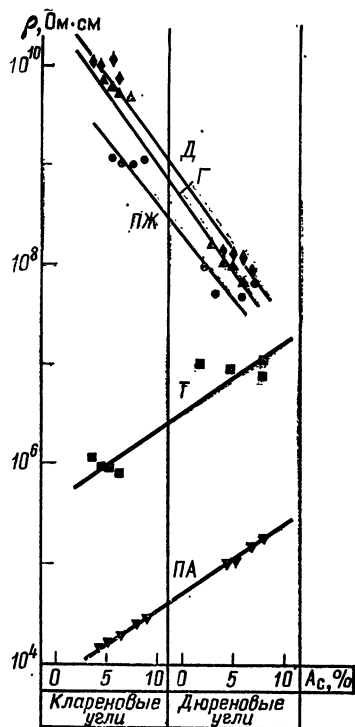


Рис. XIV.24. Зависимость удельного электрического сопротивления каменных углей от их петрографического типа [91]

ция увеличения плотности углей от клареновых разностей к дюроновым (соответственно 1,3 и 1,33 г/см<sup>3</sup> для малозольных углей и 1,46 и 1,48 г/см<sup>3</sup> для углей с большой зольностью). Для отдельных петрографических составляющих микрокомпонентов установлена та же зависимость (рис. XIV.23). Экзинит характеризуется наименьшей плотностью, причем ее значения резко увеличиваются с метаморфизмом. Плотность микринита выше, чем витринита. Фюзинит характеризуется практически постоянной плотностью в ряду метаморфизма.

Изучение удельного электрического сопротивления углей различного петрографического состава Донецкого, Кузнецкого, Партизанского, Тунгусского, Львовско-Вольнского, Раздольненского бассейнов и др. показало, что полублестящие клареновые и дюроно-клареновые подосчатые угли низкой и средней степени метаморфизма имеют более высокое удельное сопротивление по сравнению с полуматовыми кларено-дюроновыми, дюроновыми углями той же степени метаморфизма (рис. XIV.24). В углях более высокой степени метаморфизма — тощих (Т) и полуантрацитах (ПА) — зависимость от типа угля иная; здесь полуматовые угли имеют более высокое сопротивление по сравнению с полублестящими типами.

Удельное сопротивление клареновых тощих углей примерно на один порядок ниже сопротивления изометаморфных дюроновых. Аналогичная зависимость характерна и для полуантрацитов. Довольно близкие значения величин удельного сопротивления для различных петрографических типов тощих углей и полуантрацитов свидетельствуют об ослаблении влияния первичных факторов на физические свойства углей при их высокой степени метаморфизма.

Влияние петрографического состава угля проявляется и в том, что удельное сопротивление угля того или иного типа в значительной мере определяется харак-

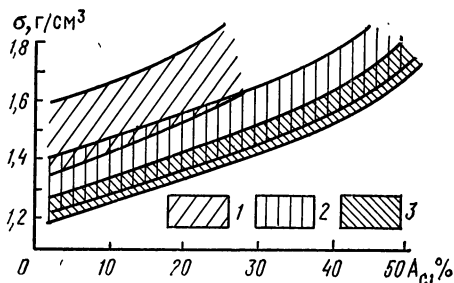


Рис. XIV.25. Зависимость плотности от зольности углей различной степени метаморфизма.

1 — антрациты; 2 — каменные угли; 3 — бурые угли

Этот факт можно объяснить значительным содержанием минеральных примесей и главным образом глинистых минералов, которые в основном и определяют удельное электрическое сопротивление раздольненских рабдопсиситов.

Четкой зависимости скорости распространения упругих волн от различного петрографического состава углей не отмечается, по-видимому, вследствие более сильного действия других факторов.

Количество минеральных примесей в углях изменяется в широких пределах — от единиц до 40 % (техническая граница углей). Вследствие существенного различия в физических свойствах органического углистого вещества и минеральных примесей наблюдается закономерная зависимость плотности, удельного электрического сопротивления, скорости упругих волн и других параметров от зольности.

На рис. XIV.25 приведена зависимость плотности углей различной степени метаморфизма от их зольности, построенная по многочисленным данным для углей различных бассейнов. Для бурых и каменных углей наблюдается линейный характер зависимости в интервале зольности 0,5—40 %. При том же характере связи для антрацитов нелинейный участок кривой отмечается при зольности 20—30 %. Для разных

тером распределения в его основной массе витрена и фюзена, резко различающихся по удельному сопротивлению. Прослой витрена и фюзена, встречающиеся по напла стованию, обуславливают изменение сопротивления угля в ту или другую сторону на один—три порядка.

Теоретически лепойдолиты, в которых преобладают кутиновые, смоляные или субериновые микрокомпоненты, должны обладать очень высоким удельным сопротивлением. Практически удельное сопротивление рабдопсиситов одной из разновидностей лепойдолитов, колеблется в пределах  $10^7$ — $10^8$  Ом·м (иногда  $10^5$ — $10^6$  Ом·м), т. е. в пределах изменения удельного сопротивления гумитов марок Д и Г.

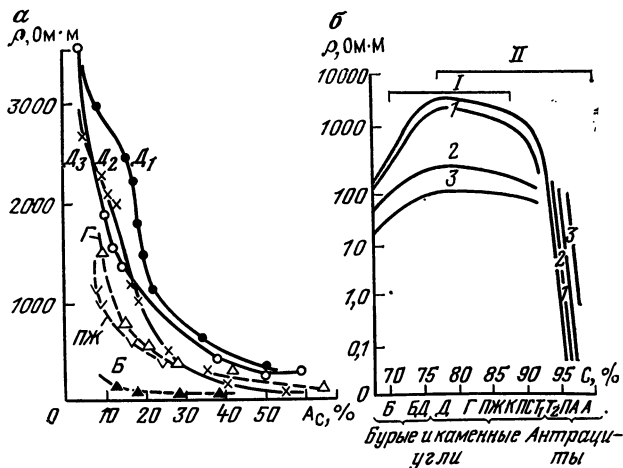


Рис. XIV.26. Зависимость удельного электрического сопротивления углей от их зольности (а) и степени метаморфизма (б) по данным каротажных работ [98]. Месторождение: I — Сахалина, II — Донбасса; угли: 1 — малозольные, 2 — зольные; 3 — углистые сланцы и углистые аргиллиты

бассейнов коэффициент корреляции  $\sigma=f(A_c)$  несколько различен, что объясняется различиями в составе минеральных примесей: чем выше плотность минеральных включений, тем быстрее растет плотность углей.

Зависимость удельного электрического сопротивления от зольности углей выражена наиболее резко (рис. XIV.26). Для бурых и каменных углей эта зависимость носит обратный характер — с повышением зольности удельное электрическое сопротивление углей уменьшается. При этом наибольший спад сопротивления наблюдается в интервале зольности 3—15 %; при зольности более 30—40 % сопротивление углей уменьшается на несколько порядков. Зависимость удельного сопротивления каменных углей типична для всех марок, а также для углей разного петрографического состава. Для антрацитов и некоторых углей марки Т зависимость  $\rho=f(A_c)$  меняет знак, т. е. является прямой; с увеличением зольности антрацитов их удельное сопротивление увеличивается. Для разных месторождений коэффициенты корреляции  $\rho=f(A_c)$  различны и определяются по минералогическому составу минеральных примесей, соотношению органической массы углей и минеральных примесей.

Характер влияния степени метаморфизма углей на их физические свойства можно видеть на рис. XIV.27 и XIV.28. Кривая сопротивления делится на три участка. Первый (левый) участок отражает сопротивление бурых углей (включая угли переходной марки БД), которое возрастает по мере их метаморфизма при одновременном увеличении плотности. Второй (средний) участок кривой характеризует сопротивление каменных углей и его уменьшение с возрастанием углефикации и увеличением плотности. Третий (правый) участок кривой отражает резкое уменьшение сопротивления при переходе к антрацитам (и внутри антрацитов) при таком же резком возрастании плотности. При различной зольности углей зависимость удельного электрического сопротивления от степени метаморфизма проявляется для трех групп: 1) бурые угли; 2) каменные угли разных марок; 3) антрациты. Влияние метаморфизма на физические свойства внутри группы каменных углей и внутри группы антрацитов четко фиксируется при близкой зольности (табл. XIV.25). То же справедливо для плотности углей. Электропроводность углей имеет сложную и меняющуюся по гамме метаморфизма природу: ионная составляющая электропроводности определяется их влажностью и зольностью, а электронная — генетическим составом и степенью углефикации. Наличие электронной проводимости у каменных углей подтверждается одинаковым характером зависимости сопротивления углей от температуры, которое с повышением температуры закономерно уменьшается. Отличие бурых углей от каменных заключается в повышении сопротивления в начале нагревания (по мере испарения влаги), однако в дальнейшем характер изменения сопротивления становится таким же, как у каменных углей. На наличие электронной проводимости указывает также и факт уменьшения сопротивления каменных углей с увеличением углефикации при понижении внутренней влажности.

Сравнительно невысокое сопротивление бурых углей следует объяснить их большой внешней влажностью. Основное значение здесь имеет ионная электропроводность, определяющаяся наличием растворов, в то время как само угольное вещество обладает электронной проводимостью.

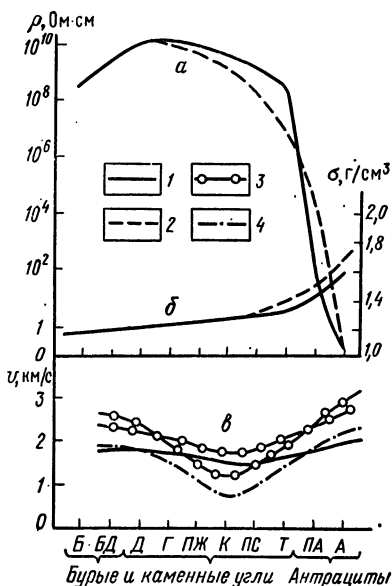


Рис. XIV.27. Зависимость удельного электрического сопротивления (а), плотности (б), скорости ультразвука (в) для малозольных клареновых углей различной степени и характера метаморфизма (по изменениям на образцах).

Тип метаморфизма: 1 — региональный, 2 — термальный; скорость ультразвука: 3 — вдоль слоя, 4 — поперек слоя



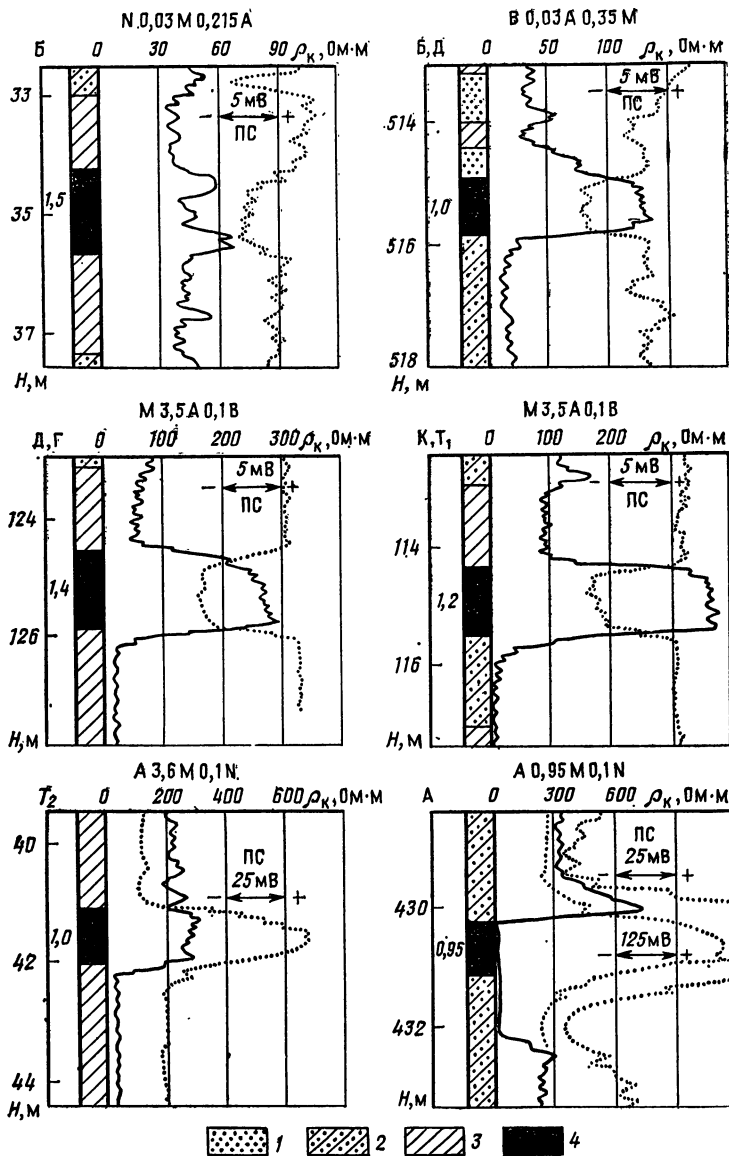


Рис. XIV.28. Типичные каротажные диаграммы КС и ПС из месторождения углей различной степени метаморфизма (по В. В. Гречухину).

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — уголь

Резкое понижение влажности в каменных углях вызывает резкое увеличение удельного сопротивления, что связано с уменьшением влияния ионной проводимости; основное значение приобретает электронная проводимость, характерная для полупроводников и определяющаяся степенью конденсированности внутренней структуры угольного вещества. При этом физическое состояние органического ве-

**Удельное электрическое сопротивление (в Ом·м) углей  
различной зольности и степени углефикации**

$A_c$ , %	Бурые угли	Угли, переходные от бурых к каменным БД	Каменные угли	Угли, переходные от каменных к антрацитам Т, ПА	Антрациты $A_1-A_8$
10	100—400	400—3000	Д — 3000—1700 Г — 1700—1200 Ж — 1200—1000 К — 1000—800 ОС — 800—700	1000—10	1—0,01
30	20—100	100—700	Д — 700—400 Г — 600—350 Ж — 500—300 К — 400—250 ОС — 300—200	100—200	100—1

щества каменных углей низкой стадии углефикации обуславливает небольшое количество свободных электронов (электронов проводимости) со слабой их подвижностью.

Дальнейшее понижение сопротивления по мере возрастания углефикации (см. табл. XIV.25) объясняется увеличением степени конденсированности внутренней структуры каменных углей и соответственно количества (и подвижности) свободных электронов.

Резкое увеличение электропроводности при переходе к антрацитам происходит за счет делокализации (смещения) и увеличения подвижности электронов в системах двойных сопряженных связей углерода, являющихся результатом молекулярно-структурных перестроек в углях на данной стадии углефикации и обеспечивающих антрацитам свойства полупроводников.

Большое влияние генетического состава угля на его сопротивление на низких стадиях метаморфизма и значительно меньшее при увеличении углефикации подтверждается и объясняется электронным характером проводимости. При малой подвижности свободных электронов большое значение будет иметь и их число, которое зависит от природы вещества. С повышением метаморфизма значительную роль начинает играть подвижность свободных электронов, определяющаяся не столько составом, сколько состоянием вещества — его плотностью, строением молекул и т. п., т. е. степенью углефикации.

Четким понижением скорости распространения упругих волн отмечается группа коксующихся углей (Ж, К), что является следствием их повышенной трещиноватости. Измерения проведены на образцах с лабораторной влажностью, т. е. газодонасыщенных, и в естественных условиях уменьшение скорости упругих волн будет меньшим.

На физические свойства углей влияют их влажность, петрографический состав, зольность и углефикация, но превалирует обычно тот или другой фактор. Влажность оказывает основное влияние на удельное электрическое сопротивление углей и скорость распространения упругих волн в зоне окисления и выветривания. Петрографический состав углей влияет на физические свойства значительно слабее, чем другие факторы, и проявляется, как правило, только в малозольных углях одной степени углефикации. Для разных бассейнов или месторождений наблюдается связь физических свойств углей с метаморфизмом, особенно рельефная для удельного электрического сопротивления. Поскольку различная зольность углей типична для всех марок, именно степень метаморфизма углей определяет методику наземных и скважинных геофизических работ.

На рис. XIV.28 приведена каротажная характеристика (КС и ПС) малозольных угольных пластов по месторождениям Печорского, Донецкого и Подмосковского угольных бассейнов, которая мало отличается от характеристики для других бассейнов с углями тех же марок. Для зольных пластов графики КС и ПС становятся менее выразительными. На каротажных диаграммах плотности (ГГК) угольные пласты отмечаются понижением плотности, особенно четким для малозольных углей. Связь физических свойств углей с их зольностью используется для оценки зольности по каротажным диаграммам.

Одной из основных черт, определяющих специфичность угленосных формаций, является парагенезис и постдиагенетические преобразования углей и вмещающих пород, находящие свое выражение в сопряженном изменении качества и физических свойств углей и физических свойств вмещающих пород. И в этом отношении весьма показательным изменением плотности — одного из основных физических параметров — углей, пород.

Анализ петроплотностной характеристики буроугольных и каменноугольных угленосных формаций от палеозоя до неогена включительно, развитых в различных структурах — платформенных, складчатых и активизации, позволяет отметить следующее. Для палеозойского этапа с преобладанием геосинклинального режима углеобразования плотность пород угленосных формаций имеет большой диапазон изменения значений и характеризуется четко выраженной зональностью распределения величин по разрезу и латерали, коррелирующейся с зональностью метаморфизма углей (при отсутствии признаков термального метаморфизма). Для мезозойского этапа углеобразования, характеризующегося эволюцией геотектонического режима от платформенного, доминирующего в начале этапа, до геосинклинального и платформенного во второй его половине, также характерна довольно широкая гамма величин плотности пород угленосных формаций и ее зональность, аналогичная описанной выше. Кайнозойский этап с преимущественным развитием процессов углеобразования на платформах с различной степенью активизации геотектонического режима отличается сравнительно узким диапазоном изменения величин плотности пород и углей и отсутствием явно выраженной зональности. Лишь в тех угленосных формациях, где проявился термальный фактор, диапазон стадий метаморфизма углей расширяется за счет наложенной зональности термального и контактового метаморфизма.

Сопоставляя полученные по этапам углеобразования данные, можно констатировать, что наибольшим диапазоном вариаций плотности пород и углей характеризуются угленосные формации палеозойского этапа, а из групп формаций — геосинклинальные.

Платформенная группа отмечается минимальным диапазоном вариаций величин плотности и его смещением в область малых ее значений. В угленосных формациях с геотектоническим режимом, обеспечивающим развитие регионального метаморфизма, устанавливается тесная стохастическая связь между плотностью вмещающих пород и степенью метаморфизма углей; в угленосных формациях с повышенным геотермическим градиентом эта корреляционная связь нарушается.

# ГЛАВА XV

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ЛУННОЙ КОРЫ И МЕТЕОРИТОВ

---

### § 58. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛУННЫХ ПОРОД<sup>1</sup>

Породы Луны по внешнему облику подразделяются на четыре основных типа: А — мелкозернистые пузырчатые кристаллические изверженные, близкие к земным базальтам; В — среднезернистые кавернозные кристаллические изверженные, близкие к земным долеритам; С — микробрекчии — раздробленный и вторично сцементированный мелкозернистый материал с включениями мелких обломков пород и минералов; D — мелкозернистый рыхлый материал, состоящий из частиц диаметром менее 1 см. Главные минералы (более 10 %) — моноклинный пироксен, плагиоклаз и ильменит, второстепенные — оливин, высокотемпературные кристобалит и тримит, пироксферроит, акцессорные — металлическое и никелевое железо, троилит.

Лунные изверженные породы чаще всего вулканические, охлаждавшиеся в приповерхностной зоне или на поверхности Луны. Об этом свидетельствуют малые размеры частиц минералов в лунных породах типа А, напоминающих земные базальты. Менее распространенные породы типа В, очевидно, охлаждались более медленно. Лунная магма находилась в восстановительной обстановке в течение всего времени ее охлаждения. Различие условий кристаллизации пород Земли и Луны проявилось в том, что по сравнению с земными лунные породы обеднены легкоплавкими (и тем более летучими) элементами, но зато относительно обогащены тугоплавкими. Отсутствие воды на Луне выразилось в том, что там практически не встречаются амфиболы, слюды и минералы группы серпентина. На поверхности Луны, лишенной атмосферы, отсутствуют продукты окисления. Лунные кристаллические породы отличаются от земных более темной окраской, часто связанной с большим количеством ильменита; в них присутствует металлическое железо, имеется большое количество микротрещин и пустот, заполненных газом.

Состав пород и газа позволил А. П. Виноградову предположить, что излияние магмы на Луне происходило при более высоких температурах, чем на Земле, и сопровождалось резким взрывообразным вскипанием; результаты более поздних исследований лунных пород подтверждают эту точку зрения. Часть вещества при этом оплавлялась с образованием мельчайших сферических капелек, большое количество которых обнаружено в лунном грунте — реголите. В одних случаях поверхность стекловатых частиц гладкая, в других — со следами повреждений в виде бороздок и микросколов; предполагается, что эти поверхностные дефекты явились следствием ударов микрометеоритов.

Реголит — рыхлый темно-серый материал, состоящий из мелких частиц различного состава, формы и размеров. Он легко слипается и хорошо сохраняет на поверхности следы механических воздействий, однако при длительном действии слабой вибрации обнаруживает способность «растекаться». При микроскопических исследованиях среди частиц лунного грунта выделены две группы: первичные — обломки магматических пород типа базальтов и составляющих их минералов и вторичные — материал, подвергшийся заметному экзогенному преобразованию на поверхности Луны (вторично литифицированные, уплотненные зерна и зерна в различной степени расплавленные и оплавленные).

Средний размер частиц реголита увеличивается с глубиной от 62 до 114 мкм. Закон распределения размеров частиц поверхности Луны до глубин около 40 см близок к логарифмически-нормальному. Обнаружена связь между размерами час-

---

<sup>1</sup> Настоящий раздел представляет собой результат обобщения данных, полученных при изучении образцов, доставленных на Землю АМС «Луна-16» и «Луна-20», и полученных в ходе выполнения космической программы «Аполлон» [48, 58 и др.].

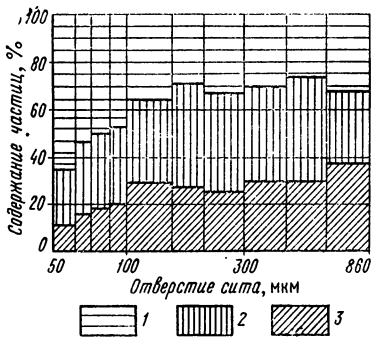


Рис. XV.1. Относительное содержание кристаллических 1, гладких непрозрачных 2 и шлакообразных 3 частиц различных размеров в пробах лунного грунта

частиц, так и их скоплений под действием электростатических сил, создаваемых солнечным ветром, космических факторов (главным образом ударов метеоритов), тектонических процессов (лунотрясений, подвижек, обрушений и т. п.) и тепловых напряжений, возникающих в лунных породах при смене дня и ночи. Физические свойства лунных пород исследовались для решения двух задач: 1) детализации их минерального состава; 2) определения точных значений отдельных физических параметров. Цель первой задачи — сопоставить лунные породы с земными и таким образом определить наиболее вероятные процессы и условия образования лунных пород; цель второй задачи — сделать более надежными наблюдения Луны с Земли и из окололунного пространства и построить модель Луны как космического тела.

**Плотность и пористость.** Плотность кристаллических пород лунной коры в среднем на  $0,5 \text{ г/см}^3$  выше плотности земных базальтов. Очевидно, это связано с присутствием в них большого количества ильменита ( $\sigma 4,6 \text{ г/см}^3$ ) и заметного количества металлического железа ( $\sigma 7,3\text{—}7,9 \text{ г/см}^3$ ). Средняя плотность пород типа А близка к

тиц в пробах лунного грунта и относительным содержанием в них кристаллических, шлакообразных и гладких непрозрачных частиц (рис. XV.1). Лунная почва изменяется с глубиной немонотонно; в керне ее довольно отчетливо проявляется полосчатость. В пределах каждого отдельного слоя частицы близки по размерам и химическому составу.

Полагают, что большую роль в образовании реголита (помимо процесса образования капелек при вскипании) играет также процесс соударений метеоритов с поверхностью Луны. Именно с этим скорее всего связано присутствие в лунном грунте частично оплавленных обломков.

Несмотря на отсутствие на Луне атмосферы и связанных с ней процессов на поверхности планеты, лунной рельеф изменяется, хотя и гораздо медленнее, чем земной. Его омоложение, как полагают, происходит в результате перемещения как отдельных

Т а б л и ц а XV.1

Физические свойства лунных пород основных типов [98]

Типы	$\sigma, \text{ г/см}^3$		n, %	$v_p, \text{ км/с}$		$v_s, \text{ км/с}$		$\rho, \text{ МПа}$
	$\sigma_{\min}\text{—}\sigma_{\max}$	$\sigma_{\text{ср}}$		$v_p \min\text{—}v_p \max$	$v_p \text{ ср}$	$v_s \min\text{—}v_s \max$	$v_s \text{ ср}$	
А	3,05—3,38	3,21	15	1,8—4,3 6,9—7,7	3,17 7,16	1,1—1,3 3,9—4,2	1,71 3,88	0 6,5—7,0
В	3,04—3,30	3,14	—	—	—	—	—	—
С	2,21—2,53	2,33	26	—	1,50 4,56	—	1,05 2,86	0 6,5—7,0
Д	1,11—2,0	1,43	Сыпучие	—	—	—	—	—
Лунные стекла	—	—	—	6,29— 6,48	6,39	3,50— 3,69	3,57	0

Примечание. Число измеренных образцов — от 2 до 23.

средней плотности Луны — 3,34 г/см<sup>3</sup> (табл. XV.1). Полагают, что это является свидетельством гораздо меньшей, чем на Земле, интенсивности процессов гравитационной дифференциации.

Пористость лунных пород отчасти связана с процессами кристаллизации, отчасти с поверхностными процессами. При охлаждении расплава растворимость газов в нем уменьшается. Скорость охлаждения магмы при ее внедрении в приповерхностные породы или при излиянии на лунную поверхность настолько велика, что часть газов не успевает выйти на поверхность и образует мелкие газовые пузырьки внутри кристаллов или стекла. Возникающая при этом закрытая пористость заметно уменьшает плотность пород, мало влияет на другие физические свойства — упругие или физико-механические. Другой вид нарушений сплошности пород обусловлен их периодическим нагреванием и охлаждением при смене лунного дня и ночи. Возникающая при этом микротрещиноватость относительно мало влияет на плотность пород, но зато сильно сказывается на упругих и физико-механических свойствах.

**Упругие свойства.** Скорости  $v_p$  и  $v_s$  в лунных породах низкие, что в первую очередь связано с наличием в них большого количества пор и микротрещин (см. табл. XV.1). Об этом свидетельствуют различия в скоростях, измеренных при атмосферном и высоком давлении. В среднем в породах типа А установлено увеличение  $v_p$  в 2,04 раза,  $v_s$  — в 2,62 раза. Аналогичные измерения, проведенные для образца земного диабаз, показали различия в скорости  $v_p$  лишь в 1,22 раза. Еще одно доказательство огромного влияния текстурной неоднородности на упругие свойства лунных пород — результаты измерений затухания звукового сигнала  $A_p$ . Величина  $A_p$  в лунных породах в несколько раз больше, чем в земных. Как и в земных породах, между  $v_p$  и  $\sigma$  лунных пород существует корреляционная связь (рис. XV.2).

Сравнение данных измерений  $\sigma$ ,  $v_p$  и  $v_s$  и результатов расчета коэффициента Пуассона лунных стекол с имеющимися определениями тех же параметров в образцах тектитов позволяют считать, что тектиты — объект нелунного происхождения. Величины  $\sigma$ ,  $v_p$  и коэффициент Пуассона для лунных стекол гораздо больше, а  $v_s$  несколько ниже чем для тектитов.

**Электрические свойства.** Определение диэлектрической постоянной и удельного электрического сопротивления или электрической проводимости лунных пород выполнялось различными методами с применением разных частот — от звуковых (10<sup>2</sup>Гц) до радиочастот (10 МГц). Большое влияние на электрические параметры (табл. XV.2) оказывают общий минеральный состав пород, состав и характер включений, а также различного рода нарушения сплошности (пустоты, трещины и т. п.).

Образцы лунных и земных пород сходного состава имеют довольно близкие значения электрических параметров. В то же время лунные породы имеют несколько более высокие значения диэлектрической постоянной и большие высокочастотные потери. Лунные породы характеризуются сильной температурной зависимостью низкочастотной дисперсии, что, как полагают, связано с большим количеством различного рода примесей в них. Важное отличие лунных пород от земных — практически полное отсутствие в них влаги, что проявляется в больших значениях  $\rho$  и в ярко выраженной способности лунного грунта электризоваться.

**Магнитные свойства.** Результаты магнитных измерений и определений температур Кюри, сопровождавшихся различными анализами (химическими, микро-

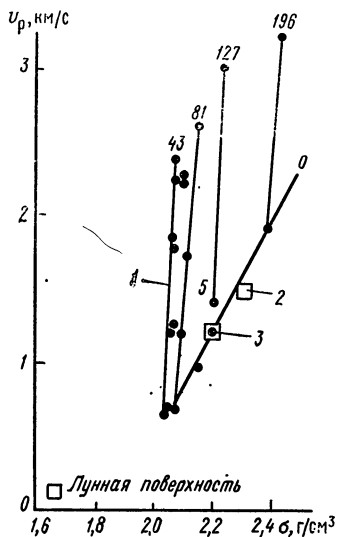


Рис. XV.2. Зависимость скорости продольных волн в лунных микробрекчиях от их плотности и внешнего давления.

1 —  $v_p$  ( $\sigma$ ); результаты измерений; 2 — в двух образцах лунной пыли, предварительно уплотненных при  $p = 686$  МПа, 3 — в одном образце рыхлого лунного грунта. Шифр кривых —  $p$ , МПа

Т а б л и ц а XV.2  
 Электрические параметры образцов лунных пород, доставленных космическими кораблями «Аполлон-11» и «Аполлон-12»,  
 и земных пород [98]

Тип А			Тип В		Тип С		Тип D			Частота тока, Гц	
$\varepsilon'$	$\operatorname{tg} \Delta \cdot 10^{-2}$	$\rho, \text{ Ом} \cdot \text{м}$	$\varepsilon'$	$\rho, \text{ Ом} \cdot \text{м}$	$\varepsilon$	$\rho, \text{ Ом} \cdot \text{м}$	$\varepsilon'$	$\operatorname{tg} \Delta \cdot 10^{-2}$	$\rho, \text{ Ом} \cdot \text{м}$		
6,2—7,2 8—7 6—15	— 1—4 0,2—20	$10^4$ — $10^7$ $10^8$ — $10^{12}$	— 8,2 —	— $10^4$ — $10^7$ —	3,7 7,3 —	$10^7$ $10^4$ — $10^7$ —	— 3,4 —	— 0,5—13 —	$10^5$ — $10^7$ — —	$10^{12}$ $3 \cdot 10^5$ — $10^7$ $10^2$ — $10^7$	
4—6	3—5	$10^{10}$ — $10^{12}$	Земные базальты								$10^2$ — $10^7$
6	0,2	$10^{10}$ — $10^{12}$	Искусственный образец								$10^2$ — $10^7$

зондовыми и т. п.), позволяют считать, что основным носителем магнитных свойств в большинстве лунных пород является металлическое железо. Его концентрация в породах достигает 0,3—0,5%. Железо, входящее в состав кристаллических пород, обычно мало загрязнено примесями. Оксиды железа представлены почти исключительно  $\text{Fe}^{2+}$ . Из-за отсутствия на Луне свободного кислорода механизм образования даже того незначительного количества  $\text{Fe}^{3+}$ , которое обнаружено при анализах, не ясен. Полагают, что один из возможных путей его образования — выбивание электронов из ионов  $\text{Fe}^{2+}$  под действием вторичного излучения, обусловливаемого космическими лучами и естественной радиоактивностью лунных пород. Концентрация никеля в железе, как правило, не превышает первых единиц процента. В микробрекчиях и особенно лунной пыли встречаются еще две разновидности никелистого железа: с 5—7 и 30% примесного никеля. Происхождение первой разновидности железа связывается с лунными изверженными породами; вторая разновидность, как считают, имеет внелунное происхождение и связана с метеоритным веществом, попадающим на поверхность Луны из космического пространства.

Железо в лунных породах присутствует в виде двух магнитных фаз — ферромагнитной (многодоменные и однодоменные частицы) и суперпарамагнитной (ультрамелкие частицы  $< 1,85$ — $1,6$  мкм). Суперпарамагнитная фаза обычно является носителем нестабильной составляющей остаточной намагниченности; в случае очень мелких частиц (железо, рассеянное в стеклах, размер частиц  $< 0,4$  мкм) она обуславливает сильный парамагнетизм пород. Кроме металлического железа заметный вклад в парамагнитную восприимчивость кристаллических пород дают ионы  $\text{Fe}^{2+}$ , входящие в состав пироксена (рис. XV.3).

В отличие от земных пород лунные породы содержат значительные количества ильменита, однако его магнитный момент на несколько порядков ниже момента

металлического железа, чем и объясняется его незначительная роль в магнетизме лунных пород. Несколько больший, чем у ильменита, магнитный момент имеет троилит, однако его концентрация в лунных породах очень мала, поэтому вклад троилита в магнитные свойства лунных пород незначителен. Такие широко распространенные на Земле оксидные минералы, как магнетит и титаномагнетит, в лунных породах практически не встречаются.

Естественная остаточная намагниченность лунных пород имеет несколько компонент. Малостабильная составляющая, разрушающаяся в слабых переменных полях (800—4000 А/м) или при слабом нагреве образцов, классифицируется как вязкая. Кроме нее породы часто обладают жесткой составляющей, не разрушающейся в переменных полях, больших 8000 А/м. Полагают, что эта намагниченность могла образоваться в результате частичного прогрева или механических воздействий на породы при ударах метеоритов о лунную поверхность.

Каков бы ни был механизм образования жесткой составляющей  $J_n$ , она могла образоваться лишь при действии на породы внешнего магнитного поля, источниками которого могли быть Солнце, Земля и сама Луна. Однако, как показывают расчеты, постоянное магнитное поле, создаваемое солнечным ветром, слишком мало, чтобы обусловить имеющуюся в породах  $J_n$ . Мало также и постоянное магнитное поле Земли, действующее на поверхности Луны. Таким образом, единственный реальный источник постоянного магнитного поля — сама Луна. Измерения магнитного поля Луны АМС «Эксплорер-35» позволяют считать, что на поверхности Луны в местах отбора образцов действует магнитное поле слабой интенсивности, в среднем около 6 нТл. Согласно оценкам источник магнитного поля в форме центрального диполя может обеспечить напряженность поля на поверхности Луны не более 3,2 нТл. Следовательно, наблюдаемая величина поля в значительной мере должна определяться остаточной намагниченностью самих лунных пород. Судя же по результатам непосредственных измерений магнитного поля на поверхности Луны, выполненных экипажами станций «Аполлон» вблизи мест их посадки, напряженность магнитного поля на поверхности еще более отличается от поля центрального диполя.

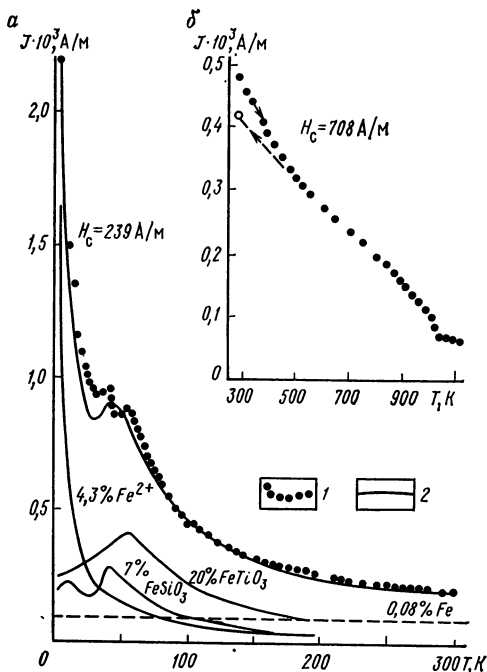


Рис. XV.3. Вклад металлического железа, окиси железа, ильменита и ферросилита в намагниченность образца кристаллической породы (тип В) при различных температурах. а — кривые намагниченности: 1 — измеренные значения, 2 — расчетная суммарная кривая для состава, указанного у кривых; б — определение состава ферромагнетика того же образца по температурам Кюри

	«Аполлон-12»	«Аполлон-14»	«Аполлон-15»	«Аполлон-16»
Напряженность поля, нТл . . .	30,2±2,4	58,1±4,0	4,8±3,2	165,5±6,4

В трех из четырех точек измерения поле имеет прямое направление, в одной точке — обратное, однако величина напряженности в последнем случае почти соизмерима с погрешностью определения. Расчеты показывают, что измеренная в



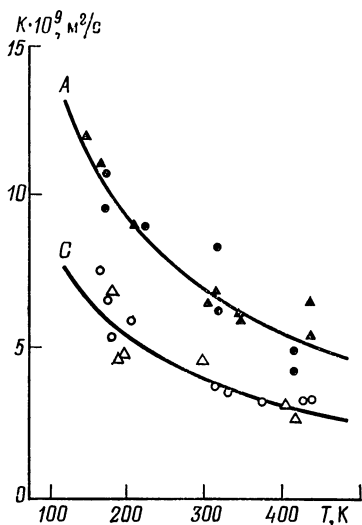


Рис. XV.4. Температурная зависимость тепловой диффузии  $K$  в породах типов А и С.

Измерения проведены на двух образцах пород каждого типа

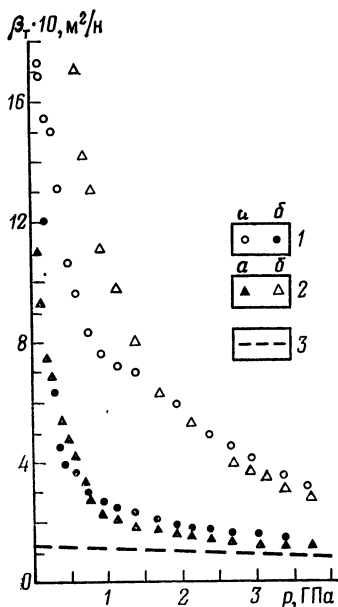


Рис. XV.5. Сжимаемость лунных пород типов С и D как функция давления.

1 — породы типа С; 2 — породы типа D; а — нагрузка, б — разгрузка; 3 — частицы лунной пыли

лунных породах стабильная составляющая  $J_n$  могла возникнуть независимо от механизма ее образования в постоянном магнитном поле, нижний предел напряженности которого не мог быть меньшим 0,4 А/м, а верхний по отдельным результатам оценивается даже в 100 А/м. Наблюдаемая в настоящее время в лунных породах остаточная намагниченность не может быть связана с влиянием Солнца, так как концентрация солнечного ветра во время образования намагниченности должна была бы превышать современную на несколько порядков, а его направление относительно поверхности Луны должно было оставаться постоянным в течение длительных промежутков времени, достаточных для возникновения и закрепления в породах остаточной намагниченности. Первое представляется маловероятным, а второе — совершенно невероятным, так как ориентация Солнца относительно Луны периодически изменяется вследствие движения системы Земля—Луна относительно Солнца. Земля также не могла быть источником сильного магнитного поля, в котором могли намагнититься лунные породы: чтобы создать на поверхности Луны поле напряженностью всего 0,8 А/м, Земля должна была находиться от нее на расстоянии, равном всего двум-трем земным радиусам.

Поэтому полагают, что  $(3 \div 3,5) \cdot 10^9$  лет назад Луна обладала собственным магнитным полем, связанным с самой планетой и постепенно уменьшавшимся во времени. Именно этим и объясняют тот факт, что имеющееся в настоящее время у Луны магнитное поле очень неоднородно: оно связано с остаточной намагниченностью лунных пород и носит локальный характер.

**Другие физические свойства.** Люминесценция и термолюминесценция дали возможность установить, что основной люминесцирующий минерал лунных пород — плагиоклаз. Максимумы обычно располагаются в желтой, зеленой, реже голубой частях спектра. Зеленый пик связан с присутствием двухвалентного активатора, замещающего в решетке ионы  $Ca^{2+}$ . Согласно экспериментам этим активатором скорее всего является  $Mn^{2+}$ . Голубое свечение, вероятно, обусловлено дефектами решетки, а не примесью активатора. Установлено, что усиление голубой эмиссии наблюдается в образцах плагиоклазов, испытавших сильный ударный метаморфизм. Максимум в красной и инфракрасной частях спектра, характерный для земных плагиоклазов, отсутствует или проявляется очень слабо. Мессбауэровские исследования позволили точно определить минералы, являющиеся носителями магнитных свойств лунных пород.

Резонансный метод ЭПР дал возможность установить присутствие в породах  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{3+}$  и  $\text{Mn}^{2+}$ . Результаты изучения ЯМР показывают, что водород и водородсодержащие соединения, в частности вода, не могут присутствовать в лунных породах в концентрациях, больших 0,0001 %.

Тепловые свойства определяли главным образом для выяснения теплового излучения и особенностей инфракрасного поглощения лунных пород. Различия в величинах термической диффузии в породах типов А и С (рис. XV.4) в широком диапазоне температур, как полагают, связаны с большим количеством в последних стекла, а также наличием микротрещин и других нарушений.

Реголит (тип D) и микробрекчия (тип C) хорошо сжимаются при любых давлениях (рис. XV.5). Даже при высоких давлениях в породах сохраняется заметная часть пористости. Несколько меньшая сжимаемость характерна для кристаллических пород типов А и В. Сжимаемость лунного грунта при относительно больших сжимающих напряжениях остается выше, чем у распространенных на Земле грунтов при обычном плотном состоянии. Наиболее близким аналогом лунного грунта является вулканический песок.

## § 59. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕТЕОРИТОВ

Раздел составлен главным образом по материалам литературных источников [28, 113, 115], где приводится анализ происхождения, условий образования, состава и разнообразных свойств метеоритов. Данные, касающиеся вещественного состава и классификации метеоритов, здесь приведены только в том минимальном объеме, который позволяет составить о них самое общее представление. Более детальные сведения о метеоритах можно найти в указанных работах.

### Краткие сведения о составе метеоритов

По составу метеориты делятся на несколько классов. Железные метеориты не имеют аналогов среди земных пород. Сравнить в какой-то мере можно лишь состав земных пород и каменных метеоритов. Одним из признаков, отличающих одни образования от других, является присутствие в метеоритах специфических образований — хондр, представляющих собой каплевидные часто оплавленные с поверхности частички или их осколки. Размеры хондр изменяются от десятых долей миллиметра до нескольких миллиметров в поперечнике. Структура и степень раскристаллизованности хондр в каменных метеоритах и некоторые другие признаки позволяют подразделить этот класс метеоритов на несколько петрологических типов, различающихся степенью метаморфизма.

Более детальные исследования показали, что метеориты даже различных петрологических типов, не говоря уже о классах, различаются не только структурами (табл. XV.3).

### Физические свойства метеоритов

**Плотность.** Средневзвешенная плотность метеоритного вещества, рассчитанная с учетом относительного количества метеоритов различных типов, составляет 3,7 — 3,8 г/см<sup>3</sup>. Плотность внутри каждого класса метеоритов изменяется сравнительно мало (см. табл. XV.3); некоторым исключением являются железо-каменные метеориты — палласиты и мезосидериты, имеющие переменный состав.

Несмотря на то что количество металлической фазы возрастает в направлении от LL к E, в том же направлении увеличивается и количество метаморфизованных образцов внутри каждого типа. Оба этих фактора, очевидно, оказывают на плотность противоположное влияние, поэтому четкой зависимости между составом (петрологическим типом) каменных метеоритов и их плотностью не наблюдается. Плотность железных метеоритов (7,54—7,85 г/см<sup>3</sup>) тем больше, чем выше содержание никеля, так как плотность железа 7,86—7,87, а никеля 8,9 г/см<sup>3</sup>. Установлено, что длительный прогрев приводит к некоторому уменьшению плотности.

**Пористость.** Этот параметр изучен слабо (табл. XV.4). В целом для хондритов средняя величина пористости составляет около 11 %, и по этому параметру они могут быть сравнимы с земными песчаниками (14 %). На основании этого предполагают, что формирование хондритов происходило на сравнительно небольших глубинах.

Состав и плотность некоторых групп метеоритов [115]

Петрологический тип	Индекс	Железомagneзиальные силикаты, % по массе	Fe	Металлическое железо, % по массе	Плотность, г/см <sup>3</sup>
			(Fe+Mg), мол. %		
Энстатитовые хондриты	E3, E4	Клиноэнстатит, ~45 (p)	0,7—1,4	~25 (p)	3,6—3,8
	E5	Ортоэнстатит, ~46 (p)	0,5—0,6	~24 (p)	—
	E6	Ортоэнстатит, ~55 (p)	0,04—0,5	~19 (p)	3,5—3,7
Бронзитовые хондриты	H	Оливин, 25—40	16—19	15—19	3,6—3,8
Гиперстеновые хондриты	L	Оливин, 35—60	21—35	4—9	3,5—3,6
Амфотериты	LL	Оливин, 50—60	27—32	0,3—3	3,4—3,5
Углистые хондриты:					
группа Vigarano	CV	Оливин, ~70 (p)	6—14	0—8	3,3—3,6
группа Organs	CO	Оливин, ~70 (p)	9—23	0—5	—
группа Mighei	CM	Слоистый силикат, ~70 (p)	—	0—1	2,6—2,9
группа Ivupa	CJ	Слоистый силикат, ~70 (p)	—	—	2,2—2,3
Обриты	Aub	Ортоэнстатит, 97 (p)	≤0,03	~1 (p)	3,2
Уреилиты	Ure	Оливин, 85 (p)	10—25	0,3—6	~3,3
Палласиты	Pal	Оливин, 99 (p)	11—20	28—88	4,3—5,8
Диогениты	Dio	Ортопироксен, 95 (p)	25—27	<1	3,3—3,4
Мезосидериты	Mes	Ортопироксен, 40—80	23—37	30—55	~5 (p)
Говардиты	How	Ортопироксен, 40—80	25—40	<0,3	3,2—3,3
Эвкриты	Euc	Пижонит, 40—80	50—67	<0,1	3,1—3,2
Железные метеориты	IIA	Оливин	—	—	7,8—8,0
	IIIA	—	—	—	—
	IA, IB	Оливин, ~40 (p)	1—7	60—92	—
	IIIE	Ортопироксен, ~10 (p)	15—22	~90	—

П р и м е ч а н и е. «р.» — оценки, полученные расчетным способом.

Вычисленная пористость железных метеоритов достигает 2,5—2,7 %. Это главным образом микропоры и ультрамелкие каналы диаметром менее  $(3-10) \cdot 10^{-3}$  мкм, составляющие 70—80 % общего объема пор. Подобный характер пористости необычен не только для земных горных пород, но и для каменных метеоритов.

**Сейсмические скорости.** Скорости, определенные в обычных хондритах, меньше наблюдаемых в земных изверженных породах близкого минерального состава; по величинам  $v_p$  и  $v_s$  хондриты могут быть сравнимы с земными осадочными породами.

Как и в земных горных породах, в каменных метеоритах существует прямая корреляционная зависимость между  $\sigma$  и  $v_p$ , однако обособленное местоположение последних на корреляционной диаграмме  $\sigma-v_p$  позволяет выделить их в самостоятельную группу. Скорее всего, специфический характер пористости метеоритов, отражающийся на их упругих свойствах, указывает на то, что в отличие от земных пород вещество метеоритов не прошло стадии первичной гомогенизации.

Результаты определения физических свойств каменных метеоритов  
(К. Н. Алексеева, 1960 г.; В. Энгельгардт (Engelhardt, W. von, 1963 г.)

Название метеорита	Петрологический тип	Металлическая фаза, % по массе	$\delta$ , г/см <sup>3</sup>	Макропористость, %	Микропористость, %	n, %	c, Дж/(кг·К)	$\lambda$ , Вт/(м·К)	$\varepsilon$	$\rho \cdot 10^4$ , Ом·м	$v_p$ , м/с	$v_s$ , м/с	$\sigma_D$	$E$ , ГПа	$\% 10^4$ , ед. СИ	$f_{п. 10^4}$ , А/м
Белая Церковь	H6	20	—	—	—	—	—	—	—	—	3990	—	—	—	2040	15,2
Белокриничье	H6	8	—	—	—	—	—	—	—	—	3660	1220	0,438	14,5	—	—
Еленовка	L	6	3,50	8,1	2,4	10,5	762	—	49	—	—	—	—	—	725	5,6
Жигайловка	L	—	3,40	—	—	—	708	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Жовневый Хутор	H	14	3,27	10,1	2,9	13,1	737	—	—	—	—	—	—	—	1625	—
Заборица	L	8	—	—	—	—	—	—	—	—	3850	1000	—	—	650	—
Звонковое	H	—	—	—	—	—	—	2,30	—	52,1	—	—	—	—	—	—
Крымка	L3	12	3,55	3,0	3,7	6,7	695	1,76	—	1,2	3065	830	0,45	6,5	1870	9,5
Кукушин	L	—	3,42	—	—	—	1005	—	—	—	—	—	—	—	880	—
Кунашак	L6	—	3,54	3,2	3,9	7,1	—	—	—	—	3570	—	—	—	—	—
Миссоф	H4	—	—	—	—	—	695	—	—	—	2100	900	0,683	—	—	—
Norton County	Aub	<3	3	—	—	—	—	1,46	15,0	—	—	—	—	—	—	—
Орловка	H	—	—	—	—	—	—	1,67	—	6,0	—	—	—	—	—	—
Príbram	H5	—	3,57	—	—	0,02	762	—	—	—	—	—	—	—	1615	—

Продолжение табл. XV.4

Название метеорита	Петрологн- тип	Металлическая фаза, % по массе	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	Микропористость, %	Макропористость, %	n, %	c, Дж/(кг·К)	$\lambda$ , Вт/(м·К)	$\epsilon$	$\rho \cdot 10^6$ , Ом·м	$\nu_p$ , м/с	$\nu_s$ , м/с	$\sigma$	$E$ , ГПа	$\kappa \cdot 10^5$ , ед. СИ	$I_p \cdot 10^3$ , А/м
Pinto Mountains	L	8	—	—	—	—	—	—	14,3	1,5	—	—	—	—	—	—
Саратов	L4	—	3,64	5,9	12,4	18,3	—	—	—	—	3085	1138	0,438	12,0	—	—
Севрюково	L	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4020	600	0,489	7,0	—	—
Старое Песьяное	aC	~0,6	3,02	2,7	12,4	15,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Farmington	L5	10	—	—	2,9	—	—	—	—	—	3480	1000	0,464	9,6	—	—
Barrata	L4	—	—	—	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bjurböle	L4	—	—	—	16,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mount Browne	L6	—	—	—	6,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Forest Vale	H4	—	—	—	18,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mokoia	CM2	—	—	—	24,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cumberland Falis	Aub	—	—	—	4,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Stannern	Euc	—	—	—	14,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Plainview	H	—	—	—	—	—	—	—	37	—	—	—	—	—	—	—
Leedey	L	—	—	—	—	—	—	—	12	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Диэлектрическая проницаемость обр. № 27 и 28 определена на частоте 420 МГц.

Величина  $\nu_r$  железных метеоритов, определенная по единичным измерениям [32], очень близка к  $\nu_r$  железа (или немного ее превышает). Зависимость между  $\sigma$  и  $\nu_r$  не установлена; по местоположению на диаграмме  $\sigma-\nu_r$  железные метеориты попадают в область, занимаемую типичными металлами. Таким образом, ультра-мелкие изолированные поры железных метеоритов, несмотря на их довольно значительный суммарный объем, практически не сказываются на их упругих свойствах.

**Термические свойства.** Данные определения удельной теплоемкости и теплопроводности хондритов приведены в табл. XV.4. Существует мнение, что между теплопроводностью хондритов и содержанием в них металлической фазы существует прямая корреляция, однако данные, подтверждающие эту точку зрения, отсутствуют. Температуры плавления хондритов лежат в интервале 1150—1410 °С; установлено, что хондры, по сравнению с межхондровым веществом, плавятся при более низких температурах. Испарение вещества каменных метеоритов происходит при температурах 1900—2200 °С.

**Электрические свойства.** Определяются соотношением в метеоритах проводников (металлическая фаза) и изоляторов (силикатная фаза). По данным различных авторов, удельное электрическое сопротивление каменных метеоритов изменяется от 0,1 до  $5 \cdot 10^6$  Ом·м. Корреляция между электрическим сопротивлением и содержанием металлического железа довольно слабая.

Диэлектрическая проницаемость уменьшается с возрастанием частоты переменного тока: в двух хондритах — Plainview (H) и Leedeу (L) (см. табл. XV.4) она уменьшилась на 5—20 % при увеличении частоты до 1800 МГц.

Аналогичных данных для железных метеоритов в литературе нет.

**Оптические свойства.** Для метеоритов изучены главным образом с целью сравнения их с планетами, спутниками и астероидами. Хондриты способны отражать от 8 до 30 % падающего света. Установлено, что отражательная способность (альбедо) метеоритов в красной области спектра на 5—30 % выше, чем в голубой, что связано с их составом.

Оценки, существующие для астероидов, дают пределы изменения альбедо 3—30 %. Отражательные спектры многих астероидов очень напоминают спектры обыкновенных хондритов.

Из всех метеоритов только обитры способны преобразовывать энергию протонного и ультрафиолетового излучения в видимый свет, причем эффективность преобразования порядка 1 %; для других классов метеоритов она менее 0,07 %, поэтому их считают практически нелюминесцирующими.

**Магнитные свойства.** Содержащееся в метеоритах никелистое железо (точнее — камасит) почти полностью определяет их магнитные свойства. Гораздо меньшая роль принадлежит троилиту и совсем ничтожная — магнетиту, который присутствует в них очень редко и в очень незначительных количествах.

Для каменных метеоритов установлена [28] эмпирическая зависимость между их магнитной восприимчивостью и содержанием никелистого железа  $M$ :  $\kappa = 0,48M^{1,7}$ . Типичная для хондритов величина анизотропии магнитной восприимчивости  $P(\kappa) = \kappa_{\max}/\kappa_{\min}$  составляет около 1,5, тогда как для земных изверженных пород она колеблется в пределах 1—1,5, причем случаи  $P(\kappa) \approx 1,5$  встречаются довольно редко. Считается, что величина  $P(\kappa)$  не связана с рекристаллизацией, но скорее всего отражает влияние некоторых первичных факторов, действовавших в период образования метеоритов. В качестве одного из них называется внешнее магнитное поле, под действием которого включения приобрели определенную пространственную ориентацию.

В отношении естественной остаточной намагниченности  $J_n$  метеоритов почти все сходится во мнении, что она имеет взеземное происхождение. Как правило, полная остаточная намагниченность складывается из двух составляющих — жесткой  $J_{n1}$  и мягкой  $J_{n2}$ . В каменных и железокаменных метеоритах присутствуют обе составляющие. Остаточная намагниченность железных метеоритов может быть представлена обеими составляющими или только одной жесткой  $J_{n1}$ . Составляющая  $J_{n1}$  идентифицируется с химической (или термохимической) или термонамагниченностью. Поскольку выше температуры Кюри метеориты не нагревались со времени их образования, остаточная намагниченность, если она представляет собой термоостаточную, может быть первичной. Если же это химическая намагниченность, то она могла образоваться при распаде первичного никелистого железа на тэнит и камасит при  $T < T_c$ .

Удовлетворительной модели для составляющей  $J_{n2}$  пока не найдено. В земных породах мягкая составляющая обычно представлена вязкой остаточной намагниченностью, однако лабораторные исследования показали, что в метеоритах вязкая намагниченность практически не образуется.

Для остаточной намагниченности каменных метеоритов характерны две тенденции: возрастание средней (в целом для каждого типа) остаточной намагниченности от ахондритов к энстатитовым хондритам, связанное с соответствующим изменением содержания никелистого железа, увеличение значения  $J_n$  внутри каждого типа с ростом степени метаморфизма, что, по-видимому, отражает степень обособления тэнита и камасита в процессе метаморфизма.

Между магнитной восприимчивостью и естественной остаточной намагниченностью всех типов метеоритов существует нелинейная прямая корреляция. Перекрытие по обоим этим параметрам между метеоритами соседних групп очень невелико, средние групповые (типовые) значения  $\chi$  и  $J_n$  образуют упорядоченную последовательность. Сходная последовательность существует по крайней мере внутри класса хондритов. Таким образом, магнитные свойства метеоритов вполне могут служить основой для разработки их магнитной классификации.

Т. Нагата, считая, что величины  $\chi$  и  $J_n$  недостаточно жестко характеризуют каждую группу метеоритов, предложил строить их магнитную классификацию на величинах  $J_s$ . Трудно сказать, насколько такая магнитная классификация будет эффективнее предыдущей, так как данных статистической оценки той и другой пока еще недостаточно.

Оценки напряженности магнитных полей, под действием которых могла образоваться остаточная намагниченность железных метеоритов, дают величины 18—80 А/м (средняя величина 37 А/м), а для межпланетных магнитных полей  $(2,5 \div 5) \cdot 10^{-3}$  А/м, что довольно хорошо согласуется с аналогичными оценками, полученными по лунным породам. Так как обе эти величины различаются на несколько порядков, считают, что материнские тела метеоритов в период приобретения ими  $J_n$  обладали собственными достаточно сильными магнитными полями.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И. И., Клаушин И. Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л., Недра, 1978.
2. *Авчян Г. М., Аксакаян Г. О.* Петрофизическая характеристика пород и возможная оценка напряженного состояния тектонических структур. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах для задач сейсмологии. Ташкент, Изд-во Фан, 1981, с. 33—34.
3. *Авчян Г. М.* Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М., Недра, 1972.
4. *Авчян Г. М., Матвеевко А. А., Стефанович Э. Б.* Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях. М., Недра, 1978.
5. *Алгоритмы и программы для решения типовых геологических вопросов*/Т. Н. Лазарева, Р. П. Коган, Ю. П. Белов, А. К. Мюллербек. М., изд. ВИЭМС, 1972.
6. *Андерсон Д. Л., Сэмис Ч., Джордан Т.* Состав мантии и ядра. — В кн.: Природа твердой Земли. М., Мир, 1975, с. 46—64.
7. *Андерсон О., Либерман Р.* Скорости звука в горных породах и минералах. — В кн.: Физическая акустика. М., Мир, 1970, т. 4, ч. Б., с. 382—433.
8. *Аралсорская свертглубокая скважина.* Под ред. Ю. М. Васильева. М., Недра, 1972.
9. *Атлас геологических и геофизических карт СССР.* Масштаб 1 : 10 000 000. Под ред. А. А. Смылова, Н. Б. Дортман, А. И. Жамойды и др. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1982.
10. *Афанасьев Н. С.* Корреляция физических параметров, минерального и химического состава в горных породах докембрия ВКМ. — В кн.: Вопросы геологии КМА. Воронеж, 1977, с. 50—56.
11. *Балавадзе Д. Л., Миндели П. Ш.* Плотностная характеристика осадочного комплекса Черноморо-Азовского региона. — Сообщ. АН ГрузССР, 1971, т. 64, № 3, с. 581—584.
12. *Баяк Е. И., Воларович М. П., Ефимова Г. А.* Ультразвуковые исследования фазовых переходов в кальците при высоких давлениях. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 8, с. 63—90.
13. *Баяк Е. И., Воларович М. П., Левитова Ф. М.* Упругая анизотропия горных пород при высоких давлениях. М., Наука, 1982.
14. *Беликов Б. Л., Александров К. С., Рыжова Т. С.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., Наука, 1970.
15. *Белоусов В. В.* Геотектоника. М., изд. МГУ, 1976.
16. *Березкин В. М., Киричек М. А., Кунарев А. А.* Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа. М., Недра, 1978.
17. *Бреховских Л. М.* Исследование Мирового океана. — Природа, 1976, № 11, с. 4—15.
18. *Брюзина Н. И., Туезова Н. А.* Изменение плотностных свойств пород на «пустых» структурах Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Поиски нефтяных и газовых месторождений геофизическими методами в Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, 1971, с. 123—126. (Тр. СНИИГГИМС.; вып. 109.)
19. *Булина Л. В.* Особенности пространственного распределения нижних кромок намагниченных образований консолидированной земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5, с. 40—47.
20. *Вайнберг Дав., Шумехер К.* Статистика. М., Статистика, 1979.
21. *Варник Л. И., Кузнецов Ю. И.* Сравнительный анализ петрофизических особенностей дайковых комплексов северного обрамления Печенгской структуры. — В кн.: Петрофизические исследования Карело-Кольского региона. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1979, с. 65—71.
22. *Воларович М. П., Баяк Е. И., Ефимова Г. А.* Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М., Наука, 1975.
23. *Воларович М. П., Пархоменко Э. И.* Пьезоэлектрический эффект жильного кварца золотоносных месторождений различного типа. — В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики. М., Недра, 1970, с. 441—444.
24. *Вонсовский С. В.* Магнетизм. М., Наука, 1971.
25. *Голод М. И.* Геофизические методы при поисках слюдяных месторождений. — Тр. Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР, 1973, вып. 17, с. 6—25.
26. *Гравиразведка.* Справочник геофизика. Под ред. Е. А. Мудрецов. М., Недра, 1981.
27. *Гречухин В. В.* Изучение угленосных формаций геофизическими методами. М., Недра, 1980.
28. *Гуськова Е. Г.* Магнитные свойства метеоритов. Л., Наука, 1972.
29. *Дорогиницкая Л. М.* Экспериментальные определения скорости продольных волн в образцах водо-нефтенасыщенных пород Усть-Балыкского месторождения в условиях моделирующих пластовые. — В кн.: Поиски нефтяных и газовых залежей геофизическими методами в Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, 1971, с. 46—51. (Тр. СНИИГГИМС.; вып. 109.)
30. *Дортман Н. Б.* Петрофизическая характеристика пород типичных магматических формаций. — Советская геология, 1974, № 7, с. 13—30.
31. *Дортман Н. Б., Магид М. Ш.* Роль высоких  $pT$  параметров в образовании горных пород различного состава и физических свойств. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах для задач сейсмологии. Ташкент, Изд-во Фан, 1981, с. 97—98.
32. *Дортман Н. Б., Магид М. Ш.* Региональное петрофизическое районирование. — В кн.: Металлогения восточной части Балтийского щита. Под ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Библиной. Л., Недра, 1980, с. 168—188.



33. Дубинчик Э. Я., Путинцева В. К. Петрофизические фации интрузивных пород и их рудоносность. — Советская геология, 1974, № 2, с. 62—77.
34. Дубинчик Э. Я., Розенталь И. В. Петромагнитные исследования при изучении гранитоидных комплексов. Л., Недра, 1980.
35. Духовский А. Л., Магид М. Ш. Вертикальная петрофизическая зональность в интрузивных и метаморфических породах. — Советская геология, 1978, № 9, с. 141—148.
36. Жамалетдинов А. А., Семенов А. С. Электронно-проводящие породы северо-западной части Кольского полуострова. — Вопросы геофизики, 1978, вып. 27, с. 99—107.
37. Зотова И. Ф. Методика составления петромагнитных карт и их анализ на примере Байкальской складчатой области. — В кн.: Материалы VIII конференции по вопросам геомагнитных полей и палеомагнетизма. Киев, Наукова Думка, 1970, ч. 1, с. 111—114.
38. Зуев Ю. Н., Таль-Вирский Б. Б., Магдиев Р. А. Глубинный тепловой поток и некоторые его источники. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М., Наука, 1977, с. 134—152.
39. Каркошкин А. И. Характеристика рудоконтролирующих факторов по петрофизическим данным на примере Кудабекского рудного поля. — Геология рудных месторождений, 1972, т. 14, № 4, с. 43—53.
40. Кищенко Н. Т. К методике расчленения вулканогенных пород по магнитной характеристике. — В кн.: Петрофизические исследования Карело-Кольского региона. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1979, с. 96—102.
41. Кожаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л., Недра, 1980.
42. Крутиховская Э. А., Пашкевич И. К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии. — В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев, Наукова Думка, 1976, с. 108—125.
43. Кузнецов Ю. И. К методике измерения скорости распространения упругих колебаний по образцам трещиноватых горных пород. — Тр. ВНИГРИ, 1970, вып. 290, с. 50—53.
44. Курскеев А. К. Геофизическая характеристика земной коры Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1977.
45. Лаудон Т. ЭВМ и машинные методы в геологии. М., Мир, 1981.
46. Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П., Буртный П. А. Петрофизическая модель земной коры по результатам экспериментальных исследований  $\sigma = f(\rho)$ , материалам ГСЗ и геологическим данным. — В кн.: Исследования физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. Киев, Наукова Думка, 1977, с. 195—203.
47. Литвищенко И. В., Анкудинов С. А., Платоненкова Л. Н. Строение земной коры Карелии и Кольского полуострова по данным ГСЗ. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, Наукова Думка, 1978, с. 53—57.
48. Лунный грунт из Моря Изобилия. Отв. ред. акад. А. П. Виноградов. М., Наука, 1974.
49. Любимова Е. А., Никитина В. Н., Томара Г. А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М., Наука, 1976.
50. Магид М. Ш. Зависимость плотности и скорости распространения упругих волн в веществе от его агрегатного состояния. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку, ЭЛМ, 1978, с. 160—161.
51. Магид М. Ш., Розенталь И. В. Петрофизическая характеристика пород никеленосной габбро-перидотитовой формации Печенги. — В кн.: Петрофизическая характеристика советской части Балтийского щита. Апатиты, Изд-во АН СССР, 1976, с. 68—72.
52. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород/Д. М. Печерский, В. И. Багин, С. Ю. Бродская, З. В. Шаронова. М., Наука, 1975.
53. Магниторазведка. Справочник геофизика. Под ред. В. Е. Никитского и Ю. С. Глебовского. М., Недра, 1980.
54. Мейер В. А., Ваганов П. А. Основы ядерной геофизики. Л., изд. ЛГУ, 1978.
55. Михайлова Н. П., Глевова А. М., Дькова В. Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород Украинского щита. Киев, Наукова Думка, 1974.
56. Моисеенко У. И. Теплофизические свойства горных пород и глубинные температуры. — В кн.: Физические процессы горного производства, 1982, № 12, с. 30—36.
57. Моисеенко У. И., Смыслов А. А., Чадович Т. Э. Теплофизические свойства горных пород территории СССР. — В кн.: Тектоника и глубинное строение СССР и его регионов. Л., 1979, с. 40—60. (Тр. ВСЕГЕИ, новая сер.; т. 268).
58. Мэйсон Б., Мелсон У. Лунные породы. М., Мир, 1973.
59. Николаевский В. Н. Послесловие, современные проблемы механики грунтов. — В кн.: Определяющие законы механики грунтов. М., Наука, 1975, с. 210—229.
60. Озерская М. Л., Семенова С. Г. Влияние состава осадочных пород на изменение их физических свойств с глубиной. — Прикладная геофизика, 1973, вып. 70, с. 186—191.
61. Определение петрофизических характеристик по образцам. Под ред. В. Н. Дахнова. М., Недра, 1977.
62. Палеомагнетизм палеозоя. Под ред. А. Н. Храмова. Л., Недра, 1974.
63. Палеомагнитология/А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова и др. Л., Недра, 1982.
64. Пара- и ферромагнетизм магматических пород/Н. Б. Дортман, Э. Я. Дубинчик, И. В. Розенталь, А. С. Никифорова. Киев, Наукова Думка, 1974, вып. 60, с. 86—91.
65. Пархоменко Э. И. Электрические свойства минералов и горных пород. — В кн.: Исследование физических свойств минералов вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. Киев, Наукова Думка, 1977, с. 135—147.
66. Петкевич Г. И. Информативность акустических характеристик неоднородных геологических сред. Киев, Наукова Думка, 1976.
67. Петрова Г. Н., Печерский Д. М. Магнитные характеристики базальтов и перидотитов рифтовой зоны Индийского океана. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., Наука, 1970, с. 244—249.
68. Петрофизическая характеристика геологических формаций/Н. Б. Дортман, И. Ф. Зотова, М. Ш. Магид и др. — В кн.: Глубинное строение и геодинамика литосферы. Л., Недра, 1983, с. 150—185. (Тр. ВСЕГЕИ; т. 317.)

69. *Петрофизические карты геологических формаций восточной части Балтийского щита* (петроплотностная и петромагнитная). Масштаб 1 : 1000 000. Объяснительная записка под ред. Н. Б. Дортман, М. Ш. Магида. Л., ВСЕГЕИ, 1980.
70. *Петрофизические карты геологических формаций территории СССР* (петроплотностная и петромагнитная). Масштаб 1 : 10 000 000. Объяснительная записка/Н. Б. Дортман, И. Ф. Зотова, М. Ш. Магид и др. Л., ВСЕГЕИ, 1981.
71. *Печерский Д. М., Мирлин Е. Г.* Намагнитченность горных пород и природа магнитных аномалий в рифтовой зоне Атлантического океана. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 5, с. 43—56.
72. *Прияткин А. А.* Развитие структурного анализа на основе петрофизических исследований. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 6, с. 1450—1452.
73. *Продайвода Г. Т.* Принципы симметрии в петрофизике. — Геологический журнал, 1978, № 4, с. 61—70.
74. *Резанов И. А.* Сверхглубокое бурение. М., Наука, 1981.
75. *Ржевский В. В., Новик Г. Я.* Основы физики горных пород. М., Недра, 1978.
76. *Рингвуд А. Е.* Состав и происхождение Земли. М., Наука, 1981.
77. *Родионов Д. А.* Статистические решения в геологии. М., Недра, 1981.
78. *Романовский Н. П.* Петромагнитные исследования рудоносных интрузивных комплексов Приамурья. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, изд. АН СССР и Мин. геол. СССР, 1973, с. 77—80.
79. *Салехли Т. М., Азиф А. А.* Физические свойства кислых субвулканических образований Верхнего байоса северо-восточной части Малого Кавказа. — Докл. АН АзССР, 1973, т. 29, № 2, с. 33—35.
80. *Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР.* Отв. ред. С. М. Зверев, И. П. Косминская. М., Наука, 1980.
81. *Сейсморазведка.* Справочник геофизика. Под ред. И. И. Гурвича, В. П. Номоконова. М., Недра, 1981.
82. *Семенов А. С.* Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., Недра, 1974.
83. *Смелов А. А., Ромашин С. С., Джансунов Т.* О связи физических свойств горных пород с процессами околорудных изменений. — В кн.: Вопросы рудной геофизики в Казахстане. Алма-Ата, Полиграфкомбинат, 1968, с. 194—199.
84. *Смыслов А. А.* Уран и торий в земной коре. Л., Недра, 1974.
85. *Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. Э.* Тепловая режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979.
86. *Соловьев Г. А.* Петрофизические модели главных промышленных типов гидротермальных месторождений. — Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1980, № 12, с. 67—89.
87. *Справочник физических констант горных пород.* Под ред. С. Кларка. М., Мир, 1969.
88. *Таблицы физических величин.* Под ред. И. К. Кикоина. М., Атомиздат, 1976.
89. *Тарков А. П.* Глубинное строение Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным. М., Недра, 1974.
90. *Томашевская И. С., Толстых А. Б., Магид М. Ш.* Влияние высокого давления на скорость продольных волн, насыщенных различными флюидами. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, Наукова Думка, 1971, с. 48—51.
91. *Топорец С. А.* Петрофизические методы. — В кн.: Методы формационного анализа угленосных толщ. Под ред. Г. А. Иванова и Н. В. Иванова. М., Недра, 1975, с. 135—147.
92. *Туезова Н. А.* Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазодобывающей провинции. М., Недра, 1975.
93. *Тюрюмнов В. А., Астафьев Ю. А.* Связь физических свойств горных пород и геологоструктурных факторов с локализацией оруденения на примере месторождений Печенги. — В кн.: Геофизические исследования восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1980, с. 37—48.
94. *Умперович Н. В., Рудницкая Д. М.* Сейсмоакустическая модель осадочного разреза Западно-Сибирской плиты. — Геология и геофизика, 1981, № 2, с. 127—137.
95. *Упругие свойства горных пород при высоких давлениях/Т. С. Лебедев, Д. В. Корниец, В. И. Шаповал, В. А. Корчин.* Киев, Наукова Думка, 1972.
96. *Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах/М. П. Воларович, Е. И. Баюк, А. И. Левыкин, И. С. Томашевская.* М., Наука, 1974.
97. *Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазодобывающей провинции/Н. А. Туезова, Л. М. Дорогиницкая, Р. Г. Демина, Н. И. Брюзгина.* М., Недра, 1975.
98. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых.* (Петрофизика). Справочник геофизика. Под ред. Н. Б. Дортман. М., Недра, 1976.
99. *Физические свойства осадочного чехла Восточно-Европейской платформы.* Под ред. Н. В. Подоба, М. Л. Озерской. М., Недра, 1975.
100. *Физические свойства пород Балтийской синеклизы.* Под ред. Н. К. Озолинь. Рига, Зинатне, 1974.
101. *Фролов А. Д.* Особенности мерзлых пород как твердых тел и изучение их физических свойств. — Тр. ВНИИГ, 1974, вып. 89, с. 44—49.
102. *Фролов А. Д., Зыков Ю. Д.* Особенности распространения упругих волн в мерзлых горных породах. — Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1971, № 10, с. 80—87 (ч. 1); 1972, № 2, с. 136—143 (ч. 2).
103. *Хвостенков С.* Направления использования двух основных типов вермикулитового концентрата Ковдорского месторождения. — В кн.: Прир. и техноген. сырье Кольского полуострова. Л., Наука, 1972, с. 15—18.
104. *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, Наукова Думка, 1972.
105. *Шолто Л. Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л., Недра, 1977.

106. Экспериментальные исследования скорости и затухания ультразвука в частично и полностью расплавленных эффузивах/А. И. Фарберов, Л. Н. Соколов, А. И. Левыкин и др. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 2, с. 342—345.
107. *Электроразведка*. Справочник геофизика. Под ред. А. Г. Тархова. М., Недра, 1980.
108. Юрчак П. П. Тепловые свойства минералов. — Физика Земли, 1980, № 7, с. 16—34.
109. Birch F. Interpretation of the low-velocity zone. — Phys. Earth and Planet. Interiors, 1970, vol. 3, p. 178—181.
110. Engler R., Cutzeit W. Investigations of the deformation properties and the thermal diffusivity of annealed rocks under uniaxial load. — Cerlands Beitr. Geophysik, 1981, vol. 90, № 1, p. 72—78.
111. Кепн Н., Рихтер А. Temperature derivatives of compressional and shear wave velocities in crustal and mantle rocks at 6 kbar confining pressure. — Journal of Geophys., 1980, No 49, p. 47—56.
112. Muruse T., McBirney A. K. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, No 11, p. 3563—3592.
113. *Proceeding of the fourth symposium of Antarctic meteorites*. Ed. by T. Nagata. Tokyo. Publ. by Nat. Inst. of Polar Res., 1979.
114. Seipold U., Engler R. Investigation of the thermal diffusivity of jointed granodiorites under uniaxial load and hydrostatic pressure. — Gerlauds Beitr. Geophysik, 1981, vol. 90, No 1, p. 65—71.
115. Wasson J. T. Meteorites. Springer. — Verlag. Berlin, Heidelberg, New-York, 1974.

# СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение. Н. Б. Дортман . . . . .	5
<b>Глава I. Методика петрофизических исследований . . . . .</b>	<b>10</b>
§ 1. Методы изучения физических свойств. М. Ш. Магид . . . . .	10
§ 2. Отбор образцов горных пород и руд в полевых условиях. М. Ш. Магид . . . . .	13
§ 3. Метрологические требования к измерениям физических параметров. М. Ш. Магид . . . . .	14
§ 4. Статистическая обработка данных определений физических свойств. М. Ш. Магид . . . . .	17
§ 5. Построение петрофизических карт и разрезов. Н. Б. Дортман, И. Ф. Зотова . . . . .	21
<b>Глава II. Плотность и пористость минералов и горных пород . . . . .</b>	<b>34</b>
§ 6. Плотность и пористость физических тел и методы их измерения. В. В. Федынский . . . . .	34
§ 7. Плотность химических элементов и минералов. Н. Б. Дортман . . . . .	40
§ 8. Плотность магматических пород. Н. Б. Дортман . . . . .	47
§ 9. Плотность метаморфических пород. Н. Б. Дортман . . . . .	58
§ 10. Плотность и пористость осадочных пород. М. Л. Озерская, Н. А. Туезова . . . . .	65
<b>Глава III. Упругие свойства минералов и горных пород . . . . .</b>	<b>78</b>
§ 11. Упругие параметры физических тел и методы их измерения. Г. М. Авчян . . . . .	78
§ 12. Скорость упругих волн и упругие модули химических элементов и минералов. Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид . . . . .	82
§ 13. Зависимость упругой характеристики магматических и метаморфических пород от их состава и строения. М. Ш. Магид . . . . .	88
§ 14. Скорость упругих волн в магматических и метаморфических породах. Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид . . . . .	94
§ 15. Скорость упругих волн и упругие модули осадочных пород. Г. М. Авчян . . . . .	98
<b>Глава IV. Магнитные свойства минералов и горных пород . . . . .</b>	<b>102</b>
§ 16. Магнитные параметры физических тел и методы их определения. Г. М. Авчян, Г. П. Капралов, И. В. Розенталь . . . . .	102
§ 17. Магнитные свойства химических элементов и минералов. Н. Б. Дортман . . . . .	112
§ 18. Магнитные свойства магматических пород. Н. Б. Дортман . . . . .	117
§ 19. Магнитные свойства метаморфических пород. Н. Б. Дортман . . . . .	135
§ 20. Магнитные свойства осадочных пород. А. Н. Храмов . . . . .	140
§ 21. Палеомагнитная характеристика горных пород. А. Н. Храмов . . . . .	143
<b>Глава V. Электрические свойства минералов и горных пород . . . . .</b>	<b>148</b>
§ 22. Электрические свойства веществ и методы их определения. Г. М. Авчян, Н. Б. Дортман, Э. И. Пархоменко . . . . .	148
§ 23. Удельное электрическое сопротивление химических элементов, минералов и горных пород. Н. Б. Дортман . . . . .	155
§ 24. Диэлектрическая проницаемость минералов и горных пород. Э. И. Пархоменко . . . . .	170
§ 25. Пьезоэлектрический эффект минералов и горных пород. М. П. Волярович, Э. И. Пархоменко . . . . .	175

§ 26. Естественная и вызванная поляризация горных пород. Н. Б. Дортман, Э. И. Пархоменко . . . . .	181
<b>Глава VI. Теплофизические свойства минералов и горных пород . . . . .</b>	<b>189</b>
§ 27. Теплофизические параметры веществ и методы их измерения. У. И. Моисеенко, Т. Э. Чадович . . . . .	189
§ 28. Теплофизические параметры элементов, минералов и горных пород. У. И. Моисеенко . . . . .	193
§ 29. Районирование территории СССР по теплофизическим параметрам. У. И. Моисеенко, А. А. Смыслов . . . . .	201
<b>Глава VII. Ядерно-физические (радиоактивные) свойства минералов и горных пород. А. А. Смыслов . . . . .</b>	<b>207</b>
§ 30. Основные ядерно-физические процессы, параметры и единицы измерения радиоактивности . . . . .	207
§ 31. Методы измерения радиоактивности и определения содержания радиоактивных элементов . . . . .	213
§ 32. Естественная радиоактивность и содержание радиоактивных элементов в минеральном веществе земной коры . . . . .	218
§ 33. Искусственная радиоактивность, используемая в ядерной геофизике . . . . .	235
<b>Глава VIII. Физические свойства минералов и горных пород при высоких температурах и давлениях . . . . .</b>	<b>237</b>
§ 34. Аппаратура и методика измерения физических параметров. Г. М. Авчян . . . . .	237
§ 35. Плотность и упругие свойства минералов, метаморфических и магматических пород. Е. И. Баук . . . . .	239
§ 36. Плотность, пористость и упругие свойства осадочных пород. Г. М. Авчян . . . . .	250
§ 37. Магнитные свойства минералов и горных пород. Г. М. Авчян . . . . .	256
§ 38. Электрические свойства минералов и горных пород. Э. И. Пархоменко . . . . .	261
§ 39. Теплофизические свойства минералов и горных пород. У. И. Моисеенко . . . . .	269
<b>Глава IX. Физические свойства горных пород при низких температурах. А. Г. Тархов, А. Д. Фролов . . . . .</b>	<b>275</b>
§ 40. Плотность и упругие свойства мерзлых горных пород . . . . .	275
§ 41. Электрические свойства мерзлых горных пород . . . . .	281
<b>Глава X. Петрофизическая классификация горных пород. . . . .</b>	<b>288</b>
§ 42. Взаимосвязь физических параметров. М. Ш. Магид . . . . .	288
§ 43. Петрофизическая классификация магматических, метаморфических и осадочных пород. Н. Б. Дортман . . . . .	293
<b>Глава XI. Региональная петрофизическая характеристика земной коры. . . . .</b>	<b>304</b>
§ 44. Петрофизическая характеристика геологических формаций. Петрофизические ассоциации. Н. Б. Дортман, И. Ф. Зогова . . . . .	304
§ 45. Термодинамический режим образования и изменения горных пород, их формаций и ассоциаций. Н. Б. Дортман . . . . .	312
§ 46. Петрофизическая характеристика современного среза континентальной земной коры (территория СССР). Н. Б. Дортман . . . . .	319
§ 47. Характеристика осадочного чехла древних и молодых платформ. М. Л. Озерская, Н. А. Туезова . . . . .	326
§ 48. Физические свойства горных пород океанической земной коры. Н. Б. Дортман, В. Н. Иванов . . . . .	340

<b>Глава XII. Физическая характеристика глубинных слоев земной коры и мантии</b>	<b>345</b>
§ 49. Петрофизическая характеристика глубоких и сверхглубоких скважин и глубинные петрофизические разрезы. М. Ш. Магид	345
§ 50. Физические модели земной коры и мантии. А. П. Тарков	355
<b>Глава XIII. Физические свойства газа, нефти, нефтегазоносных пород и структур</b>	<b>366</b>
§ 51. Физические свойства пластовых вод, нефти и газа. Г. М. Авчан	366
§ 52. Физические свойства залежей нефти, газа и вмещающих пород. В. М. Березкин	368
§ 53. Петрофизическая характеристика типичных нефтегазоносных структур. Н. А. Туезова	376
<b>Глава XIV. Физические свойства твердых полезных ископаемых</b>	<b>385</b>
§ 54. Физические свойства руд черных и легирующих металлов. А. К. Вейнберг, М. Г. Илаев, И. В. Розенталь	388
§ 55. Физические свойства руд цветных, редких и благородных металлов. Э. Я. Дубинчик, М. Г. Илаев, И. В. Розенталь	403
§ 56. Физические свойства неметаллических полезных ископаемых. И. Ф. Зогова	420
§ 57. Физические свойства ископаемых углей. Н. Б. Дортман, С. А. Топорец	429
<b>Глава XV. Физические свойства горных пород лунной коры и метеоритов. И. В. Розенталь</b>	<b>437</b>
§ 58. Физические свойства лунных пород	437
§ 59. Физические свойства метеоритов	443
Список литературы	449

## **ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ (ПЕТРОФИЗИКА)**

### **Справочник геофизика**

Редакторы издательства: *Н. Г. Богачева, И. П. Иночкина*  
Переплет художника *В. Ф. Крохотинова*  
Художественный редактор *В. В. Шутько*  
Технический редактор *Н. В. Жидкова*  
Корректор *И. Ю. Каменская*  
ИБ № 4912

Сдано в набор 13.09.83. Подписано в печать 22.12.83. Т-24306.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 1. Гарнитура  
«Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 28,5+0,7 (вклад-  
ка). Усл. кр.-отг. 28,5+0,37 (вкладка). Уч.-изд. л. 40,86.  
Тираж 8000 экз. Заказ 209/9017-3. Цена 2 р. 50 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633,  
Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 6 ордена Трудового Красного  
Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга»  
им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государствен-  
ном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книж-  
ной торговли. 193144, г. Ленинград, ул. Моисеенко, 10.