

Г. С. ВАХРОМЕЕВ, Л. Я. ЕРОФЕЕВ,  
В. С. КАНАЙКИН, Г. Г. НОМОКОНОВА

# ПЕТРОФИЗИКА

Учебник для вузов

*Под редакцией Г. С. Вахромеева*

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Томск — 1997

УДК 550.83 (075.8)

Вахромеев Г. С., Ерофеев Л. Я., Канайкин В. С., Номоконова Г. Г. **Петрофизика: Учебник для вузов.** — Томск: Изд-во Том. ун-та, 1997. 462 с. 1000 экз. 1804020300.

Изложены плотностные, упругие, магнитные, электрические и ядерно-физические свойства минералов и горных пород, вопросы методики петрофизических измерений и статистической обработки петрофизических данных, петрофизические классификации геологических объектов, петрофизические модели нефтяных и рудных месторождений.

Для студентов вузов, обучающихся по направлению «Геология и разведка полезных ископаемых», специальности «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых».

*Рекомендовано Государственным комитетом Российской Федерации по высшему образованию в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению «Геология и разведка полезных ископаемых», специальности «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых».*

Рецензенты: профессор, доктор геолого-минералогических наук А. С. Барышев; профессор, доктор геолого-минералогических наук А. П. Карасев.

Издание осуществлено при финансовой поддержке  
Томского геофизического треста.

ISBN 5—7511—0851—5

В 1804020300  
177(012)—97

© Г. С. Вахромеев, Л. Я. Ерофеев,  
В. С. Канайкин, Г. Г. Номоконова, 1997



# Предисловие

Главная причина, побудившая авторов начать работу над учебником, заключается в отсутствии учебной литературы по петрофизике месторождений твердых полезных ископаемых. Имеющиеся в России учебники, подготовленные и изданные профессорами Государственной академии нефти и газа им. Губкина [13, 17], содержат материалы в основном по петрофизике нефти.

Вторая причина создания нового учебника обусловлена тем, что бурно развивающаяся в последние годы теория физико-геологического моделирования привела к существенной трансформации содержания термина «петрофизическая модель», а из этого вытекают новые концептуальные представления, прямым образом влияющие на совершенствование практических методик петрофизических и геофизических исследований, равно как и способов обработки их результатов. К сожалению, многие геофизики-профессионалы, не говоря о студентах, не знакомы с этим новым подходом.

Насколько авторам удалось восполнить оба эти пробела, судить педагогам вузов, студентам и специалистам, которые будут работать с этой книгой.

Помимо обычной компиляции самой свежей петрофизической информации, появившейся в последних публикациях, учебник отражает коллективный опыт двух известных в стране кафедр геофизических методов разведки старейших технических вузов Сибири.

Отзывы и критические замечания просим высылать авторам по одному из адресов:

664074, Иркутск, Лермонтова, 83, Государственный технический университет, факультет геологии, геоинформатики и геоэкологии;

634004, Томск, пр. Ленина, 30, Политехнический университет, кафедра геофизических методов поисков и разведки МПИ.

Профессор *Г. С. Вахромеев*

# Часть I

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

---

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Петрофизика — одна из наук о Земле, изучающая физические свойства горных пород и руд с целью установления их состава, структуры и термодинамического состояния при решении разнообразных задач геологии, геодинамики, геотектоники, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, геоэкологии и инженерной геологии.

С первых лет своего зарождения и становления петрофизика была и остается эффективным средством изучения состояния и эволюции вещества Земли, а позднее и других планет Солнечной системы и небесных тел. Одновременно она играет роль фундаментальной науки по отношению ко всем частным направлениям разведочной геофизики: магниторазведке, гравиразведке, электроразведке, сейсморазведке, геотермике, радиометрии и т. д. Следует признать, что петрофизике при обосновании методик комплексных геофизических исследований до сих пор не уделяется должного внимания. Существенные перспективы в этом отношении открывает теория физико-геологического моделирования, оперирующая, в частности, принципиально важным понятием «петрофизическая модель».

Современная петрофизика использует богатый арсенал физических методов исследований вещества, позволяющих с высокой экспрессностью, точностью и воспроизводимостью измерять большое количество разнообразных физических параметров горных пород. К ним относятся: плотность, различные виды пористости, магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность, удельное электрическое сопротивление, диэлектрическая проницаемость, кажущаяся поляризуемость, пьезоэлектрический модуль, электрохимическая активность, мембранный потенциал, тепло- и температуропроводность, теплоемкость, характеристики естественной и на-

веденной радиоактивности, скорости распространения продольных и поперечных волн и др.

Несомненными достоинствами петрофизических методов исследований, определяющими их универсальный и фундаментальный характер, являются возможность опосредованного изучения вещества Земли на любых глубинах, включая мантийный слой, дистанционными и наземными геофизическими методами, исследование геологических разрезов глубоких опорных, структурных и разведочных скважин с помощью разнообразных методов каротажа и тонкие скрупулезные лабораторные измерения горных пород и руд на образцах. Каждый из указанных иерархических уровней получения петрофизической информации имеет свои особенности, преимущества и ограничения. Аэрогеофизические и мелкомасштабные полевые геофизические съемки несут обобщенные петрофизические данные о больших глубинах и крупных геоблоках планеты, а лабораторные петрофизические исследования позволяют изучать горные породы детально, вплоть до субатомного микроуровня.

Благодаря инструментальным способам измерений и количественному характеру информации, которую получают с помощью автоматической цифровой аппаратуры, допускающей дистанционную связь, управление и телеметрическую передачу данных на любые расстояния, петрофизические измерения прочно вошли в арсенал космических методов изучения вещества и структуры планет Солнечной системы.

Тесные зависимости физических свойств минералов от строения электронных оболочек и массы ядер атомов определяют возможность петрофизического изучения их кристаллохимических особенностей, отражающих, в свою очередь, условия генезиса пород и руд в ходе осадочного магматического и метаморфического процессов либо рудообразования. Специфические механизмы памяти, запечатлевшие те характеристики физических полей, которые имели место в момент формирования горных пород, позволяют оценивать возраст и реконструировать генезис минеральных и геологических образований. Все это создает реальную основу для формирования так называемых динамических физико-геологических моделей, с помощью которых реконструируют геологическую историю, последовательность проявления стадий оруденения и сопровождающих их физических полей. Динамические физико-геологические модели используют для целей прогнозирования полезных ископаемых.



Становление петрофизики как науки тесно связано с развитием геофизических методов исследований. Именно поэтому первые аппаратные разработки и систематические измерения физических свойств горных пород и полезных ископаемых в России и за рубежом выполнялись основоположниками разведочной геофизики Б. А. Андреевым, Г. А. Гамбурцевым, В. Н. Дахновым, А. И. Заборовским, Л. Я. Нестеровым, А. Г. Тарховым, Э. Вихертом, Г. Джеффрисом, Л. Неттлтоном, К. Шлюмберже и др.

В течение последних десятилетий петрофизика сложилась в самостоятельную науку с богатым и разветвленным арсеналом современных методик и отдельных специфических научных направлений, среди которых можно выделить следующие: региональная петрофизика (Н. Б. Дортман, М. И. Толстой и др.), петрофизика нефтяных бассейнов (В. М. Добрынин, В. Н. Кобранова, А. А. Молчанов, Н. А. Туезова), петрофизика угольных бассейнов (В. В. Гречухин), рудная петрофизика (Г. С. Вахромеев, Л. Я. Ерофеев, Г. Г. Номоконова, Г. А. Соловьев), физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах (Г. М. Авчян, Т. С. Лебедев, Э. И. Пархоменко, Ф. Берч, Х. Вонг, Н. Кристинсен, Д. Чанг), петрофизика криолитозоны (А. Д. Фролов, В. С. Якупов), петрофизика океанической коры (Л. А. Пискарев и др.).

Само собой разумеется, что непрерывно продолжают развиваться аппаратно-методические возможности исследования отдельных групп физических параметров, включая палеомагнитные (А. Я. Кравчинский, Г. П. Петрова, А. Н. Храмов, Л. Е. Шолпо), электрические (В. А. Комаров, Н. М. Нейштадт, Ю. С. Рысс и др.), теплофизические (С. В. Лысак, У. И. Моисеенко, Ю. А. Попов). Совершенствование методических основ петрофизических исследований получило отражение в теории физико-геологического моделирования и развитии представлений о петрофизической модели (Г. С. Вахромеев, А. Ю. Давыденко).

Авторы предлагаемого вниманию читателей учебника старались скомпоновать его так, чтобы он с одинаковой полнотой отражал современные достижения петрофизики в большинстве из указанных областей.

Книга состоит из двух соизмеримых по объему частей.

В семи главах первой части учебника систематически изложены сведения об отдельных физических свойствах горных пород и полезных ископаемых — плотностных, упругих,

магнитных, электрических, теплофизических, радиоактивных. Приведены классификации минералов по физическим свойствам, закономерности изменения петрофизических параметров в зависимости от минерального состава, структуры и текстуры пород, степени их метаморфизма и гипергенных изменений, трещиноватости, влажности, давления, температуры и других факторов. Описаны технологии измерений каждого из параметров, входящих в данную группу физических свойств, а также закономерные взаимосвязи между ними.

Во второй части книги подробно разработана методика петрофизических исследований. В гл. 8 изложены основы теории петрофизического опробования, включая представления о типовых комплексных моделях неоднородных геологических сред, особенности измерений в лаборатории на образцах и в естественных условиях залегания горных пород. Гл. 9 посвящена статистической обработке петрофизических данных. Здесь же описана структура компьютеризированного комплекса для измерений физических свойств, сбора, обработки и хранения массовых петрофизических данных. В гл. 10 излагаются современные методологические принципы и практические приемы обобщения многоуровневой петрофизической информации. В ней подробно, с иллюстрирующими примерами обсуждена основная терминология теории физико-геологического моделирования, в частности понятия петрофизического структурно-вещественного комплекса и петрофизические модели (ПФМ), разработаны классификации ПФМ, приведены петрофизические классификации магматических, метаморфических и осадочных пород, петрофизические характеристики основных геологических формаций. В конце гл. 10 как обобщающая иллюстрация детально описаны типовые ПФМ нефтегазоносных структур и месторождений твердых полезных ископаемых разных генетических типов.

Традиционно считается, что геофизики-нефтяники должны глубже и основательнее изучать такие петрофизические характеристики пород, как плотность, пористость, волновые и прочие параметры, определяющие коллекторские свойства продуктивных нефтегазонасыщенных пластов, а специалисты в области поисков и разведки твердых полезных ископаемых с большей компетентностью разбираться в магнитных, электромагнитных, электрохимических, радиоактивных свойствах магматических и метаморфических геологических образований. Однако жизнь и практика в большей степени подтверждают необходимость широты знаний и навыков неза-

висимо от специфики работ и объектов исследований. Поэтому авторы старались по возможности с паритетной полнотой отразить в учебнике все физические свойства горных пород и современные направления петрофизической науки. Причина этого отнюдь не в желании создать более или менее универсальный учебник, а в постепенном понимании целесообразности и необходимости глубокого изучения по возможности более широкого круга петрофизических параметров и физических полей, в том числе нетривиальных, при решении структурных, нефте- и рудопоисковых, геоэкологических и других задач.

Цель преподавания дисциплины «Петрофизика» — изучение основных физических характеристик горных пород и полезных ископаемых и закономерностей их изменения в ходе разнообразных геологических процессов.

Главная задача курса — подготовить инженера-геофизика, который на базе самостоятельных измерений физических параметров пород и руд может сформировать ПФМ месторождения для района проектируемых работ и обосновать рациональный комплекс геофизических методов решения поставленной геологической задачи. При изучении этой дисциплины студенты должны максимально привлекать знания, приобретенные при изучении курсов физики, математики, динамической геологии, минералогии, петрографии.



## 2. ПЛОТНОСТНЫЕ СВОЙСТВА

К плотностным параметрам горных пород, минералов и руд относятся плотность, удельный вес, пористость, влагоемкость, насыщенность и проницаемость.

### 2.1. Плотность

#### 2.1.1. Общие понятия

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

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

По существу в этом определении речь идет о средней плотности, так как любая горная порода представляет собой гетерогенное образование, состоящее из нескольких различных минералов. Отсюда следует также, что в общем случае плотность — величина переменная, зависящая от координат пространства, т. е.  $\sigma = f(x, y, z)$ .

Единицей измерения плотности в системе СИ служит  $1 \text{ кг/м}^3$ , в системе СГС —  $1 \text{ г/см}^3$ .

Знание плотности геологических образований совершенно необходимо при проведении гравиразведки, сейсморазведки, ядерных и других геофизических методов.

Плотность горных пород — основной физический параметр, определяющий гравитационное поле. В общем случае величина гравитационного потенциала равна

$$U = f \int_v \sigma dV/r, \quad (2.2)$$

где  $f$  — гравитационная постоянная;  $r$  — расстояние от точки измерения до гравитирующего объекта объемом  $V$ , отличающегося по плотности от вмещающей среды на величину  $\sigma$ .

Величина и знак гравитационной аномалии зависят от так называемой избыточной, или эффективной, плотности  $\Delta\sigma$ ,

представляющей разность между плотностью аномалеобразующего объекта  $\sigma$  и плотностью вмещающей среды  $\sigma_0$ :

$$\Delta\sigma = \sigma - \sigma_0. \quad (2.3)$$

Если плотность гравитирующего объекта больше, чем плотность вмещающих пород, избыточная плотность положительна, и это приводит к увеличению значений гравитационного поля над таким объектом. Подобная ситуация типична для большинства куполовидных антиклинальных структур, для железорудных, медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, баритовых месторождений.

Избыточная плотность геологических образований, плотность которых меньше таковой вмещающих пород, отрицательна. Иногда в зарубежных изданиях используют термин «дефект плотности». В качестве типичных примеров можно привести карстовые полости в монолитных карбонатных породах, соляные купола в осадочной толще, аллювиальные отложения погребенных и современных речных долин, грабеи и депрессии в кристаллических породах, заполненные относительно более молодыми осадочными породами невысокой плотности. Над всеми перечисленными геологическими объектами наблюдаются пониженные значения гравитационного поля.

Амплитуда аномалий гравитационного поля тем выше, чем существеннее изменения плотности в горизонтальном направлении, т. е. при субвертикальных границах раздела. Если геологический разрез представлен серией однородных плоских слоев, параллельных горизонтальной дневной поверхности, гравитационное поле над ним будет одинаковым в любой точке этой поверхности (рис. 2.1).

В сейсморазведке знание плотности принципиально для оценки возможностей метода отраженных волн. Дело в том, что основное условие возникновения отраженных волн на границе двух сред — это существенное различие в значениях их акустической жесткости  $\rho$ , под которой понимают произведение плотности  $\sigma$  на скорость распространения продольных волн  $V_p$ :

$$\rho = \sigma \cdot V_p. \quad (2.4)$$

В радиометрических и ядерно-геофизических методах разведки сведения о плотности горных пород также важны, так как плотность геологических образований определяет проникающую способность естественного и искусственного гамма-излучения. Кстати, эту закономерность используют в одном

из методов определения плотности пород, о чем будет сказано ниже.

С плотностью горной породы тесно связано понятие ее удельного веса. Удельный вес горной породы — это ее вес  $P$  в единице объема  $V$ :

$$\delta = P/V = M_g/V = g\sigma, \quad (2.5)$$

где  $g$  — ускорение свободного падения.

Удельный вес не является справочной величиной, поскольку его значение меняется с изменением  $g$  в различных точках

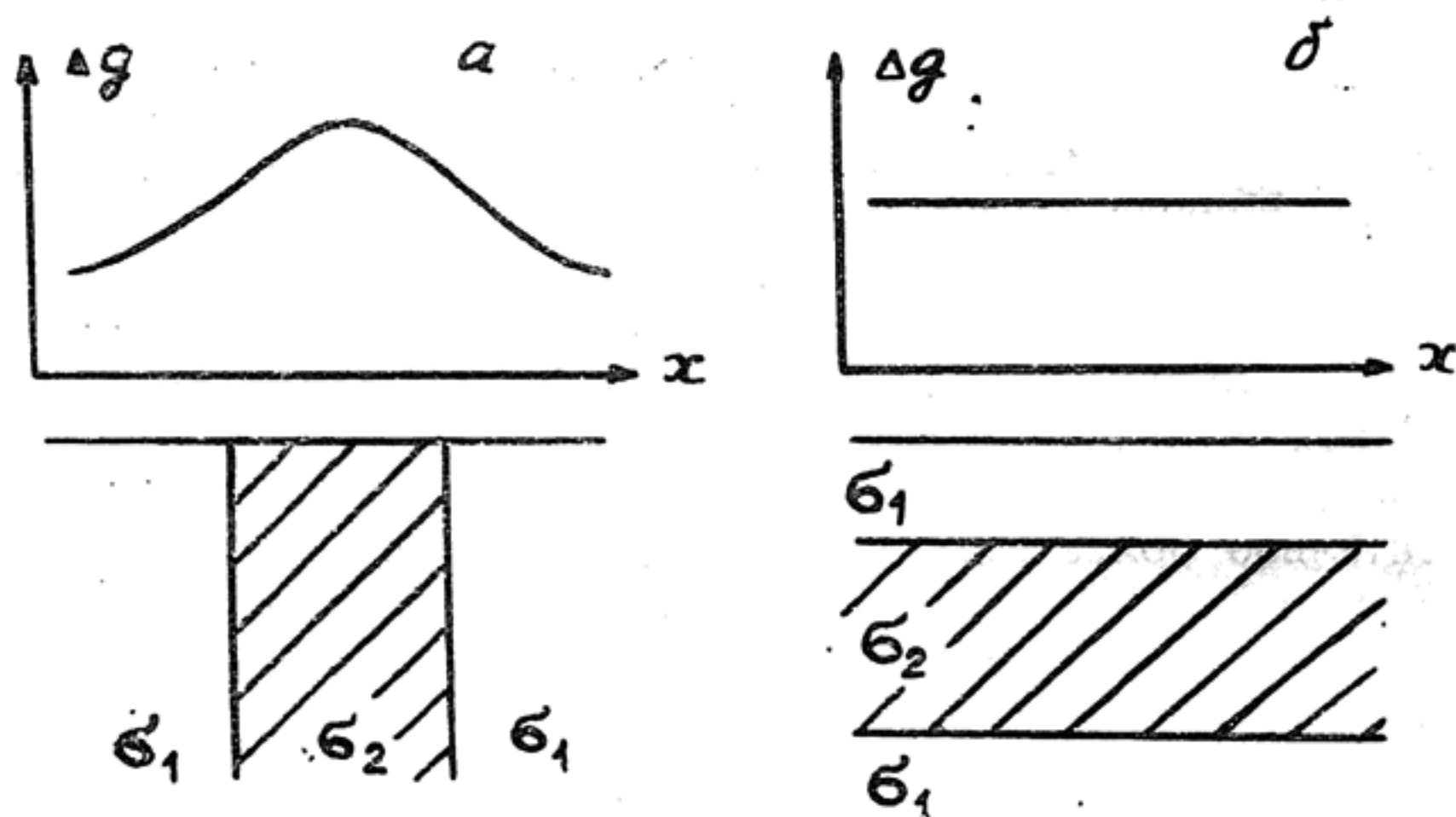


Рис. 2.1. Характер гравитационного поля  $\Delta g$  при вертикальном (а) и горизонтальном (б) залегании горных пород разной плотности ( $\sigma_2 > \sigma_1$ )

земной поверхности. Различие между плотностью и удельным весом горных пород и руд на территории России при небольших превышениях рельефа составляет 0,2—0,7%.

Горные породы — трехфазные системы. Поэтому формулу (2.1) можно расписать:

$$\sigma = \frac{M_{\text{т}} + M_{\text{ж}} + M_{\text{г}}}{V_{\text{т}} + V_{\text{ж}} + V_{\text{г}}}, \quad (2.6)$$

где  $M_{\text{т}}$ ,  $M_{\text{ж}}$ ,  $M_{\text{г}}$  — массы твердой, жидкой и газообразной фаз;  $V_{\text{т}}$ ,  $V_{\text{ж}}$  и  $V_{\text{г}}$  — соответствующие этим массам объемы. Очевидно, массой газообразной фазы можно пренебречь; тогда равенство (2.6) упростится:

$$\sigma = \frac{M_{\text{т}} + M_{\text{ж}}}{V_{\text{т}} + V_{\text{п}}}, \quad (2.7)$$

где  $V_{\text{п}} = V_{\text{ж}} + V_{\text{г}}$  — объемы пор породы.



С учетом сделанных пояснений принято выделять следующие разновидности плотности: а) минеральная (минералогическая) плотность, представляющая отношение массы твердой фазы горной породы  $M_T$  к объему твердой фазы  $V_T$ :

$$\sigma_M = M_T / V_T; \quad (2.8)$$

б) плотность газонасыщенной породы  $\sigma_g$ , вычисляемая как отношение твердой фазы горной породы к объему породы, лишенной поровой влаги; в) плотность водонасыщенной породы  $\sigma_v$ , определяемая как отношение массы горной породы с максимальной влажностью к объему породы.

Само собой разумеется, что при необходимости можно оперировать понятием плотности жидкой  $\sigma_{ж}$  фазы горной породы

$$\sigma_{ж} = M_{ж} / V_{ж}. \quad (2.9)$$

### 2.1.2. Способы определения плотности

Плотность горных пород измеряют либо на специально отбираемых образцах пород, либо в их естественном залегании.

Способ гидростатического взвешивания относится к числу наиболее распространенных. Он сводится к двойному взвешиванию испытуемого образца горной породы. Вначале определяют массу образца  $M_1$  в воздухе, затем в воде —  $M_0$ . В соответствии с законом Архимеда разница между этими величинами ( $M_1 - M_0$ ) равна массе воды в объеме образца. Учитывая, что плотность воды  $\sigma_{вод} = 1$ , для условий описанного эксперимента формула (2.1) переписывается

$$\sigma = M_1 \cdot \sigma_{вод} / (M_1 - M_0) = M_1 / (M_1 - M_0). \quad (2.10)$$

Так поступают с практически водонепроницаемыми породами.

Для сохранения естественной влажности водопроницаемых горных пород их образцы сразу после отбора парафинируют. Делают это при температуре не выше  $60-70^\circ \text{C}$ , чтобы законсервировать образец с поверхности, но одновременно не исказить результат измерений за счет проникновения парафина в поры породы. При этом формула (2.10) усложняется:

$$\sigma = M_1 / [M_1 - M_0 - k(M_2 - M_1)], \quad (2.11)$$

где  $k = (1/\sigma_{п}) - 1$ ;  $\sigma_{п}$  — плотность парафина;  $M_2$  — масса образца после парафинирования.

Точно по такой же методике можно получить плотность водо- и газонасыщенной породы. Изменяется лишь подготовка образца к измерениям. Чтобы получить плотность водонасыщенного образца  $\sigma_v$ , его предварительно насыщают водой, а для получения плотности газонасыщенной породы  $\sigma_g$  образец, наоборот, высушивают при температуре 105—110°С в муфельной печи. Признаком водо- или газонасыщенности служит стабилизация массы образца.

Для определения плотности образцов обычно используют весы ВЛТК-500 (ВЛТК-2000) либо ВНЦ-200, обеспечивающие погрешность не более 0,1 и 0,5 г соответственно. Для образцов массой менее 50 г применяют технические весы. Производительность способа гидростатического взвешивания на технических весах составляет 100—110 образцов в смену.

В гравиразведке широко распространен денситометр Самсонова, при использовании которого в результате взвешивания образца в воздухе и в воде значение плотности считывают непосредственно с нелинейной шкалы прибора. Денситометром можно измерять плотность образцов любой формы, в том числе керны скважин. Масса отдельных образцов может колебаться в пределах 50—500 г. Производительность измерений на денситометре составляет 150—160 определений за смену. При работе с денситометром необходимо 2—4 раза в день проверять его показания, сравнивая их с результатами измерений на технических весах или путем измерений эталонов с известной плотностью.

Известны и другие технические реализации способа гидростатического взвешивания. В КазВИАРГе разработан плотностномер П-500, в котором в качестве датчиков массы и объема образца использованы двое быстродействующих весов ВЛТК-500. Автокомпенсатор с фотоэлектронным реле для восполнения количества воды, удаляемой с каждым очередным образцом, и микрокалькулятор повышают производительность аппаратуры до 400—500 образцов за смену. Погрешность единичного измерения плотности не должна превышать  $\pm (0,02—0,005)$  г/см<sup>3</sup>.

Пикнометрический способ применяют для определения плотности рыхлых сыпучих пород, например песка, супеси, почвы и т. п. Он сводится к взвешиванию определенного объема горной породы, насыпанной в сосуд цилиндрической формы—пикнометр. Значение плотности  $\sigma$  рассчитывают по формуле

$$\sigma = (M - M') / V, \quad (2.12)$$



где  $M'$  — масса пикнометра;  $M$  — масса пикнометра с породой;  $V$  — объем рабочей полости пикнометра, занятой породой.

Минералогическую плотность  $\sigma_m$  также определяют пикнометрическим методом. Для этого породу дробят до частиц размером менее 0,25 мм. Объем скелета находят взвешиванием пикнометра с жидкостью и порошком породы. Жидкость и порошок предварительно вакуумируют для удаления воздуха. Измеряют массу пикнометра с порошком породы  $M_t$ , отдельно с жидкостью  $M_{ж}$ , с порошком породы  $M_{тж}$ , насыщенным жидкостью. Вычисление  $\sigma_m$  производят по преобразованной формуле (2.8):

$$\sigma_m = \frac{(M_t - M_0) \sigma_{ж}}{(M_{ж} - M_0) - (M_{тж} - M_t)}, \quad (2.13)$$

где  $M_0$  — масса пикнометра;  $\sigma_{ж}$  — плотность жидкости. В качестве жидкости используют воду, керосин, спирт. Важно лишь, чтобы она не растворяла породу и содержащиеся в ней соли.

Из числа способов определения плотности горных пород в естественном залегании рассмотрим гамма-гамма-метод, метод подземной регистрации космического излучения, скважинные гравиметрические измерения и способ Неттлтона для определения плотности промежуточного слоя.

Гамма-гамма-метод используют для определения плотности горных пород на образцах, в шурфах, шпурах и скважинах. При измерениях плотности пород гамма-гамма-методами регистрируют результат взаимодействия с веществом гамма-лучей от искусственного источника излучения, в качестве которого обычно используют радиоактивные изотопы  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{60}\text{Co}$  и  $^{226}\text{Ra}$ . При прохождении гамма-квантов через объем горной породы происходят процессы, приводящие к их частичному поглощению веществом, например фотоэлектрическое поглощение, комптоновское рассеяние, образование пар электрон—позитрон.

Наиболее широкое практическое применение получили три разновидности гамма-гамма-метода: узкого пучка, широкого пучка и рассеянного излучения.

Метод узкого пучка применяют для определения плотности образцов горных пород и бурового раствора в скважинах путем регистрации эффекта ослабления гамма-излучения, прошедшего через объем породы (рис. 2.2). При прохождении узкого коллимированного пучка гамма-лучей через по-

роду толщиной  $h$  ослабление интенсивности излучения  $I$  происходит по экспоненциальному закону

$$I = I_0 \cdot e^{-\mu h}, \quad (2.14)$$

где  $I_0$  — интенсивность излучения источника;  $\mu$  — коэффициент поглощения гамма-лучей, пропорциональный плотности пород  $\sigma$ .

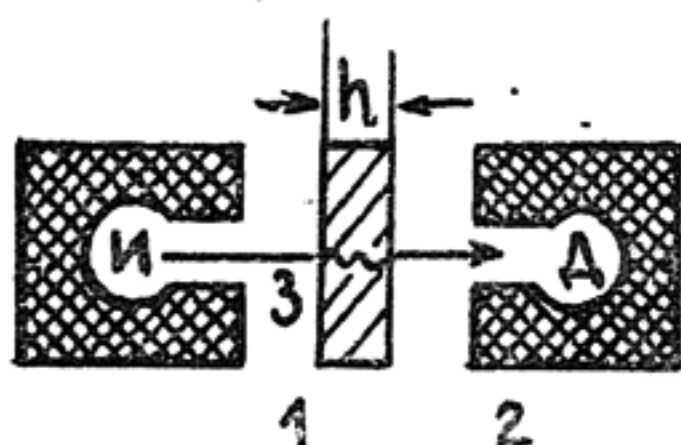
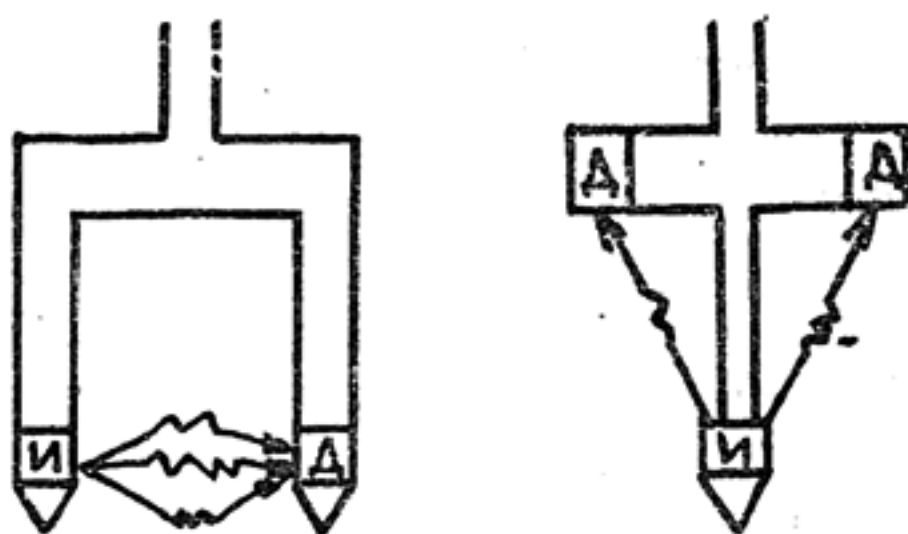


Рис. 2.2. Схема измерения плотности образцов породы гамма-гамма-методом в разновидности узкого пучка:  
1 — образец; 2 — экран; 3 — коллиматорное отверстие; И — источник гамма-излучения; Д — детектор гамма-квантов. Ход гамма-лучей показан стрелкой

Метод широкого пучка основан на одновременной регистрации как первичного, так и вторичного гамма-излучения. С его помощью измеряют плотность поверхностных рыхлых отложений либо плотность пород между двумя скважинами глубиной 1—1,5 м в инженерной геофизике. Взаиморасположение источника и детектора гамма-лучей может быть разным (рис. 2.3). Аппаратуру, фиксирующую вторичное гамма-

Рис. 2.3. Схемы измерения плотности объема горной породы гамма-гамма-методом в разновидности широкого пучка (см. обозначения к рис. 2.2)



излучение, градуируют на известном плотностном разрезе или на специальных эталонных макетах.

Оптимальное расстояние  $d$  (в см) между источником и детектором определяют из соотношения

$$d = (50 - 100) / \sigma,$$

где  $\sigma$  — плотность пород, г/см<sup>3</sup>.

Средняя относительная погрешность определения плотности этими методами 1—2%.



Метод рассеянного гамма-излучения основан на измерении относительной доли рассеянного гамма-излучения, приходящего в прибор (детектор) от источника после прохождения через некоторый объем горной породы. От первичных гамма-квантов приемник защищен свинцовым экраном. Между интенсивностью рассеянного гамма-излучения и плотностью горных пород наблюдается обратно пропорциональная зависимость — чем больше плотность породы, тем меньше регистрируемое рассеянное гамма-излучение, и наоборот. Глубинность метода составляет первые десятки метров.

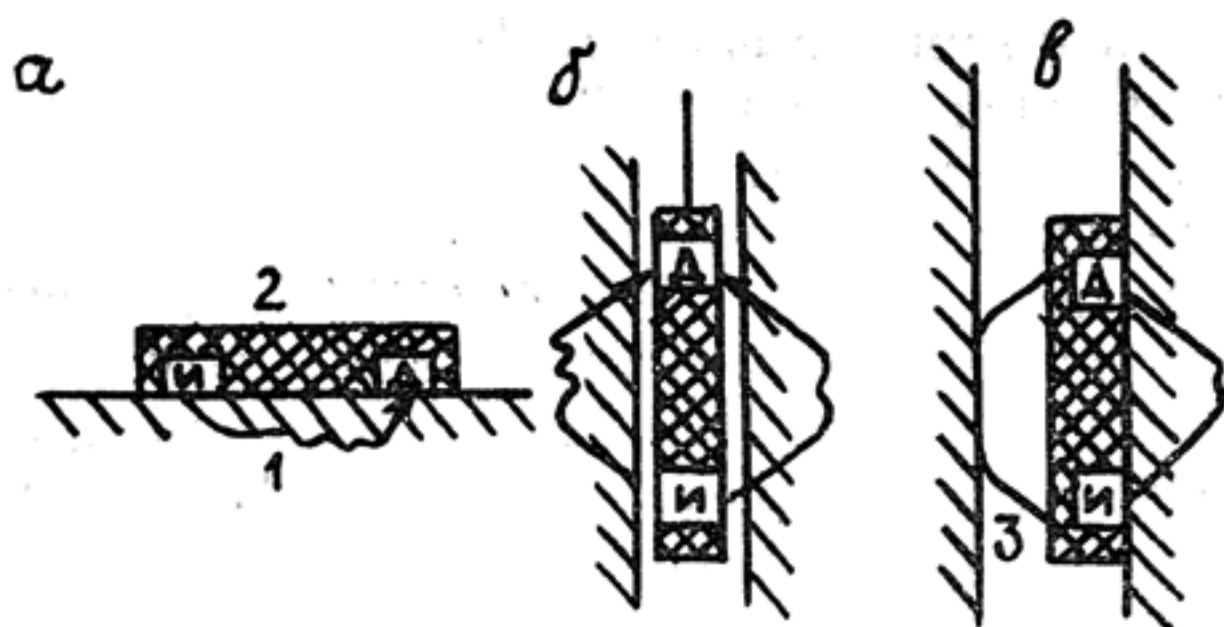


Рис. 2.4. Схемы измерения рассеянного гамма-излучения при определении плотности пород гамма-гамма-методом на поверхности (а) и в скважинах б — малого, в — большого диаметра: 1 — горная порода; 2 — экран; 3 — прижимное устройство; И — источник гамма-лучей; Д — детектор гамма-квантов

Применяют различные схемы измерения рассеянного гамма-излучения (рис. 2.4), причем большинство из них реализуется в скважинных вариантах плотностного гамма-гамма-каротажа (ГГКП).

Длину зонда  $r$ , т. е. расстояние между источником и детектором, рассчитывают из соотношения

$$\sigma \cdot r = 40 \div 100 \text{ г/см}^2,$$

где  $\sigma$  — плотность пород,  $\text{г/см}^3$ .

Рассмотренные выше способы определения плотности предусматривают оценку этого параметра в точке, так как реализуют измерения на отдельных образцах либо в ограниченном объеме вокруг ствола скважины в каротажном варианте. Для получения интегральной информации о крупных объемах горных пород или геологических образований не-

обходима последующая статистическая обработка таких массовых определений.

Наряду с методиками точечных измерений плотности известны способы оценки плотности больших объемов пород в естественном залегании.

Метод подземной регистрации космического излучения (ПРКИ). Как известно, космические лучи на определенной высоте от уровня моря представляют непрерывный и достаточно постоянный во времени поток элементарных частиц, состоящий из жесткой и мягкой компонент. Мягкая составляющая космических лучей включает электроны, позитроны и фотоны. В состав жесткой компоненты, определяющей порядка  $2/3$  полной интенсивности космических лучей, входят протоны и  $\mu$ -мезоны. Интенсивность потока космических лучей при измерении под землей, в скважинах, штольнях или шахтах определяется исключительно  $\mu$ -мезонами, которые вследствие своей громадной энергии проникают сквозь мощные толщи горных пород, одновременно взаимодействуя с ядрами вещества. При этом интенсивность  $\mu$ -мезонного потока под землей зависит в основном от средней плотности горных пород, залегающих в интервале от дневной поверхности до пункта регистрации. Само собой разумеется, что в ходе измерений приходится учитывать и другие мешающие факторы, такие как литологический состав пород, вариации космического излучения и др.

Способ Неттлтона. В гравиразведке измеряют величину приращения ускорения свободного падения, или ускорения силы тяжести  $\Delta g$  в  $10^{-5}$  см/с<sup>2</sup>.

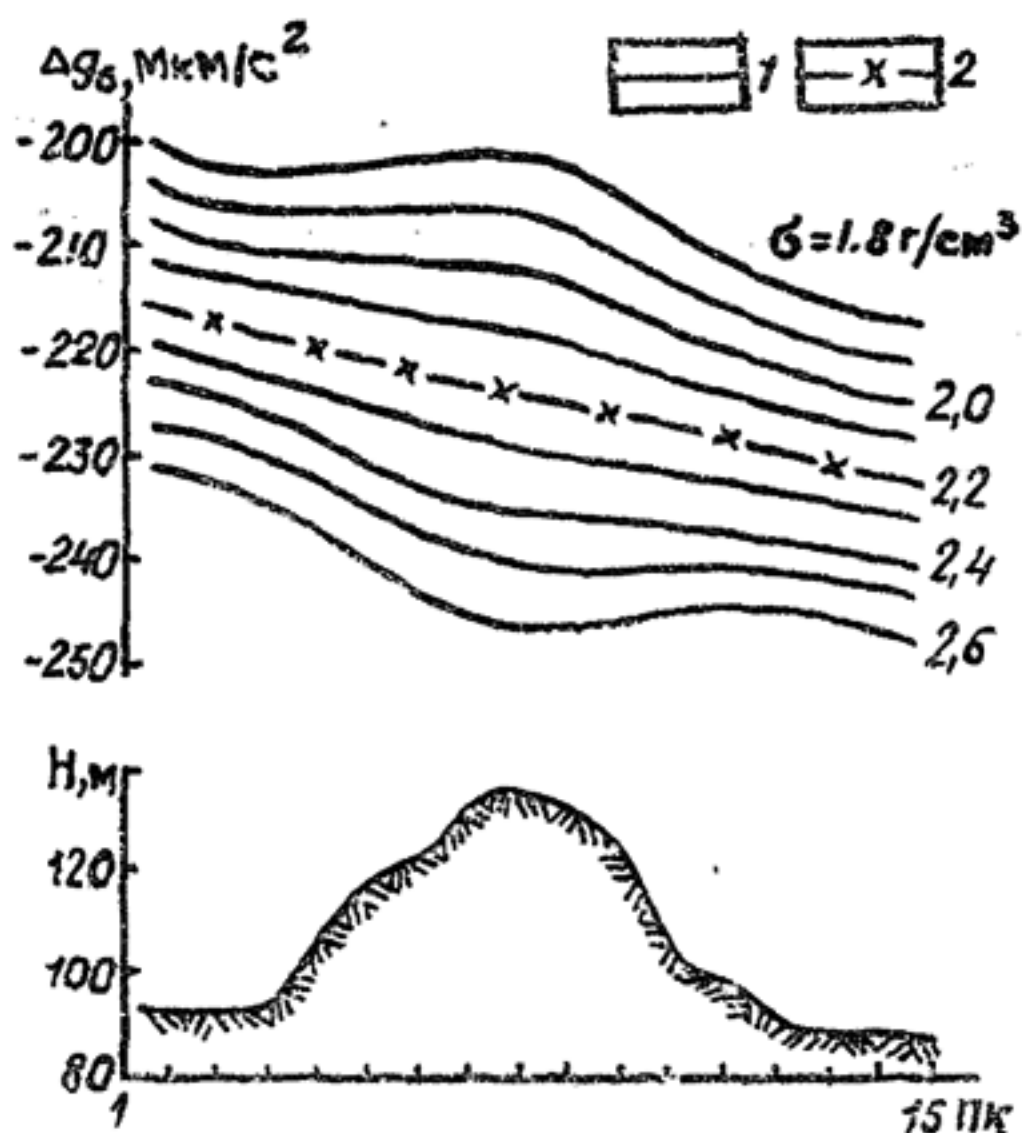
Измерения, выполненные на некоторой высоте  $H$  в метрах, обычно приводят к уровню моря. При этом в измеренное значение  $\Delta g$  приходится вводить две поправки: а) поправку за свободный воздух  $\Delta g_1 = 0,3086 H$ , учитывающую возрастание ускорения силы тяжести за счет приближения к центру Земли на  $H$  метров, и б) поправку за промежуточный слой  $\Delta g_2 = -0,0419 \sigma H$ , равную гравитационному притяжению слоя Земли вертикальной мощностью  $H$ . Кстати, алгебраическую сумму этих двух поправок  $\Delta g_b = \Delta g_1 + \Delta g_2 = (0,3086 - 0,0419 \sigma) \cdot H$  называют редукцией Буге. Здесь  $\sigma$  — плотность промежуточного слоя мощностью  $H$  между высотной отметкой точки измерения и уровнем моря.

Неттлтоном для оценки среднего значения плотности  $\sigma$  промежуточного слоя предложен следующий оригинальный способ. В невозмущенном гравитационном поле по профи-

лю с резко меняющимся рельефом проводят измерение с гравиметром. Число точек на профиле должно быть от 5 до 10. Желательно, чтобы превышения рельефа на профиле достигали не менее 40 м.

Значение ускорения силы тяжести в редукции Буге по профилю измерений вычисляют при заведомо разных дискретных значениях плотности промежуточного слоя  $\sigma_i$ . В качестве искомой плотности принимают ту, при которой график

Рис. 2.5. К определению плотности промежуточного слоя способом Неттлтона. Шифр кривых — значения плотности  $\sigma$ , г/см<sup>3</sup>: 1 — графики  $\Delta g_B$  в редукции Буге при различных значениях плотности; 2 — график  $\Delta g_B$ , отвечающий истинному значению плотности промежуточного слоя



вычисленных значений ускорения силы тяжести меньше всего коррелируется с рельефом по расчетному профилю (рис. 2.5).

Гравиметрический способ определения плотности массива горных пород. В естественном залегании он основан на измерении разности ускорений силы тяжести  $\Delta g_{1,2} = \Delta g_2 - \Delta g_1$  на двух высотных уровнях  $H_2$  и  $H_1$  в скважине или в шахте. Теоретически эта разность определяется следующим аналитическим выражением:

$$\Delta g_{1,2} = \left( \frac{\partial \gamma}{\partial z} - \frac{\partial \Delta g}{\partial z} \right) \Delta H_{1,2} - 4\pi f \sigma \Delta H_{1,2} \cos i + \Delta g_p + \Delta g_{гв}, \quad (2.15)$$

где  $\frac{\partial \gamma}{\partial z}$  — нормальный вертикальный градиент ускорения свободного падения (его значение может быть взято из справоч-



ника);  $\frac{\partial \Delta g}{\partial z}$  — аномальный вертикальный градиент ускорения свободного падения;  $f$  — гравитационная постоянная;  $i$  — угол между осью скважины и нормалью к плоскопараллельному слою пород мощностью  $\Delta H_{1,2} = H_2 - H_1$ ;  $\Delta g_p$  — разность поправок за рельеф в точках 1 и 2;  $\Delta g_{гв}$  — разность поправок за влияние горных выработок (при наблюдениях в скважине эта величина принимается равной нулю и не учитывается).

Если пренебречь неизвестным числом  $\frac{\partial \Delta g}{\partial z} \Delta H_{1,2}$ , что дает погрешность, не превышающую 3%, искомая величина плотности пласта мощностью  $\Delta H_{1,2}$  будет равна

$$\sigma = \frac{\sec i}{4\pi f \Delta H_{1,2}} \left( \frac{\partial \gamma}{\partial z} \Delta H_{1,2} - \Delta g_{1,2} - \Delta g_p - \Delta g_{гв} \right). \quad (2.16)$$

Точность оценки плотности описываемым способом зависит от мощности пласта  $\Delta H_{1,2}$  и точности гравиметрических измерений. При разности глубин  $\Delta H_{1,2} = 100$  м для определения плотности с относительной ошибкой до 3% величина  $\Delta g$  должна быть измерена с погрешностью  $\pm 1 \cdot 10^{-6}$  м/с<sup>2</sup>, что отвечает техническим возможностям современных скважинных гравиметров.

### 2.1.3. Плотность минералов

Плотность минералов зависит от относительной атомной массы и плотности упаковки атомов в единице объема. Упаковка, в свою очередь, определяется атомными (ионными) радиусами, валентностью и типом связи частиц. Плотность минерала тем выше, чем больше в нем содержится атомов повышенной относительной атомной массы и чем плотнее атомы упакованы в единице объема.

Плотность рудных минералов в основном зависит от их средневзвешенной относительной атомной массы, а плотность породообразующих минералов — от упаковки атомов.

Влияние упаковки атомов на структуру минерала и его плотность можно проиллюстрировать на примере графита и алмаза. По химическому составу и тот и другой состоят из углерода. Графит имеет слоистую структуру при расстоянии между атомами в слое 0,142 нм и между слоями 0,34 нм. Структура алмаза — кристаллическая, более плотная, с рас-

## Значения плотности породобразующих и рудных минералов

Минерал	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Минерал	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Минерал	Плотность, г/см <sup>3</sup>
Лед	0,98	Кальцит	2,7	Рутил	4,2
Янтарь	1,05	Мусковит	2,8— 3,1	Барит	4,5
Каменные угли	1,25— 2,27	Тальк	2,78	Пирит	4,5
Сильвин	2,0	Ангидрит	2,96	Пирротин	4,7
Галит	2,1	Магнезит	2,97	Ильменит	4,8
Графит	2,2	Роговая обманка	3,1— 3,2	Магнетит	4,7
Гипс	2,3	Апатит	3,2	Гематин	4,86
Глауконит	2,3— 2,6	Оливин	3,2— 3,4	Монацит	4,9
Серпентин	2,5— 2,6	Диопсид	3,3	Шеелит	5,8
Ортоклаз	2,53	Лимонит	3,3— 3,4	Касситерит	7,03
Микроклин	2,55	Пироп	3,5	Уранинит	10,4
Каолинит	2,58	Алмаз	3,52	Платина	15—19
Альбит	2,6	Сидерит	3,58	Золото	15—18
Нефелин	2,62	Сфалерит	3,6	Иридий плати- нистый	22—22,8
Кварц	2,67	Халькопирит	4,1		

стоянием между атомами 0,154 нм. В итоге плотность графита составляет 2,2 г/см<sup>3</sup>, а алмаза — 3,5 г/см<sup>3</sup>. Другой пример — различие в значениях плотности арагонита и кальцита, имеющих одинаковый химический состав CaCO<sub>3</sub>. Плотность кальцита, у которого менее плотная структура, 2,73 г/см<sup>3</sup>, а арагонита 2,85—2,94 г/см<sup>3</sup>.

Плотность различных минералов колеблется в весьма широком диапазоне, от 0,98 г/см<sup>3</sup> у льда до 22,5 г/см<sup>3</sup> у ириди-стого осмия. Тем не менее значение плотности большого числа минералов, в том числе почти всех породобразующих, лежит в пределах 2,5—3,5 г/см<sup>3</sup> (табл. 2.1).

Все минералы принято классифицировать по плотности на три группы: плотные, или тяжелые ( $\sigma_0 > 4$  г/см<sup>3</sup>); средней

плотности ( $\sigma_0 = 2,5 \div 4,0 \text{ г/см}^3$ ) и малой плотности, или легкие ( $\sigma_0 < 2,5 \text{ г/см}^3$ ). Распределение минералов по этим группам следующее: 33,8% от общего их числа относится к тяжелым, 53,2% — к средним и 13% — к легким.

Группу тяжелых минералов составляют самородные (золото, серебро, платина, медь, селен, теллур и др.), большинство сульфидов (сфалерит, киноварь, галенит, пирит, пирротин и др.), более половины окислов и гидроокислов (касситерит, магнетит, гематит, пиролюзит, ильменит, хромит, уранинит и др.), силикаты (торит, циркон и др.) и фосфаты (моноцит, карнотит, ксенотим и др.) редких элементов, вольфраматы — шеелит и вольфрамит, часть карбонатов (церуссит, витерит и др.) и сульфатов (барит, англезит и др.), а также некоторые из хлоридов и бромидов (кераргирит, бромирит, каломель и др.) (см. табл. 2.1). Для тяжелых минералов типичны значительная концентрация атомов с большой относительной атомной массой (свинец, серебро, ртуть, медь и др.), с относительно малым атомным или ионным радиусами, с плотнейшей упаковкой атомов — кубической или гексагональной.

Группа минералов средней плотности состоит в основном из породообразующих, включая кварц, полевые шпаты (альбит, микроклин, плагиоклаз, ортоклаз, лабрадор и др.), амфиболы, нефелин, пироксены (авгит, диопсид, гиперстен, эгирин и др.), слюды (биотит, мусковит, флогопит и др.), карбонаты (кальцит, анкерит, доломит и др.) и др. К этой же группе относятся халцедон, алунит, клинохлор, пирофиллит, тальк, волластонит, ангидрит, турмалин, магнезит, андалузит, апатит, форстерит, силлиманит, эпидот, сфен, гранаты (пироп,grossуляр, андрадит и др.), алмаз, топаз и многие другие (см. табл. 2.1).

Группа минералов малой плотности представлена самородными неметаллами (графит, сера), глинами (галлуазит, монтмориллонит), хлоридами (галит, сильвин) частью окислов и гидроокислов (лед, опал), бурой, содой, мирабилитом, нонтронитом, янтарем, гипсом, каменными углями и др.

Легкие минералы обычно состоят из элементов с малой относительной атомной массой (водород, бор, углерод, кислород, натрий, кремний, сера, хлор, калий и др.), атомные или ионные радиусы которых имеют значительные размеры. Многие из этих минералов, например лед, графит, отличаются рыхлой структурой.



## 2.1.4. Плотность горных пород

Плотность горных пород зависит от их генезиса, минерального состава, пористости, трещиноватости, влажности, степени метаморфизма, а также от температуры и давления при залегании на значительных глубинах в толще земной коры.

Плотность горной породы, точнее ее твердой фазы, или минерального скелета  $\sigma_t$ , зависит от плотности слагающих породу минералов  $\sigma_{ti}$ . Теоретически ее можно рассчитать по формуле

$$\sigma_t = \sum_{i=1}^n \sigma_{ti} \cdot V_i, \quad (2.17)$$

где  $n$  — число минералов, слагающих породу;  $V_i$  — доля объема, занимаемого каждым минералом.

Тем не менее вычисленная таким образом плотность  $\sigma_t$  всегда отличается от фактически измеренной плотности той же породы  $\sigma$ , в первую очередь из-за пористости. Между плотностью минерального скелета породы  $\sigma_t$ , плотностью  $\sigma$  самой породы и ее пористостью существует следующая связь:

$$\sigma_t = \sigma(1 + k_p) \quad (2.18)$$

или

$$\sigma = \sigma_t(1 - P), \quad (2.19)$$

где  $P$  — общая пористость в долях единицы;  $k_p$  — коэффициент пористости.

Если порода сложена из одного минерала либо из минералов примерно одинаковой минеральной плотности, плотность этой породы определяющим образом зависит от пористости. Например, при плотности кальцита  $2,7 \text{ г/см}^3$  плотность известняков, которые из него состоят, может меняться в пределах  $1,8\text{—}2,9 \text{ г/см}^3$ .

Влажность горных пород влияет на величину их плотности по-разному, в зависимости от пористости. Плотность высокопористых геологических образований в максимально влажном состоянии выше их плотности в сухом состоянии. Значения плотности сухих и влажных пород с низкой пористостью отличаются несущественно.

Плотность нефтенасыщенных пород всегда ниже плотности тех же пород в максимально влажном состоянии, поскольку плотность воды больше плотности нефти.

Плотность большинства горных пород изменяется в пределах от  $1,6$  до  $3,5 \text{ г/см}^3$ . В порядке возрастания плотности породы выстраиваются в следующий ряд: осадочные, магма-



тические, метаморфические (рис. 2.6; табл. 2.2—2.4). Для осадочных пород значения плотности увеличиваются с уменьшением их зернистости, с возрастанием степени диагенеза, возраста и, естественно, с глубиной залегания, что обуслов-

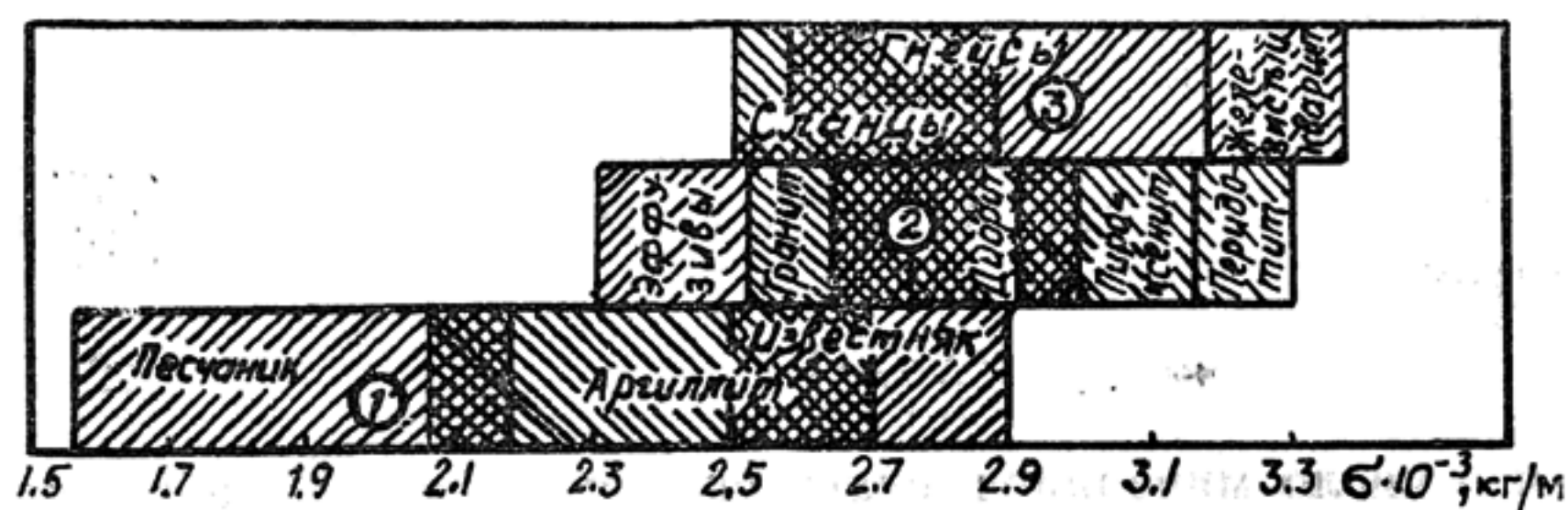


Рис. 2.6. Типичные диапазоны изменения значений плотности осадочных (1), изверженных (2) и метаморфических (3) горных пород

лено необратимым понижением их пористости (см. рис. 2.6; табл. 2.2). У магматических пород наблюдается возрастание значений плотности при переходе от эффузивов к интрузив-

Таблица 2.2

Плотность осадочных пород

Порода	Пределы значений плотности, $\text{г/см}^3$	Порода	Пределы значений плотности, $\text{г/см}^3$
Глинистые породы		Карбонатные, гидрохимические, кремнистые породы	
Глина	1,2—2,4	Мергель	2,5—2,8
Аргиллит	1,7—2,9	Известняк	1,8—2,9
Глинистый сланец	2,3—3,0	Доломит	1,9—3,0
Обломочные породы			
Песок	1,3—2,0	Гипс	2,1—2,5
Алевролит	1,8—2,8	Ангидрит	2,4—2,9
Песчаник	2,0—2,9	Каменная соль	2,2—2,3
Брекчия	1,6—3,0	Опока	1,0—1,6
Конгломерат	2,1—3,0	Кремень	2,3—2,6

## Плотность магматических горных пород

Порода	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	Пределы изменений плотности, г/см <sup>3</sup>	Порода	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	Пределы изменений плотности, г/см <sup>3</sup>
Интрузивные породы			Эффузивные породы		
Гранит	2,59	2,55—2,68	Трахит	2,25	2,2 —2,3
Гранодиорит	2,69	2,62—2,78	Липарит	2,35	2,2 —2,39
Кварцевый диорит	2,75	2,65—2,81	Кварцевый порфир	2,60	2,32—2,85
Диорит	2,81	2,67—2,92	Андезит	2,49	2,17—2,72
Габбро	2,95	2,85—3,05	Андезитовый порфирит	2,75	2,34—2,94
Пироксенит	3,19	2,90—3,40	Базальт	2,54	2,10—3,06
Перидотит	3,19	2,88—3,29	Диабаз	2,85	2,3 —3,3
Нефелиновый сиенит	3,66	3,57—3,62			
Сиенит	3,62	2,55—2,70			

ным породам, а среди последних — с повышением их основности и соответственным уменьшением концентрации кварца (см. рис. 2.6; табл. 2.3). Последнее объясняется более низкой плотностью кварца по сравнению с железо-магнезиальными минералами — биотитом, пироксенами, роговой обманкой, оливином, количество которых увеличивается в основных и ультраосновных породах. У метаморфических пород повышение плотности коррелирует с увеличением степени метаморфизма, а также с возрастанием содержания рудных минералов (см. рис. 2.6; табл. 2.4).

Вторичные экзогенные процессы, в частности выветривание и окисление, существенно изменяют петрофизические характеристики горных пород и руд, в том числе заметно, на несколько десятых долей грамм на сантиметр кубический понижают плотность за счет дезинтегрирования и трещиноватости. Наряду с маломощным, порядка нескольких метров плащом элювиально-делювиальных отложений и площадными корами выветривания, вертикальная мощность которых редко превышает первые десятки метров, встречаются линейные коры выветривания, развивающиеся по субвер-

## Плотность метаморфических горных пород

Фация метаморфизма	Порода	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	Пределы значений плотности, г/см <sup>3</sup>
Зеленых сланцев	Филлит	2,70	2,60—2,80
	Кварцит серицитовый	2,58	2,56—2,60
	Кварцево-серицитовый сланец	2,64	2,60—2,80
	Кварцево-хлоритовый сланец	2,70	2,62—2,75
	Кремнистый сланец	2,60	2,58—2,65
	Хлоритовый сланец	2,76	2,72—2,80
	Слюдистый сланец	2,65	2,60—2,75
	Мраморизованный известняк	2,67	2,65—2,68
Эпидот-амфиболитовая	Кварцит	2,64	2,62—2,65
	Мрамор	2,70	2,68—2,72
	Кристаллосланцы:		
	биотитовый	2,63	2,62—2,63
	биотит-роговообманковый	2,70	2,68—2,75
Амфиболитовая	роговообманковый	2,77	2,75—2,80
	Гнейсы:		
	двуслюдяной	2,60	2,58—2,62
	биотитовый	2,63	2,62—2,63
	амфиболовый	2,85	2,75—2,90
	пироксеновый	2,87	2,80—2,99
Гранулитовая	Амфиболит	3,0	2,95—3,10
	Гранулит	2,72	2,60—2,85
	Гиперстеновый сланец	3,05	2,90—3,25
Эклогитовая	Эклогит	3,30	3,20—3,40

тикальным плоскостям разрывных нарушений. Глубина их влияния может достигать сотни и более метров, и это приходится учитывать при отборе представительных образцов для измерения плотности, пористости и других петрофизических параметров горных пород.



Сухие осадки, горные породы и полезные ископаемые принято подразделять по значениям плотности на следующие пять групп (см. табл. 2.1—2.4).

I группа — это породы с плотностью от 0,5 до 1,5 г/см<sup>3</sup> в сухом состоянии и, как правило, с очень высокой пористостью: глинистые, известковые, доломитовые и другие илы, высокопористые разновидности глинистых, песчаных, алевроитовых пород, некоторые разновидности диатомитов, трепелов, опоки, мела, пепловых туфов. В эту же группу входят геологические образования с аномально низкой минеральной плотностью при любых значениях коэффициентов пористостей, например торф, бурые и каменные угли.

II группа — это породы и руды низкой и пониженной плотности от 1,5 до 2,5 г/см<sup>3</sup>. Сюда относятся высокозольные каменные угли, антрациты, глинистые, алевроитовые, песчаные, известково-магнезиальные осадочные породы, каменные соли, гипсы, рыхлые и глинистые бокситы, графит, выветрелые пористые разновидности полиметаллических и медных руд.

III группа — это горные породы и включения руды средней плотности в диапазоне от 2,5 до 3,5 г/см<sup>3</sup>: плотные песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, доломиты с плотным, например железистым, цементом и рудными включениями, ангидриты, дуниты, габбро, граниты, кристаллические сланцы, роговики, кварциты и другие метаморфические породы, каменистые бокситы, вмороженные сульфидные медно-никелевые, медные, железистые и полиметаллические руды.

IV группа — руды повышенной и высокой плотности от 3,5 до 4,5 г/см<sup>3</sup>: первичные неветрелые оловянные, сплошные сульфидные колчеданные (медные, медно-никелевые, полиметаллические), магнетитовые, титаномагнетитовые, хромитовые, железистые кварциты.

V группа — руды очень высокой плотности более 4,5 г/см<sup>3</sup>. Сюда относятся некоторые разновидности сплошных оловянных, медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд с ураганно высокими концентрациями рудных минералов, а также отмытые обогащенные концентраты титаномагнетитовых, касситеритовых, монацитовых, шеелитовых золотоносных и платиноносных россыпей.

Из приведенной классификации пород и руд по значениям их плотности видно, что фактические значения избыточной плотности рудных залежей или нефтегазоперспективных геологических структур должны быть не так уж велики. Действительно, контраст плотности между рудными и вмещающи-

ми их нерудными образованиями обычно составляет 0,3—0,5, весьма редко достигая 1,0 г/см<sup>3</sup> и более, а разница плотности нефтегазоносных геоструктур и несущих их пород обычно не превышает первые десятые доли г/см<sup>3</sup>, составляя иногда всего 0,05—0,1 г/см<sup>3</sup>. Неспециалисту непривычно еще и другое. Аномальный гравитационный эффект от рудоносных объектов даже при самых высоких значениях избыточной плотности порядка 0,6—1,0 г/см<sup>3</sup> редко превышает первые миллигалы, тогда как гравитационные аномалии от нефтеперспективных куполов, грабен-синклиналей и других структур могут достигать десятков миллигал и более при  $\Delta\sigma \leq 0,1—0,2$  г/см<sup>3</sup>. Объяснение этому простое. Амплитуда гравитационной аномалии прямо пропорциональна избыточной массе гравитирующего объекта, а эта величина в большей степени зависит от размеров, которые у региональных структур на два-три порядка превышают таковые промышленных рудных залежей.

#### 2.1.5. Плотность полезных ископаемых

Плотность полезных ископаемых закономерно изменяется в зависимости от типа минерального сырья. Наибольшей плотностью характеризуются руды тяжелых металлов, представленные магнетитом, гематитом, ильменитом, титаномagnetитом, хромитом, пиролюзитом, халькопиритом, пиритом, пирротинном, пентландитом, сфалеритом, галенитом, вольфрамитом, шеелитом и другими минералами (см. табл. 2.1). Плотность руд в максимальной степени зависит от их структуры и концентрации рудных компонентов. При переходе от вкрапленных руд к брекчиевидным и далее к сплошным массивной текстуры значения плотности неизменно возрастают (табл. 2.5).

Между плотностью мономинеральных железных руд титаномagnetита, магнетита, пирита, гематита, сидерита и концентрацией в них железа существует прямо пропорциональная зависимость (рис. 2.7).

Наиболее низкую плотность из полезных ископаемых имеют гидрохимические осадки и энергетическое минеральное сырье.

Плотность галита 2,1 г/см<sup>3</sup>, сильвина 2,0 г/см<sup>3</sup>, а мирабилита всего 1,5 г/см<sup>3</sup>. Часто встречающийся совместно с ними гипс имеет плотность 2,3 г/см<sup>3</sup>. По этой причине купола и другие соляные складчатые структуры в геологиче-

Изменение средней плотности магнетитовых руд и скарнов  
в зависимости от концентрации  $C_{Fe}$  общего железа.  
Ангарская железорудная провинция, Восточная Сибирь

Типы руд и скарнов	Пределы содержаний $C_{Fe}$ , %	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>
Руды:		
сплошные	>45	4,05
брекчиевидные	25—45	3,68
вкрапленные	18—25	3,25
Скарны:		
интенсивно оруденелые	10—18	2,95
оруденелые	5—10	2,75
безрудные	<5	2,45

ском разрезе осадочного чехла платформ картируются глубокими отрицательными минимумами ускорения силы тяжести амплитудой от нескольких до десяти и более миллигал. Эта закономерность нарушается в случаях, когда соляной купол перекрыт сверху залежью ангидрита. Из-за высокой плотности ангидрита по сравнению с гипсом и галитом (см.

Рис. 2.7. Зависимости плотности  $\sigma_t$  твердой фазы мономинеральных железных руд от содержания  $C_{Fe}$  железа (по А. К. Вейнбергу)

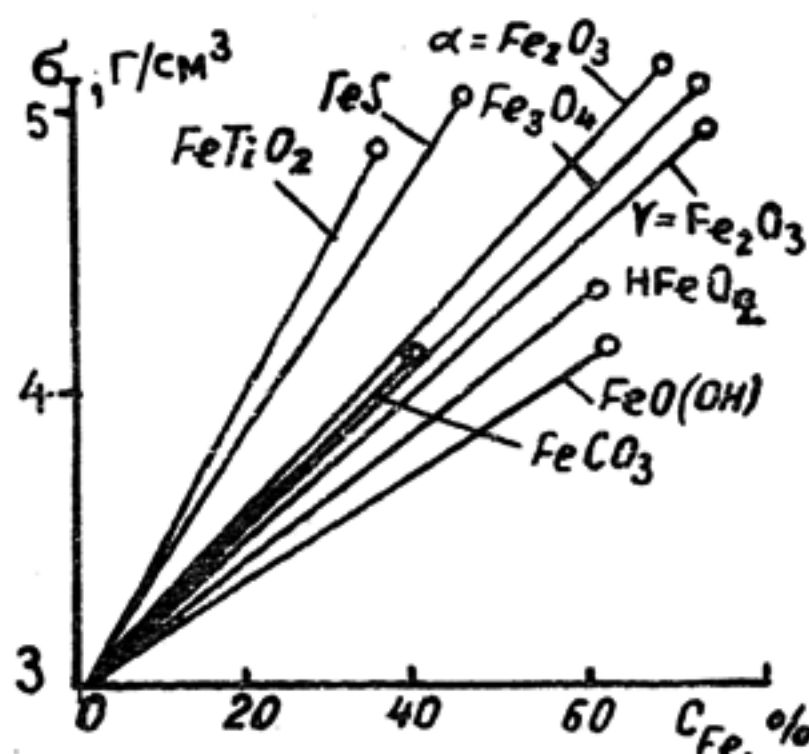


табл. 2.1) амплитуда отрицательной аномалии силы тяжести уменьшается вплоть до инверсии, т. е. до появления положительных значений.

Плотность нефти составляет 0,8—0,9 г/см<sup>3</sup>. За счет этого залежи углеводородов всегда имеют этажное строение: над пластом-водоупором залегает вода, выше ее «плавает» нефть, еще выше под пластом-экраном находится природный газ.



Плотность торфа колеблется от 0,45 до 0,80 г/см<sup>3</sup> при высокой, до 95%, пористости.

Низкие значения плотности характерны для графита и углей. Плотность графита 2,2 г/см<sup>3</sup>. По этой причине плотность графитизированных пород тем ниже, чем выше в них содержание графита.

Значения плотности углей колеблются в пределах от 1,25 до 2,27 г/см<sup>3</sup> и зависят от их пористости, концентрации углерода и наличия минеральных примесей. Поскольку плотность чистого углерода составляет 2,3 г/см<sup>3</sup>, увеличение степени метаморфизма и переход от бурых к каменным углям и антрацитам характеризуется ростом плотности (рис. 2.8). Этому

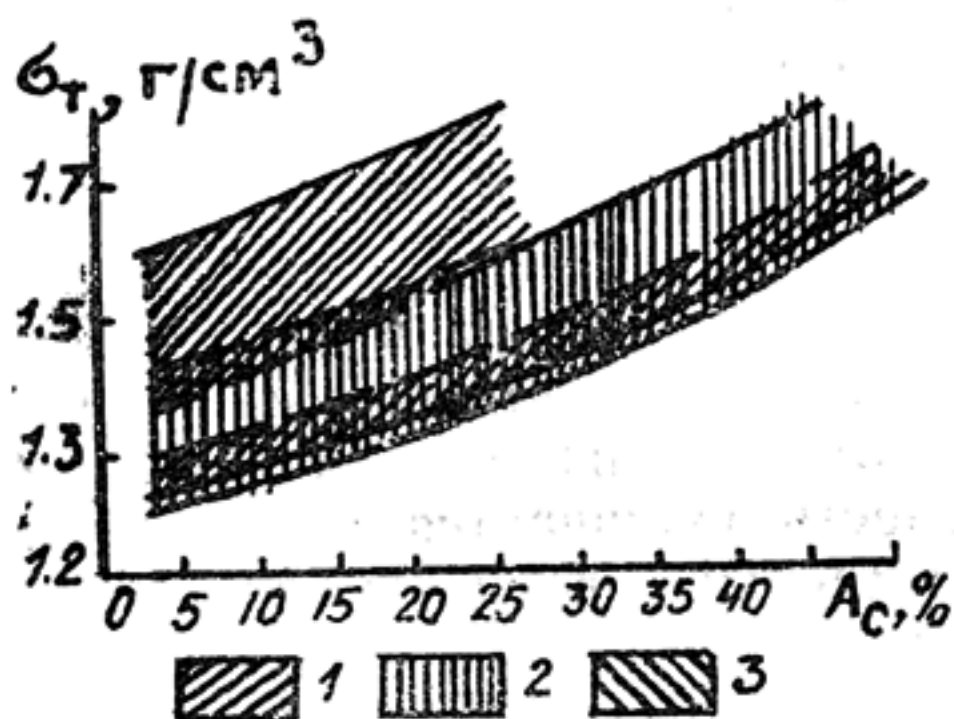


Рис. 2.8. Зависимость плотности  $\sigma_t$  углей разной степени метаморфизма от зольности  $A_c$ .

Угли: 1 — антрациты, 2 — каменные, 3 — бурые

же способствует понижение пористости, пропорциональное увеличению степени углефикации. Наиболее низкие значения плотности отвечают чистым углям, содержащим 85% углерода за счет минимального содержания в них кварца, глинистых минералов, пирита и других минеральных примесей. С возрастанием зольности плотность углей увеличивается (см. рис. 2.8).



## 2.2. Пористость

### 2.2.1. Виды пористости.

#### Коэффициенты пористости

Горные породы состоят из минерального скелета, или твердой фазы, и порового пространства, обычно заполненного жидкой и газовой компонентами. Таким образом, пористость — это свойство породы содержать не заполненные твердой фазой объемы внутри нее. Поры — это небольшие пространства, не занятые минеральным скелетом, замкнутые либо сообщающиеся между собой и атмосферой.

Связанные между собой поры принято называть открытыми, а не связанные — закрытыми. Суммарный объем закрытых  $V_{\text{пор.з}}$  и открытых  $V_{\text{пор.о}}$  пор горной породы дает объем всех пор или характеризует ее общую пористость  $V_{\text{пор}}$ .

$$V_{\text{пор}} = V_{\text{пор.о}} + V_{\text{пор.з}}. \quad (2.20)$$

Коэффициентом общей пористости называют отношение суммарного объема пор  $V_{\text{пор}}$  к общему объему сухой породы  $V_c$

$$k_{\text{п}} = V_{\text{пор}} / V_c. \quad (2.21)$$

По аналогии вводятся понятия коэффициентов открытой  $k_{\text{п.о}}$ , закрытой  $k_{\text{п.з}}$  и эффективных статической  $k_{\text{п.ст}}$  и динамической  $k_{\text{п.д}}$  пористости:

$$k_{\text{п.о}} = V_{\text{пор.о}} / V_c, \quad k_{\text{п.з}} = V_{\text{пор.з}} / V_c, \quad k_{\text{п.ст}} = V_{\text{пор.ст}} / V_c, \\ k_{\text{п.д}} = V_{\text{пор.д}} / V_c, \quad (2.22)$$

где  $V_{\text{пор.о}}$ ,  $V_{\text{пор.з}}$ ,  $V_{\text{пор.ст}}$  и  $V_{\text{пор.д}}$  — соответственно объемы открытых, закрытых пор, а также пор, в которых могут находиться свободные вода, жидкость, газ, и пор, по которым вода, нефть и газ фильтруются при заданном градиенте давления.

Эти коэффициенты необходимы при подсчете емкостей коллекторов: 1) открытой, образованной взаимосвязанными порами; 2) закрытой; 3) полезной, т. е. открытой за вычетом объема связанной воды, и 4) содержащей извлекаемые запасы нефти и газа. Таким образом, информация о пористости горных пород нужна для подсчета запасов нефти, газа и воды, для проектирования контурного и внутриконтурного заводнения нефтяных пластов, солянокислотной обработки коллекторов, для выбора пластов под подземные хранилища

газа, а также места сброса и захоронения промышленных отходов. Большое значение имеет учет коэффициентов пористости при интерпретации результатов геофизических исследований скважин.

Коэффициенты пористости обычно выражают в процентах.

Значения коэффициентов общей пористости минералов невелики. Диапазон их изменений лежит в пределах от 0,95% у граната гроссуляра до 2,14% у слюды мусковита и 3,17%

Т а б л и ц а 2.6

Значения коэффициента общей пористости  $k_n$  горных пород и полезных ископаемых

Порода, полезное ископаемое	$k_n$ , %	Порода, полезное ископаемое	$k_n$ , %
О с а д к и, осадочные породы		М а г м а т и ч е с к и е и метаморфические породы	
Песок	4—50	Гранит	0,3— 4
Алевролит	1—50	Диорит	0,4— 3
Песчаный ил	30—70	Анортозит	0,3— 3
Песчаник	0,5—40	Лабрадорит	0,4— 3
Кварцит	0,2—20	Габбро	0,2— 3
Лёсс	30—60	Пироксенит	0,3— 2
Глинистый ил	50—80	Перидотит	0,3— 2
Глина	4—75	Дунит	0,3— 2
Аргиллит	1—30	Сиенит	0,4— 4
Филлит	0,5—0,6	Нефелиновый сиенит	0,6— 4
Диатомит	30—80	Трахит	1,2—22
Пепел	28—66	Липарит	4,5— 3,6
Опока	25—66	Кварцевый порфир	0,5—10
Кремень	1— 6	Порфирит	0,4— 6
Мел	10—55	Диабаз	0,2— 3
Известковый ил	65—87	Вулканический туф	3—57
Известняк	0,5—48	Базальтовый туф	3,9—53
Мрамор	0,1—22	Хлоритовый сланец	0,1—0,8
Доломит	0,1—37	Ортоамфиболит	0,1— 6
Гипсовая порода	1—37	Ортогнейс	0,2— 6
Ангидритовая порода	0,2—17	Роговик	0,2— 5
Каменная соль	0— 5		

Порода, полезное ископаемое	$k_{п}$ , %
Полезные ископаемые	
Торф	До 95%
Бурый уголь	12—40
Каменный уголь	3—12
Антрацит	1— 2
Руда:	
боксит	0—44
лимонитовая	0,2—28
сидеритовая	1—28
магнетитовая	0,3— 5
полиметаллическая	0,2— 3
медная	0,2— 2
железистый кварцит	0,2—20

у флогопита. Большинство же минералов имеют коэффициент общей пористости ниже 1%.

Коэффициенты общей и открытой пористости разных горных пород и полезных ископаемых варьируют в чрезвычайно широких пределах. В зависимости от минерального состава, условий залегания, степени диагенеза, возраста, структуры осадков или породы они изменяются от значений, близких к нулю, до 90% (табл. 2.6).

Самые высокие значения коэффициента общей пористости характерны для первичных осадков: песчаных, глинистых, известковистых, диатомитовых, радиоляриевых, бокситовых и других илов на дне рек, озер, морей и океанов.

При диагенезе илы уплотняются, обезвоживаются, превращаются в осадочные породы с меньшей пористостью. С погружением породы на глубину в несколько километров, ростом давления и температуры за счет процессов катагенеза и метаморфизма осадочные породы уплотняются еще больше, обезвоживаются, цементируются, перекристаллизовываются, что приводит к еще большему понижению пористости. Например, родоначальники группы глинистых пород — глинистые илы имеют коэффициент общей пористости 80%. На глу-



бине 5 м  $k_{\text{п}}$  глин снижается до 73%. В ходе диагенеза они переходят в разновидности глин с  $k_{\text{п}}=35-45\%$ , а на последней стадии катагенеза и при метаморфизме из глин образуются аргиллиты и филлитовидные сланцы, коэффициент общей пористости которых снижается соответственно до первых процентов и до 0,5% (см. табл. 2.6).

Коэффициент общей пористости песчаных и алевролитовых пород колеблется от десятых долей до 50 и более процентов и для глинистых карбонатных и кремнистых групп пород — от значений, меньших десятых долей, до 50—70%. Пределы изменения коэффициентов пористости соляных пород менее широкие — от единиц до первых десятков процентов. Значительно более узок диапазон изменения коэффициентов пористости магматических и метаморфических пород, исключая некоторые разновидности эффузивов и туфов (см. табл. 2.6). Большинство руд характеризуется низкой пористостью, коэффициенты общей пористости горючих полезных ископаемых — торфа и угля — меняются в очень широком интервале — от 3 до 95% (см. табл. 2.6).

Существует классификация, в соответствии с которой все породы подразделяются на пять групп в зависимости от значений коэффициента общей пористости  $k_{\text{п}}$  в %:  $>20$  — высокопористые, 15—20 — повышено-пористые, 10—15 — среднепористые, 5—10 — пониженно-пористые,  $<5$  — низкопористые.

Коэффициент закрытой пористости  $k_{\text{п.з}} = (k_{\text{п}} - k_{\text{п.о}})$  редко превышает 1—5%, а для рыхлых пород близок к нулю ввиду отсутствия не связанных между собой пор. Коэффициенты эффективной статической пористости различных песчано-глинистых пород меняются в пределах от нуля до 40%, а динамической — от 0 до 30%. Причем чем выше градиент давления, приложенного к образцу, тем значение  $k_{\text{п.д}}$  в большей степени стремится к  $k_{\text{п.с}}$ .

### 2.2.2. Способы определения коэффициентов пористости

Чтобы определить коэффициент общей пористости, надо знать объем  $V_{\text{пор}}$  всех пор сухого образца горной породы и его объем  $V_{\text{с}}$ . Первую из этих величин измерить невозможно, так как часть пор не связаны друг с другом. Поэтому измерение и вычисление  $k_{\text{п}}$  основаны на другом очевидном соотношении

$$k_{\Pi} = 1 - V_T / V_c, \quad (2.23)$$

где  $V_T$  — объем твердой фазы.

Поскольку  $V_T = M_T / \sigma_T$ ,  $V_c = M_c / \sigma_c$  и  $M_T \approx M_c$ ,  
имеем

$$k_{\Pi} = 1 - M_T \sigma_c / (M_c \sigma_T) = 1 - \sigma_c / \sigma_T. \quad (2.24)$$

Следовательно, коэффициент общей пористости зависит от соотношения плотностей сухой породы и твердой фазы.

Для определения коэффициента общей пористости  $k_{\Pi}$  отбирают образцы объемом 10—20 см<sup>3</sup> и измеряют их одним из трех способов [9, 40]:

а) весовым, когда оба объема  $V_T$  и  $V_c$  устанавливают по массе вытесненной образцом жидкости, а  $M_T$  и  $M_c$  — по массам сухого образца и твердой фазы;

б) объемным, в котором  $V_T$  и  $V_c$  измеряют по объему жидкости, вытесненной твердой фазой и образцом;

в) объемно-весовым, когда один из объемов определяют по массе, а другой — по объему вытесненной жидкости или газа.

Коэффициент открытой пористости  $k_{\Pi.o}$  наиболее надежно определяется весовым способом. Для этого вначале взвешивают образец, предварительно высушенный до потери поровой влаги, и получают величину  $M_c$ . Затем в вакууме насыщают образец керосином, водой или другой рабочей жидкостью и снова взвешивают, определяя  $M_k$ . Для получения объема образца его взвешивают в рабочей жидкости, что дает массу  $M_{kk}$ . Отношение объема открытых пор к объему образца даст искомый коэффициент пористости:

$$k_{\Pi.c} = V_{\text{пор}} / V_c = \frac{(M_k - M_c) \sigma_k}{\sigma_k (M_k - M_{kk})} = \frac{M_k - M_c}{M_k - M_{kk}}. \quad (2.25)$$

При тщательных измерениях точность определения коэффициента пористости составляет не хуже 2%, а в особых случаях может достигать десятых долей процента.

### 2.2.3. Характеристика пор, поровый состав горных пород

По происхождению поры подразделяют на первичные и вторичные.

Первичные поры образуются во время формирования горных пород. Форма первичных пор в основном определяется структурой осадочных, эффузивных, интрузивных и

метаморфических пород. В ходе диагенеза, уплотнения, цементации, метаморфизма горных пород их поры, естественно, изменяют форму и величину.

Вторичные поры — это трещины, каверны, каналы, образующиеся в результате экзогенных процессов физического и химического выветривания, перекристаллизации, тектогенеза. Трещины в породе возникают в результате резкого изменения ее объема при перепадах температуры, тектонических напряжениях, в ходе процессов кристаллизации, доломитизации и др. Каверны чаще образуются при растворении, выщелачивании кислыми подземными водами трещиноватых известняков, доломитов, мергелей и гипсов.

Форма пор определяется главным образом их происхож-

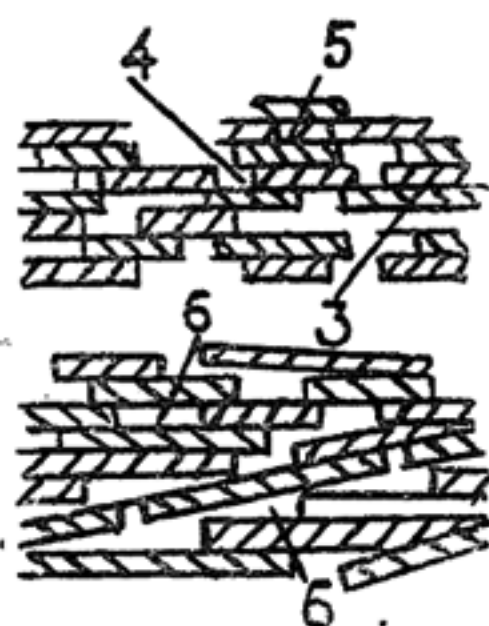
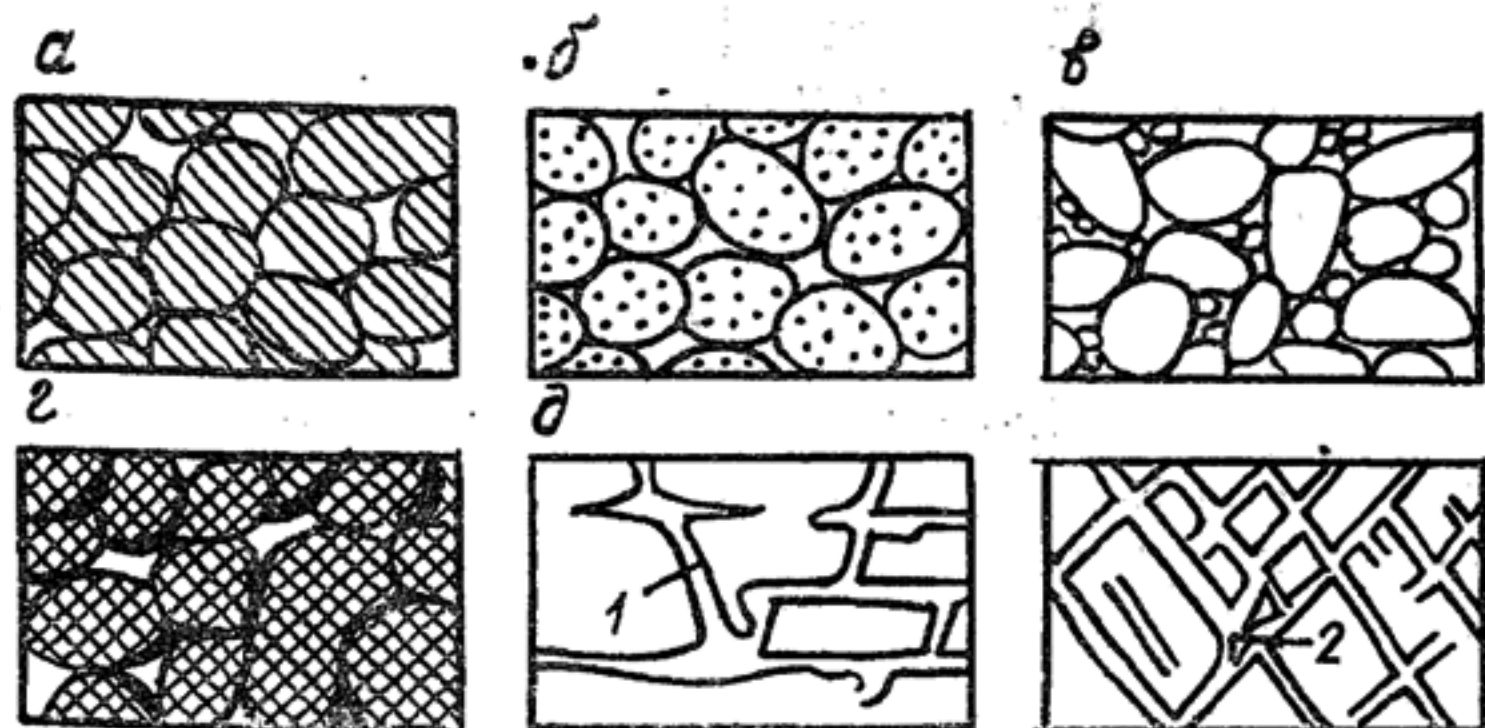


Рис. 2.9. Структуры поровых пространств и виды пор:  
 а — высокопористые породы с хорошо окатанными и отсортированными зернами; б — то же, но с пористыми зернами;  
 в — низкопористые породы с плохо окатанными и отсортированными зернами; г — породы пониженной пористости с хорошо окатанными отсортированными, но сцементированными зернами; д — разновидности пор: 1 — растворения; 2 — трещинные; 3 — щелевидные; 4 — лабиринтообразные; 5 — замкнутые; 6 — клиновидные



дением и составом и может быть самой разнообразной. Для рыхлых обломочных хорошо сортированных осадков характерны ромбоэдральные поры; те же породы, но уплотненные, имеют тетраэдрические поры. У глин, слюд и других пород пластинчатого строения поры щелевидные. Слабо сортированные осадки имеют поры в виде расширяющихся и сужающихся канальцев правильной формы. Для магматических, метаморфических, диагенезированных осадочных и других скальных пород характерны трещиноватые поры, для эффузивных — пузырчатые, для лессов — каналовидные, для известковых и кремнистых туфов — ячеистые и т. п. Каналовидные поры обычно имеют биохимическое происхождение и остаются на месте гниющих корней, ходов червей и других животных.

Таким образом, структура поровых пространств в основном зависит от типа пород и степени их метаморфизма. На рис. 2.9 показаны различные структуры и виды пор.

Эффективный (средний) диаметр пор, или их поперечное сечение, характеризует размер пор, который существенно меняется для различных типов пород. По особенностям перемещения порового флюида и характеру связей поровой жидкости с твердой компонентой в зависимости от эффективного диаметра поры классифицируются на крупные сверхкапиллярные, капиллярные, тонкие субкапиллярные и микропоры.

Крупные сверхкапиллярные поры имеют диаметр более  $10^{-1}$  мм. Они характерны для галечников, гравия, крупно- и среднезернистых песков и других сортированных слабосцементированных обломочных пород. Для выщелоченных карбонатных пород и гипсов типичны мегاپоры, обусловленные карстом.

Капиллярные поры с эффективным диаметром от  $10^{-4}$  до  $10^{-1}$  мм типичны для менее сортированных, более плотных осадочных пород: мелкозернистых песков, песчаников, обломочных карбонатных и других подобных образований.

Тонкие субкапиллярные или мезопоры имеют эффективный диаметр в пределах  $2 \cdot 10^{-6}$ — $10^{-4}$  мм. Такие поры характерны для глин, микрокристаллических известняков, диатомитов, трепелов, пепловых туфов и других природных сорбентов.

Микропоры с диаметром менее  $2 \cdot 10^{-6}$  мм обнаружены лишь у цеолитов.

В породах со сверхкапиллярными порами доля связанной с твердой фазой жидкости небольшая. Поэтому основной

объем жидкой фазы перемещается согласно законам гидродинамики под действием силы тяжести и внутреннего пластового давления. В капиллярных порах относительная доля связанной воды существенно больше и как следствие — подвижность флюида ниже. В субкапиллярных порах подземные воды прочно связаны с твердым скелетом породы и адсорбированными поверхностью пор ионами, в результате чего подвижность жидкой фазы минимальна. Диаметр микропор соизмерим с размером молекул, поэтому в них находится исключительно прочносвязанная вода.

Поровый состав, отражающий распределение пор по размерам, служит важной структурной характеристикой горных пород. Концентрацию пор определенного диаметра принято выражать в долях от общего объема всех пор породы. Поровый состав горных пород отражают так называемые порограммы, представляющие собой вариационные кривые относительных частот (полигоны) либо графики накопленных частот (кумуляты), или, иными словами, дифференциальные либо интегральные кривые распределения пор образцов пород по размерам. На рис. 2.10 показаны полигоны рас-

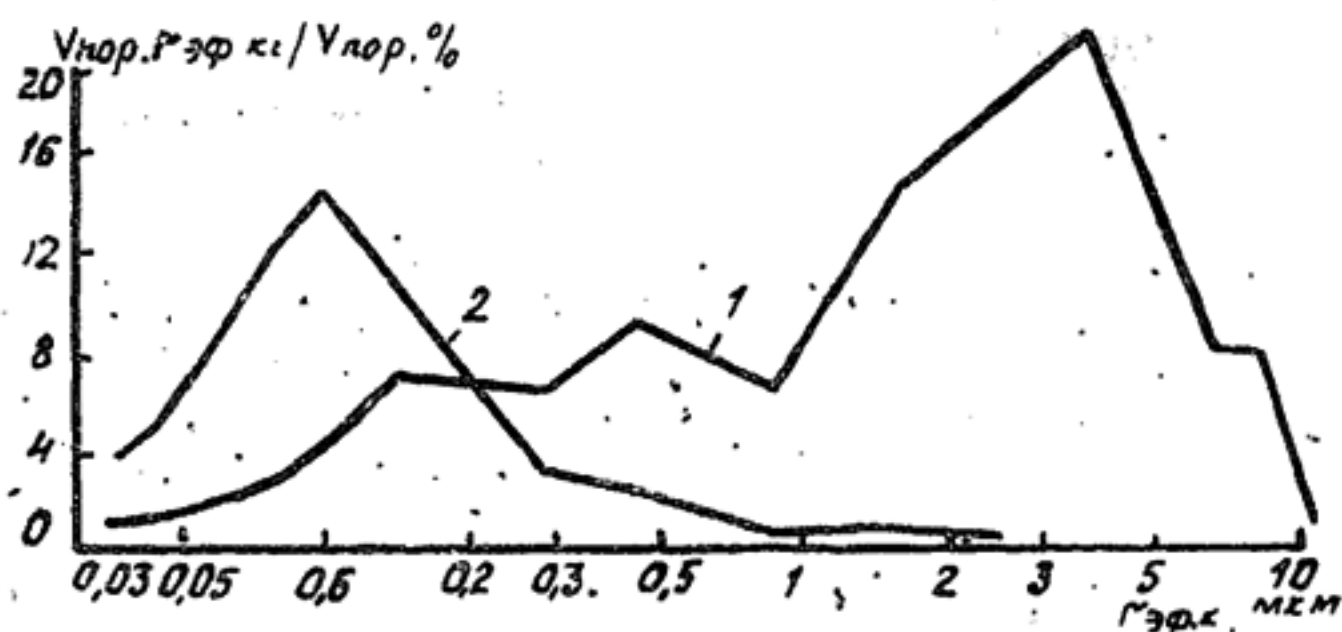


Рис. 2.10. Дифференциальная порограмма распределения радиусов  $r_{эф}$  пор образцов двух типов полимиктовых песчаников нефтяного месторождения Жетыбай. Коэффициенты общей пористости  $k_p$  (%) и проницаемости  $k_{пр}$  (Фм<sup>2</sup>) соответственно равны: 1 — 24,6; 333; 2 — 27,8; 0,7

пределения значений радиусов пор двух типов песчаников в районе Жетыбайского нефтяного месторождения. Отчетливо видно, что в песчаниках 2-го типа превалируют поры с эффективным радиусом 0,6 мкм. Их коэффициент проницаемости равен всего 0,7 Фм<sup>2</sup>. У песчаников 1-го типа при близкой величине общей пористости коэффициент проницаемости выше



почти на 3 порядка за счет того, что в них преобладают поры более крупного размера.

Поровый состав горных пород изучают разными способами: с помощью ртутной и водной порометрии за счет капиллярного вдавливания ртути либо вытеснения воды, адсорбции, капиллярной конденсации, оптическими методами с предварительной пропиткой образцов люминофором и др.

Поровый состав обломочных пород зависит от их гранулометрического состава, т. е. от распределения отдельных зерен породы по крупности. Для крупно- и среднезернистых хорошо отсортированных слабо сцементированных пород характерно преобладание относительно крупных пор близкого размера. У мелкозернистых пород превалируют очень мелкие поры. В слабо отсортированных несцементированных обломочных породах поры разных размеров распределены приблизительно равномерно.

Поровый состав плотных осадочных пород зависит не только от гранулометрии, но и от степени цементации. В сцементированных породах доля мелких и субкапиллярных пор обычно возрастает по сравнению с крупными.

Хемотропные карбонатные породы имеют сложный поровый состав в зависимости от их генезиса, структуры и степени вторичных изменений, включая кавернозность, сульфатизацию и пр.

Поровый состав кристаллических пород в основном определяется их микро- и макротрещиноватостью.

Поровое пространство горных пород, как правило, заполнено тонким глинистым веществом, газом, электролитом, который представляет собой природные воды, либо флюидом, состоящим из смеси жидких и газообразных углеводородов. По этой причине пористость, равно как глинистость, влагоемкость, проницаемость — это петрофизические параметры, которые решающим образом определяют такие важные условия локализации и извлечения минерального сырья, как транспортабельность рудоносных флюидов, емкость пластов-коллекторов нефти и газа, отдача нефтяного пласта при эксплуатации и т. п.

#### 2.2.4. Глинистость

Глинистость осадочных пород — это их способность содержать тонкие глинистые частицы с эффективными диаметрами менее 0,01—0,001 мм. Глинистые частицы представляют собой обломки глинистых минералов групп каолинита,



монтмориллонита, гидрослюды, а также любых других минералов, включая силикаты, карбонаты, сульфаты, окислы и сульфиды. Разные по составу тонкие частицы имеют различные адсорбционные свойства и способность к набуханию.

Удельная массовая объемная глинистость  $k_{глт}$  ( $k_{гль}$ ) — это свойство горных пород содержать разную массу  $M_{с.гл}$  (объем  $V_{с.гл}$ ) сухих глинистых частиц на их общую массу  $M_c$  (объем  $V_c$ ):

$$k_{глт} = M_{с.гл}/M_c \quad (k_{гль} = V_{с.гл}/V_c). \quad (2.26)$$

Удельная массовая глинистость осадочных пород меняется от первых до 90% и более.

От величины удельной глинистости и от характера распределения глинистых частиц в объеме породы существенно зависят значения петрофизических характеристик, таких как средний эффективный диаметр пор, удельные электро-, водо-, газо- и теплопроводность, диффузионно-адсорбционная удельная поверхность и др.

### 2.3. Влагоемкость

Поры горных пород в природных условиях в естественном залегании, как правило, заполнены водой вместе с растворенными в ней солями, нефтью или газом.

Влагоемкость горной породы — это ее способность удерживать некоторое количество влаги. Она зависит от свойств породы и термобарических условий.

С возрастанием влажности породы изменяются многие ее петрофизические свойства. Одновременно меняются свойства удерживаемой ею воды. Поскольку этот процесс протекает ступенчато, выделяют следующие разновидности влагоемкости: полная, гигроскопическая, максимальная адсорбционная, капиллярная, подвешенная, максимальная гигроскопическая.

Полная влагоемкость — это свойство породы удерживать разный максимально возможный объем  $V_v$  воды на определенный объем  $V_c$  сухой породы. У набухающих пород объем воды может превышать объем сухой породы, что обусловлено проникновением межслоевой воды между пакетами кристаллической решетки глинистых и слюдистых минералов: монтмориллонита, гидратных разновидностей галлуазита, вермикулита и др. У ненабухающих пород, наоборот, 10—20% объема порового пространства может быть занято защемленным воздухом.

*Гигроскопическая влагоемкость* типична для иссушенных солнцем горных пород верхней части зоны аэрации пустынь и полупустынь в дневное время. Содержание воды в порах таких пород может быть даже ниже соответствующего максимальному количеству прочносвязанной воды, образующемуся при относительной влажности воздуха порядка 55%.

*Максимальная адсорбционная влагоемкость* — это свойство горной породы поглощать и удерживать разный объем  $V_{в.пр.св}$  (или массу  $M_{в.пр.св}$ ) прочносвязанной воды на определенный объем  $V_c$  (массу  $M_c$ ) сухой породы.

*Капиллярная влагоемкость* — свойство горной породы удерживать разный объем  $V_{вк}$  связанной и капиллярно-подпертой воды на определенный объем  $V_c$  сухой породы. Капиллярно-подпертой называется вода в капиллярных порах, сообщающихся с уровнем грунтовых вод.

Высота капиллярной подзоны у крупно- и среднезернистых песков минимальна и составляет 0,3—0,6 м, у слабо сортированных пород с алевролитовой фракцией — порядка 1 м, а у существенно глинистых пород достигает 2—3 м. Поэтому, чем выше от зеркала грунтовых вод, тем выше расположена подзона подвешенной влагоемкости.

Капиллярная влагоемкость типична для более тонких пор.

*Подвешенная влагоемкость* — это свойство пород удерживать разный объем связанной  $V_{в.св}$  или капиллярно-взвешенной  $V_{в.под}$  воды на определенный объем  $V_c$  сухой породы.

Подзона взвешенной влагоемкости характерна для глубин, где меньше воды и больше воздуха, чем в более глубоко расположенной подзоне капиллярно-подвешенной влагоемкости. В порах описываемой подзоны находятся воздух, прочно- и рыхлосвязанная подвешенная вода, не сообщающаяся с уровнем грунтовых и капиллярно-подпертых вод и удерживаемая, в частности, за счет менисковых давлений.

*Максимальная гигроскопическая влагоемкость* характерна для относительной влажности воздуха в порах породы выше 94%. При этом в пустотах минерального скелета удерживается максимальный объем прочносвязанной воды и объем воды углов пор, или так называемой стыковой воды. Таким образом, максимальная гигроскопическая влагоемкость — это свойство пород поглощать из воздуха при его относительной влажности больше 94% и удерживать разный объем прочносвязанной и стыковой воды на определенный объем сухой породы.



Стыковая вода — одна из разновидностей рыхлосвязанной; она образуется на стыках частиц, поскольку на плоских поверхностях пор влага не удерживается и менисковыми силами стягивается в углы пор.

## 2.4. Нефте- и газонасыщение пород

В нефтегазоводонасыщенных породах сумма объемов пор, занятых нефтью  $V_n$ , газом  $V_g$  и водой  $V_w$ , равна общему объему порового пространства пород  $V_{пор}$ :

$$V_n + V_g + V_w = V_{пор}. \quad (2.27)$$

Отсюда следует очевидное соотношение

$$V_n/V_{пор} + V_g/V_{пор} + V_w/V_{пор} = 1. \quad (2.28)$$

Отношения  $V_n/V_{пор} = k_n$ ,  $V_g/V_{пор} = k_g$  и  $V_w/V_{пор} = k_w$  называют соответственно коэффициентами нефте-, газо- и водонасыщения.

Нефтегазонасыщенным породам отвечают следующие соотношения:

$$k_n = 1 - (k_g + k_w); \quad k_g = 1 - (k_n + k_w). \quad (2.29)$$

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

$$V_n/V_{пор} + V_w/V_{пор} = k_n + k_w = 1, \quad (2.30)$$

а для газонасыщенных  $V_{пор} = V_g + V_w$ , поэтому

$$V_g/V_{пор} + V_w/V_{пор} = k_g + k_w = 1. \quad (2.31)$$

Соотношение нефти, воды и газа в поровом пространстве нефтегазонасыщенных пород зависит от способности поверхности минерального скелета породы смачиваться или отталкивать от себя воду. Первое из этих свойств получило название гидрофильности, а второе — гидрофобности. На рис. 2.11 показано размещение воды и нефти в отдельно взятой поре гидрофильных и гидрофобных пород. При полном водонасыщении поры в смачиваемой породе вода занимает весь ее объем, лишь в центральной части может оставаться небольшое количество нефти (рис. 2.11, I, а). В поре гидрофобного коллектора, наоборот, между твердой фазой и водой, расположенной в ее центральной части, всегда остается тонкий слой нефти или битума (рис. 2.11, II, а).

В месторождениях углеводородного сырья в природе преимущественно распространены гидрофильные пласты — коллекторы, у которых вода смачивает твердую фазу. Лишь в



редких случаях встречаются частично гидрофобные коллекторы.

Коэффициент нефтенасыщения  $k_n$  определяют на образцах с помощью специального прибора С. Л. Закса [40]. Нефтенасыщение пластов, отдающих чистую нефть, колеблется от 50—60% у гидрофильных до 95% у гидрофобных коллекторов.

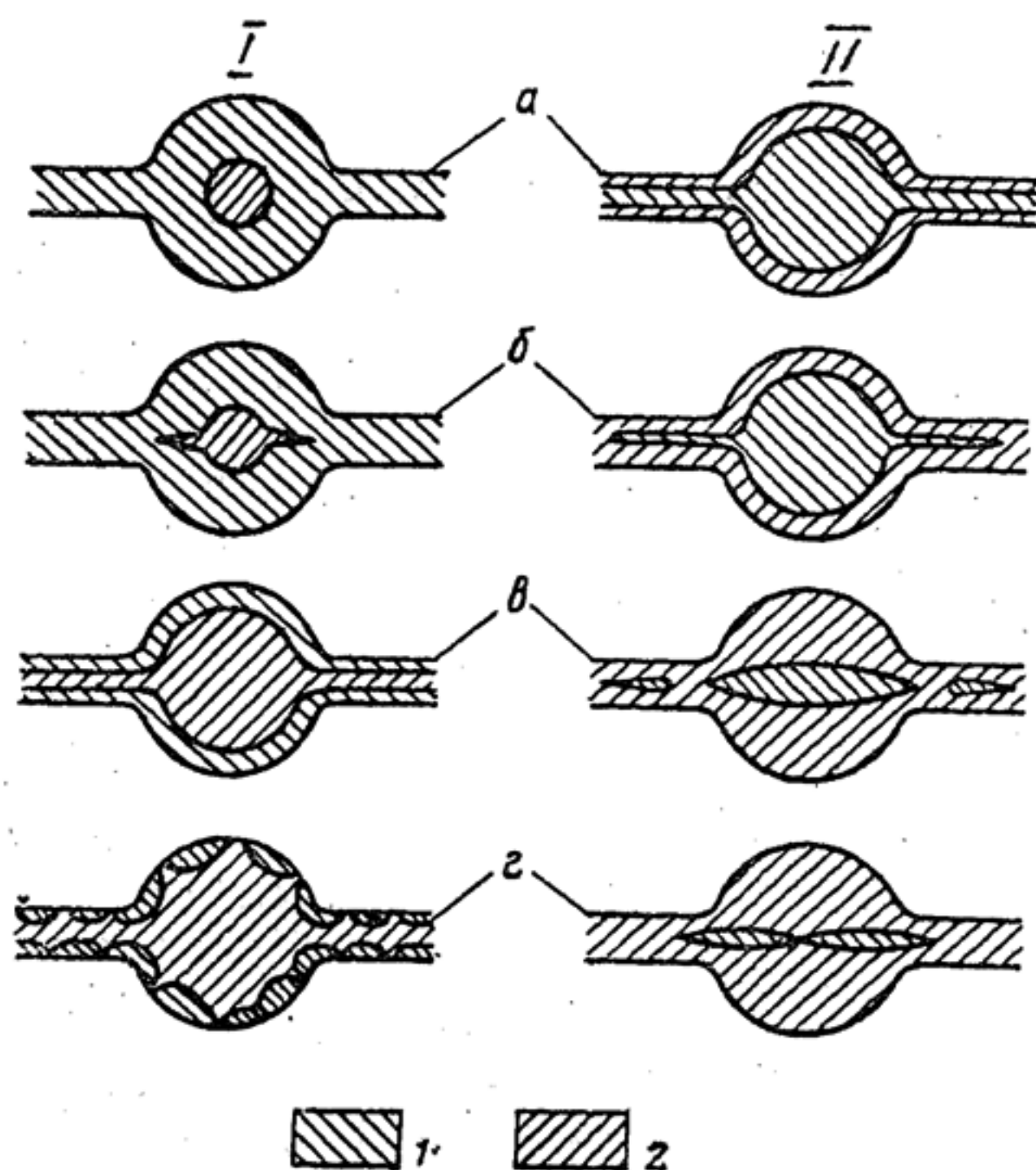


Рис. 2.11. Взаиморасположение воды и нефти (или воды и газа) в единичной поре гидрофильных (I) и гидрофобных (II) коллекторов при разной степени их насыщения.

Насыщение коллектора водой:  $a$  — полное;  $б$  — выше критического;  $в$  — критическое;  $г$  — ниже критического. 1 — вода; 2 — нефть

Значения коэффициента нефтенасыщения меняются по вертикали геологического разреза месторождения углеводородов. В общем случае сверху вниз газовая залежь сменяется собственно нефтяной и далее водяным пластом, залегающим на водоупоре. Однако в большинстве случаев верхняя часть месторождения представлена плавающей на воде неф-

тяной либо газовой залежью. Для нее характерны предельно высокие значения коэффициентов нефте- или газонасыщения. Водонефтяной (ВНК) или водогазовый (ВГК) контакты разделяют зону предельного насыщения и зону недонасыщения. В пределах последней значения  $k_n(k_r)$  уменьшаются по экспоненте от максимальных, характерных для вышележащей зоны предельного насыщения, до критических, начиная с которых при испытании скважины получают уже не чистую нефть, а нефть с водой, а затем только воду.

## 2.5. Проницаемость

Проницаемость — это свойство горных пород пропускать сквозь себя флюиды, т. е. жидкости, газы и их смеси. Различают абсолютную (физическую) и эффективную (фазовую) проницаемости.

Абсолютная проницаемость — это проницаемость породы в случае фильтрации через нее однородной жидкости или газа. Фазовая проницаемость — это способность пород, насыщенных смесью нефти, газа и воды или любой другой неоднородной жидкостью, пропускать отдельные ее фазы.

Численно величины проницаемости породы характеризуются коэффициентом проницаемости  $k_{пр}$  из уравнения Дарси, которое позволяет рассчитать количество жидкости  $Q$  в  $m^3$ , прошедшее расстояние  $\Delta l$  (м) в образце породы с поперечным сечением  $S$  ( $m^2$ ) при перепаде давлений  $\Delta P$  (Па) за время фильтрации  $t$  (с):

$$Q = k_{пр} \cdot \Delta P S t / (\Delta l \mu), \quad (2.32)$$

где  $\mu$  — вязкость жидкости, Па·с.

Нетрудно установить, что коэффициент проницаемости имеет размерность  $[L^2]$  и должен измеряться в системе СИ в  $m^2$ . Тем не менее практически до сих пор используют внесистемную единицу дарси (Д), характеризующую величину проницаемости образца породы площадью  $1\text{ см}^2$  длиной  $1\text{ см}$ , через который при давлении  $0,1\text{ МПа}$  в  $1\text{ секунду}$  проходит  $1\text{ см}^3$  жидкости вязкостью  $10^{-3}\text{ Па}\cdot\text{с}$ .

Соотношение между дарси и системной единицей измерения проницаемости следующее:  $1\text{ Д} = 1,02 \cdot 10^{-12}\text{ м}^2 \approx 1\text{ мкм}^2$ , или  $1\text{ мД} = 10^{-3}\text{ Д} \approx 10^{-15}\text{ м}^2 = 1\text{ Фм}^2$ .

В инженерной геологии и горном деле широко используют другой параметр — коэффициент фильтрации  $k_f$ . Практически он представляет собой скорость фильтрации газа или жидкости через породу

$$k_{\phi} = Q / (tS). \quad (2.33)$$

Таким образом, в отличие от коэффициента проницаемости коэффициент фильтрации не учитывает перепада давления и вязкости флюида.

В случае фильтрации воды между  $k_{\phi}$  и  $k_{\text{пр}}$  существует следующее примерное соотношение:  $1 \text{ Д} = 1 \text{ см/с} = 864 \text{ м/сут}$ .

По величине коэффициента фильтрации все горные породы разделяют на водоупорные ( $k_{\phi} < 0,1 \text{ м/сут}$ ), слабопроницаемые ( $0,1 \text{ м/сут} \leq k_{\phi} \leq 10 \text{ м/сут}$ ), среднепроницаемые ( $10 \text{ м/сут} \leq k_{\phi} \leq 500 \text{ м/сут}$ ) и легкопроницаемые ( $k_{\phi} > 1000 \text{ м/сут}$ ).

По значениям коэффициента проницаемости породы подразделяют на проницаемые, полупроницаемые и практически непроницаемые.

Проницаемые породы характеризуются величиной  $k_{\text{пр}}$  от  $10^{-2}$  до нескольких тысяч  $\text{мкм}^2$ . Поровое пространство этих пород занимает 20, 30, 40% и более их объема. К проницаемым породам относятся грубо- и мелкообломочные, такие как гравий, галечники, пески, слабосцементированные песчано-глинистые осадки, кавернозные карбонатные, трещиноватые магматические породы.

Полупроницаемые породы имеют значения  $k_{\text{пр}}$  от  $10^{-4}$  до  $10^{-2} \text{ мкм}^2$ . Значительную долю порового пространства этих пород занимают субкапиллярные поры. Содержание связанной воды в них повышенное. Типичные полупроницаемые породы — глинистые пески, некоторые разновидности песчаников и алевролитов, мелкотрещиноватые меловидные известняки и доломиты.

К практически непроницаемым относятся породы с  $k_{\text{пр}} < 10^{-4} \text{ мкм}^2$ . Это глины, аргиллиты, глинистые сланцы, мергели, плотносцементированные песчаники и алевролиты с субкапиллярными порами, плотные мел и известняк, неветрелые кристаллические породы с закрытой пористостью: карбонатные, магматические, метаморфические.

Часть из этих пород, например глины, имеют высокую пористость, до 50%. Однако поры в них изолированные и субкапиллярные, почти вся вода в них находится в связанном состоянии и препятствует перемещению гравитационной воды. Кристаллические породы, наоборот, при низкой пористости, не превышающей 6—8%, могут иметь высокие значения  $k_{\text{пр}}$  за счет трещинной проницаемости.

Рис. 2.10 иллюстрирует другой аналогичный пример. Два типа песчаников при близких значениях коэффициентов об-



щей пористости характеризуются существенно разной проницаемостью: 0,7 и 333 Фм<sup>2</sup>. Причина кроется в их различном поровом составе: у песчаников 1-го типа преобладают поры с эффективным радиусом 4 мкм, у 2-го типа — соответственно всего 0,6 мкм, т. е. на порядок меньше.

Эффективная (фазовая) проницаемость — это способность горной породы фильтровать какой-то один из компонентов просачивающегося через нее флюида, например газ, нефть или воду.

Коэффициенты проницаемости для газа ( $k_{\text{пр.г}}$ ), воды ( $k_{\text{пр.в}}$ ) и нефти ( $k_{\text{пр.н}}$ ) соответствуют коэффициентам пропорциональности в соответствующих уравнениях типа (2.32):

$$\begin{aligned}Q_{\text{г}} &= k_{\text{пр.г}} \cdot \Delta P \cdot S \cdot t / (\Delta l \cdot \mu), \\Q_{\text{в}} &= k_{\text{пр.в}} \cdot \Delta P \cdot S \cdot t / (\Delta l \cdot \mu), \\Q_{\text{н}} &= k_{\text{пр.н}} \cdot \Delta P \cdot S \cdot t / (\Delta l \cdot \mu),\end{aligned}\tag{2.34}$$

где  $Q_{\text{г}}$ ,  $Q_{\text{в}}$  и  $Q_{\text{н}}$  — расходы отдельных компонентов неоднородного флюида при фильтрации;  $\Delta P / \Delta l$  — градиент давления;  $\mu_{\text{г}}$ ,  $\mu_{\text{в}}$  и  $\mu_{\text{н}}$  — вязкости газа, воды и нефти;  $S$  — поперечное сечение образца;  $t$  — время фильтрации.

## 2.6. Изменение плотностных параметров с глубиной

С увеличением глубины залегания осадочных горных пород в толще земной коры под действием возрастающего геостатического давления их плотность закономерно возрастает, главным образом за счет уменьшения пористости.

Изменение пористости и плотности осадочных пород в процессе литогенеза происходит за счет двух факторов: физико-механического и геохимического. Первый обеспечивает уплотнение осадков и проявляется на этапе раннего диагенеза, второй служит причиной цементации и перекристаллизации пород на стадиях раннего и позднего катагенеза.

Одновозрастные осадочные образования одного типа, залегающие на разных глубинах, могут заметно отличаться по пористости и плотности. Максимальное уплотнение характерно для глинистых пород, которые представляют собой мелкодисперсные системы с пластичными связями, что обеспечивает их наиболее высокую пористость в начальном состоянии. Если в глинах присутствует песчаная фракция, мине-

ральной плотность породы снижается, а жесткость внутренних связей увеличивается. Песчаники с жестким кварцевым и карбонатным цементом уплотняются существенно меньше, чем песчаники с глинистым цементом. Степень уплотнения карбонатных пород также в сильной степени зависит от степени глинистости: мергели по характеру уплотнения приближаются к пластичным геологическим образованиям, а известняки — к породам с жесткими связями. Количественно отмеченные закономерности характеризуются следующими цифрами: свежееотложенные глинистые осадки, известковые образования и рыхлые хорошо отсортированные пески имеют пористость соответственно 85—60, 60 и 45%, а пористость этих же отложений на глубину 3—4 км снижается до 30—20, 15—20 и 10—15% (рис. 2.12).

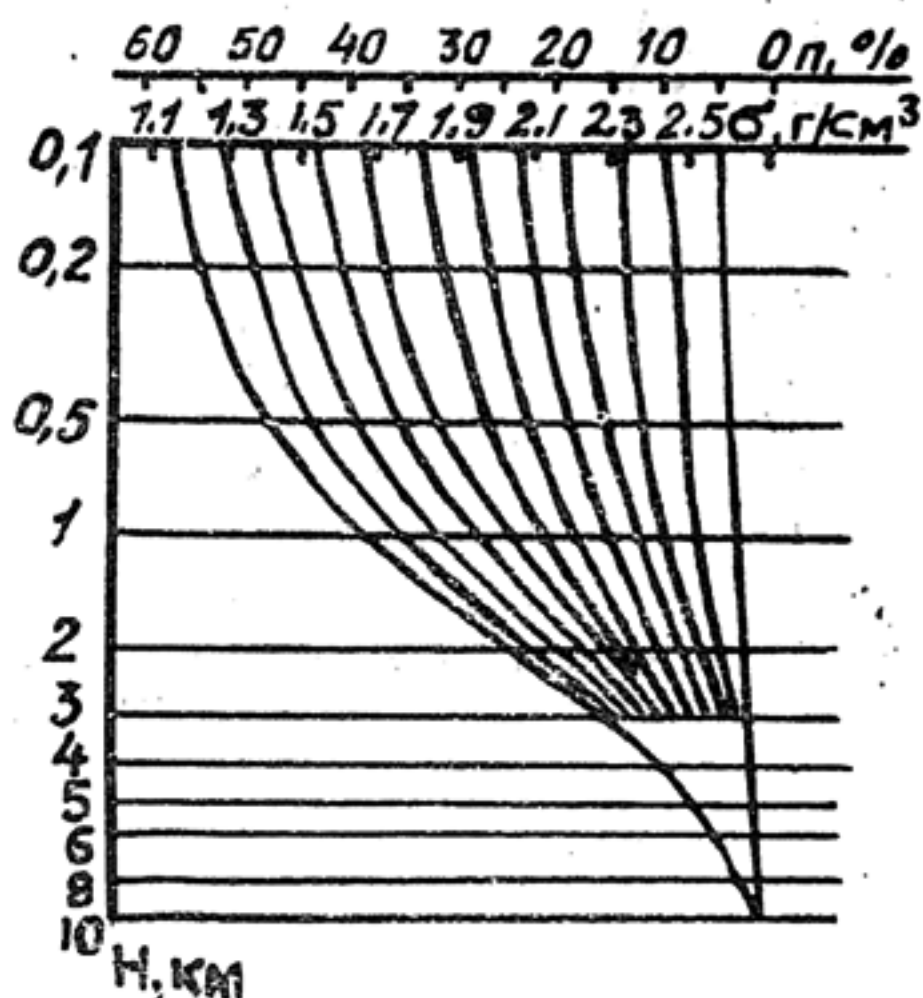


Рис. 2.12. Эмпирически установленные закономерности изменения пористости  $P$  и плотности  $\sigma$  осадочных пород с глубиной  $H$  [32]

Плотность осадочных пород особенно быстро нарастает в интервале верхних 500 м. Помимо пористости на изменение плотности осадочных пород с глубиной существенно влияет их минеральный состав (рис. 2.13). Сильнее всего изменяется плотность терригенных пород — песчаников. Почти также ведут себя мергели. Слабее проявлена эта тенденция у доломитов. Плотность известняков по вертикали разреза практически не меняется (см. рис. 2.13).

Плотностные свойства магматических и метаморфических пород меняются в зависимости от глубины их залегания незначительно и, как правило, эти изменения проявляются не прямым образом, а опосредованно. Например, с развитием и углублением процессов регионального метаморфизма прояв-

ляется тенденция к увеличению плотности метаморфических новообразований (см. табл. 2.4). Физическое и химическое выветривание горных пород в зоне гипергенеза естественным образом ведет к существенному понижению их плотности и возрастанию пористости.

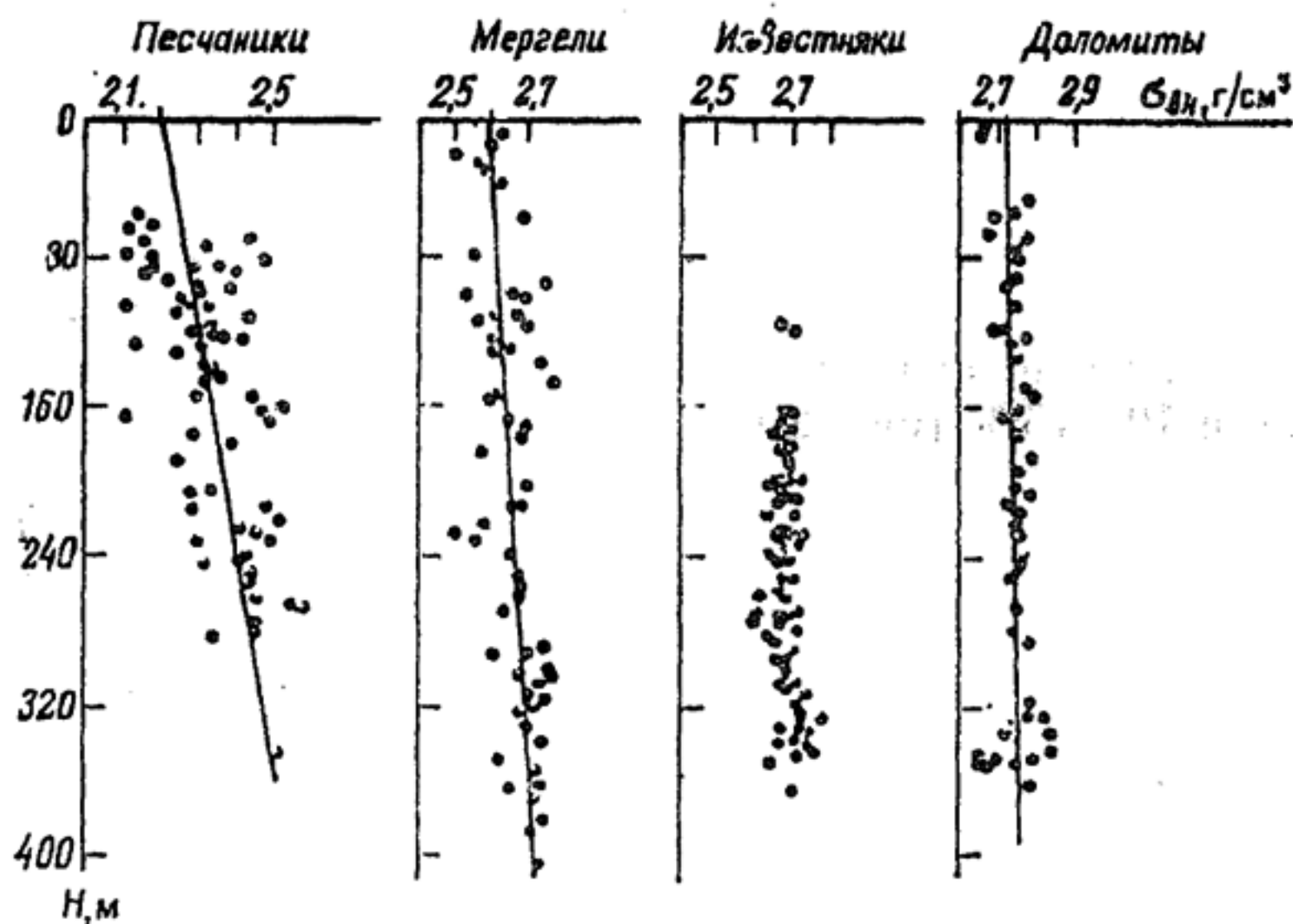


Рис. 2.13. Зависимость плотности разных типов осадочных пород от глубины их залегания

Динамометаморфизм в зонах глубинных разломов, надвигов или сбросов влияет на плотностные параметры по-разному. На начальных стадиях вследствие направленного давления катаклаз и рассланцевание пород ведут к снижению плотности и увеличению пористости. При достаточно сильном стрессе происходит перекристаллизация пород с привносом вещества, отчего плотность не изменяется либо возрастает.

Аутометаморфические и гидротермально-метасоматические процессы в магматических породах также приводят к изменению их плотностных свойств.

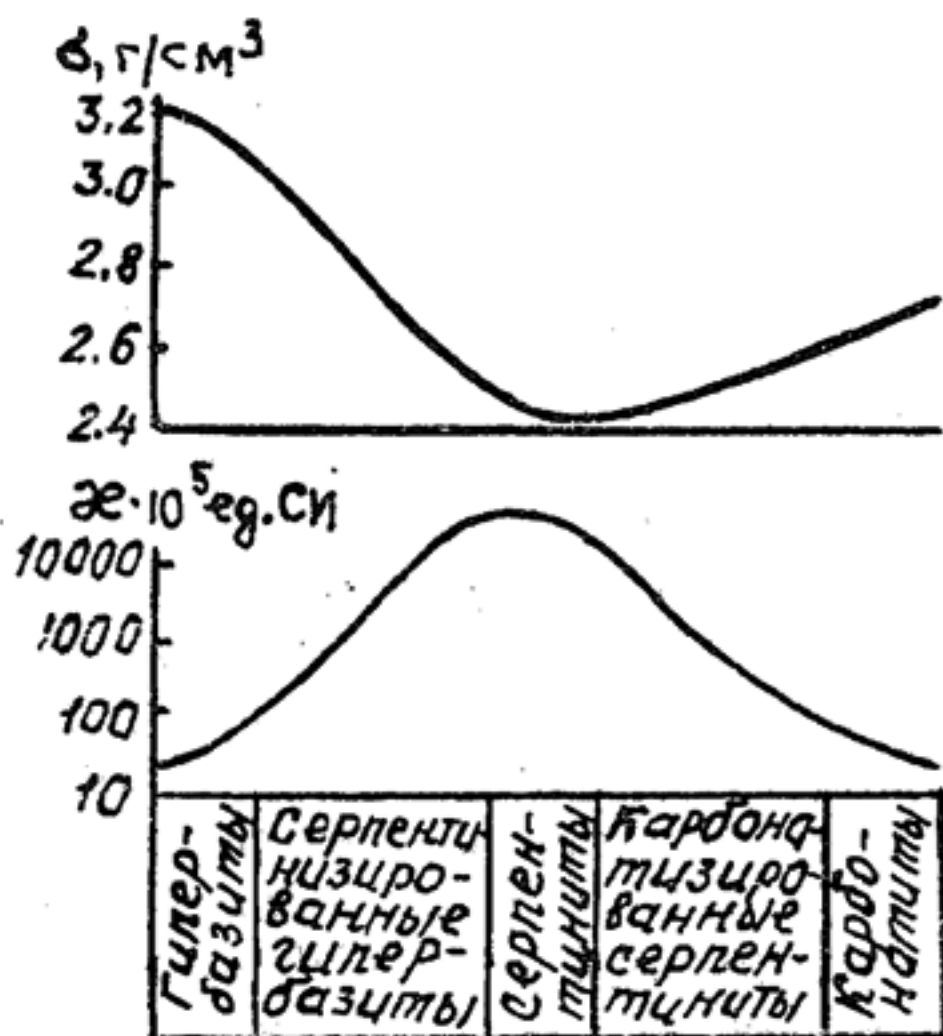
В ходе серпентинизации гипербазитов пироксены и оливин превращаются в менее плотный серпентин и другие акцессорные минералы, включая незначительные количества магнетита. В итоге плотность серпентинитов падает, а магнитная восприимчивость возрастает (рис. 2.14). Углубление



метасоматических процессов и последующая карбонатизация серпентинитов вновь ведут к повышению плотности (см. рис. 2.14).

При амфиболизации габброидов и ультраосновных пород происходит разложение пироксенов с образованием амфибола, плагиоклазов, хлорит-серицита, эпидота, т. е. амфиболизированные породы отличаются пониженной плотностью.

Рис. 2.14. Изменение плотности  $\sigma$  и магнитной восприимчивости  $\chi$  гипербазитов в процессе серпентинизации и карбонатизации [32]



Большинство гидротермально-метасоматических преобразований, в частности серицитизация, хлоритизация, аргиллитизация и окварцевание пород, сопровождаются уменьшением их первоначальной плотности. Одновременно растет их пористость до 3—5%, реже до 8%. Эпидотизация и грейзенизация, наоборот, сопровождаются увеличением плотности за счет образования более тяжелых минералов, таких как эпидот, слюда, топаз.

## ВОПРОСЫ

1. Дайте определение плотности горной породы. Поясните, чем она отличается от удельного веса.
2. Почему удельный вес одной и той же горной породы в различных точках земной поверхности бывает разным?
3. Каким образом плотность горных пород и полезных ископаемых влияет на амплитуду и знак гравитационной аномалии? Приведите примеры.

4. Поясните, в чем отличие между понятиями минералогической плотности, плотности газонасыщенной породы и плотности водонасыщенной породы.

5. Какие способы определения плотности горных пород и руд вам известны?

6. Поясните, как проводят определение плотности горных пород способом гидростатического взвешивания.

7. В чем заключается пикнометрический способ определения плотности сыпучих пород?

8. В чем суть гамма-гамма-метода определения плотности горных пород? Поясните, как практически реализуют отдельные его разновидности.

9. От каких факторов зависит плотность минералов? Перечислите и поясните, какие минералы входят в группы плотных, средней плотности и легких?

10. От чего зависит плотность горных пород? Дайте общую характеристику плотности осадочных, магматических и метаморфических пород.

11. Охарактеризуйте плотность разных полезных ископаемых. Как изменяется плотность железных руд в зависимости от содержания в них железа общего?

12. Что такое пористость и коэффициент пористости горной породы? Какие виды пористости вам известны? В чем разница между коэффициентами общей, открытой, закрытой и эффективных (статической и динамической) пористости?

13. Какими способами определяют коэффициент общей пористости горных пород? Какие разновидности пор вам известны?

14. Что такое влагоемкость горной породы? Какие разновидности влагоемкости вам известны?

15. Что понимают под коэффициентами нефте-, газо- и водонасыщенности? Что такое гидрофильность и гидрофобность и как эти свойства проявляются в поровом пространстве нефтегазонасыщенных пород?

16. Что такое проницаемость горных пород? Дайте определение абсолютной и эффективной (фазовой) проницаемости. Охарактеризуйте коэффициенты проницаемости и фильтрации.

17. Объясните, как и почему плотностные параметры изменяются в зависимости от глубины залегания горных пород.

### 3. УПРУГИЕ СВОЙСТВА

#### 3.1. Упругость тел, упругие свойства горных пород

Упругие характеристики тел — один из наиболее информативных петрофизических параметров, связанных с внутренним строением вещества. Они характеризуют свойства пород сопротивляться изменению размеров, объема и формы (твердые тела) или только объема (жидкие тела, газы) под действием внешних факторов (поверхностные силы, объемные силы, нагрев). Под поверхностными силами понимают, например, давление газов, жидкостей или твердых тел, соприкасающихся с данным телом. Объемная сила — это воздействие, приложенное ко всем элементам объема тела (сила веса, центробежная сила).

Среда считается однородной, если ее свойства одинаковы в любой ее точке. Более строго это значит, что свойства среды одинаковы во всех элементах объема  $\Delta V \gg d^3$ , где  $d$  — линейный параметр кристаллической решетки. Часто в теории упругости рассматриваются квазиоднородные среды, для которых условие однородности оказывается справедливым лишь в элементах объема  $\Delta V_2 > \Delta V_1$ . Примерами таких сред могут служить поликристаллические материалы, построенные из различно ориентированных кристаллов со средним размером  $L$ . Для таких сред условие однородности удовлетворяется лишь для больших элементов объемов  $\Delta V_2 > L^3$ , а явления, протекающие внутри этих элементов, должны рассматриваться особо.

Понятие «анизотропная среда» в отношении любых физических свойств обычно подразумевает различие в величинах этих свойств по разным направлениям в среде. Причиной этого различия в кристалле является его внутреннее решетчатое строение. В то же время необходимо помнить, что кристаллическая структура — не единственный источник анизотропии физических свойств. Для примера можно представить себе среду, составленную из чередующихся тонких сло-



ев двух разных изотропных материалов. Такая слоистая среда будет обладать анизотропией упругих и других свойств, подчиняющейся определенной симметрии и зависящей от способа взаимного расположения составляющих ее материалов.

С этих позиций понятие об изотропной в упругом отношении среде для поликристаллического агрегата является весьма частным предельным случаем непрерывного ряда анизотропных сред (текстур). Вторым предельным случаем этого рода является идеальный монокристалл.

Учитывая изложенное, можно заключить, что большинство известных горных пород относится к изотропным средам, например, как правило, интрузивные, эффузивные, метаморфические образования. Осадочные горные породы чаще имеют анизотропный характер, так как обладают определенной слоистостью, чередованием материалов с различными свойствами.

Кроме классификации горных пород на однородные, изотропные и анизотропные, их также подразделяют на идеально и дифференциально упругие. Идеально упругие горные породы — это те, которые полностью восстанавливают свои первоначальные размеры и форму после снятия напряжения внешних сил, не превышающих пределов упругости для данного тела. К ним относятся большинство минералов, магматических и метаморфических и некоторых осадочных горных пород, так как они, как правило, малопористые, а, следовательно, содержание жидкой и газообразной фаз в них невелико. Дифференциально упругие породы — это те, которые не восстанавливают своей формы и размеров после приложенных воздействий. К ним относятся породы с большой величиной пористости, содержащие воду, газ (гравий, песок и другие горные породы, насыщенные нефтью, газом, водой).

Для характеристики свойств упругих тел используется одна из пар констант: модуль Юнга  $E$  (модуль продольной упругости); коэффициент Пуассона  $\nu$  (коэффициент поперечного сжатия); модуль сдвига  $G$ ; модуль всестороннего сжатия  $K$ ; константы Ламе  $\lambda$  и  $\mu$ ; скорость продольных  $V_p$  и поперечных  $V_s$  волн.

### 3.2. Понятие о напряжениях и деформациях

Упругость однородных, изотропных и анизотропных сплошных сред изучена достаточно полно. В классической теории упругости сущность этих исследований сводится к следую-

щему. Если какое-либо тело, например минерал, мысленно рассеять поверхностью  $S$  на две части  $A$  и  $B$  (рис. 3.1), то воздействие одной части тела на другую состоит в том, что на поверхности  $S$  действуют некоторые силы, которые для тела в целом являются внутренними силами и служат результатом воздействия поверхностных и (или) объемных сил.

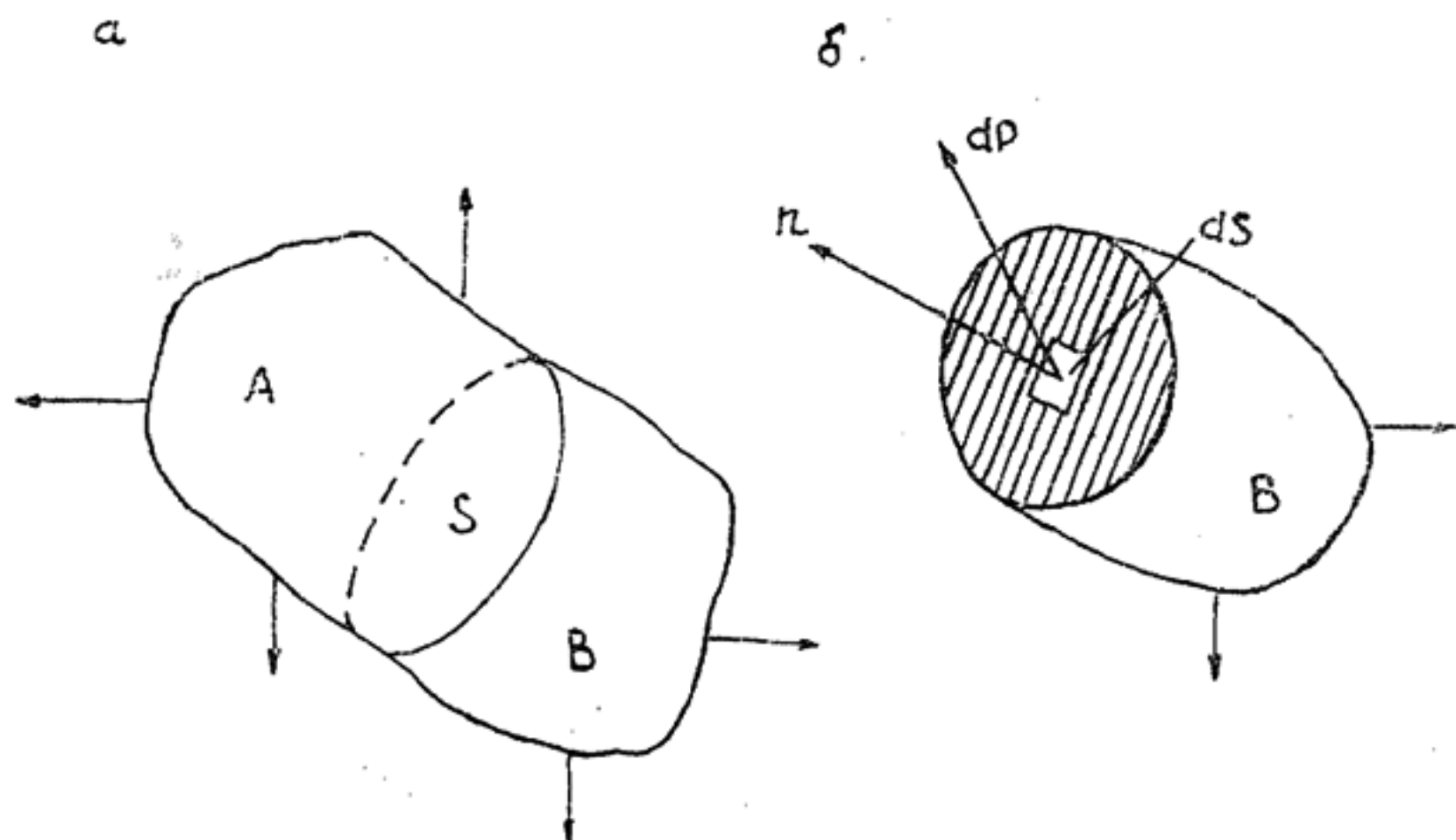


Рис. 3.1. Схема, поясняющая напряженное состояние образца минерала, находящегося под действием уравновешенных сил (а), и понятие напряжения (б)

Под действием этих внутренних сил и приложенных внешних сил каждая из частей находится в равновесии. В общем внутренние силы на площади сечения  $S$  распределены неравномерно. Если на элементарную площадку  $dS$  действует сила  $dP$ , то отношение

$$P_n = \frac{dP}{dS}$$

называется вектором напряжения на площадке  $dS$ . Индекс  $n$  обозначает, что внешняя нормаль к площадке  $dS$  имеет направление  $n$ .

Вектор напряжения  $P_n$  может быть охарактеризован тремя проекциями на оси координат  $x, y, z$ , которые обозначаются;  $P_{nx}, P_{ny}, P_{nz}$  (рис. 3.2, а).

Наиболее важное значение в теории упругости имеют напряжения, действующие на площадках, перпендикулярных к координатным осям (рис. 3.2, б).

$P_{xx}$ ,  $P_{yy}$  и  $P_{zz}$  есть нормальные напряжения, так как они перпендикулярны к соответствующим площадкам, их обозначают символами  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ ,  $\sigma_z$ . Остальные лежат в плоскостях соответствующих площадок, они являются касательными напряжениями —  $\tau_{xy}$ ,  $\tau_{zx}$ ,  $\tau_{xz}$ ,  $\tau_{yx}$ ,  $\tau_{yz}$ ,  $\tau_{zy}$ .

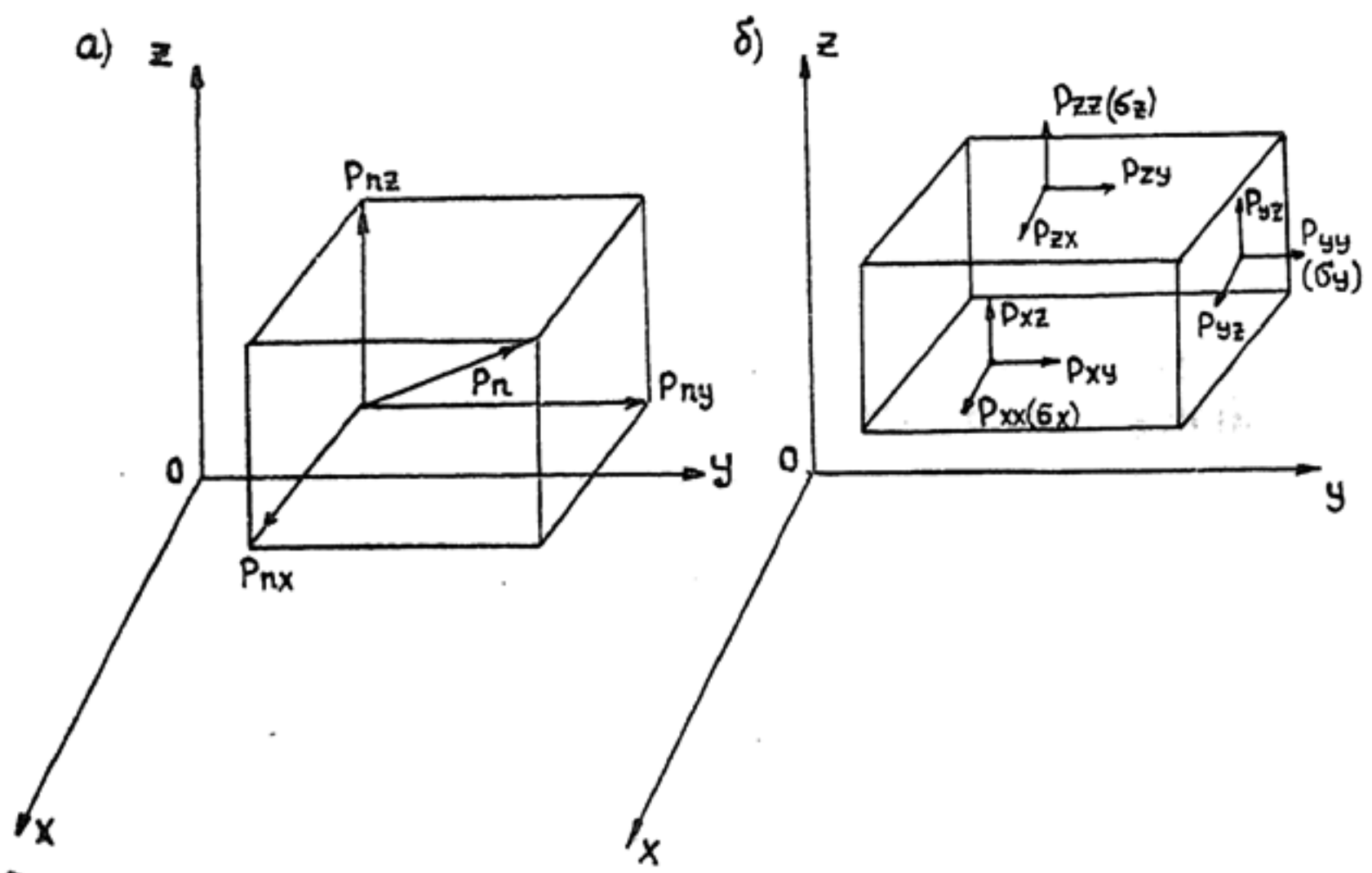


Рис. 3.2. Составляющие вектора напряжения  $\overline{P}_n$  (а) и напряжения, действующие на площадках, перпендикулярных к координатным осям (б)

Рассмотрим элементарный бесконечно малый тетраэдр (рис. 3.3), три грани которого параллельны координатным плоскостям, а нормаль грани составляет с координатными осями углы  $(n, x)$ ,  $(n, y)$  и  $(n, z)$ . Длины ребер тетраэдра, параллельные координатным осям, обозначены через  $dx$ ,  $dy$ ,  $dz$  [16, 17].

Напряжения, действующие на гранях тетраэдра, и площади этих граней приведены ниже.

Наименование грани	Направление внешней нормали	Площадь	Проекции напряжения		
			на ось $x$	на ось $y$	на ось $z$
$YOZ$	$-x$	$\frac{1}{2}dydz$	$-\sigma_x$	$-\tau_{xy}$	$-\tau_{xz}$
$XOZ$	$-y$	$\frac{1}{2}dzdx$	$-\tau_{yx}$	$-\sigma_y$	$-\tau_{yz}$
$XOY$	$-z$	$\frac{1}{2}dxdy$	$-\tau_{zx}$	$-\tau_{zy}$	$-\sigma_z$
Наклонная	$n$	$dS$	$P_{nx}$	$P_{ny}$	$P_{nz}$



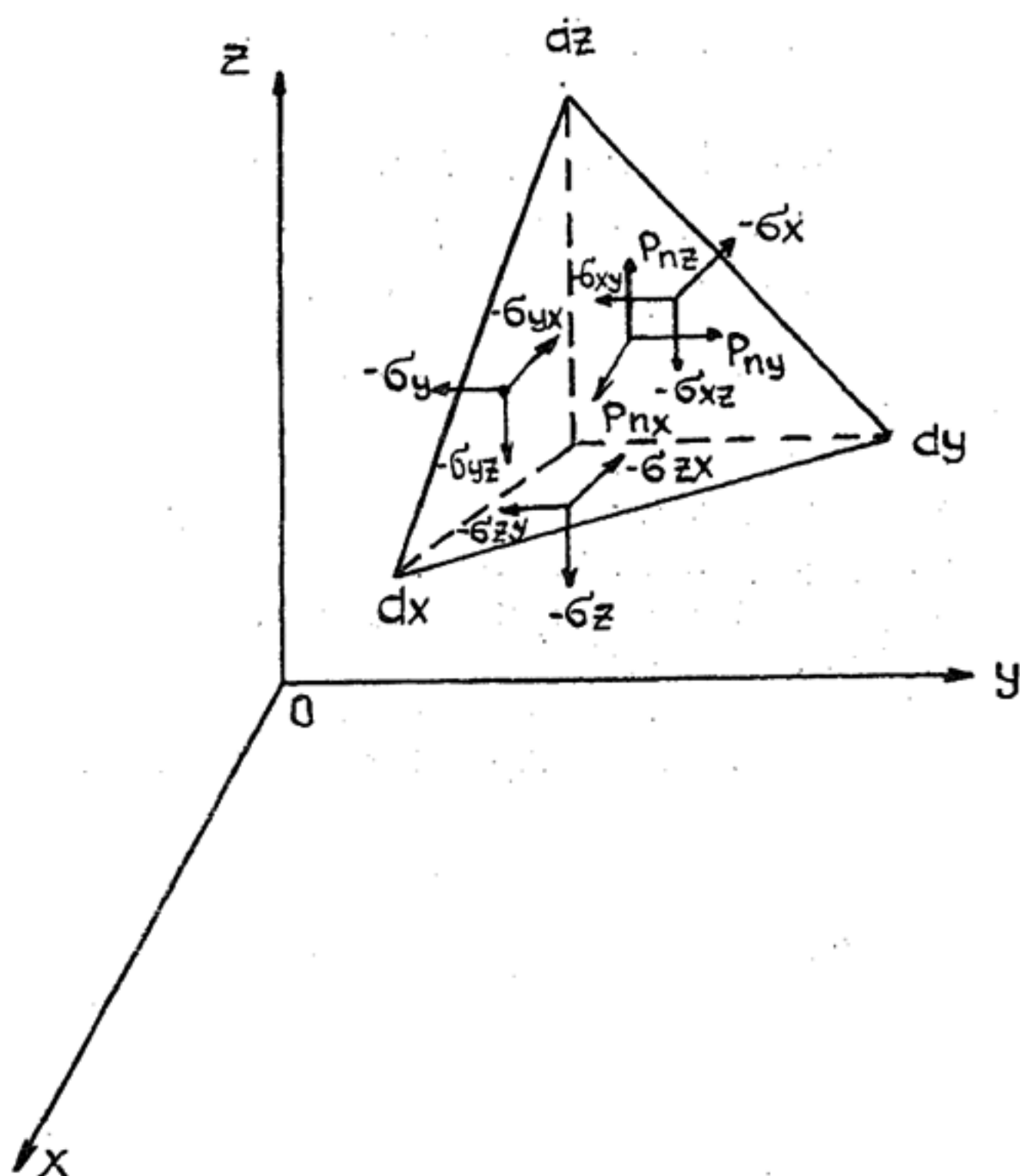


Рис. 3.3. Нормальные и касательные напряжения

Учитывая, что на грани тетраэдра действуют силы, равные произведениям напряжения на соответствующие площади, составим уравнение равновесия приложенных к тетраэдру сил в проекциях на ось  $x$ :

$$-\sigma_x \frac{1}{2} dy \cdot dz - \tau_{yx} \frac{1}{2} \cdot dz \cdot dx - \tau_{zx} \frac{1}{2} dx \cdot dy + P_{nx} \cdot dS = 0. \quad (3.1)$$

Используя теорему о площади проекции плоской фигуры

$$\begin{aligned} \frac{1}{2} dy \cdot dz &= dS \cdot \cos(n, x), \\ \frac{1}{2} dz \cdot dx &= dS \cdot \cos(n, y), \\ \frac{1}{2} dx \cdot dy &= dS \cdot \cos(n, z), \end{aligned} \quad (3.2)$$

запишем три формулы (вторая и третья выводятся из уравнений равновесия проекций сил на оси  $y$  и  $z$ ):

$$\begin{aligned} P_{nx} &= \sigma_x \cdot \cos(n, x) + \tau_{yx} \cdot \cos(n, y) + \tau_{zx} \cdot \cos(n, z), \\ P_{ny} &= \tau_{xy} \cdot \cos(n, x) + \sigma_y \cdot \cos(n, y) + \tau_{zy} \cdot \cos(n, z), \\ P_{nz} &= \tau_{xz} \cdot \cos(n, x) + \tau_{yz} \cdot \cos(n, y) + \sigma_z \cdot \cos(n, z). \end{aligned} \quad (3.3)$$

Из уравнений видно, что составляющие векторы напряжения, действующие на любой наклонной площадке, выражаются через составляющие векторов напряжений, действующих на трех площадках, перпендикулярных к координатным осям. Эти формулы вывел Коши.

Далее следует составить три уравнения равновесия тетраэдра — уравнения моментов. Для этого наиболее удобно взять моменты относительно прямых, проведенных параллельно координатным осям через центр тяжести наклонной грани  $C$  (рис. 3.4).

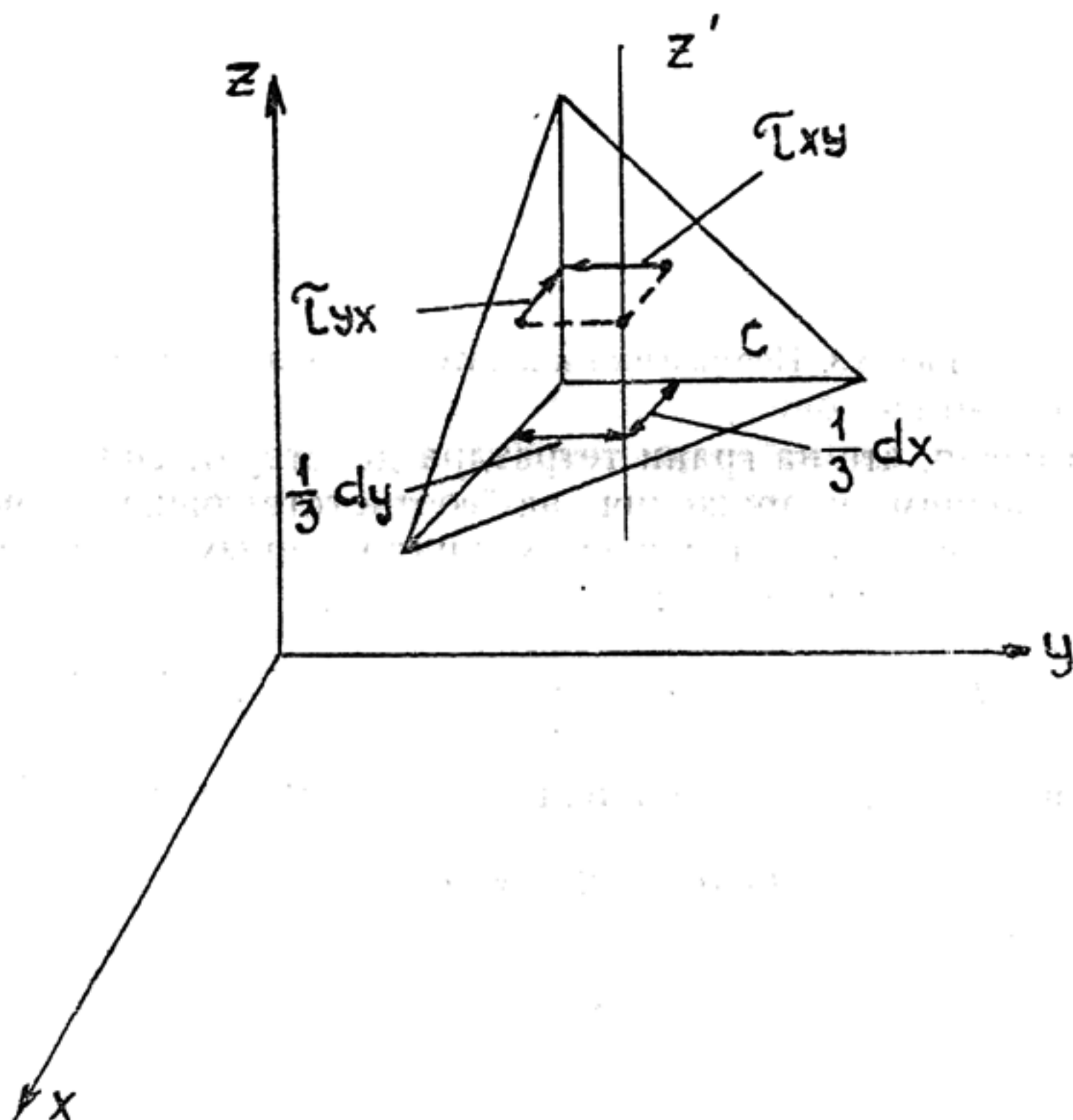


Рис. 3.4. Схема, поясняющая вывод уравнений моментов сил (для оси  $z'$ )

На рис. 3.4 изображена одна из таких прямых, а именно прямая  $z'$ , параллельная оси  $z$ . Расстояния точки  $C$  от вертикальных и горизонтальных граней тетраэдра соответственно равны  $1/3dx$ ,  $1/3dy$ ,  $1/3dz$ , следовательно, проекции точки  $C$  на указанные грани совпадают с центрами тяжести последних. Поэтому из всех 12 составляющих сил, действующих на грани тетраэдра, все, кроме двух  $\tau_{xy}$  и  $\tau_{yx}$ , либо параллельны оси  $z'$ , либо пересекают ее, из чего следует, что они не создают крутящего момента относительно этой оси. Поэтому уравнение моментов относительно прямой  $z'$  имеет вид

$$\tau_{xy} \cdot \frac{1}{2} dydz \cdot \frac{1}{3} dx - \tau_{yx} \cdot \frac{1}{2} dxdz \cdot \frac{1}{3} dy = 0. \quad (3.4)$$

Так как  $dy=dx=dz$ , то получаем первое из трех равенств (остальные два выводятся аналогично):

$$\begin{aligned} \tau_{yx} &= \tau_{xy}, \\ \tau_{zy} &= \tau_{yz}, \quad \tau_{xz} = \tau_{zx}. \end{aligned} \quad (3.5)$$

Эти равенства выражают закон взаимности касательных напряжений и показывают, что напряженное состояние в данной точке сплошной среды вполне определяется шестью величинами:  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ ,  $\sigma_z$ ,  $\tau_{xy}$ ,  $\tau_{yz}$  и  $\tau_{zx}$ . Эти величины называют составляющими (или компонентами) тензора напряжения.

Если какое-либо тело испытывает воздействие внешних или внутренних сил, то оно находится в напряженном состоянии, а следовательно, это тело подвержено некоторой деформации. Под деформацией тела понимается изменение величины составляющих тензора напряжения при переходе от одной точки тела к соседним точкам вследствие перемещения этих точек относительно друг друга и частичного снятия напряженного состояния в теле.

Для рассмотрения вопросов, связанных с изучением деформаций, возьмем элементарный (бесконечно малый) отрезок  $dS$ , принадлежащий некоторому телу, проекции которого на оси  $x$ ,  $y$ ,  $z$  равны  $dx$ ,  $dy$  и  $dz$  (рис. 3.5).

Пусть при воздействии некоторых нагрузок на данное упругое тело начало отрезка  $dS$  (точка  $M$ ) смещается, причем проекции ее перемещения равны  $U$ ,  $V$ ,  $W$ , а проекции перемещения конца отрезка  $dS$  (точка  $M'$ ) равны [16]:

$$U + du = U + \frac{\partial u}{\partial x} dx + \frac{\partial u}{\partial y} dy + \frac{\partial u}{\partial z} dz,$$



$$V + dv = v + \frac{\partial v}{\partial x} dx + \frac{\partial v}{\partial y} \cdot dy + \frac{\partial v}{\partial z} \cdot dz, \quad (3.6)$$

$$W + dw = w + \frac{\partial w}{\partial x} dx + \frac{\partial w}{\partial y} \cdot dy + \frac{\partial w}{\partial z} \cdot dz.$$

Далее вычислим разницу квадратов длин отрезков  $dS^*$  и  $dS$ :

$$(dS^*)^2 - dS^2 = \gamma_{xx} \cdot dx^2 + \gamma_{yy} \cdot dy^2 + \gamma_{zz} \cdot dz^2 + \quad (3.7)$$

$$+ 2\gamma_{xy} \cdot dx \cdot dy + 2\gamma_{yz} \cdot dy \cdot dz + 2\gamma_{zx} \cdot dz \cdot dx,$$

где

$$\gamma_{xx} = 2 \frac{\partial u}{\partial x}; \quad \gamma_{yy} = 2 \frac{\partial v}{\partial y}, \quad \gamma_{zz} = 2 \frac{\partial w}{\partial z}, \quad (3.8)$$

$$\gamma_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}, \quad \gamma_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}, \quad \gamma_{zx} = \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z}.$$

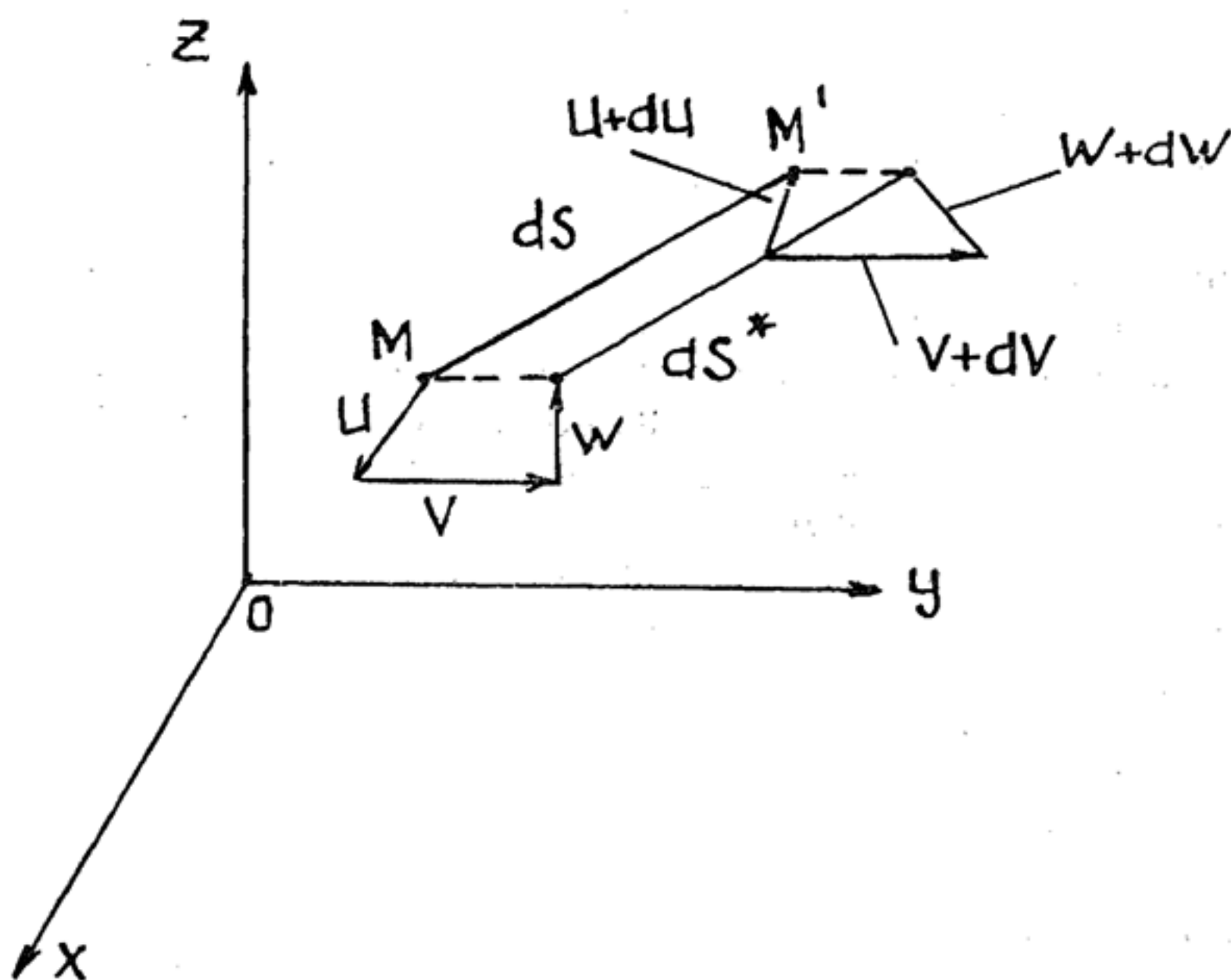


Рис. 3.5. Схема, поясняющая расчет деформаций тела

Величины  $\gamma_{xx}$ ,  $\gamma_{yy}$ ,  $\gamma_{zz}$  полностью характеризуют деформированное состояние тела в окрестности данной точки и являются составляющими тензора деформации. Физический

Смысл этих величин можно уяснить, если обозначить относительное удлинение отрезка  $dS$  через

$$\varepsilon_s = \frac{dS^* - dS}{dS}.$$

Если предположить, что  $dS^*$  мало отличается от  $dS$ , то

$$(dS^*)^2 - dS^2 = (dS^* + dS) \left( \frac{dS^* - dS}{dS} \right) \cdot dS = 2\varepsilon_s \cdot dS^2.$$

Применяя эту формулу к отрезку, параллельному оси  $x$ , для которого  $dS$  имеет проекции  $dx, 0, 0$ , получим

$$2\varepsilon_x \cdot dx^2 = \gamma_{xx} \cdot dx^2,$$

или

$$\gamma_{xx} = 2 \cdot \varepsilon_x;$$

аналогично

$$\gamma_{yy} = 2\varepsilon_y \text{ и } \gamma_{zz} = \varepsilon_z, \quad (3.9)$$

т. е. величины  $\gamma_{xx}$ ,  $\gamma_{yy}$  и  $\gamma_{zz}$  равны удвоенным относительным удлинениям бесконечно малых отрезков, которые до деформации были параллельны координатным осям.

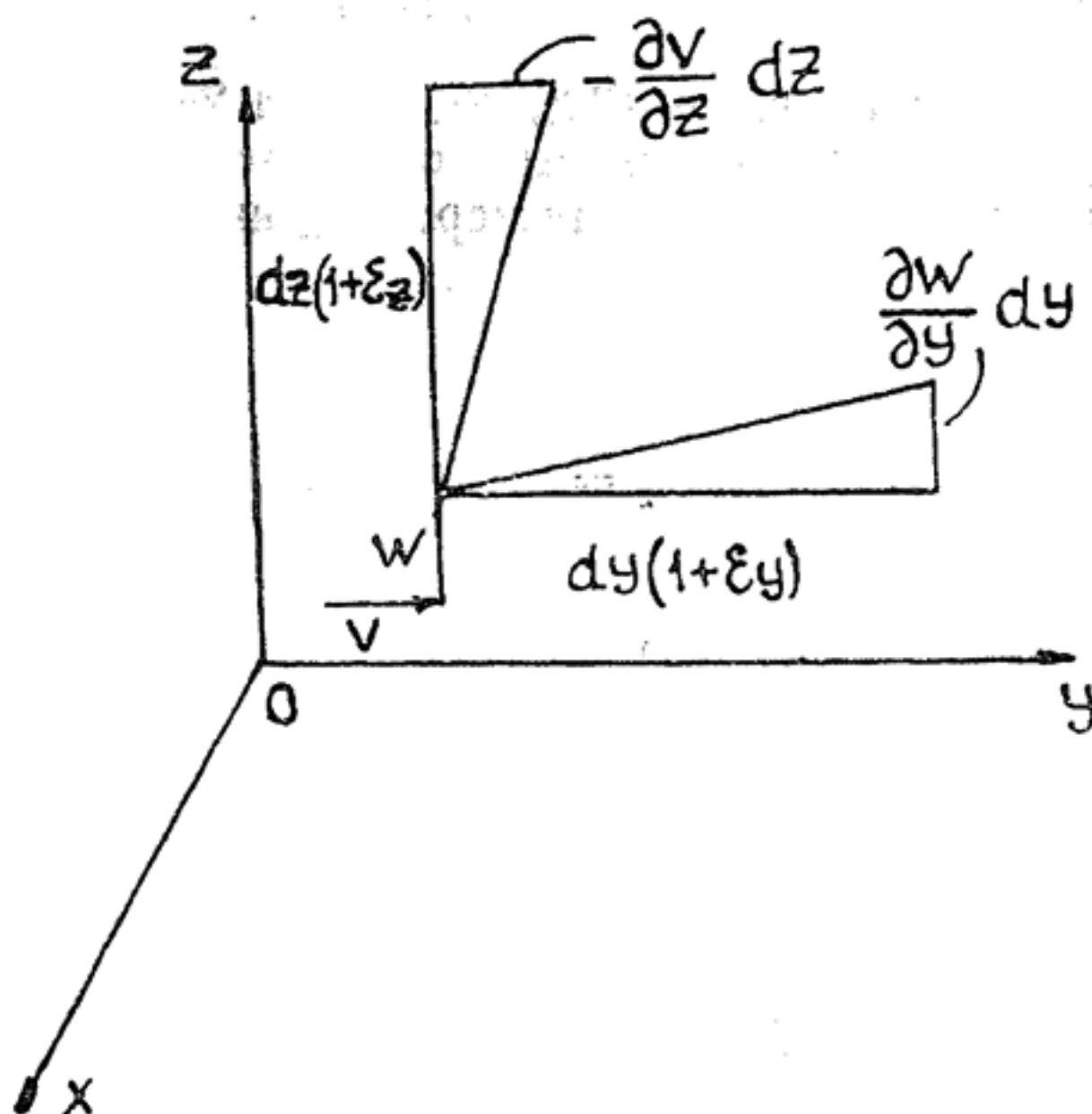


Рис. 3.6. Схема, поясняющая расчет сдвиговых характеристик при деформации

Для выяснения физического смысла величин  $\gamma_{xy}$ ,  $\gamma_{yz}$  и  $\gamma_{zx}$  рассмотрим один случай из трех: углы поворота в плоскости  $YOZ$  отрезков  $dy$  и  $dz$  (проекции отрезка  $dS$  на оси  $y$  и  $z$ ), которые до деформации были соответственно параллельны осям  $y$  и  $z$  (рис. 3.6).

С точностью до малых второго порядка эти углы равны  $\frac{\partial w}{\partial y}$  и  $-\frac{\partial v}{\partial z}$ , если считать положительным направление вращения от оси  $y$  к оси  $z$ . Прямой угол между проекциями этих отрезков уменьшается при деформации на угол  $\left(\frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}\right)$ , т. е. как раз на величину  $\gamma_{yz}$  (см. уравнение 3.8).

Так как угол между отрезками  $dy^*$  и  $dz^*$  после деформации отличается от угла между их проекциями на плоскость  $yoz$  на малую величину второго порядка, то можно дать величине  $\gamma_{yz}$  следующее определение:  $\gamma_{yz}$  есть величина, на которую уменьшается при деформации прямой угол между проведенными к данной точке бесконечно малыми отрезками, которые до деформации были соответственно параллельны осям  $y$  и  $z$ . Таким образом, величины  $\gamma_{xy}$ ,  $\gamma_{yz}$ ,  $\gamma_{zx}$  логично назвать сдвигами.

Подставив в равенство (3.8)  $2\varepsilon_x$ ,  $2\varepsilon_y$  и  $2\varepsilon_z$  вместо  $\gamma_{xx}$ ,  $\gamma_{yy}$  и  $\gamma_{zz}$ , получим формулы, связывающие относительные удлинения и сдвиги с производными перемещений:

$$\begin{aligned}\varepsilon_x &= \frac{\partial u}{\partial x}, \quad \gamma_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}, \\ \varepsilon_y &= \frac{\partial v}{\partial y}, \quad \gamma_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}, \\ \varepsilon_z &= \frac{\partial w}{\partial z}, \quad \gamma_{zx} = \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z}.\end{aligned}\tag{3.10}$$

### 3.3. Обобщенный закон Гука

В основе классической теории упругости лежит обобщенный закон Гука, т. е. предположение о линейной зависимости между прилагаемым к телу напряжением и вызываемой этим напряжением деформацией. Практика показывает, что это предположение оказывается оправданным при малых деформациях и в тех случаях, когда напряжение в среде не превышает предела упругости [16, 17].



Согласно обобщенному закону Гука для анизотропных тел можно записать следующие зависимости между деформациями и напряжениями:

$$\begin{aligned}\varepsilon_x &= C_{11}\sigma_x + C_{12}\sigma_y + C_{13}\sigma_z + C_{14}\tau_{xy} + C_{15}\tau_{yz} + C_{16}\tau_{zx}, \\ \varepsilon_y &= C_{12}\sigma_x + C_{22}\sigma_y + C_{23}\sigma_z + C_{24}\tau_{xy} + C_{25}\tau_{yz} + C_{26}\tau_{zx}, \\ \varepsilon_z &= C_{13}\sigma_x + C_{23}\sigma_y + C_{33}\sigma_z + C_{34}\tau_{xy} + C_{35}\tau_{yz} + C_{36}\tau_{zx}, \\ \gamma_{xz} &= C_{14}\sigma_x + C_{24}\sigma_y + C_{34}\sigma_z + C_{44}\tau_{xy} + C_{45}\tau_{yz} + C_{46}\tau_{zx}, \\ \gamma_{yz} &= C_{15}\sigma_x + C_{25}\sigma_y + C_{35}\sigma_z + C_{45}\tau_{xy} + C_{55}\tau_{yz} + C_{56}\tau_{zx}, \\ \gamma_{zx} &= C_{16}\sigma_x + C_{26}\sigma_y + C_{36}\sigma_z + C_{46}\tau_{xy} + C_{56}\tau_{yz} + C_{66}\tau_{zx}.\end{aligned}\tag{3.11}$$

Коэффициенты  $C_{11}, \dots, C_{66}$  (всего 21) полностью характеризуют упругие свойства однородного тела и называются упругими постоянными. Для однородных тел эти коэффициенты постоянны по всему объему тела, а для неоднородных являются функцией от координат.

Таким числом модулей характеризуется упругость монокристаллов трехклинной сингонии. Упругость монокристаллов других сингоний определяется меньшим числом модулей упругости из-за более высокой их симметрии: для моноклинной сингонии — тринадцатью, ромбической — девятью, тригональной — семью, тетрагональной — шестью или семью, гексагональной — пятью, кубической — всего тремя модулями упругости.

Соотношения (3.11) есть линейные функции шести независимых напряжений и шести компонент деформации, а коэффициенты пропорциональности в этом случае есть упругие постоянные.

Если переписать эти зависимости наоборот, т. е. независимой величиной поставить параметры деформации, а зависимой — значения напряженности, т. е.

$$\begin{aligned}\sigma_x &= S_{11}\varepsilon_x + S_{12}\varepsilon_y + S_{13}\varepsilon_z + S_{14}\gamma_{yz} + S_{15}\gamma_{zx} + S_{16}\gamma_{xy}, \\ \sigma_y &= S_{12}\varepsilon_x + S_{22}\varepsilon_y + S_{23}\varepsilon_z + S_{24}\gamma_{yz} + S_{25}\gamma_{zx} + S_{26}\gamma_{xy}, \\ \sigma_z &= S_{13}\varepsilon_x + S_{23}\varepsilon_y + S_{33}\varepsilon_z + S_{34}\gamma_{yz} + S_{35}\gamma_{zx} + S_{36}\gamma_{xy}, \\ \tau_{yx} &= S_{14}\varepsilon_x + S_{24}\varepsilon_y + S_{34}\varepsilon_z + S_{44}\gamma_{yz} + S_{45}\gamma_{zx} + S_{46}\gamma_{xy}, \\ \tau_{zx} &= S_{15}\varepsilon_x + S_{25}\varepsilon_y + S_{35}\varepsilon_z + S_{45}\gamma_{yz} + S_{55}\gamma_{zx} + S_{56}\gamma_{xy}, \\ \tau_{xy} &= S_{16}\varepsilon_x + S_{26}\varepsilon_y + S_{36}\varepsilon_z + S_{46}\gamma_{yz} + S_{56}\gamma_{zx} + S_{66}\gamma_{xy},\end{aligned}\tag{3.12}$$

то значения  $S_{ij}$  называются коэффициентами пропорциональности.

### 3.4. Константы идеально упругих тел

Упругое тело, для которого имеют место зависимости (3.11), (3.12), содержащие 21 упругую постоянную, должно обладать различными упругими свойствами в различных направлениях. Так, например, при растяжении по направлению оси  $x$  (только  $\sigma_x \neq 0$ ) соответствующее удлинение  $\epsilon_x = c_{11} \cdot \sigma_x$ , тогда как при растяжении по направлению оси  $y$  (только  $\sigma_y \neq 0$ ) соответствующее удлинение  $\epsilon_y = c_{22} \cdot \sigma_y$ . Тела с такими упругими свойствами называются анизотропными. К ним относятся, как правило, кристаллы.

Модули упругости монокристаллов значительно отличаются по величине, а иногда и по знаку. Также неодинаковы они по знаку, значениям и числу для разных по структуре минералов. То же можно сказать и о коэффициентах упругости. Это отражает зависимость характеристик упругости монокристаллов от их реальной кристаллической структуры и достаточно сложных процессов различного рода микроскопических взаимодействий в решетке кристалла.

Согласно [4], значения коэффициентов и модулей упругости, а поэтому и сил связей в структуре кристалла определяются ионными радиусами, валентностью и координационными числами катионов кристалла. Они возрастают при увеличении валентности, координационного числа и при уменьшении ионного радиуса катиона. Это правило позволяет объяснить изменение упругости монокристаллов изоморфных рядов минералов, где это изменение связано с заменой катионов, например уменьшение упругости гранатов при замене  $Mg^{2+}$  (ионный радиус  $r = 0,074$  нм) на  $Fe^{2+}$  ( $r = 0,08$  нм) или рост модулей и коэффициентов упругости в ряду плагиоклазов с повышением содержания анортитового компонента, объясняемый замещением ионов  $Na^+$  ионами  $Ca^{2+}$ .

Тела, обладающие одинаковыми упругими свойствами во всех направлениях, называются изотропными. Для описания упругости однородных и изотропных поликристаллических минералов достаточно двух любых простых модулей упругости.

В этом случае формулы (3.11) обобщенного закона Гука приводятся к следующему виду:

$$\begin{aligned}\epsilon_x &= \frac{1}{E} [\sigma_x - \nu (\sigma_y + \sigma_z)], \quad \gamma_{xy} = \frac{1}{G} \cdot \tau_{xy}, \\ \epsilon_y &= \frac{1}{E} [\sigma_y - \nu (\sigma_z + \sigma_x)], \quad \gamma_{yz} = \frac{1}{G} \tau_{yz},\end{aligned}\tag{3.13}$$

$$\varepsilon_z = \frac{1}{E} [\sigma_z - \nu (\sigma_x + \sigma_y)], \quad \gamma_{zx} = \frac{1}{G} \tau_{zx},$$

а формулы (3.12) — к виду

$$\begin{aligned} \sigma_x &= 2G \left( \varepsilon_x + \frac{\nu}{1-2\nu} \cdot \beta \right), \quad \tau_{xy} = G \cdot \gamma_{xy}, \\ \sigma_y &= 2G \left( \varepsilon_y + \frac{\nu}{1-2\nu} \cdot \beta \right), \quad \tau_{yz} = G \cdot \gamma_{yz}, \\ \sigma_z &= 2 \cdot G \left( \varepsilon_z + \frac{\nu}{1-2\nu} \cdot \beta \right), \quad \tau_{zx} = G \cdot \gamma_{zx}. \end{aligned} \quad (3.14)$$

В уравнениях (3.12) в этом случае

$$\begin{aligned} s_{11} &= s_{22} = s_{33} = \lambda + 2\mu, \\ s_{44} &= s_{55} = s_{66} = \mu, \\ s_{12} &= s_{13} = s_{23} = \lambda, \end{aligned}$$

остальные  $s_{ij}$  равны нулю. В этих уравнениях использованы следующие обозначения  $E$  — модуль линейного удлинения (модуль Юнга);  $\nu$  — коэффициент поперечного сжатия (коэффициент Пуассона);  $G$  — модуль сдвига;  $\beta$  — коэффициент объемного сжатия (или  $1/\beta$  — модуль всестороннего сжатия  $K$ );  $\lambda$  и  $\mu$  — технические упругие постоянные коэффициенты Ламэ, которые находятся в следующих соотношениях с  $E$ ,  $\nu$ ,  $G$ :

$$\begin{aligned} \lambda &= \frac{\nu \cdot E}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} = \frac{2G}{(1 - 2\nu)}, \\ \mu &= G = \frac{E}{2(1 + \nu)}. \end{aligned} \quad (3.15)$$

Модуль Юнга, или модуль линейного уравнения  $E$ , — это коэффициент пропорциональности между действующими изолированно — продольно растягивающим (или сжимающим) напряжением  $\sigma_x$  ( $\sigma_y$  или  $\sigma_z$ ) и соответствующей ему составляющей продольной деформации  $\varepsilon_x$  ( $\varepsilon_y$  или  $\varepsilon_z$ ):

$$\sigma_x = E \cdot \varepsilon_x \text{ или } \varepsilon_x = \frac{1}{E} \cdot \sigma_x.$$

Если начальная длина тела равна  $d$ , а в результате приложенного напряжения  $\sigma_x$  тело изменило свою длину на  $\Delta d$  (рис. 3.7, а), то можно записать

$$\sigma_x = E \frac{\Delta d}{d}. \quad (3.16)$$



Как правило, это отношение для большинства минералов и горных пород лежит в пределах от 1,7 до 2,2.

Очень полезны и обратные соотношения, позволяющие по значениям скоростей упругих волн рассчитывать важнейшие модули упругости сред, в частности:

$$\text{модуля Юнга} \quad E = \frac{\delta \cdot V_s^2 \cdot (3V_p^2 - 4V_s^2)}{2(V_p^2 - V_s^2)};$$

$$\text{коэффициента Пуассона } \nu = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)};$$

$$\text{модуля сдвига } G = \delta \cdot V_s^2;$$

модуля объемного сжатия (расширения)

$$K = \frac{1}{\beta} = \delta (V_p^2 - 4/3 V_s^2).$$

Упругие постоянные, в частности модуль Юнга  $E$ , коэффициент Пуассона  $\nu$ , модуль сдвига  $G$  и модуль объемного сжатия  $K$  связаны друг с другом определенными зависимостями. Это позволяет по двум известным простым характеристикам упругости определить остальные.

Значения модулей  $E$ ,  $G$ ,  $K$  и коэффициентов  $\nu$ ,  $\beta$  поликристаллических минералов можно установить путем усреднения модулей и коэффициентов упругости их монокристаллов, а также по данным лабораторных измерений. Наиболее полная информация о результатах этих исследований содержится в работах [4, 17].

Значения  $E$ ,  $G$ ,  $K$  и  $\nu$  получены для важнейших породообразующих минералов осадочных, магматических и метаморфических пород, а также для рудных минералов и чистых самородных металлов. Они варьируют в довольно широких пределах:  $E = (0,1—10) \cdot 10^{11} \text{ Па}$ ;  $G = (0,1—4) \cdot 10^{11} \text{ Па}$ ;  $K = (0,25—2,5) \cdot 10^{11} \text{ Па}$ .

По модулям  $E$ ,  $G$  и  $K$  минералы подразделяют на четыре группы: с высокими, повышенными, средними и низкими значениями рассматриваемых величин [17].

Пределы изменения  $E$ ,  $G$  и  $K$  для указанных групп приведены в табл. 3.1.

В 1-ю группу входит из самородных металлов железо, из неметаллов — алмаз, из сульфидов — пирит, марказит, окислы типа  $AX_2$  (рутил, касситерит и др.),  $AX$  (периклаз),  $A_2X_3$  (корунд, гематит), окислы, содержащие уран и торий (уранинит и торинит), сложные окислы, за исключением некото-

Пределы изменения модулей упругости ( $E$ ,  $G$ ,  $K$ ) для групп минералов, выделенных по их значениям

Группа	Характеристики групп минералов по значениям модулей упругости	$E$	$G$	$K$
		$10^{11}$ Па		
1	Высокие	$2—>4$	$0,6—>0,8$	$1,0—>1,5$
2	Повышенные	$1,2—2,0$	$0,4—0,6$	$0,75—1,0$
3	Средние	$0,5—1,0$	$0,2—0,4$	$0,5—0,75$
4	Низкие	$<0,5$	$<0,2$	$<0,5$

рых разностей хромита (шпинель, магнетит, ильменит и др.), большинство островных силикатов (форстерит, гроссуляр, гранат, циркон и др.), редкие минералы из числа щелочных силикатов (берилл, турмалин).

Ко 2-й группе относятся такие самородные металлы, как платина, палладий, арсениды в виде кобальтина и омальтина, окислы типа  $AH$  — циннит, содержащие цирконий — бадделит, фосфаты — апатит, большинство изученных цепочечных силикатов — пироксены (диопсид, авгит, диаллаг и др.), сложные силикаты — серпентин.

3-ю группу представляют металлы — серебро и сурьма, неметаллы — графит и селен, многие сульфиды и сульфосоли (галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит и др.), безводные сульфаты (ангидрит, барит и др.), карбонаты безводные, за исключением магнезита (кальциты, сидериты, доломиты и др.), силикаты группы слюд и хрупких слюд (мусковит, флогопит, биотит, хлориты), большинство каркасных силикатов: минералы группы кварца (кварц и халцедон), полевые шпаты (альбит, анортит), калинатровые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин), фельдшпатиты (нефелин, лейцит, анальцим), нитраты — натриевая селитра.

В 4-ю группу объединяются металлы — золото, свинец, висмут и тантал, некоторые сульфиды — арсенопирит, киноварь, аргентит, халькозин, висмутин, окислы типа  $A_2X$  — лед, водные сульфаты (гипс, эпсомит), карбонаты — магнезит, слоистые силикаты — тальк и хризоколла, хлориты — галлит, сильвин, кераргирит.

Такую закономерность в изменении значений модулей упругости главных породообразующих минералов осадочных,

магматических, метаморфических пород Н. Б. Дортман и другие исследователи объясняют следующим образом. Средневзвешенная относительная атомная масса главных породообразующих минералов (оливины, пироксены, полевые шпаты, кварц и т. д.) изменяется относительно мало. Для них характерны ковалентная межатомная связь, закономерное изменение плотности упаковки атомов в минерал, зависящее от их радиусов и структуры и обуславливающее упругость этих соединений. У силикатов, например, плотность упаковки атомов и упрочнение ковалентной связи между основными структурными единицами (кремнекислородные или алюмокремнекислородные тетраэдры) возрастает в ряду «каркасные—цепочные—островные силикаты», и это приводит к увеличению модулей упругости минералов в направлении от первого к последнему члену ряда. Еще значительнее плотность упаковки атомов, прочность ковалентного соединения структурных единиц (алюмокислородные тетраэдры) у таких окислов, как корунд и шпинель, а также у минералов с островной структурой. В связи с этим их модули упругости больше, чем у островных силикатов. Наибольшей упругостью обладает алмаз за счет совершенства и прочности тетраэдров углерода. Так как плотность породообразующих минералов определяется теми же особенностями, что и модули упругости, между этими величинами наблюдается прямая корреляционная связь.

Изменение значений модулей упругости сульфидов, окислов железа, других рудных минералов и самородных металлов в основном связывают с изменением их средневзвешенной относительной атомной массы [49]. Для этих минералов характерны ковалентно-металлическая форма связи атомов и плотности упаковки их в кристаллах и гораздо более тесная зависимость строения и свойств от их средневзвешенной относительной атомной массы. Чем больше последняя, а следовательно, и плотность рудных минералов, тем ниже их модули упругости.

В связи с этим модули упругости этой группы минералов уменьшаются с возрастанием их плотности, но они увеличиваются с ростом их твердости. Однако значения модулей упругости этих минералов больше для заданной твердости, чем те же для главных петрогенных минералов [49]. В меньшей степени — от 0,08 (для кварца) до 0,34—0,35 (для циркона, лития, сфалерита) варьируют значения коэффициента Пуассона. Чаще всего он изменяется от 0,24 до 0,26.



Модули  $E$ ,  $G$ ,  $K$  и коэффициент  $\nu$  минералов зависят от температуры и давления. Изучено изменение сжимаемости главных породообразующих минералов от давления и температуры. Она возрастает с давлением и уменьшается с температурой.

Одним из важных параметров, влияющих на значения упругих постоянных, является пористость горных пород. Авторами [4] отмечается общая закономерность снижения упругих модулей при увеличении пористости пород. При этом для пород с пористостью до 0,5—0,7% не требуется поправок при расчете упругих констант. При дальнейшем увеличении пористости до значений более 0,7% модули упругости понижаются существенно. Для расчета модуля Юнга существуют эмпирически установленные формулы вида  $E = (a - b \cdot \lg K) \cdot 10^{-5}$  (кг/см<sup>2</sup>). Так, для песчаников такое уравнение имеет вид

$$E = (7,4 - 3,8 \cdot \lg K) \cdot 10^{-5},$$

$$\text{для известняков } E = (8,2 - 4,1 \cdot \lg K) \cdot 10^{-5},$$

$$\text{для эффузивных пород } E = (7,7 - 4,6 \cdot \lg K) \cdot 10^{-5}.$$

Отсюда следует, что зависимость  $E$  от коэффициента пористости  $K$  имеет нелинейный характер.

### **3.5. Способы и единицы измерения упругих модулей горных пород**

Существуют два вида способов определения упругих модулей пород: статический и динамический.

Статические способы основываются на наблюдениях статических деформаций растяжения, изгиба или кручения ориентированных кристаллических образцов. Для подобных измерений применяют крупные образцы в виде стержней (с круглым или прямоугольным сечением) или пластин, при этом длина стержня должна быть значительно больше, чем размеры его поперечного сечения. Полученные величины деформаций используют для расчета значений упругих параметров вещества. Расчет модуля Юнга и модуля сдвига по деформациям, полученным при различных статических методах испытаний образцов, может быть выполнен по следующим формулам [4]:

Растяжение или сжатие

$$E = \frac{P \cdot d}{A \cdot \Delta d}$$

Однородный изгиб

$$E = \frac{G \cdot R}{I}$$

Кручение (образец круглого сечения закреплен с одного конца)

$$G = \frac{2 \cdot N \cdot d}{\pi \cdot r^4 \cdot \alpha}$$

Неоднородный изгиб (образец закреплен с одного конца)

$$E = \frac{P_0 \cdot d}{3I \cdot X_0}$$

Примечание:  $P$ ,  $P_0$  — прилагаемые нагрузки;  $d$  — длина образца;  $\Delta d$  — изменение длины;  $A$  — площадь поперечного сечения;  $G$  — изгибающий момент;  $R$  — радиус кривизны;  $I$  — момент инерции образца;  $X_0$  — прогиб свободного конца образца;  $N$  — пара сил;  $r$  — радиус поперечного сечения;  $\alpha$  — угол закручивания.

Приведенные выше формулы верны как для изотропных, так и для анизотропных материалов.

Очевидно, что минимальное необходимое число измерений, а следовательно, и число образцов теоретически обуславливается количеством упругих констант, подлежащих определению.

Точность статических методов определяется точностью измерений малых деформаций. В современных модификациях статических методов с целью повышения точности измерений малых деформаций используются разнообразные средства: статические приборы, электрические датчики, механические струнные и стрелочные приборы [4]. Для снижения ошибок измерений примерные размеры образцов соответствуют  $5 \times 5 \times 12$  см<sup>3</sup>.

Многочисленные динамические методы измерений упругих констант можно подразделить на три большие группы: а) методы, связанные с определением собственных частот колебаний ориентированных кристаллических образцов (резонансные методы); б) методы, использующие определение скорости звука в выбранных направлениях (импульсный метод); в) методы, основанные на взаимодействии кристаллической решетки с излучением (методы рассеяния рентгеновских лучей и др.).

Наиболее широко используются методы второй группы. В основу импульсных методов положены идеи радиолокацион-

ной техники, давшие возможность использовать методы радиоэлектроники для измерения скоростей распространения коротких высокочастотных импульсов в упругой среде.

Для этого используются образцы, размеры которых во всех направлениях превышают длину распространяющейся волны, что позволяет рассматривать данный объект как бесконечно протяженную среду, а распространяющиеся волны — как плоские волны. Другими словами, должно выполняться условие  $\lambda < d$ , где  $\lambda$  — длина волны ультразвуковых колебаний, которые применяются при измерениях;  $d$  — наименьший поперечный размер образца (кристалла). Учитывая это обстоятельство, из которого видно, что, повышая частоту ультразвуковых колебаний, можно работать на объектах на уровне кристаллов, и то, что исследуемый объект не разрушается в процессе измерений, этот метод в настоящее время получил достаточно широкое распространение.

Суть метода сводится к следующему. Если через образец длиной  $l$  послать с помощью пьезоэлектрического преобразователя 1 (рис. 3.8) (излучатель) короткий ультразвуковой

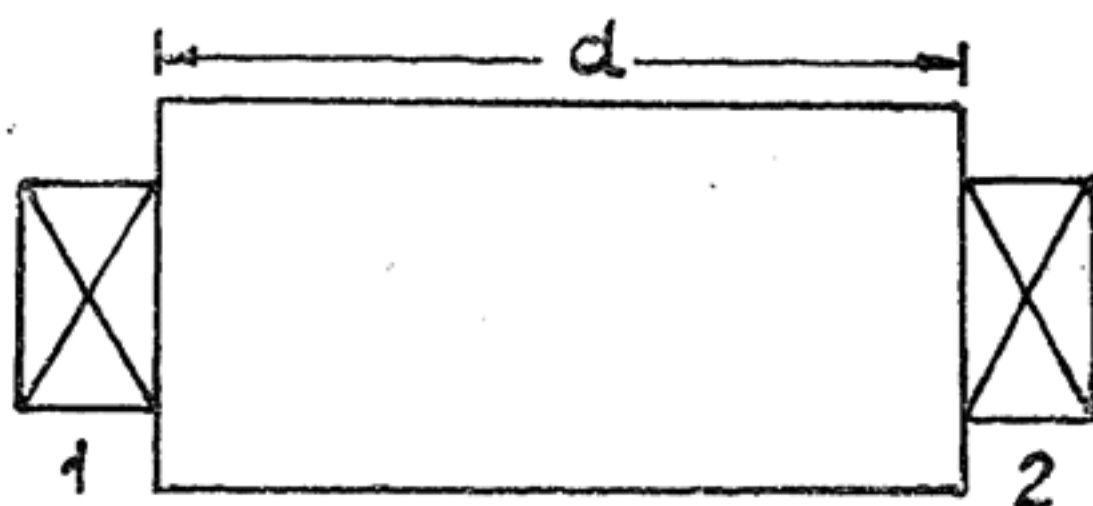


Рис. 3.8. Схема расположения пьезоэлементов при измерении упругих свойств горных пород

импульс длительностью  $\tau$  и частотой  $f$ , то, пройдя через образец за время  $t = l/V$ , упругая волна будет принята другим пьезоэлектрическим преобразователем 2 (приемник) на противоположной стороне образца.

Импульсы ультразвука, принятые приемником, после соответствующего усиления можно наблюдать на экране осциллографа, что позволяет определять время пробега волны в образце, а следовательно, и скорость при известной длине образца. Существуют и другие модификации импульсных методов, дающие конечный результат измерений в цифровой форме. Об этом более подробно изложено в соответствующей литературе [4, 9].



## Параметры упругости

Параметр, индекс	Определение	Единицы измерений	
		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 действия	Па	дин/см <sup>2</sup>
Коэффициент Пуассона (коэффициент поперечного сжатия) $\nu$	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>

## 3.6. Скорость продольных и поперечных волн

Как уже было сказано, в телах под действием механических напряжений возникают деформации, имеющие различный характер, и генерируются разные по природе упругие колебания (волны) — продольные  $p$  и поперечные  $s$ . Продольные волны являются результатом деформации типа сжатия — растяжение, поперечные — сдвига. В свободных газах

и жидкостях возникают только продольные волны и отсутствуют поперечные.

Большинство породообразующих минералов обладает анизотропными упругими свойствами в силу своего кристаллического строения, так как кристаллические решетки минералов характеризуются особыми элементами симметрии. Скорости продольных и поперечных волн в различных направлениях могут существенно различаться.

Однако в горных породах оси симметрии кристаллов минералов часто ориентированы хаотически в разные стороны. Поэтому при изучении влияния минерального состава горных пород на величину скорости обычно пользуются средними значениями скоростей в минералах.

Скорость продольных волн в минералах изменяется от 2000 до 18000 м/с, поперечных — от 1100 до 10000 м/с. Низкие скорости характерны для самородных металлов (золото, серебро, платина), высокие — для алюмосиликатных и окисных безжелезистых минералов (топаз, шпинель, корунд), наибольшая скорость — в алмазе.

В общем случае скорость упругих волн в горных породах зависит от минерального состава, их структурно-текстурных особенностей, включая объем пор, трещин и их взаимосвязь. Упругие характеристики пород также зависят от степени цементации зерен пород, от насыщенности порового пространства и состава насыщающего флюида (рис. 3.9).

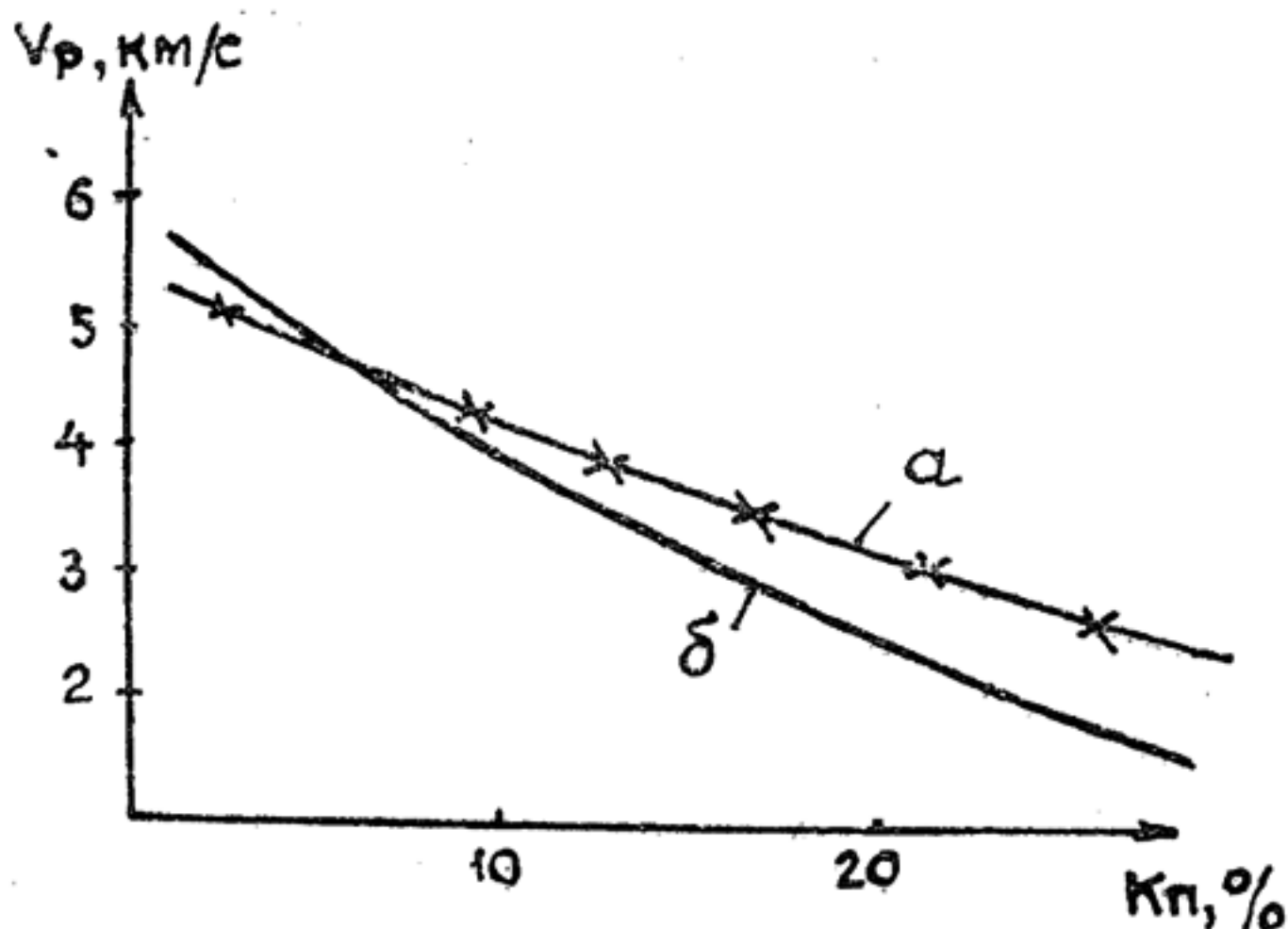


Рис. 3.9. Зависимость скорости продольных волн от пористости и влажности пород:  $a$  — водонасыщенных;  $б$  — газонасыщенных

Скорость в минералах зависит от элементного состава. В самих же химических элементах скорость упругих колебаний зависит в свою очередь от структуры электронных оболочек, т. е. от атомного радиуса, а также и от атомной массы [49].

Все элементы делятся на ряд групп. Например, можно выделить группу с элементами, которые имеют *s* и *p* типы электронных орбит (оболочек). Для них скорость зависит от атомного радиуса  $R_a A^\circ$  и не зависит от атомной массы  $m_a$  (табл. 3.3) [49].

Т а б л и ц а    3.3

Зависимость скорости упругих колебаний в химических элементах от атомного радиуса

Элемент	Rb	K	Na	Ca	Mg	Al	Si	Be
$R_a, A^\circ$	2,5	2,35	1,9	2,0	1,6	1,4	1,3	1,2
$V_p, \frac{км}{с}$	1,5	2,0	3,0	3,5	5,0	6,0	9,0	13
$m_a$	85,5	39,0	22,9	40,1	24,3	26,9	28,0	9,0

Для элементов с электронными орбитами типа *d* наблюдается зависимость как от атомного радиуса  $R_a, A^\circ$ , так и от атомной массы  $m_a$  (табл. 3.4).

Т а б л и ц а    3.4

Зависимость скорости упругих колебаний в химических элементах от их атомной массы и радиуса

Элемент	Au	Ag	Fe
$m_a$	197	107	55,6
$R_a, A^\circ$	1,46	1,44	1,27
$V_p, \frac{км}{с}$	2	2,5	5,1

Для большинства минералов установлены два типа связи скорости распространения упругих колебаний от плотности —  $V_p=f(\delta)$ . К первой группе относятся все главные породообразующие минералы, состоящие из элементов типа *s* и *p* структур электронных орбит. Скорость в этих минералах зависит в основном от степени упаковки ядер элементов, т. е. главным образом от атомных радиусов (табл. 3.5).

Ко второй группе относятся рудные минералы и самородные металлы (т. е. элементы с *d*-структурой электронных



Зависимость скорости продольных колебаний  
от плотности

Минерал	Плотность $\sigma$ , г/см	Скорость $V_P$ , м/с
Галит	2,16	4450
Микроклин	2,56	3700
Кварц	2,65	6000
Кальцит	2,72	6600
Доломит	2,86	7000
Роговая обманка	3,00	7200
Оливин	3,04	8400

орбит), для них характерно уменьшение скорости при увеличении атомной массы, т. е. плотности (табл. 3.6).

Скорость распространения упругих колебаний в горных породах колеблется в пределах от 200 до 8000 м/с, что обусловлено вариацией минерального состава, пористости и насыщенности флюидами.

Т а б л и ц а 3.6

Зависимость скорости продольных колебаний от плотности

Минерал	Au	Ag	Fe	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	19,5	10,5	8,2	5,1
$V_P$ , м/с	2000	2500	4100	7000

Для магматических горных пород наблюдается увеличение скорости от кислых разностей к основным (табл. 3.7). Увеличение скорости при одинаковой пористости для магматических горных пород от кислых к основным можно объяснить уменьшением содержания кварца ( $\text{SiO}_2$ ) от 70 до 47%, при одновременном увеличении концентрации феррических минералов.

Эффузивные аналоги магматических пород (липарит, андезит, базальт, диабаз) характеризуются меньшими значениями скоростей упругих волн, что объясняется значительно большей пористостью эффузивных пород при одинаковом минеральном составе.

## Изменение скорости продольных волн в магматических образованиях

Физические параметры	Порода			
	Гранит	Диорит	Габбро	Гипербазит
Скорость $V_p$ , км/с	5,5—6,0	6,0—6,5	6,1—7,6	7,8—8,7
Плотность $\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	2,63	2,85	2,90	2,95
Пористость $K_p$ , %	1,4—3,0	0,1—0,3	0,2—0,6	0,1—0,4

В метаморфических породах скорость упругих волн увеличивается от низких фаций метаморфизма к более высоким. Это объясняется увеличением плотности, уменьшением пористости и минералогическим составом пород. Например, скорость продольных волн в биотит-амфиболитовых сланцах составляет 5,5—5,8 км/с, в амфиболитах — 7,0—7,5 км/с, в эклогитах 8,0—8,4 км/с.

Скорость упругих волн в осадочных породах изменяется в пределах от 0,3 до 7,0 км/с. Неуплотненные песчано-глинистые породы характеризуются величиной  $V_p$  порядка 0,3 км/с, а карбонатные и хорошо сцементированные породы — 7,0 км/с.

Существуют способы оценки влияния пористости  $P$  на скорость продольных волн

$$\Delta t = \Delta t_{ж} \cdot n + \Delta t_{т} (1 - n),$$

где  $\Delta t = \frac{1}{V_p}$  — интервальное время прохождения упругой волны через породу;  $\Delta t_{ж}$  и  $\Delta t_{т}$  — то же для жидкости и скелета соответственно [49].

Общее представление о величине и изменениях скорости продольных упругих волн в элементах, минералах и горных породах можно получить из рис. 3.10, где выделяются два типа связей между скоростью и плотностью. К первому типу связи, характеризуемой резким возрастанием скорости с увеличением плотности, относится зависимость для большинства минералов твердых петрогенных элементов (Na, Ca, Al, Si), породообразующих силикатных и частично окисных минералов. Для второго типа минералов, таких как Ge, Gr, Fe, Cu, Pb, между скоростью и плотностью установлена обратная зависимость. Она объясняется увеличением плотности мине-

ралов с ростом далеко не одинаковой относительной атомной и средневзвешенной атомной массы составляющих их элементов, плотность упаковки атомов в кристаллах этих минералов влияет относительно мало.

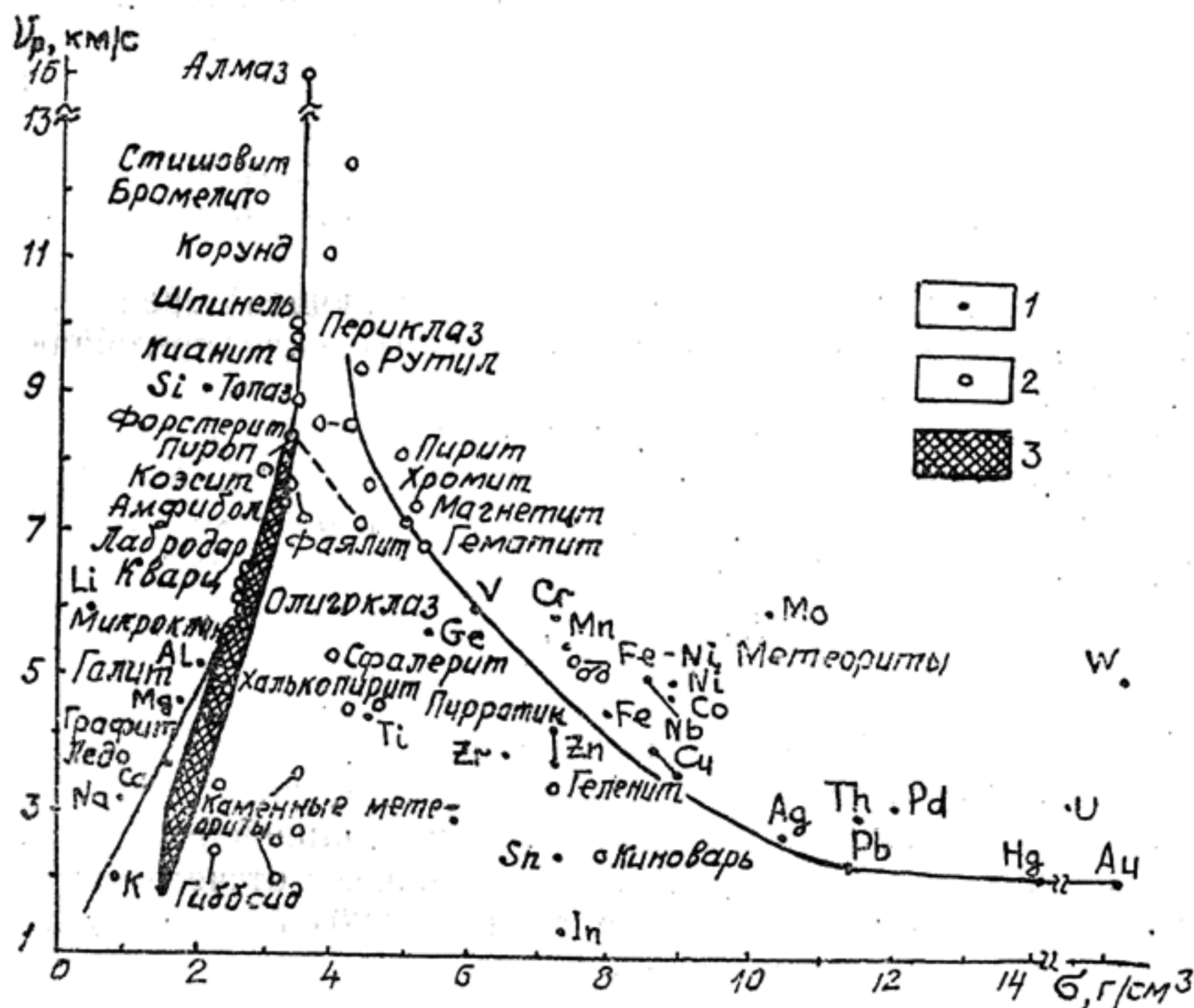


Рис. 3.10. Зависимость скорости продольных волн от плотности элементов (1), минералов (2), горных пород (3) (по Н. Б. Дортман, М. Ш. Магиду, 1968)

### 3.7. Динамические характеристики упругих сред

Энергия упругих колебаний в сплошных средах необратимо убывает, превращаясь в тепловую и рассеиваясь по разным направлениям на неоднородностях породы (поры, включения, трещины и др.). Процесс поглощения энергии упругих колебаний приводит к тому, что амплитуда волн убывает с расстоянием от источника колебаний по известному экспоненциальному закону

$$A = A_0 \left( \frac{x}{x_0} \right)^{-n} e^{-\mu(x-x_0)}, \quad (3.20)$$



где  $A_0$  — амплитуда волны на расстоянии  $x_0$  от источника колебаний;  $A$  — то же для точки  $x$ ;  $n$  — амплитудный показатель расхождения волн от источника, зависящий от типа волны, структуры и степени неоднородности породы;  $\alpha$  — амплитудный коэффициент поглощения (или затухания) волн.

Согласно Ю. В. Ризниченко, величины  $n$  и  $\alpha$  при распространении плоской волны имеют простой физический смысл, соответствующий их названиям:

а) в однородной изотропной идеально упругой среде  $A = A_0$ , где  $A_0 = \text{const}$ ,  $n = 0$ ,  $\alpha = 0$ , т. е. расхождение и поглощение энергии отсутствуют;

б) в однородной изотропной поглощающей среде  $A = A_0 e^{-\alpha x}$ , где  $\alpha$  — коэффициент, характеризующий поглощающие свойства среды;  $x_0 = 0$  (т. е. начало отсчета совмещено с центром источника);  $n = 0$  (расхождение отсутствует). Для этого случая экспериментальные данные свидетельствуют, что уменьшение амплитуды  $dA/A$  на малом отрезке  $dx$  пропорционально его длине:

$$\frac{dA}{A} = -\alpha \cdot dx.$$

Для плоского фронта волны  $n = 0$ , т. е. расхождения волны нет, для цилиндрического  $n = 1/2$  и для сферического  $n = 1$ .

Если предположить, что фронт распространяющихся упругих колебаний — плоский, т. е.  $n = 0$ , а начало отсчета совмещено с источником  $x_0 = 0$ , то уравнение (3.20) принимает вид

$$A = A_0 \cdot e^{-\alpha x}, \quad (3.21)$$

откуда получим коэффициент поглощения

$$\alpha = \frac{1}{x} \cdot \ln \frac{A_0}{A}. \quad (3.22)$$

В реальных горных породах одновременно наблюдается как рассеяние, так и поглощение волн упругости, обусловленное их неидеальной упругостью и неоднородностью. Отмечается неодинаковая способность пород поглощать энергию упругости продольных, поперечных и поверхностных волн, что характеризуется соответственно коэффициентами поглощения  $\alpha_p$ ,  $\alpha_s$  и  $\alpha_R$ . В практически однородных монокристаллах минералов и в однородной жидкой фазе пород (например, природная вода)

$$\alpha_p = 2/3 \frac{w^2 \cdot \eta}{V_p^3 \cdot \delta_n},$$

где  $\eta$  — коэффициент вязкости среды;  $\omega = 2\pi \cdot f$  — частота;  $\delta_p$  — плотность среды;  $V_p$  — скорость продольных волн упругости. В связи с трудностями экспериментальной оценки объемных вязкостей твердых тел для расчетов коэффициентов поглощения волн упругости в твердых телах пользуются эмпирическими формулами Л. Д. Ландау, Е. М. Лифшица (1965 г.):

$$\alpha_p = \frac{2 \cdot \omega^3}{V_p^n},$$

где  $n > 1$ .

Уравнение (3.22) позволяет учесть рассеяние упругих волн в пространстве. Его величина в реальных жидкостях и газах может быть оценена с помощью коэффициента классического кирхгоффо-стоксова поглощения  $\alpha_{кс}$ , обусловленного потерями, связанными с вязкостью и теплопроводностью среды:

$$\alpha_{кс} = \frac{\omega^2}{2\delta \cdot V_p} \left[ 4/3 \mu_c + \lambda \left( \frac{1}{C_V} - \frac{1}{C_P} \right) \right], \quad (3.23)$$

где  $\omega = 2\pi f$  — частота;  $\delta$  — плотность;  $\mu_c$  — сдвиговая вязкость;  $\lambda$  — теплопроводность;  $C_V$  и  $C_P$  — удельные теплоемкости.

Распространение продольных и поперечных волн в реальных горных породах определяется более сложными формулами:

$$\alpha_p = \frac{\omega^2}{2\delta \cdot V_p^3} \left[ 4/3 \mu_1 + \mu_2 + \frac{\lambda \cdot T \cdot \beta_0^2 \delta^2 \cdot V_p^3}{C_P^2} (1 - 4/3 \cdot V_s^2 / V_p^2) \right], \quad (3.24)$$

где  $\mu_1$  и  $\mu_2$  — объемные вязкости фаз;  $\beta_0$  — сжимаемость породы.

Из уравнений видно, что поглощение продольных волн связано с тепловыми вязкоинерционными свойствами, а поглощение поперечных волн — только с вязкоинерционными процессами.

Экспериментальные исследования [13, 17] процесса поглощения упругих волн позволили установить ряд важных зависимостей, которые не противоречат приведенным выше уравнениям. Например, коэффициенты поглощения  $\alpha_p$  и  $\alpha_s$  увеличиваются с частотой звука, наблюдается рост значений  $\alpha_p$  с уменьшением  $\delta$  — плотности породы, поскольку обнаружена прямая связь  $\alpha_p$  с коэффициентом пористости  $K_p$  и проницаемости  $K_{пр}$ , которые находятся в обратной связи с плот-

ностью. Установлен рост значений  $\alpha_p$  и  $\alpha_s$  с увеличением глинистости пород. При заданной частоте самые высокие значения  $\alpha_p$  характерны для газонасыщенных песков. Они ниже для песков нефтенасыщенных и еще ниже для тех же, но водонасыщенных разностей. Значения  $\alpha_s$  при тех же условиях располагаются в обратном порядке.

Считается, что на характер зависимости коэффициента поглощения от частоты влияет сцементированность пород. В водонасыщенном песке  $\alpha_p$  в диапазоне частот 30—110 кГц возрастает пропорционально  $\sqrt{f}$ .

Коэффициент  $\alpha_p$  при  $f=1$  кГц для свежих магматических пород изменяется от 0,8 до 5 м<sup>-1</sup>. Для выветрелых гранитов и граносиенитов он выше — от 11 до 14 м<sup>-1</sup>. Еще большие значения для тех же пород имеют коэффициенты  $\alpha_s=18—27$  м<sup>-1</sup>. В водонасыщенных песках при частоте 30—35 кГц коэффициент  $\alpha_p=0,21$  м<sup>-1</sup>, а при частоте 80—90 кГц он достигает 1,5 м<sup>-1</sup>. В нефтенасыщенном песке при тех же частотах его величина равна соответственно 4,3 и 5,6 м<sup>-1</sup>.

## ВОПРОСЫ

1. Дайте понятия однородной изотропной и анизотропной среды, идеально и дифференциально упругих горных пород.
2. Поясните, как могут проявляться деформации горных пород при действии на них постоянных напряжений.
3. В чем сущность обобщенного закона Гука для упругих тел?
4. Дайте определения основных констант идеально упругих тел: модуля Юнга, коэффициента Пуассона, модуля всестороннего сжатия, модуля сдвига.
5. Дайте общую характеристику статических и динамических способов измерения упругих модулей горных пород.
6. Почему в газах и жидкостях не образуются поперечные волны?
7. Дайте характеристику скоростей продольных и поперечных упругих волн в горных породах разных типов: осадочных, магматических и метаморфических.
8. Что такое коэффициенты поглощения продольных и поперечных волн?



#### 4. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

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

$$B = \mu_0 \cdot (H + J), \quad (4.1)$$

где  $J$  — намагниченность, равная магнитному моменту единицы объема горной породы;  $\mu_0$  — магнитная проницаемость вакуума.

Намагниченность зависит как от величины намагничивающего поля, так и от параметра  $\kappa$  — магнитной восприимчивости, характеризующей способность горной породы (вещества) намагничиваться над действием магнитного поля,

$$J = \kappa \cdot H. \quad (4.2)$$

Намагниченность, так же, как и напряженность поля, измеряется в системе СИ в ампер на метр (А/м). Порядок минимальной намагниченности горных пород —  $10^{-3}$  А/м. Магнитная восприимчивость является безразмерной величиной, но имеет разные значения в систем единиц СИ и СГС:

$$\kappa(\text{СИ}) = 4\pi \cdot \kappa(\text{СГС}).$$

Магнитную восприимчивость горных пород принято измерять в  $10^{-5}$  ед. СИ; именно такой порядок значений имеет  $\kappa$  у наименее магнитных пород.

Способность породы намагничиваться можно характеризовать с помощью другого магнитного параметра  $\mu$  — магнитной проницаемости. Из выражений (4.1) и (4.2) получаем

$$\beta = \mu_0 \cdot (H + \kappa \cdot H) = \mu_0 \cdot \mu \cdot H, \quad (4.3)$$

$$\text{где } \mu = 1 + \kappa = \frac{B}{\mu_0 \cdot H}.$$

Магнитная проницаемость показывает, во сколько раз увеличилось магнитное поле в результате намагничивания среды.

## 4.1. Основы теории магнетизма. Магнетизм минералов

### 4.1.1. Элементарные носители магнетизма

Элементарными носителями магнетизма горных пород являются в основном электроны атома. Магнитные моменты ядерных частиц атома (протонов, нейтронов) значительно меньше и их можно не учитывать.

Электроны наряду с полным зарядом  $e$  и массой  $m_0$  обладают еще одним внутренним свойством, именуемым спином. Спин характеризует скорость вращения электрона вокруг собственной оси, так что проекция его механического момента на любое заданное направление в пространстве может иметь только два дискретных значения  $\pm \hbar/2$ , где  $\hbar$  — постоянная Планка. Спиновое вращение электрона является причиной возникновения элементарного магнитного момента  $\pm \mu_B$ , названного магнетоном Бора:

$$\mu_B = \frac{l \cdot \hbar}{2m_0} = 9,27 \cdot 10^{-24} \text{А} \cdot \text{м}^2. \quad (4.4)$$

Если величина спинового магнитного момента электрона является его внутренним свойством, то направление спина, как и направление вектора спинового магнитного момента, зависит от положения электрона в атоме.

Каждому электрону в атоме соответствует некоторый энергетический уровень, определяемый комбинацией значений трех квантовых чисел ( $n, l, m$ ) и так называемой орбиталью. Понятием орбиталь в квантовой механике заменяется классическое представление об орбите электрона.

Главное квантовое число  $n$  может принимать значения 1, 2, 3, 4, ... и характеризует номер электронной оболочки, на которой находится электрон. Орбитальное квантовое число  $l$  указывает на форму орбитали и может иметь целочисленные значения от 0 до  $(n-1)$ . Орбитали с  $l=0, 1, 2, 3$  также называются  $s$ -,  $p$ -,  $d$ - и  $f$ -орбиталями. С орбитальным движением электрона связано возникновение орбитального магнитного момента, единицей квантования которого также является магнетон Бора,

$$\mu_l = \sqrt{l \cdot (l+1)} \cdot \mu_B. \quad (4.5)$$

Для каждого заданного  $l$  существует  $(2l+1)$  орбиталей, обладающих в отсутствие внешнего магнитного поля одинаковой энергией и отличающихся только направлением орбитального момента движения. Возможные варианты пространственной ориентировки орбитали характеризует магнитное квантовое число  $m$ , принимающее целочисленные значения от  $-l$  до  $l$ , включая нуль. При взаимодействии электрона атома с внешним магнитным полем угол между орбитальным магнитным моментом и направлением магнитного поля принимает дискретные значения, зависящие от магнитного квантового числа.

Определенный порядок в электронной структуре атома подчинен принципу Паули, в соответствии с которым одну орбиталь с конкретной комбинацией трех квантовых чисел могут занимать не более чем два электрона при условии, что они имеют противоположные спины. Принцип Паули лимитирует максимально возможное количество электронов на оболочке — не больше  $2n^2$ , и максимальное количество электронов с конкретным значением орбитального квантового числа  $l$  — не больше  $2 \cdot (2l+1)$ . Согласно этому принципу электронные оболочки с полностью заполненными орбиталями не имеют собственного магнитного момента, поскольку спиновые магнитные моменты двух электронов заполненной орбитали компенсируют друг друга из-за антипараллельной ориентации, а каждому электрону, обладающему орбитальным магнитным моментом, находится парный электрон в другой орбитали, имеющий равный по величине, но противоположный по направлению магнитный момент. Группа элементов, атомы которых не имеют собственных магнитных моментов, называется диамагнетиками. Элементы, в атомах которых магнитные моменты электронов скомпенсированы не в полной мере, должны быть отнесены к ферромагнетикам или парамагнетикам, в зависимости от наличия или отсутствия определенного атомного магнитного порядка в кристаллах, о чем речь пойдет ниже.

Следует заметить, что при образовании ионных соединений происходит заполнение электронных оболочек ионов в результате передачи электронов от одного атома другому. Поэтому минералы с чисто ионной связью, как правило, диамагнетики. Рис. 4.1 поясняет механизм заполнения орбиталей иона хлора при образовании галита.

У натрия на  $s$ -орбитали третьей оболочки находится один электрон, и его спиновый магнитный момент не скомпенсиро-



ван. У атома хлора не хватает одного электрона на  $3p$ -орбитали, и здесь нескомпенсированным оказывается как спиновый, так и орбитальный магнитные моменты электрона. Поэтому атомы натрия и хлора парамагнитны. Орбиталь  $3p$  у хлора более энергетически выгодна в сравнении с  $3s$ -орбиталью натрия. Поэтому при химическом соединении  $3s$ -электрон натрия.

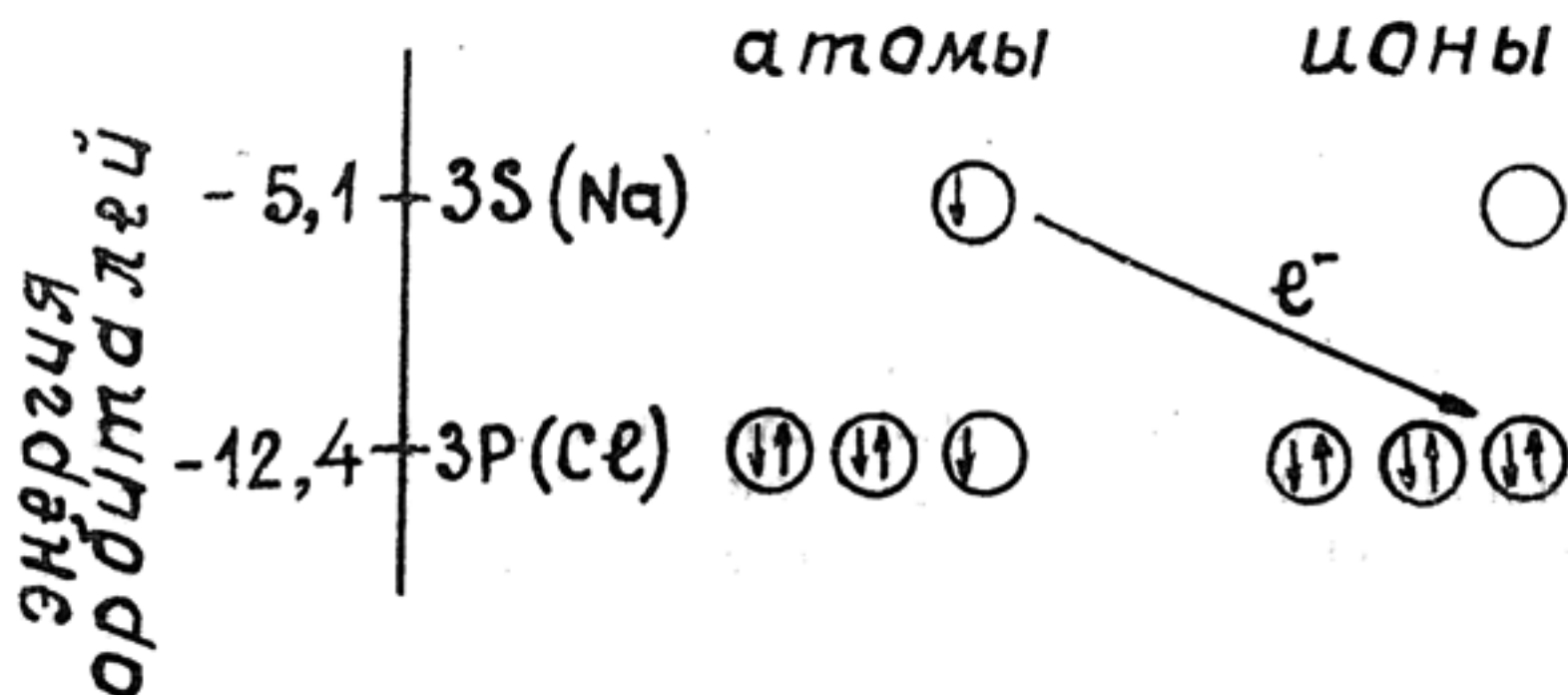


Рис. 4.1. Заполнение орбиталей внешних электронных оболочек натрия и хлора при образовании галита. Кружками показаны орбитали, стрелками — направления спиновых магнитных моментов

рия переходит к атому хлора на место полузанятой  $3p$ -орбитали, подчиняясь диктату ее квантовых чисел: спиновый магнитный момент его должен быть антипараллельным спину парного электрона орбитали, а величина и направление орбитального магнитного момента — одинаковыми. У ионов натрия и хлора оказались полностью заполненными соответственно две и три электронные оболочки, все магнитные моменты электронов скомпенсированы, и галит обнаруживает диамагнитные свойства, т. е. в отсутствие внешнего магнитного поля не обладает магнитным моментом.

Способность образовывать ионные связи у разных элементов разная, что также определяется особенностями электронной структуры атомов.

Орбитали заполняются электронами в порядке возрастания их энергии. Минимальную энергию имеют те орбитали, для которых сумма  $(n+l)$  оказывается наименьшей, а при одинаковой сумме — те орбитали, у которых главное квантовое число меньше. Это правило отражает реальную последовательность заполнения электронами орбиталей:

$$1s, 2s, 2p, 3s, 3p, 4s, 3d, 4p, 5s, 4d, 5p.$$

Энергия орбиталей натрия [Herman, Skillman, 1963]

$n$	$l$	Орбиталь	Энергия, эВ	Число электронов	$2(2l+1)$
3	0	3s	-5,1	1	2
2	1	2p	-36,5	6	6
2	0	2s	-64,0	2	2
1	0	1s	-1060,0	2	2

Данные табл. 4.1 позволяют убедиться в правильности приведенной последовательности.

Заметьте, что в последовательности заполнения орбиталей прослеживаются два порядка. В основном атомы элементов просто устраивают свои электронные оболочки, последовательно заполняя внешние при полностью заполненных внутренних. При образовании ионов у этих элементов, как мы видели на примере натрия и хлора, внешняя оболочка или имеет максимальное возможное число электронов, или не имеет их вовсе, следствием чего являются полностью скомпенсированные магнитные моменты электронов. Начиная же с элементов четвертого периода периодической системы такая простая последовательность нарушается: вначале заполняются  $s$ - и  $p$ -орбитали внешней оболочки, а затем  $d$ -,  $f$ -орбитали внутренней. Следствием такого порядка заполнения орбиталей является то, что у группы элементов и атомы, и ионы имеют незаполненные электронные оболочки и нескомпенсированные магнитные моменты электронов. Это так называемые переходные элементы. Наиболее распространенными из них являются элементы группы железа с частично незаполненными  $3d$ -орбиталями: Ti, V, Cr, Ni, Co. Эти элементы и их соединения в основном и обуславливают пара- и ферромагнетизм горных пород.

Рассмотрим структуру незаполненных орбиталей железа — наиболее распространенного в горных породах переходного элемента. У атома железа на внешней  $4s$ -орбитали находятся 2 валентных электрона, а на пяти внутренних  $3d$ -орбиталях — 6 электронов. Как электроны распределятся на орбиталях? Правило Хунда утверждает, что прежде чем на одну орбиталь попадут два электрона, необходимо, чтобы на каждой орбитали находилось по одному электрону.

Это правило также требует, чтобы одиночные электроны в различных орбиталях имели параллельные спины. В связи с этим правилом электроны на  $3d$ -орбиталях распределяются так, как это показано на рис. 4.2. Спиновый магнитный мо-

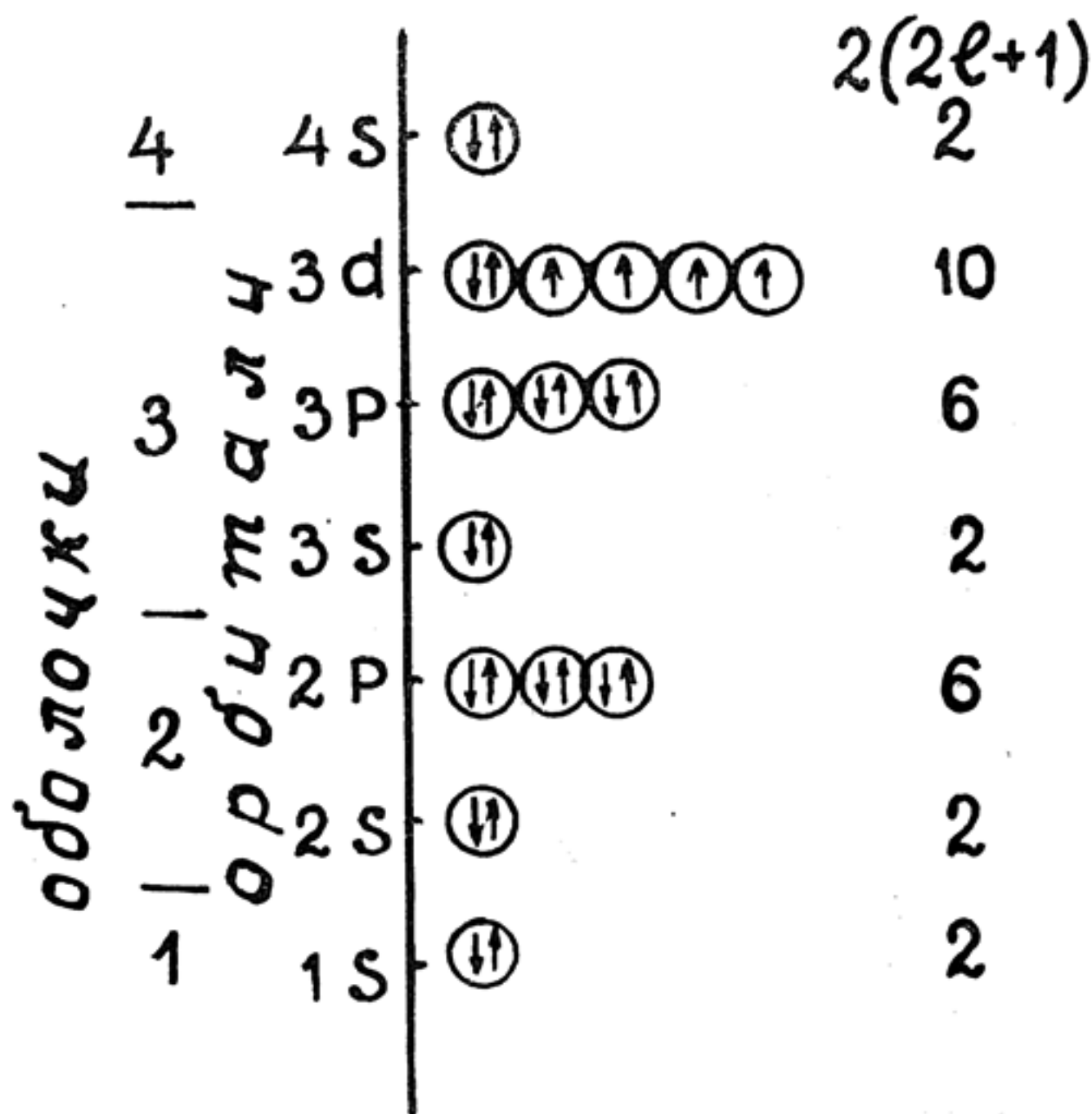


Рис. 4.2. Распределение спиновых магнитных моментов 26 электронов атома железа. Не заполнены 4 орбитали  $3d$ . Магнитный момент атома железа равен 4 мв

мент атома Fe, так же как и иона  $Fe^{2+}$ , составляет 4 мв. У иона  $Fe^{3+}$  на  $3d$ -орбиталях находятся всего 5 электронов, по электрону на каждой орбитали, и поэтому его спиновый магнитный момент равен пяти магнетонам Бора.

#### 4.1.2. Диамагнетизм. Минералы-диамагнетики

Диамагнетизм является результатом воздействия внешнего магнитного поля на движущиеся электрические заряды в атоме и проявляется в том, что индуцируется магнитный момент, противоположный внешнему магнитному полю. Следовательно, магнитная восприимчивость у диамагнети-



ков отрицательна, чем они отличаются от веществ с иным магнитным состоянием (рис. 4.3).

Диамагнетизм как явление существует во всех веществах независимо от структуры их атомов и типов связи. Однако в «чистом виде» он проявляется только в тех веществах (диамагнетиках), в которых имеет место полная компенсация ор-

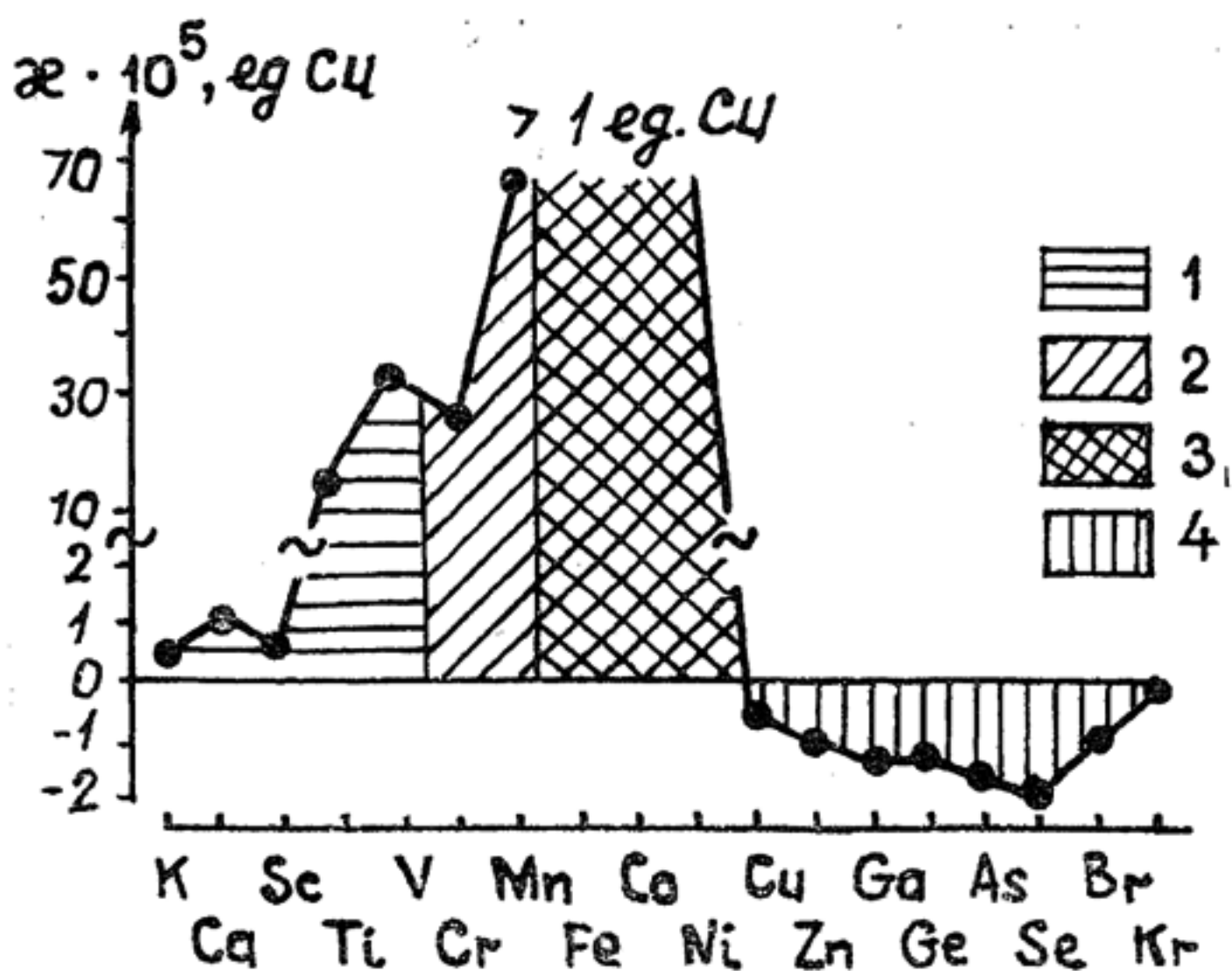


Рис. 4.3. Магнитная восприимчивость железо-магнезиальных силикатов в зависимости от микропримесей ферромагнетиков  $C_{\Phi}$  (по Н. Б. Дортман и др., 1974)

битальных и спиновых моментов атомов. Для веществ, в которых собственный магнитный момент атомных образований не равен нулю, на диамагнетизм накладывается значительно больший его по значению нескомпенсированный момент электронов.

Качественное объяснение явления диамагнетизма состоит в следующем. Под действием магнитного поля, по закону электромагнитной индукции, в замкнутом контуре (которым в данном случае является движущийся по орбите электрон) возникают электродвижущая сила и дополнительный электрический ток. Этот ток создает магнитный момент, направленный по закону Ленца в сторону, обратную внешнему магнитному полю. Магнитные моменты отдельных электронов складываются, и суммарный магнитный момент едини-

цы объема вещества, так же, как и магнитная восприимчивость, зависит от количества электронов у атома, размеров электронных орбит и от плотности упаковки атомов. Абсолютные значения магнитной восприимчивости диамагнитных веществ невысокие (рис. 4.3, табл. 4.2) и редко достигают  $10^{-4}$  ед. СИ.

К диамагнитным минералам относятся самородные медь, золото, ртуть, нефть и вода, а также галенит, кварц, ортоклаз и другие безжелезистые минералы, данные о магнитной восприимчивости которых приведены в табл. 4.2.

Таблица 4.2

Магнитная восприимчивость диамагнитных минералов  
(по Н. Б. Дортман и др., 1984)

Минерал	$\chi$ , $10^{-5}$ , ед. СИ	Минерал	$\chi$ , $10^{-5}$ ед. СИ
Кварц	—1,6	Флюорит	—1,2
Ортоклаз	—0,6	Барит	—1,8
Циркон	—1,2	Сфалерит	—6,5
Галенит	—3,3	Апатит	—10,3
Касситерит	—2,0	Арафит	—0,5
Ковелин	—1,2		

#### 4.1.3. Парамагнетизм. Минералы-парамагнетики

Парамагнетизм — это явление, возникающее в веществах с нескомпенсированными магнитными моментами и отсутствием магнитного атомного порядка. Атомы или молекулы в этом случае можно представить в виде элементарных магнетиков. При отсутствии внешнего магнитного поля упорядоченному расположению этих магнетиков препятствует тепловое движение, энергия которого на порядок выше энергии взаимодействия между магнетиками. Поэтому при обычных температурах магнитные моменты разупорядочены и результирующая намагниченность равна нулю.

Внешнее магнитное поле ориентирует магнитные моменты атомов  $\mu_A$ . Направление преимущественной ориентации  $\mu_A$  совпадает с направлением намагничивающего поля, поэтому намагниченность и магнитная восприимчивость у парамагнетиков являются положительными величинами.

Состояние, когда все элементарные магнитные моменты оказываются ориентированы параллельно внешнему магнитному полю, является предельным и может быть достигнуто лишь при очень низких температурах или в очень сильных полях. Соответствующая этому состоянию намагниченность насыщения  $J^0$  зависит лишь от магнитных моментов атомов и их количества в единице объема  $n$ :

$$J^0 = n \cdot \mu_A. \quad (4.6)$$

В обычных условиях ориентации магнитным полям магнитных моментов атомов препятствует их тепловое движение. Поэтому намагниченность меньше намагниченности насыщения:

$$J = J^0 \cdot L(a), \text{ где} \quad (4.7)$$

$L(a)$  — функция Ланжевена, определяющая степень ориентации магнитных моментов.  $L(a)$  изменяется от 0 до 1. Ее значение зависит от аргумента, представляющего собой отношение магнитной (ориентирующей) и тепловой (разориентирующей) энергий:

$$a = \frac{\mu_0 \cdot \mu_A \cdot H}{k \cdot T}, \quad (4.8)$$

где  $k$  — постоянная Больцмана,  $T$  — абсолютная температура.

В слабых магнитных полях типа земного  $L(a) \approx a/3$ , откуда с учетом (4.7) и (4.8) получаем формулу для магнитной восприимчивости парамагнетика

$$\chi = \frac{n \cdot \mu_A^2 \cdot \mu_0}{3k \cdot T} = \frac{C}{T}, \quad (4.9)$$

где  $C$  — постоянная Кюри.

Как видим, магнитная восприимчивость парамагнетиков существенно зависит от температуры. Сама же формула (4.9) является приближенной, поскольку при ее выводе не учитывалось возможное взаимодействие между элементарными магнитными моментами, а также их пространственное квантование.

К парамагнетикам относится большая группа минералов, в том числе порообразующих. Безжелезистые минералы (плагноклазы, калиевые полевые шпаты, мусковит, скаполит, шпинель, топаз, апатит и др.) имеют относительно низкую магнитную восприимчивость, не превышающую  $10 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Парамагнитная восприимчивость железосодержащих силика-



тов и алюмосиликатов (биотиты, амфиболы, хлориты, пироксены, оливины) связана главным образом с содержанием в них ионов железа. В химически чистых разностях оно достигает  $20 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Более высокие значения магнитной восприимчивости этих минералов, образованных в естественных условиях, обусловлены микропримесями в них ферромагнетиков, в основном — магнетита (рис. 4.4).

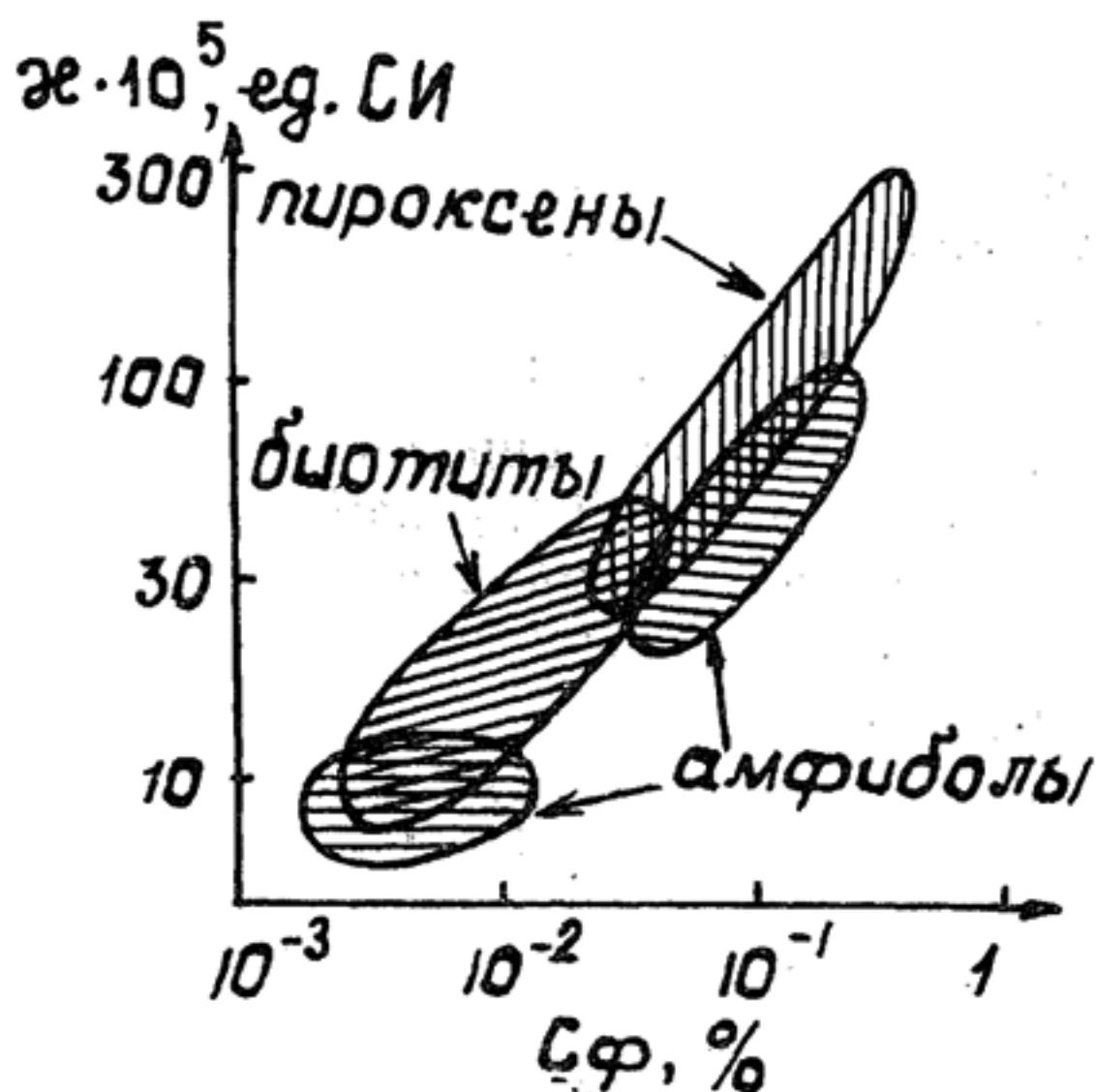


Рис. 4.4. Магнитная восприимчивость железомagneзиальных силикатов в зависимости от микропримесей ферромагнетиков (по Н. Б. Дортман и др., 1974)

#### 4.1.4. Магнитное упорядочение. Ферромагнитные минералы

Существуют вещества, обладающие в отсутствие внешнего магнитного поля определенным атомным магнитным порядком. Он проявляется в параллельной или антипараллельной ориентации спиновых магнитных моментов соседних атомов (рис. 4.5), в существовании спонтанной (самопроизвольной) намагниченности. Это свойство характерно для металлических кристаллов, сплавов и соединений переходных элементов. Речь идет, конечно, об атомном порядке в пределах соотношения неопределенности квантовой механики и тепловых флуктуаций при конечной температуре.

Внутренняя энергия, благодаря которой магнитные моменты атомов ориентируются относительно друг друга, по квантовой теории является энергией электростатического взаимодействия между электронами с нескомпенсированными

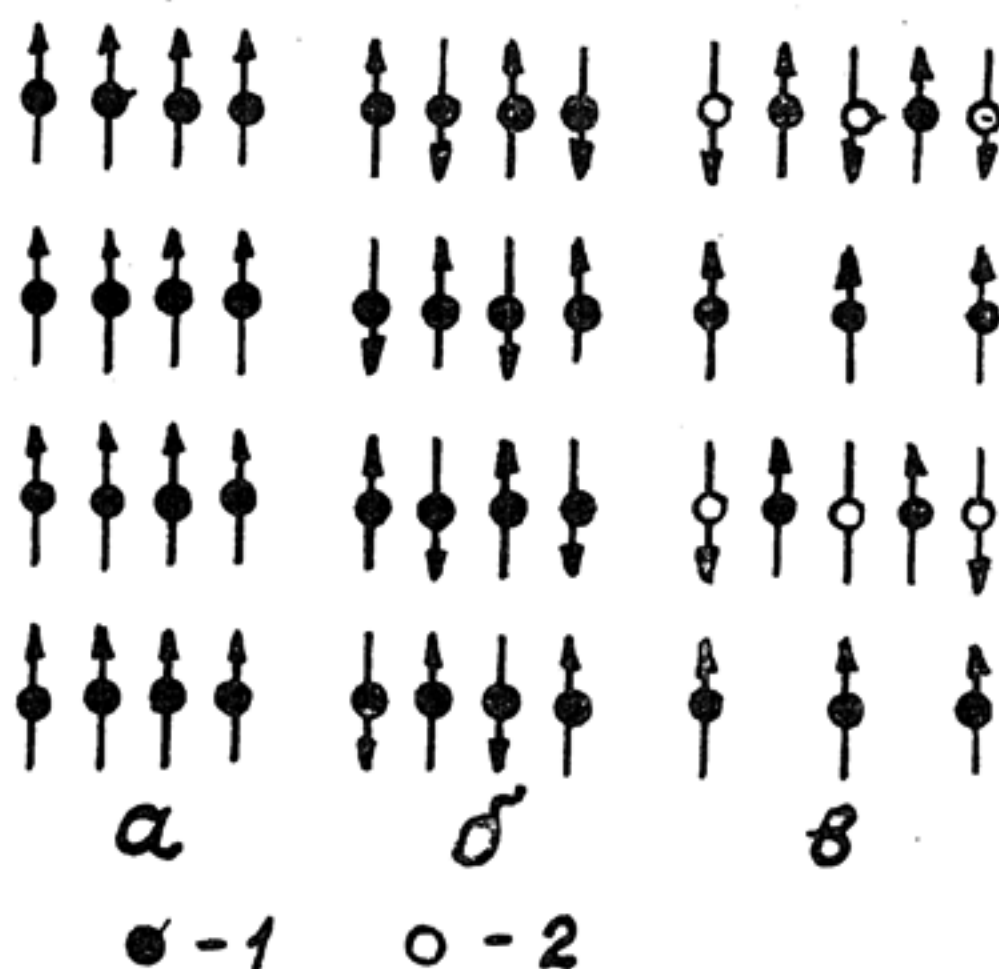


Рис. 4.5. Типы атомного магнитного порядка:  
*a* — ферромагнитный; *б* — антиферромагнитный; *в* — ферримагнитный;  
*1* — междоузлия типа «А»; *2* — междоузлия типа «В»

спинами, обусловленной особыми некулоновскими силами, получившими название обменных. По Френкелю и Гейзенбергу, величина обменной энергии для системы, содержащей  $N$  атомов, приближенно оценивается следующим равенством:

$$E_{\text{обм}} = \frac{Z}{N} \cdot (r - l)^2 \cdot A, \quad (4.10)$$

где  $Z$  — число ближайших атомов, на которые распространяется обменное взаимодействие;  $r$  и  $l$  — число атомов с «положительным» и «отрицательным» спиновым магнитным моментом;  $A$  — обменный интеграл.

Из (4.10) следует, что если обменный интеграл для соседних атомов положительный, то минимум обменной энергии получается при  $(r - l) \rightarrow N$ , т. е. при параллельной ориентации магнитных моментов атомов и намагниченности вещества насыщения. Таким образом доказывается энергетическая выгодность самопроизвольного намагничивания. Веще-

ства с параллельным расположением спиновых магнитных моментов называются ферромагнетиками. Если же обменный интеграл отрицательный, то энергетически выгодно антипараллельное расположение спиновых магнитных моментов соседних атомов (см. рис. 4.5). Поскольку векторы намагниченности направлены противоположно и модули их равны, то результирующей намагниченности не возникает несмотря на упорядоченность. Такие вещества называются антиферромагнетиками.

Величина и знак обменного интеграла зависят от отношения межатомного расстояния к радиусу незаполненной электронной оболочки (рис. 4.6). Для существования спонтанной

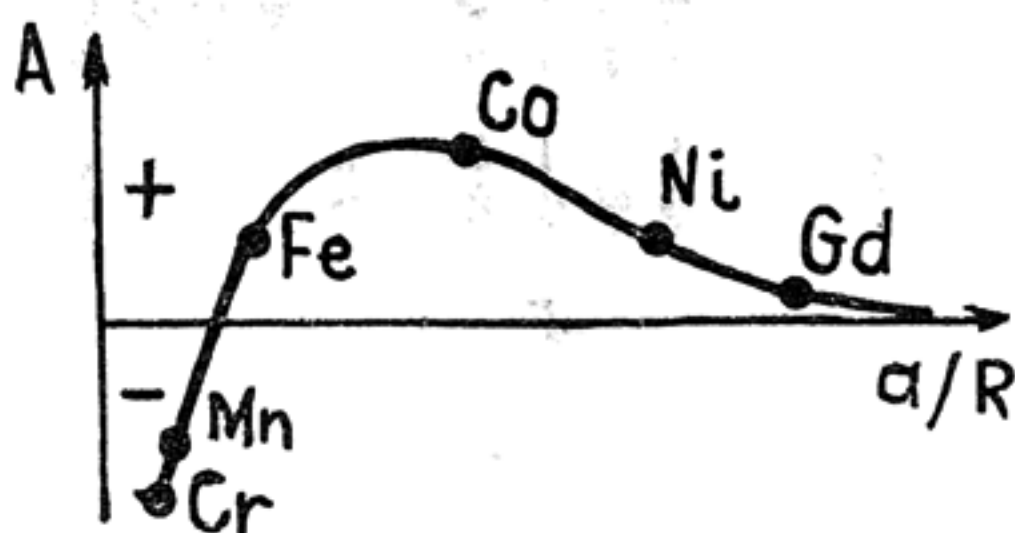


Рис. 4.6. Зависимость интеграла обменной энергии ( $A$ ) от отношения межатомного расстояния ( $a$ ) к радиусу незаполненной оболочки ( $R$ )

намагниченности радиус этой оболочки должен быть мал по сравнению с расстоянием между ядрами в кристаллической решетке. Из переходных элементов такое условие соблюдается для железа, кобальта, никеля и гадолиния, которые относятся к ферромагнетикам. Хром, марганец и остальные элементы переходной группы являются антиферромагнетиками, хотя в сплавах могут проявлять ферромагнитные свойства. Так, ферромагнетизм сплава марганца с висмутом, сурьмой и другими обусловлен тем, что введение в решетку марганца атомов этих элементов вызывает изменение межатомного расстояния до условий, необходимых для возникновения самопроизвольной намагниченности.

Названные выше металлы в самородном состоянии в горных породах встречаются весьма редко. Поэтому, несмотря на сильный ферромагнетизм, они не оказывают заметного влияния на магнитные свойства горных пород. Основное значение здесь имеют оксиды и сульфиды металлов и в первую



очередь железа, как наиболее распространенного в горных породах.

В сульфидах и оксидах между магнитоактивными катионами переходных металлов расположены магнитонейтральные анионы  $O^{2-}$  и  $S^{2-}$ . В результате этого магнитные ионы оказываются столь удалены друг от друга, что прямое обменное взаимодействие между ними пренебрежимо мало. В этом случае имеет место так называемое косвенное (сверхобменное) взаимодействие, при котором «посредниками» между ионами металла выступают электроны серы или кислорода, что также приводит к магнитному порядку, к антиферромагнетизму. Примерами минералов этого типа служат вюстит  $FeO$ , троилит  $FeS$ , гексагональный пирротин  $Fe_{1-x}S$ , халькопирит  $CuFeS_2$ , ильменит  $FeTiO_3$ , пиролюзит  $MnO_2$ . Несмотря на магнитный порядок, в этих минералах отсутствует спонтанная намагниченность, а по величине магнитной восприимчивости они близки к парамагнетикам.

Вариантами антиферромагнетизма, заслуживающими внимания с петромагнитной точки зрения, являются ферри-магнетизм и так называемый слабый ферромагнетизм. Для описания этих явлений используется понятие магнитной подрешетки. Располагающиеся в узлах кристаллической решетки ионы переходных металлов могут быть подразделены на две или более группы таким образом, что в пределах каждой группы результирующие спины ионов остаются параллельными. Каждая такая группа образует подрешетку. Эти подрешетки взаимопроникают, в результате чего смежные ионы обычно оказываются принадлежащими различным магнитным подрешеткам, т. е. их магнитные моменты антипараллельны.

В качестве примера возьмем ферримагнетики со структурой шпинели, к которым относится наиболее распространенный магнитный минерал магнетит  $Fe_3O_4$ .

В шпинели  $MeO \cdot Fe_2O_3$  ионы кислорода образуют гранецентрическую кубическую решетку. В промежутках между ионами кислорода находятся ионы металлов (рис. 4.7). Шпинель состоит из двух подрешеток. В подрешетке А магнитные ионы металлов находятся в тетраэдрических промежутках, т. е. окружены четырьмя ионами кислорода. В подрешетке В ионы металлов находятся в октаэдрических промежутках. Между магнитными ионами подрешеток имеется косвенное обменное взаимодействие, приводящее к антипараллельному расположению спинов (магнитных моментов) подрешеток.

При равенстве магнитных моментов подрешеток *A* и *B* имеет место антиферромагнетизм. Если магнитные моменты не равны между собой, то существует ферримагнетизм.

Неэквивалентность магнитных подрешеток, приводящая к ферримагнетизму, имеет место в так называемой обращен-

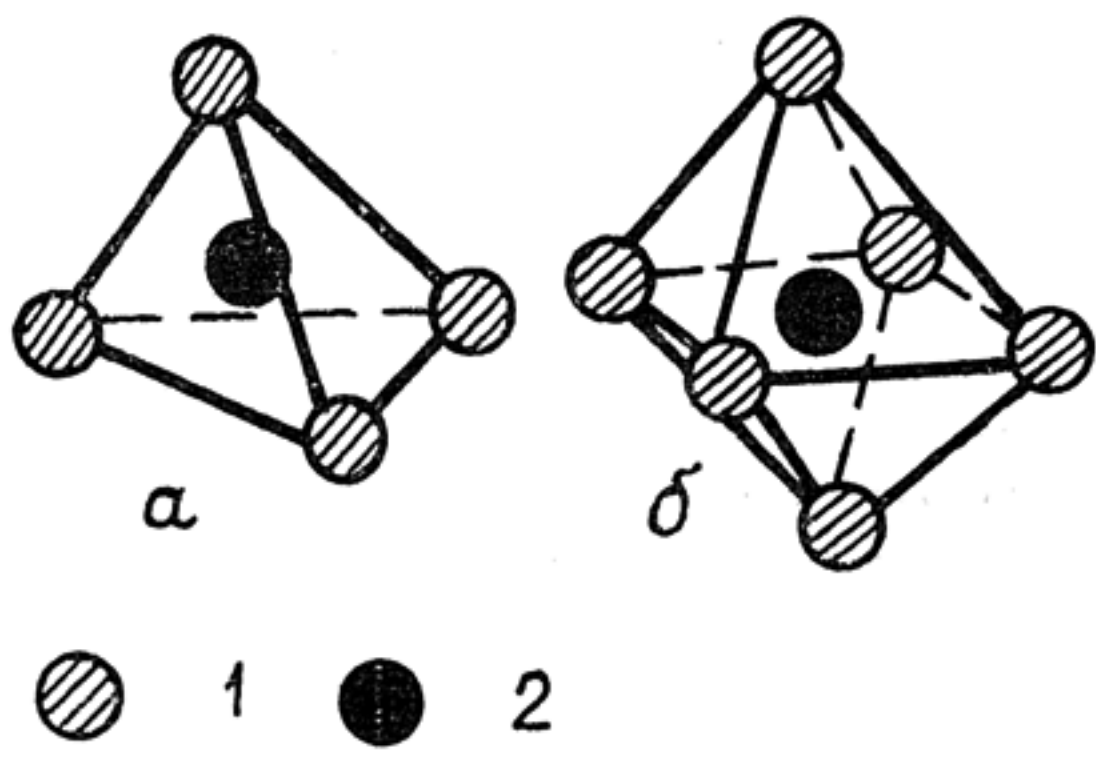


Рис. 4.7. Схематическое изображение тетраэдрического (а) и октаэдрического (б) узлов кристаллической решетки шпинели: 1 — ионы кислорода; 2 — ионы металла

ной шпинели, где в тетраэдрических промежутках находится половина ионов  $\text{Fe}^{3+}$ , а в октаэдрических — вторая половина ионов  $\text{Fe}^{3+}$  и ионы  $\text{Me}^{2+}$ . В структуре обращенной шпинели кристаллизуются магнетит и маггемит ( $\gamma\text{—Fe}_2\text{O}_3$ ), феррошпинели никеля, марганца, магния и титана (табл. 4.3).

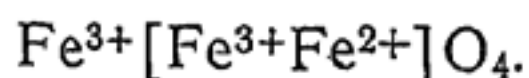
Т а б л и ц а 4.3

Свойства ферромагнитных минералов группы шпинели [34]

Минерал	Формула	Параметр решетки <i>a</i> , Å	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Точка Кюри, °С
Магнетит	$\text{FeFe}_2\text{O}_4$	8,396	5,20	578
Якобит	$\text{MnFe}_2\text{O}_4$	8,51	4,87	300
Треволит	$\text{NiFe}_2\text{O}_4$	8,43	5,26	581
Магнезиоферрит	$\text{MgFe}_2\text{O}_4$	8,38	4,52	310
Ульвошпинель	$\text{TiFe}_2\text{O}_4$	8,53	4,78	—155

Примечание. Параметр кристаллической решетки дан в ангстремах (Å°).

Условно обращенная шпинель обозначается следующим образом:  $\text{Fe}^{3+}[\text{Me}^{2+}\text{Fe}^{3+}]\text{O}_4$ . Ионы, занимающие тетраэдрические узлы, написаны перед квадратными скобками, а ионы, занимающие октаэдрические узлы, — в скобках. Так, структурная формула магнетита имеет вид



Суммарный магнитный момент молекулы магнетита равен

$$M = M_{\text{окт}} - M_{\text{тетр}} = (4\mu_{\text{в}} + 5\mu_{\text{в}}) - 5\mu_{\text{в}} = 4\mu_{\text{в}},$$

что хорошо согласуется с опытными данными.

Из природных сульфидов железа, а к ним относятся троилит  $\text{FeS}$ , пирротины  $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ , пирит  $\text{FeS}_2$  и марказит, лишь моноклинный пирротин  $\text{Fe}_7\text{S}_8$  является ферримагнетиком. По сравнению с троилитом, об антиферромагнитных свойствах которого уже упоминалось, у пирротинов не хватает ионов железа. Особенно это касается моноклинного пирротина. Кроме того, в структуре моноклинного пирротина имеет место упорядоченное распределение вакансий. Слои железа попеременно содержат вакантные положения. Поскольку число ионов железа различно в слоях без вакансий и в слоях с вакансиями, неполная компенсация этих двух подрешеток, между которыми существует антиферромагнитное взаимодействие, приводит к ферримагнетизму. Магнитный момент молекулы пирротина порядка  $0,25 \mu_{\text{в}}$ .

Слабый ферромагнетизм характерен для гематита  $\alpha\text{—Fe}_2\text{O}_3$ , гетита  $\text{FeOOH}$ , гидрогематита  $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  и сидерита  $\text{FeCO}_3$ . У гематита слабый ферромагнетизм обусловлен тем, что векторы намагниченности подрешеток равны, но несколько расходятся, т. е. отклоняются от идеальной антипараллельности, что приводит к существованию нескомпенсированного магнитного момента небольшой величины, порядка сотой доли магнетона Бора на молекулу. Слабый ферромагнетизм названных минералов может быть обусловлен также ферримагнитными микропримесями, возможным упорядочением вакансий ионов железа, наличием антиферромагнитных доменных границ.

Таким образом, магнитно упорядоченные минералы горных пород, обладающие спонтанной намагниченностью, относятся к ферримагнетикам или слабым ферромагнетикам. С ферромагнитными металлами и сплавами их роднит наличие спонтанной намагниченности со всеми вытекающими отсюда обстоятельствами, а отличает механизм образования и величина этой намагниченности. Поскольку на магнитные



Магнитные параметры основных ферромагнитных минералов [32]

Минерал	Формула	$k$ , ед. СИ	$J_s$ , $10^3 \text{ A/м}$	$H_{cs}$ , $10^3 \text{ A/м}$	$\theta$ , °C
Магнетит	$\text{Fe}_3\text{O}_4$	8,8—25	490	0,8—12	578
Титаномагнетит	$x\text{Fe}_3\text{O}_4 (1-x) \text{TiFe}_2\text{O}_3$	$10^{-5}$ —1	80—430		(—100)——578
Маггемит	$\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,8—25	440	0,8—10	675
Гематит	$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$	$(1,3—13) \cdot 10^{-3}$	1,5—2,5	550—640	675
Пирротин	$\text{Fe}_{1-x}\text{S}$	0,13—1,3	17—70	1,2—8,8	300—325

свойства горных пород механизм формирования спонтанной намагниченности минералов оказывает значительно меньшее влияние по сравнению с самим фактом существования у минералов этой намагниченности, в практике петромагнитных исследований минералы слабые ферромагнетики и ферри-магнетики принято относить к одной группе ферромагнитных минералов.

Обратите внимание на то, сколько различных условий должно соблюдаться, чтобы в веществе возникла спонтанная намагниченность. Поэтому ферромагнетизм — это очень редкое явление, присущее небольшому числу минералов (табл. 4.3, 4.4). Редкое, но в высшей степени аномальное. Появление даже незначительной примеси ферромагнитных минералов в породе может полностью изменить ее магнитный облик. Магнитные свойства ферромагнитных минералов рассмотрим подробнее.

#### 4.1.5. Свойства ферромагнитных минералов

Магнитный атомный порядок и спонтанная намагниченность у ферромагнитных минералов существует только при температурах ниже критической, называемой точкой Кюри  $\Theta$ . Повышение температуры приводит к разупорядочению векторов атомных магнитных моментов в ферромагнитном минерале, что ведет к спаду спонтанной намагниченности до нуля, как это показано на рис. 4.8. Поскольку основное свойство ферромагнетика — спонтанная намагниченность — исчезает, то минерал проявляет парамагнитные свойства. Таким образом, точка Кюри — это температура перехода ферромагнитного минерала в парамагнитное состояние.

Следует обратить внимание на характер спада спонтанной намагниченности при увеличении температуры (рис. 4.8). Значительная скорость спада наблюдается лишь в окрестностях точки Кюри, где тепловая разориентирующая энергия оказывается соизмеримой с энергией обменного взаимодействия. Точка Кюри зависит от последней, поэтому является параметром кристаллохимических особенностей ферромагнитных минералов, что можно видеть на примере феррошпинелей из табл. 4.3.

Переход от магнитного порядка к магнитному беспорядку в окрестностях точки Кюри не сопровождается кристаллохимическими превращениями вещества и относится к фазовым переходам второго рода. Эти переходы, являясь полностью

обратимыми, могут наблюдаться как при нагревании вещества, так и при его охлаждении. Температура Кюри является устойчивой физической константой для данного вещества.

Если ферромагнитный минерал охлаждать от температуры выше точки Кюри в отсутствие внешнего магнитного поля,

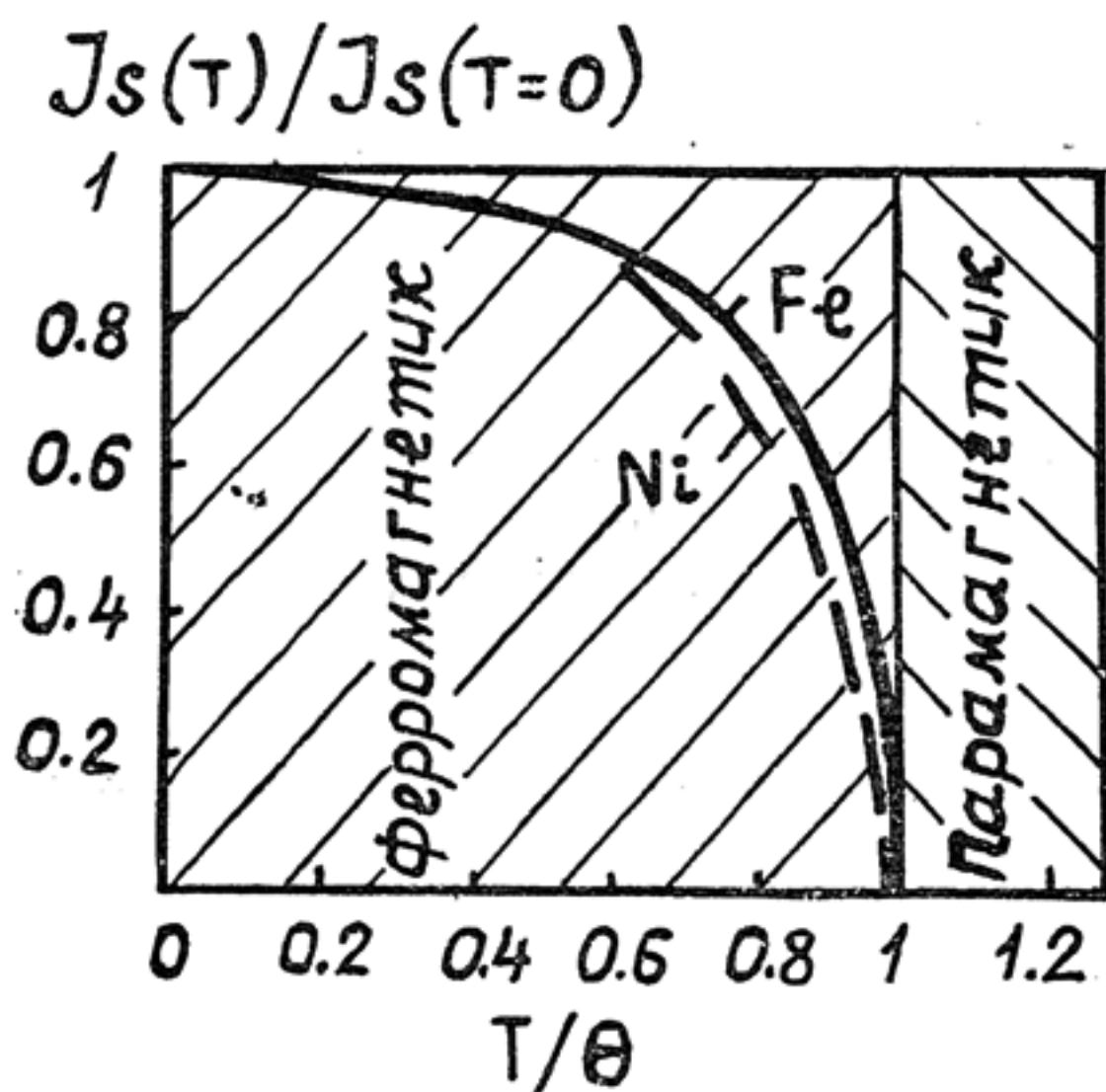


Рис. 4.8. Зависимость спонтанной намагниченности ферромагнетика от температуры

то, несмотря на существование спонтанной намагниченности, он не будет намагничен. Это обстоятельство, а также результаты специальных исследований указывают на то, что кристаллы ферромагнетика состоят из ряда областей. Каждая такая область обладает спонтанной намагниченностью, но векторы магнитных моментов этих областей ориентированы таким образом, что суммарная намагниченность кристалла оказывается равной нулю, как это показано на рис. 4.9 при  $H=0$ . Области самопроизвольной намагниченности, на которые разбивается ферромагнитный кристалл ниже точки Кюри, называются магнитными доменами.

Энергетическая выгодность разбиения ферромагнитного кристалла на домены объясняется тем, что на его магнитное состояние, кроме энергии обменного взаимодействия, оказывают влияние и другие виды энергии, в частности энергия магнитной кристаллографической анизотропии и магнитостатическая энергия.



Энергия обменного взаимодействия вынуждает магнитные моменты атомов ориентироваться параллельно или антипараллельно друг другу. Благодаря наличию энергии магнитной кристаллографической анизотропии спины атомов ориентируются вдоль оси легкого намагничивания в кристалле (рис. 4.9) или стремятся образовать с нею наименьший воз-

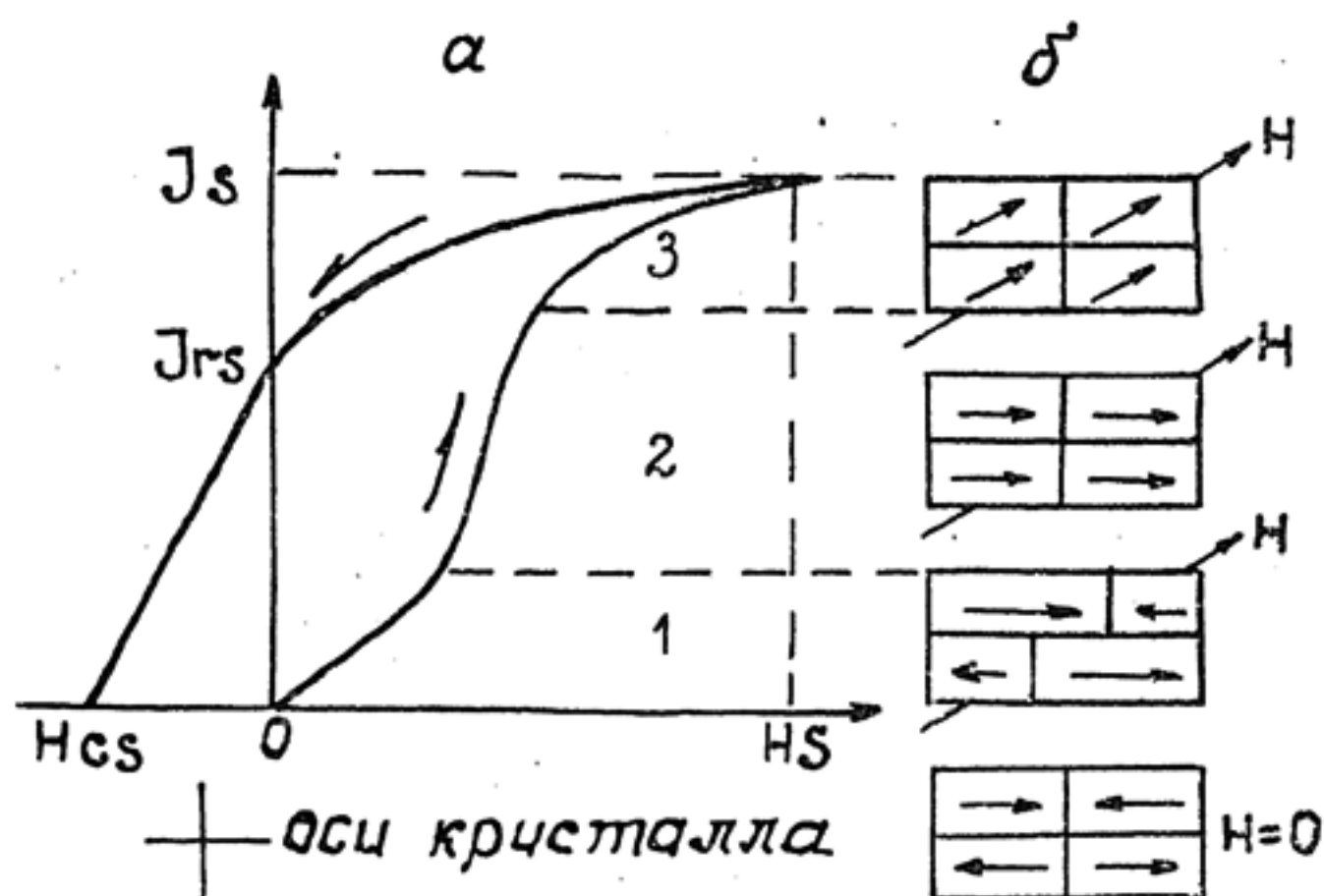


Рис. 4.9. Намагничивание ферромагнетика магнитным полем:

$a$  — кривая магнитного гистерезиса;  $b$  — изменение доменной структуры при намагничивании; 1, 2 — процессы обратимого (1) и необратимого (2) смещения границ доменов; 3 — процессы вращения векторов намагниченности

можный угол. Если бы весь объем ферромагнетика составлял один домен, то из-за наличия свободных магнитных полюсов магнитостатическая энергия могла бы достигать значительной величины. При разделении же образца ферромагнетика на небольшие разнонаправленные домены магнитостатическая энергия уменьшается и может быть сведена к минимуму.

Если ферромагнитный кристалл состоит более чем из двух доменов, то между соседними разнонаправленными доменами существуют конечные граничные области, в которых направления магнитных моментов атомов непрерывно меняются. Спины в граничном слое строго не параллельны (антипараллельны) и значительно отклоняются от осей легкого намагничивания, что приводит к приросту обменной и кристаллографической энергии. Ферромагнитный кристалл «выбира-

ет» такой размер доменов и такое их число, при которых сводятся к минимуму все три вида энергии.

Ферромагнитный минерал находится в размагниченном состоянии, когда векторы спонтанной намагниченности доменов ориентированы равновероятно в разных направлениях и компенсируют друг друга. Намагнитить ферромагнетик можно воздействиями внешнего постоянного магнитного поля, температуры, времени, механических напряжений.

На рис. 4.9 приведена кривая намагничивания ферромагнитного вещества постоянным магнитным полем. Сразу отметим, что возрастание намагниченности происходит с разной скоростью в разных интервалах намагничивающего поля  $H$ , что обусловлено различным механизмом намагничивания. Поскольку имеет место соотношение  $J = \chi \cdot H$ , то это указывает на зависимость магнитной восприимчивости от величины намагничивающего поля, что отличает ферромагнитные минералы от пара- и диамагнитных.

Механизмы намагничивания следующие. Слабым полям соответствуют процессы обратимого смещения границ доменов. Здесь происходит увеличение объема доменов, векторы намагничивания которых образуют наименьший угол с направлением внешнего магнитного поля за счет доменов с противоположным направлением. Процесс является обратимым, и после снятия намагничивающего поля образец возвращается в исходное размагниченное состояние. Земное магнитное поле соответствует этому интервалу.

На участке крутого хода кривой намагничивания происходят необратимые процессы смещения границ доменов, заключающиеся в поворотах на  $180^\circ$  и  $90^\circ$  векторов намагничивания. В результате магнитные моменты доменов оказываются ориентированы в одном направлении, совпадающем с осью легкого намагничивания кристалла и образующем наименьший угол с направлением внешнего магнитного поля.

В области сильных полей происходит вращение векторов намагниченности доменов и направления легкого намагничивания в более трудное, параллельное намагничивающему полю  $H$ . Когда все магнитные моменты доменов ориентируются параллельно внешнему магнитному полю, намагниченность минерала достигает своего максимального значения и при дальнейшем увеличении магнитного поля не изменяется. Это значение максимальной намагниченности ферромагнетика называется намагниченностью насыщения  $J_s$ . Фактически она соответствует величине спонтанной намагни-



ченности доменов. Соответственно  $H_s$  (см. рис. 4.9) называется полем насыщения.

Если последовательно уменьшать величину намагничивающего поля, образец начинает размагничиваться в обратной последовательности. Поскольку в механизме намагничивания присутствовали необратимые явления, кривая размагничивания не совпадает с кривой намагничивания (магнитный гистерезис), а после снятия внешнего магнитного поля образец полностью не размагничивается.

Намагниченность, оставшаяся в образце ферромагнетика после его намагничивания до насыщения при неизменяющейся температуре, называется нормальной остаточной намагниченностью насыщения  $J_{rs}$ . Чтобы убрать  $J_{rs}$ , необходимо на образец воздействовать размагничивающим полем обратного направления. Величина размагничивающего поля, при котором исчезает остаточная намагниченность насыщения, называется коэрцитивной силой насыщения  $H_{cs}$ . Оба параметра  $J_{rs}$  и  $H_{cs}$  характеризуют жесткость ферромагнетика, его способность удерживать домены в закрепленном состоянии, т. е. сопротивляться и намагничиванию, и размагничиванию.

Они весьма чувствительны к изменению внутренней структуры ферромагнитного минерала, наличию дефектов, зависят от размеров зерен (см. рис. 4.34). Если намагничивание осуществлялось до поля, меньшего  $H_s$ , то остаточная намагниченность называется нормальной остаточной намагниченностью.

Ферромагнитные минералы магнитоанизотропны, поэтому кривая намагничивания и ее параметры зависят от направлений в кристалле. Кривые намагничивания магнетита в различных направлениях приведены на рис. 4.10. Ось легкого намагничивания у магнетита является направление  $[111]$  — вдоль диагонали куба. Спонтанная намагниченность доменов магнетита параллельна диагоналям куба, поэтому намагничивание в этом направлении происходит более легко, и при одинаковых значениях магнитного поля возникает бóльшая по величине намагниченность, чем в других направлениях. Ось трудного намагничивания у магнетита направлена вдоль ребра куба — ось  $[100]$ .

Параметры кривой намагничивания ( $J_s$ ,  $J_{rs}$ ,  $H_{cs}$ ) в полной мере характеризуют ферромагнетик с технической стороны. Магнитное поле Земли значительно меньше поля насыщения. Намагничивание минерала в слабом магнитном поле



специфично, на него оказывают влияние дополнительные факторы — температура, механические напряжения, время действия поля. И если коэрцитивная сила является достаточно информативным параметром ферромагнетика в сильных полях, то для характеристики намагниченности, сформированной в геомагнитном поле, в большей мере подходит представление о коэрцитивном спектре.

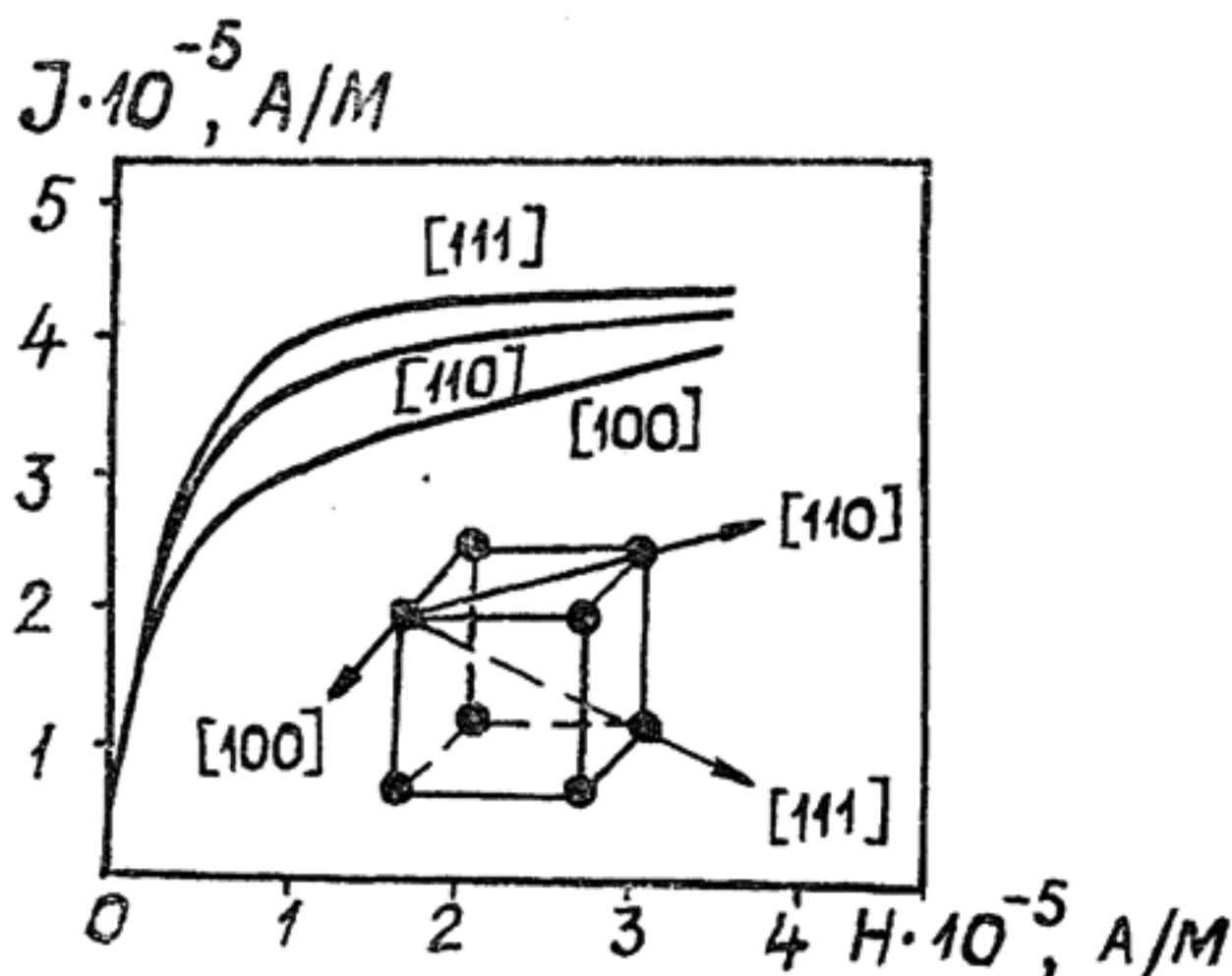
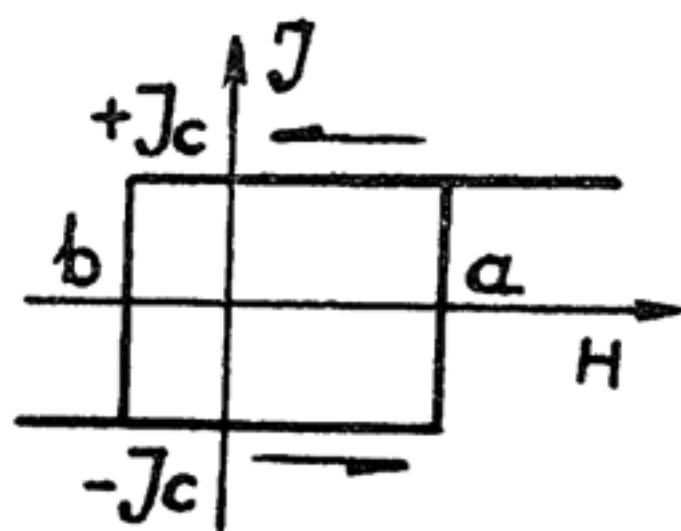


Рис. 4.10. Кривые намагничивания в разных направлениях монокристалла магнетита (по Вейсу)

Согласно Л. Неелю, в слабых магнитных полях ферромагнетик может быть представлен как совокупность малых ферромагнитных невзаимодействующих между собой частиц с одинаковыми магнитными моментами  $J_s$ . Каждая такая ча-

Рис. 4.11. Элементарный гистерезисный цикл



стица характеризуется прямоугольным гистерезисным циклом (рис. 4.11) с двумя критическими полями  $a$  и  $b$  (аналогами коэрцитивной силы), а ферромагнетик — всеми возможными

комбинациями значений  $a$  и  $b$  — от нуля до некоторого максимального значения.

Действие магнитного поля на такую частицу и на кристалл ферромагнетика в целом для простоты рассмотрим применительно только к двум противоположным фазам, когда частички имеют направление намагниченности насыщения параллельно и антипараллельно направлению магнитного поля. Понятно, что если число частиц с положительным и отрицательным магнитными моментами одинаково, то в таком ферромагнетике отсутствует остаточная намагниченность. Наличие же последней говорит о магнитной предыстории ферромагнетика, конкретное, с учетом свойств ферромагнетика, отображение которой позволяет изучать коэрцитивный спектр.

С учетом принятых допущений представим результат воздействия на намагниченный ферромагнетик переменного магнитного поля с плавно убывающей до нуля амплитудой. В связи с прямоугольным характером гистерезисного цикла магнитное поле не меняет величины магнитного момента частиц, а изменяет лишь его направление. Так, применительно к рис. 4.11 магнитный момент частиц установится равным  $+J_c$  при магнитном поле больше критического поля  $a$ , и будет оставаться таковым при любом по величине поле, если направление этого поля совпадает с направлением намагниченности частицы. Направление магнитного момента частицы изменится на противоположное ( $-J_c$ ), если отрицательное магнитное поле превысит величину  $b$ . Пока амплитуда переменного поля велика, намагниченность всех частиц принимает значения от  $+J_c$  до  $-J_c$ , следуя за направлением поля. Для подсовкупности частиц с  $a > b$  (см. рис. 4.11), как только переменное поле по амплитуде станет меньше  $a$ , периодическое изменение знака  $J_c$  станет невозможным, и при  $h=0$  они сохраняют значение  $-J_c$ . Для подсовкупности частиц с  $a < b$  изменение направления магнитного момента прекращается при  $h < b$ , и частица и далее сохраняет неизменным значение  $+J_c$ . Получаемое в результате магнитное состояние называется нулевым состоянием. Оно характеризуется симметричным распределением знака намагниченности частиц по значениям критических полей.

Размагничивание ферромагнетика переменным магнитным полем убывающей амплитуды приводит к стиранию его магнитной предыстории, после чего его магнитные свойства могут быть изучены в «чистом виде». Намагниченность, которая воз-

никает в образце ферромагнетика при одновременном воздействии на него постоянного и переменного магнитных полей при плавном убывании амплитуды последнего до нуля, называется идеальной намагниченностью, а оставшаяся после выключения полей — идеальной остаточной намагниченностью  $J_{ri}$ .

Кроме того, в процессе размагничивания переменным магнитным полем может быть получен коэрцитивный спектр намагниченности, под которым понимают скорость изменения остаточной намагниченности при увеличении амплитуды переменного магнитного поля ( $dJ_r/dh$ ) и который характеризует распределение плотности частиц по значениям критических полей. Для коэрцитивного спектра нормальной намагниченности в условиях рассмотренного выше примера справедливо выражение [5]:

$$dJ_r/dh = 2J_c \cdot p(H-h), \quad (4.11)$$

где  $J_c$  — намагниченность частиц;  $p$  — плотность частиц с критическими полями, равными амплитуде  $h$  переменного магнитного поля;  $H$  — начальная (максимальная) амплитуда поля.

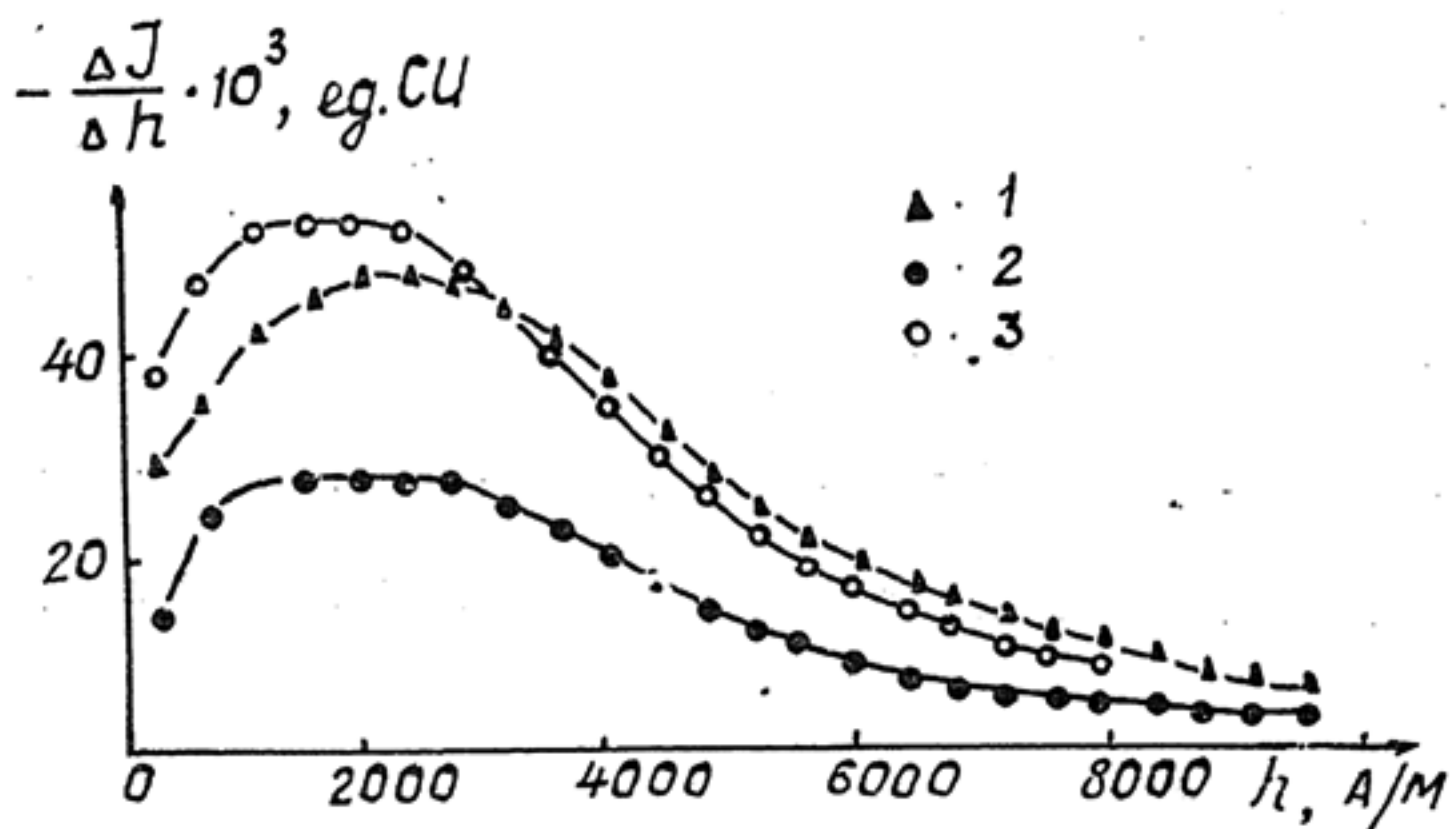


Рис. 4.12. Экспериментальные коэрцитивные спектры идеальной (2, 3) и термоостаточной (1) намагниченности образца магнетитовой руды (по В. И. Белоконь и др., 1973):

1 —  $H=270$  А/м; 2 —  $H=300$  А/м; 3 —  $H=590$  А/м

Спектры идеальной и термоостаточной намагниченностей образца магнетитовой руды приведена на рис. 4.12. Из него видно, что термоостаточная намагниченность, о которой речь пойдет далее, обладает более жестким коэрцитивным спек-



ром, так как ей соответствует относительно большее число частиц с высокими ( $>3500$  А/м) значениями критических полей.

Для диагностики ферромагнитных минералов пользуются параметрами коэрцитивного спектра  $\gamma_0$  и  $\Delta m$ , вычисленными таким образом, чтобы они не зависели от концентрации ферромагнетика в породе, доказательство чему можно найти в работе Л. Шалпо и др. (1986):

$$\gamma_0 = \frac{10^3}{J_i} \cdot \frac{\Delta^2 J_r}{\Delta h^2} = \frac{10^3}{J_i} \cdot \frac{c}{d}; \quad \Delta m = \frac{10}{J_i} \cdot \left( \frac{\Delta J_r}{\Delta h} \right)_{\max}, \quad (4.12)$$

где  $J_i$ ,  $J_r$  — индукционная и остаточная намагниченности;  $h$  — магнитное поле;  $c$  и  $d$  — отрезки, поясняющие определение параметра по кривой коэрцитивного спектра (рис. 4.13).

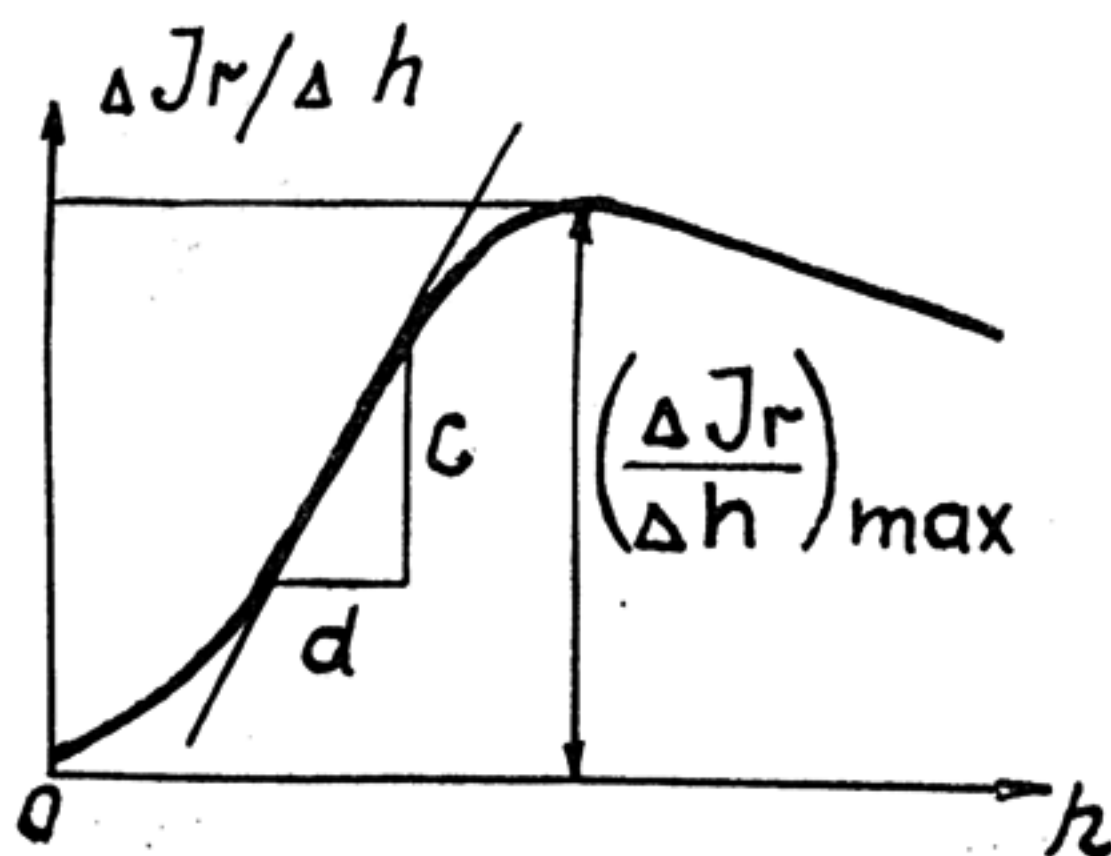


Рис. 4.13. К определению параметров коэрцитивного спектра

В общем случае параметры коэрцитивного спектра зависят как от состава ферромагнетика, так и от его структурных особенностей. На диаграмме рис. 4.14 приведены эталонные данные для основных разновидностей ферромагнитных минералов. Использовались породы с изометричными многодоменными включениями этих минералов. Структурные особенности могут повлиять на параметры коэрцитивного спектра, что затруднит идентификацию минералов по составу. Так, уменьшение зерна магнетита от 10 до 0,1 мкм увеличивает параметр  $\Delta m$  более чем в 2 раза, оставляя  $\gamma_0$  практически неизменным. Удлинение же зерна магнетита в два раза по сравнению с изометричным зерном приводит к возрастанию обоих параметров тоже почти в два раза [5].

Теперь, когда смысл магнитных параметров ясен, дадим обобщенную характеристику природных ферромагнитных минералов. Их магнитные параметры приведены в табл. 4.3 и 4.4 и на рис. 4.10, 4.14 и 4.15.

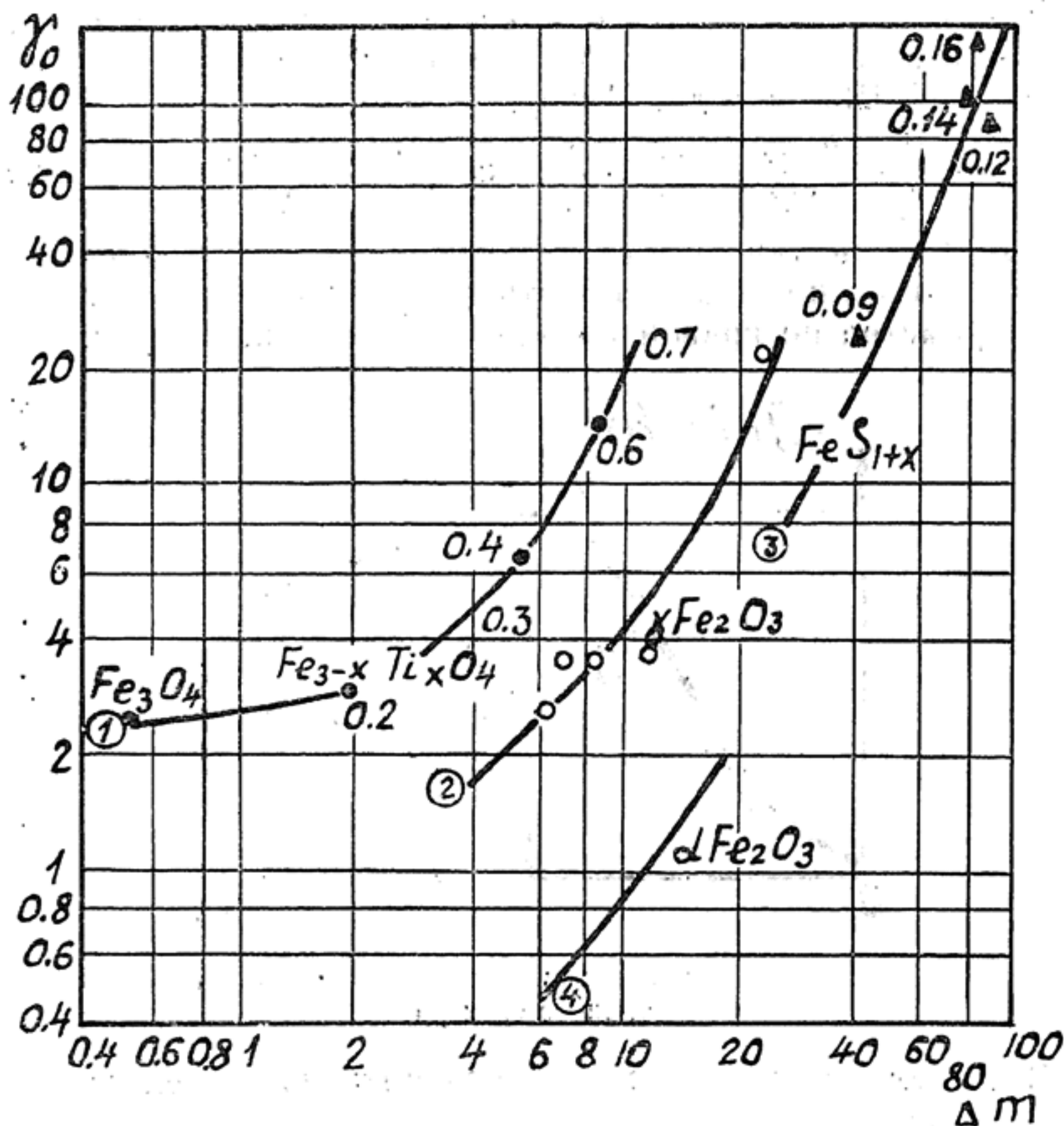


Рис. 4.14. Параметры коэрцитивных спектров ферромагнитных минералов (по Л. Е. Шалпо и др., 1986):

1 — ряд магнетита — титаномангнетита; 2 — ряд маггемита — титаноманггемита; 3 — пирротин; 4 — гематит. Цифры у кривых — минералов (По Л. Е. Шалпо и др., 1986):

Наиболее распространенными ферромагнитными минералами горных пород являются оксиды железа — магнетит, титаномангнетит, маггемит, гематит и их твердые растворы, а также пирротин. В магнетизме осадочных пород большую роль играют гетит, лепидокрокит, гидрогетит и гидрогематит, яв-

ляющиеся слабыми ферромагнетиками с магнитной восприимчивостью до  $10^{-3}$  ед. СИ.

Магнитные минералы магнетит, гематит и маггелит образуют серии твердых растворов с титансодержащими минералами. Наиболее распространены три серии твердых растворов:

- 1) титаномagnetитовая  $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{—Fe}_2\text{TiO}_4$  (шпинельная структура кристаллической решетки);
- 2) ильменит-гематитовая  $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3\text{—FeTiO}_4$  (ромбоэдрическая структура);
- 3) титаномagгемитовая  $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3\text{—FeTiO}_4$  (шпинельная структура).

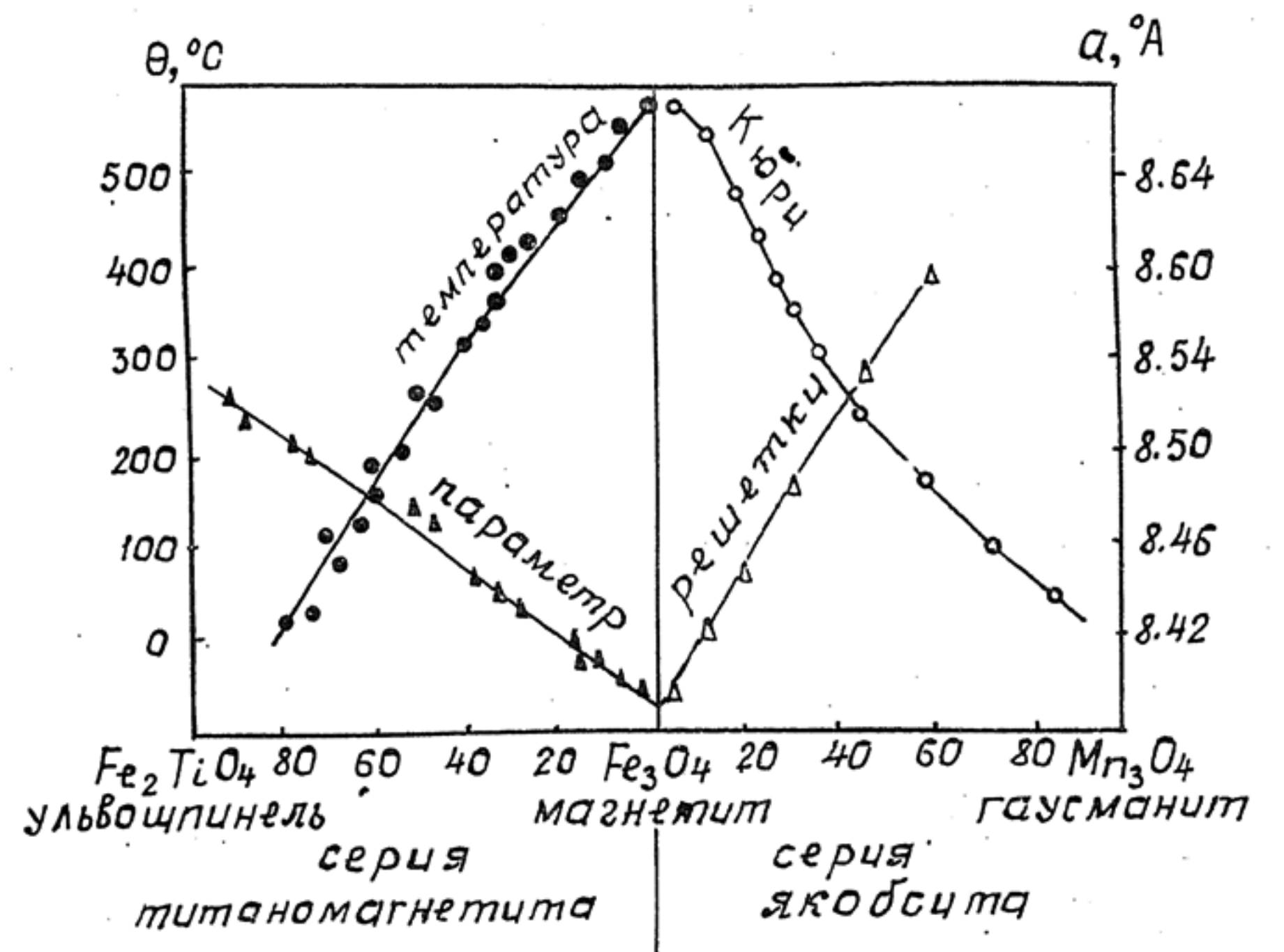


Рис. 4.15. Зависимость температуры Кюри  $\theta$  и параметра кристаллической решетки  $a$  от химического состава магнетитсодержащих твердых растворов (по Юну и Нагата)

Магнитные параметры промежуточных продуктов этих серий являются функциями содержания ферромагнитных компонент. Это касается температуры Кюри, намагниченности насыщения, параметров коэрцитивного спектра, магнитной восприимчивости (рис. 4.14, 4.15, табл. 4.4). Так, температура Кюри минералов титаномagnetитовой серии изменяется



от  $\Theta$  ульвошпинели ( $-155^\circ\text{C}$ ) до  $\Theta$  магнетита ( $578^\circ\text{C}$ , рис. 4.15). На порядок изменяются параметры коэрцитивного спектра (см. рис. 4.14).

Наиболее важными носителями магнетизма горных пород являются минералы титаномагнетитовой серии. Магнетит является наиболее «сильным» ферромагнетиком, обладает максимально высокой намагниченностью насыщения и магнитной восприимчивостью (см. табл. 4.4). Кроме того, это наиболее распространенные минералы.

В результате низкотемпературного окисления возможен переход магнетита в маггемит  $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ , который благодаря той же кристаллической структуре может образовывать твердые растворы с магнетитом. По параметрам  $J_s$  и  $\kappa$  маггемит лишь незначительно отличается от магнетита, но имеет более высокую температуру Кюри —  $675^\circ\text{C}$ , как у гематита. Гематит, а также маггемит и пирротин являются более жесткими ферромагнетиками в сравнении с магнетитом, имеют более высокие значения коэрцитивной силы (см. табл. 4.4).

Определенное значение в магнетизме горных пород имеют и другие серии твердых растворов магнетита с феррошпинелями: магнезиоферрит  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$ , яacobсит  $\text{MnFe}_2\text{O}_4$  и треволит  $\text{NiFe}_2\text{O}_4$  (см. табл. 4.3, рис. 4.15), возникающие вследствие изоморфизма. Минералы этих серий имеют близкие к магнетиту магнитные параметры  $J_s$  и  $\kappa$ . Влияние этих минералов на магнетизм горных пород ограничивается их слабым распространением.

Другие сведения о магнетизме минералов можно найти в опубликованной литературе [5, 24, 28, 34, 36, 47, 59].

## 4.2. Остаточная намагниченность горных пород

В горных породах, содержащих ферромагнитные минералы, присутствуют два вида намагниченности. Индуктивная намагниченность  $J_i$  возникает в горной породе под действием магнитного поля, связана с магнитной восприимчивостью соотношением (4.2). Без магнитного поля  $J_i$  не существует. Другой вид намагниченности закреплен в ферромагнитных минералах породы и присутствует в ней независимо от магнитного поля, в том числе современного магнитного поля Земли. Это естественная остаточная намагниченность горной породы —  $J_n$ . В отличие от индуктивной намагниченности, возникающей в веществах любого качества, остаточная намагниченность является исключительным свойством ферромагнитного состояния вещества.

Соотношение двух видов намагниченности принято характеризовать величиной  $Q$ -фактора, иначе называемого отношением Кенингсбергера:

$$Q = J_n / J_i. \quad (4.13)$$

Для горных пород величина  $Q$  изменяется от сотых долей единицы до 10—100 и более. Иными словами, в некоторых горных породах остаточная намагниченность явно преобладает над индуктивной. Следовательно, естественная остаточная намагниченность пород не может быть сведена к нормальной остаточной намагниченности  $J_r$ , возникающей при простом намагничивании магнитным полем, поскольку такая остаточная намагниченность всегда составляет часть индуктивной (см. рис. 4.9). Изучение природы возникновения естественной остаточной намагниченности горных пород привело к открытию иных механизмов намагничивания, не связанных с изменением величины намагничивающего поля, а обусловленных действием факторов времени, температуры, напряжений, химических преобразований, происходящих в присутствии магнитного поля. Далее мы рассмотрим основные виды остаточной намагниченности горных пород.

В общем случае направление остаточной намагниченности не зависит от направления современного поля, по которому ориентируется  $J_i$ . Намагниченность горной породы представляет собой сумму векторов  $\bar{J}_n$  и  $\bar{J}_i$ :

$$\bar{J} = \bar{J}_i + \bar{J}_n. \quad (4.14)$$

Направление вектора  $\bar{J}$  будет зависеть от соотношения величин намагниченностей, т. е. от  $Q$ -фактора. Если  $J_n$  по величине будет преобладать ( $Q > 1$ ), то направление намагниченности геологических объектов будет отличаться от направления современного геомагнитного поля, что затруднит интерпретацию аномалий магнитных полей. Примером тому могут служить железные руды Ангара-Илимского района (рис. 4.16), где над магнитными объектами наблюдаются не только положительные, но и отрицательные аномалии магнитного поля, что свидетельствует о преобладании в породе остаточной намагниченности и ее ориентировке в противоположном современному магнитному полю направлении. Этот пример показывает практическую важность изучения величины и направления остаточной намагниченности.

Измерение намагниченности образцов горных пород осуществляется двумя способами: магнитометрическим и индукционным.

Магнитометрический способ сводится к измерению магнитного поля образца в точке, удаленной на известное расстояние. Могут быть использованы любые магнитометры, в том числе и полевые. Чаще измерения проводят на астатических магнитометрах, имеющих более высокую чувствительность. Магниточувствительным элементом таких магнитомет-

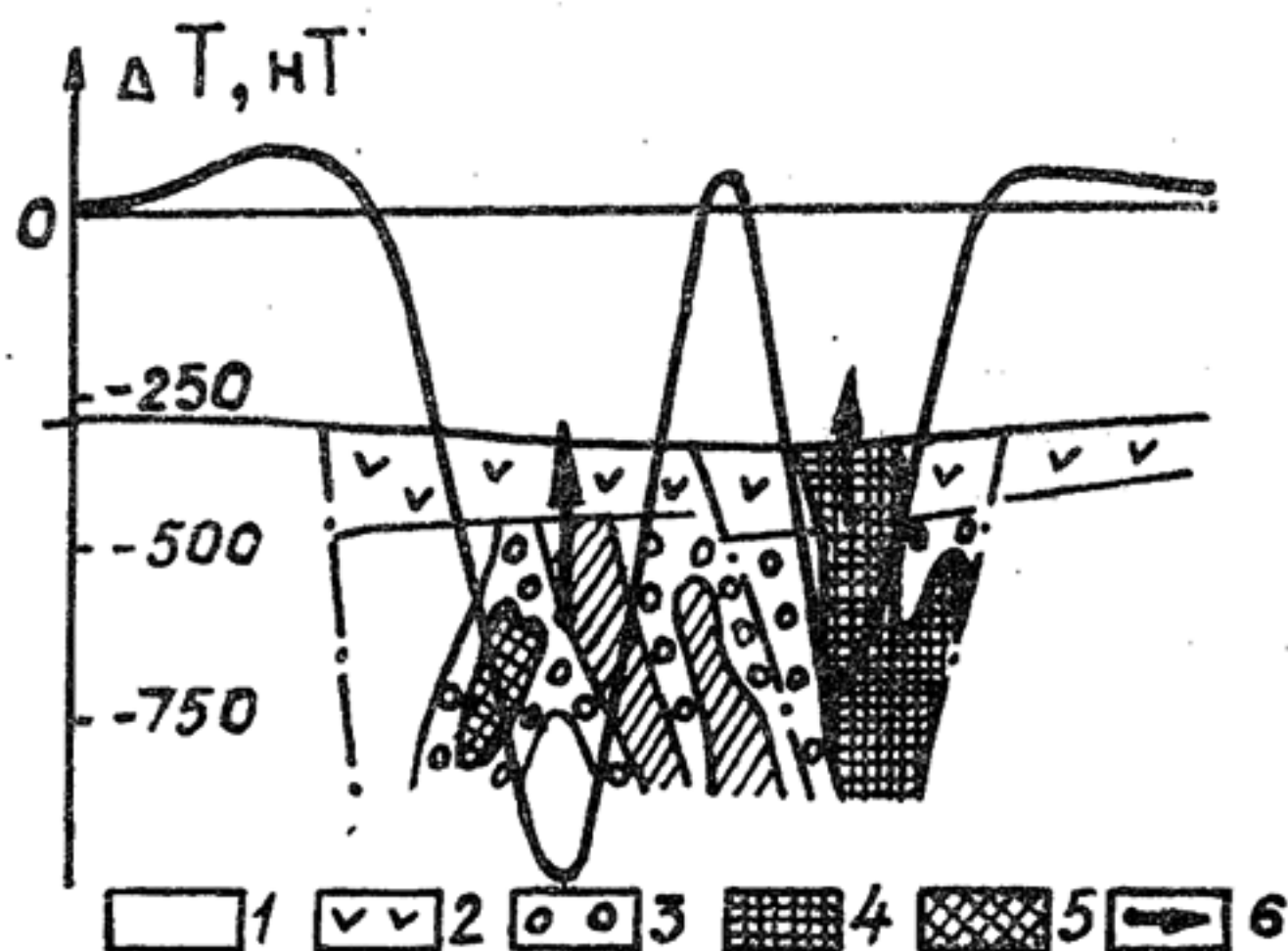


Рис. 4.16. Отрицательные магнитные аномалии над магнетитовыми рудами в Ангаро-Илимском железорудном районе:

1 — осадочно-вулканогенный комплекс; 2 — долериты; 3 — оруденелые метасоматиты; 4 — магнетитовые руды; 5 — предполагаемые по геофизическим данным магнетитовые руды; 6 — направление суммарной намагниченности руд. Материалы Северо-Енисейской геофизической экспедиции

ров является астатическая система, состоящая из двух и более жестко скрепленных постоянных стержневых магнитов с одинаковыми по величине и антипараллельными магнитными моментами. Астатическая система призвана исключить влияние временных вариаций магнитного поля на результаты измерения, так как воздействия изменений поля на магниты астатической системы одинаковы по величине и противоположны по знаку.

Астатическими магнитометрами можно измерить как остаточную, так и индуктивную намагниченность, а по последней, используя соотношение (4.2), определить магнитную восприимчивость горных пород. Принцип разделения магнитных эф-



фектов от индуктивной и остаточной намагниченностей основан на том, что вектор  $J_n$  «закреплен» в образце, в то время как  $J_i$  имеет всегда одно и то же направление, совпадающее с направлением геомагнитного поля, как бы мы ни поворачивали образец относительно магнитов астатической системы. Формулы для вычисления  $J_n$ ,  $J_i$  и  $\chi$  приводятся в методических пособиях [9, 40]. Измерения этих параметров выполняются с помощью астатических магнитометров МА-21, МАЛ-036 серии ЛАМ-20, МГ-2.

Индукционный способ определения магнитных характеристик основан на изменении ЭДС, индуцированной в измерительной катушке под действием магнитного поля образца. Индукционные измерители остаточной намагниченности позволяют проводить измерения в условиях магнитных помех и при низкой намагниченности образцов. Измерители магнитной восприимчивости (каппаметры ИМВ-2, КТ-5, ПИМВ) могут быть использованы как при лабораторных определениях  $\chi$  образцов, так и для изучения этого параметра в условиях естественного залегания горных пород [9, 15].

#### 4.2.1. Термоостаточная намагниченность

Термоостаточная намагниченность  $J_{rt}$  возникает в горных породах, содержащих ферромагнитные минералы, при охлаждении их от точки Кюри в слабом магнитном поле.

Объяснение причины возникновения термоостаточной намагниченности дают температурные зависимости намагниченности насыщения  $J_s$  (спонтанной намагниченности) и коэрцитивной силы  $H_c$  (критических полей однодоменных частиц). Согласно Л. Неелю, намагниченность в слабых полях прямо зависит от отношения  $J_s(T)/H_c(T)$ . Прямая пропорциональность намагниченности ферромагнетика  $J_s$  очевидна, так как спонтанная намагниченность является предельной при ориентации всех доменов по полю. Обратная зависимость  $J$  от  $H_c$  объясняется тем, что коэрцитивная сила (критические поля) характеризует способность ферромагнетика (доменов) удерживать намагниченность в закрепленном состоянии, т. е. препятствовать их намагничиванию, а также размагничиванию, если ферромагнетик уже намагничен.

И коэрцитивная сила, и спонтанная намагниченность при возрастании температуры уменьшаются (рис. 4.17), но с разной скоростью. Вблизи точки Кюри коэрцитивная сила ферромагнетика и критические поля отдельных доменов убывают

быстрее, чем спонтанная намагниченность. Возникает состояние, при котором еще существует спонтанная намагниченность, спиновое упорядочение в доменах, так как температура не достигла точки Кюри, и в то же время ферромагнетик становится настолько «мягким», что магнитные моменты образца и отдельных доменов совободно ориентируются по направлению поля. Для однодоменных частиц такое состояние называется суперпарамагнитным. Результатом его является резкое возрастание намагниченности ферромагнетика в окрестности точки Кюри (рис. 4.17, 4.18). Далее при возрастании

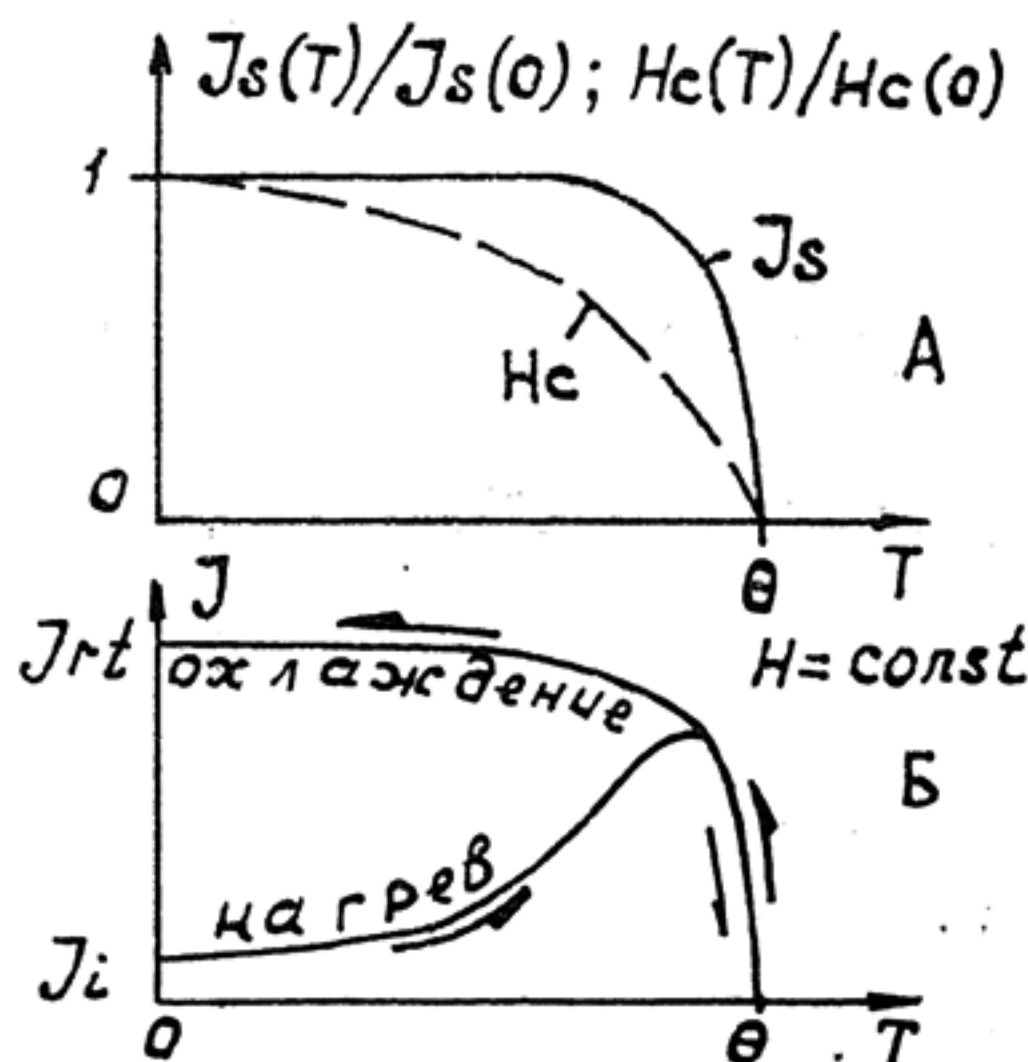


Рис. 4.17. Намагничивание образца ферромагнетика температурой:

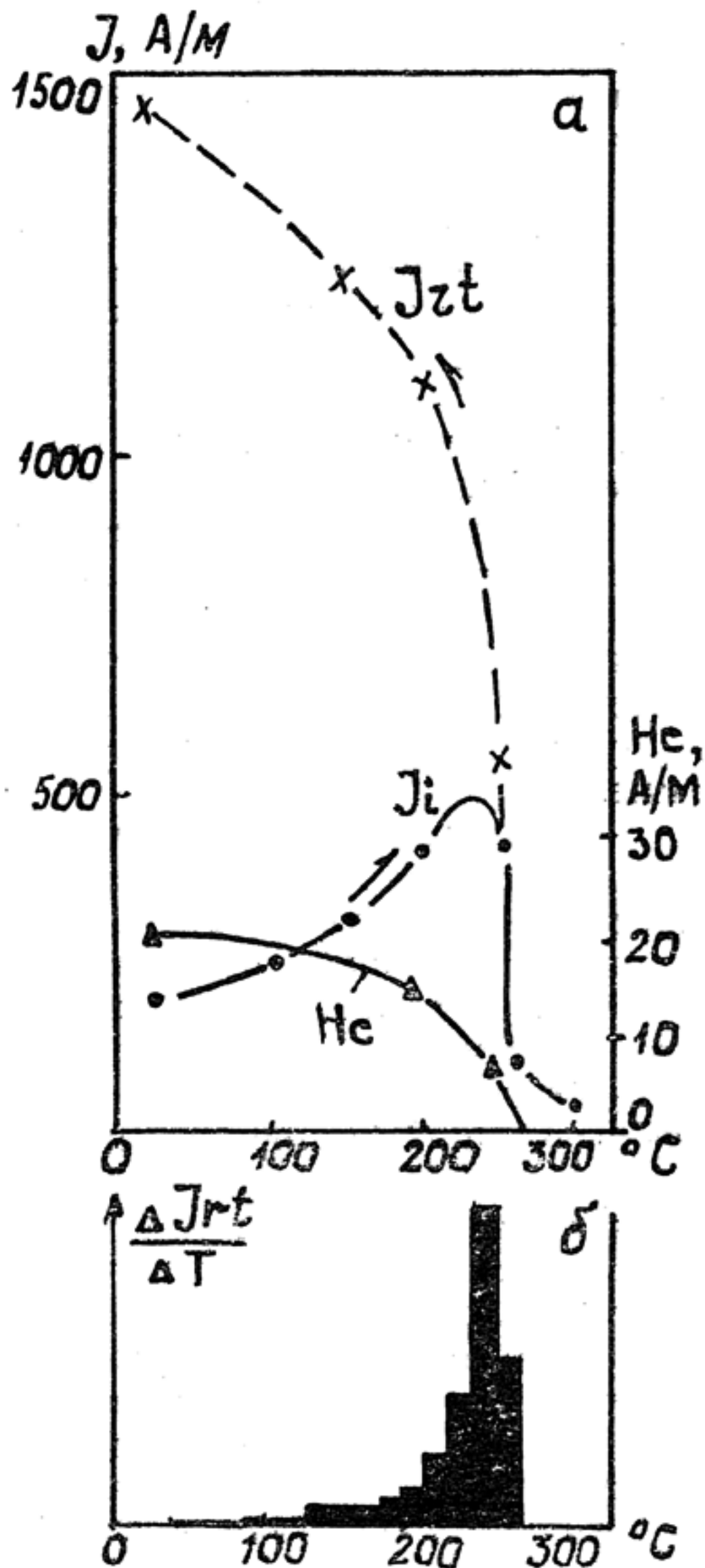
А — зависимости намагниченности насыщения и коэрцитивной силы от температуры; Б — температурный гистерезис намагниченности

температуры намагниченность быстро падает, так как в точке Кюри исчезает спонтанная намагниченность и ферромагнетик превращается в парамагнетик.

Иной характер изменения намагниченности образца при его охлаждении в геомагнитном поле. Вначале при переходе точки Кюри намагниченность резко возрастает, что соответствует возникновению спонтанной намагниченности, низкой коэрцитивной силы в этом интервале температур и как следствие — ориентации магнитных моментов доменов преимущественно по направлению поля. Далее при понижении температуры возрастание коэрцитивной силы оказывает на магнитные моменты доменов закрепляющее действие, в результате чего намагниченность не только не понижается, а может возрастать (см. рис. 4.17). Из-за разного влияния на намагниченность образца коэрцитивной силы при нагреве и охлаж-

дении возникает температурный гистерезис намагниченности, аномальное намагничивание ферромагнетика температурой при неизменном магнитном поле. Возникающая при этом термоостаточная намагниченность по величине значительно превосходит индуктивную намагниченность образца (см. рис. 4.17, 4.18).

Рис. 4.18. Термомангнитные свойства титаномагнетика в слабом магнитном поле  $H=153 \text{ А/м}$ : а — зависимость коэрцитивной силы  $H_c$  от температуры; изменение индуцированной намагниченности ( $J_i$ ) в процессе нагревания; становление термоостаточной намагниченности при охлаждении ( $J_{rt}$ ); б — спектр парциальной термоостаточной намагниченности





Отметим главные свойства термоостаточной намагниченности.

1. В общем случае направление термоостаточной намагниченности совпадает с направлением магнитного поля, в котором происходит остывание. Это позволяет по направлению  $J_{rt}$  оценивать возраст геологических объектов, испытавших при своем образовании или преобразовании остывание от температур, превышающих точку Кюри, поскольку в разные геологические эпохи направление геомагнитного поля было различным.

2. Термоостаточная намагниченность, образовавшаяся в слабом магнитном поле, превышает по величине индуктивную намагниченность. Для большинства горных пород с термоостаточной намагниченностью  $Q$ -фактор больше единицы, обычно равен 2—20, достигая 100 и более. В целом более значительная  $J_{rt}$  приобретается кристаллами некубической формы, обладающими большой коэрцитивной силой. По этой причине  $Q$ -фактор пирротин- и гематитсодержащих пород с  $J_{rt}$  обычно выше, чем магнетитсодержащих. Через коэрцитивную силу на величину термоостаточной намагниченности влияет и размер зерен ферромагнитного минерала (см. рис. 4.34). Наибольшее превышение термоостаточной намагниченности над индуктивной наблюдается для пород, размеры включений ферромагнетиков в которых приближаются к однодоменным.

3. В сравнении с другими видами остаточной намагниченности, за исключением химической,  $J_{rt}$  обладает высокой стабильностью. Она относительно устойчива по отношению к разрушающему действию переменных магнитных полей, к обратным постоянным магнитным полям, к размагничивающему действию геологического времени. Последнее все же имеет место, и более древние породы, как правило, имеют более низкие значения  $Q$ -фактора в сравнении с молодыми. По оценке Т. Нагаты, за 100 тысяч лет разрушается примерно одна третья часть величины  $U_{rt}$ .

4. Термоостаточная намагниченность может служить своеобразным геологическим термометром. Если с помощью термомагнитного анализа, о котором речь пойдет дальше, будет установлено наличие в породе термоостаточной намагниченности, то можно определенно говорить, что в процессе своего образования или преобразования эта порода испытала остывание от температуры выше точки Кюри ферромагнетика, содержащегося в породе, или же нагревание породы не достигало

ло точки Кюри, если термоостаточная намагниченность отсутствует. Так, можно приближенно оценить температуры образования метаморфических и метасоматических пород, температуры рудообразования, если в породах и рудах присутствуют минералы-ферромагнетики.

Остаточная намагниченность может возникнуть в горной породе и при остывании в ограниченном интервале температур  $T_1—T_2$ , не обязательно включающем точку Кюри ферромагнетика. Такая намагниченность носит название парциальной термоостаточной намагниченности  $J_{r(T_1—T_2)}$ . Парциальная термоостаточная намагниченность может быть получена следующим образом. Образец ферромагнетика нагревается в отсутствие поля до температуры  $T_1$  и затем охлаждается в магнитном поле до  $T_2$ , после чего поле выключается (компенсируется) и образец продолжает охлаждаться до комнатной температуры в отсутствие поля. Остаточная намагниченность в результате этого процесса и есть  $J_{r(T_1—T_2)}$ .

Э. Телье на основе экспериментов установил, что парциальная термоостаточная намагниченность, образовавшаяся в слабом магнитном поле, приложенном в интервале температур  $T_1—T_2$ , не зависит от намагниченности, полученной при остывании в поле, приложенном в других температурных интервалах. Эта закономерность получила название закона аддитивности (сложения) парциальных намагниченностей.

Согласно закону аддитивности парциальная остаточная намагниченность в интервале температур  $T_1—T_n$  может быть получена путем сложения парциальных намагниченностей более мелких интервалов температур, полностью без перекрытия заполняющих интервал  $T_1—T_n$ :

$$J_{r(T_1—T_n)} = J_{r(T_1—T_2)} + J_{r(T_2—T_3)} + \dots + J_{r(T_{n-1}—T_n)}. \quad (4.15)$$

Таким образом, термоостаточная намагниченность  $J_{rt}$  может быть получена суммированием парциальных намагниченностей в интервале температур от нуля до точки Кюри. Справедливо и обратное. Дифференцирование кривой термонамагничивания до точки Кюри дает спектр парциальных термоостаточных намагниченностей, или термомагнитный спектр (см. рис. 4.18), который по сути представляет собой спектр точек Кюри (блокирующих температур) отдельных групп частиц ферромагнетика. У титаномагнетита, термомагнитные свойства которого приведены на рис. 4.18, большинство доменов имеют блокирующие темпе-



ратуры в интервале  $225-250^{\circ}\text{C}$ . Появление в термомагнитном спектре породы двух максимумов будет указывать на наличие в ней двух ферромагнитных минералов.

Из закона аддитивности вытекает, что парциальная намагниченность образца, приобретенная при охлаждении его в интервале температур от  $T_1$  до  $T_2$  в магнитном поле, не теряется при нагревании образца в отсутствие поля до температуры  $T_2$ , полностью исчезает при нагревании образца без поля до температуры  $T_1$  и частично разрушается при нагревании до температуры  $T_2 < T < T_1$ . Эти особенности парциальных намагниченностей позволяют проводить в лабораторных условиях моделирование процесса термонамагничивания породы геомагнитным полем в ходе так называемого термомагнитного анализа.

Термомагнитный анализ заключается в исследовании температурных зависимостей намагниченности, определении точек Кюри, термомагнитных спектров. Данные термомагнитного анализа используются для диагностики ферромагнитных минералов непосредственно в горной породе, для определения в ней наличия термоостаточной намагниченности и оценки стабильности остаточной намагниченности. Последнее необходимо для определения пригодности остаточной намагниченности для палеомагнитных исследований.

Основное содержание термомагнитного анализа заключается в получении кривых термонамагничивания и терморазмагничивания.

Терморазмагничивание производят нагреванием образца горной породы при компенсированном магнитном поле Земли. Через заданный интервал температур измеряются индуктивная и остаточная намагниченности. Если в породе присутствует термоостаточная намагниченность, то согласно закону аддитивности при терморазмагничивании в конкретном интервале температур будет разрушаться та часть термоостаточной намагниченности (та парциальная намагниченность), которая при этом интервале температур формировалась в горной породе при ее образовании или изменении. Вблизи точки Кюри ферромагнетика, содержащегося в горной породе, остаточная намагниченность и магнитная восприимчивость резко понижаются. Если в породе присутствуют два ферромагнетика, то такое понижение на кривых терморазмагничивания наблюдается дважды (рис. 4.19, б); после второго понижения остаточная намагниченность исчезает и порода становится парамагнитной. По кривым размагничи-

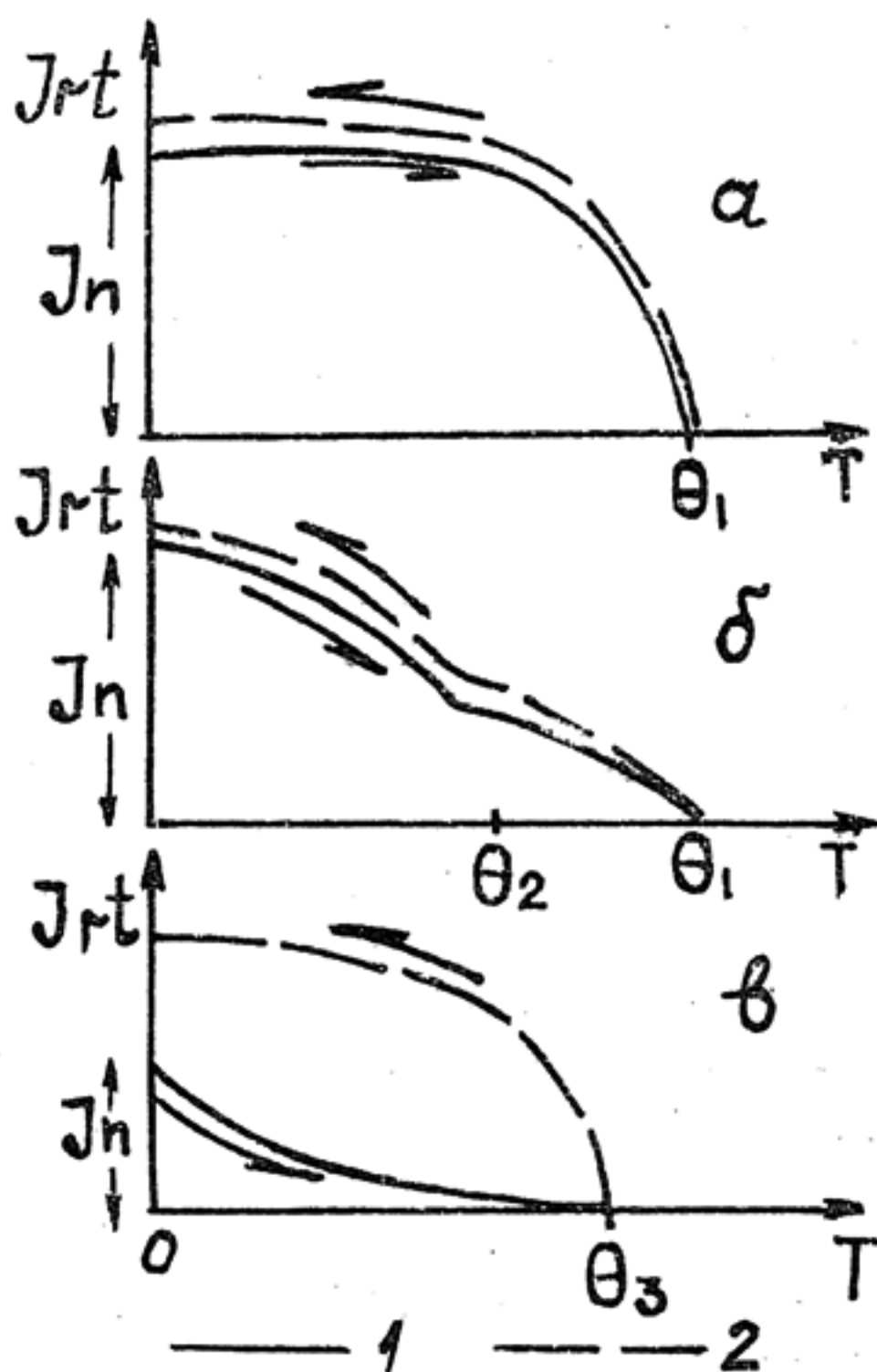


вания определяют значения точек Кюри, а следовательно, и тип ферромагнетика (см. табл. 4.3, 4.4, рис. 4.15).

Термонамагничивание заключается в нагревании образца до температуры, превышающей точку Кюри ферромагнетика, например гематита с самой высокой точкой Кюри  $675^\circ$ , а затем охлаждении его в магнитном поле Земли с измерениями

Рис. 4.19. Три варианта кривых термомагнитного анализа:

1 — кривые терморазмагничивания; 2 — кривые термонамагничивания; а, б — в породе присутствует стабильная термоостаточная намагниченность; в — остаточная намагниченность нестабильная; а, в — в породе один ферромагнетик с точками Кюри соответственно  $\theta_1$  и  $\theta_3$ ; б — в породе два ферромагнетика с точками Кюри  $\theta_1$  и  $\theta_2$



намагниченности через определенный интервал температур. Фактически мы моделируем в лаборатории процесс термонамагничивания образца, как он происходил в природе. И если в породе действительно существует и преобладает термоостаточная намагниченность, то согласно закону аддитивности парциальных намагниченностей кривые терморазмагничивания и термонамагничивания должны совпадать или отличаться незначительно, как это имеет место на кривых а и б рис. 4.19.

Различие между кривыми размагничивания и намагничивания, равно как и существенно более высокие значения  $J_{rt}$ , полученной в ходе эксперимента, в сравнении с естественной остаточной намагниченностью породы  $J_n$  говорят или об от-

сутствии в породе термоостаточного вида намагничивания или о нестабильности  $J_{rt}$ .

Вопрос о стабильности  $J_n$  решается на основании следующих соображений. В случае варианта *а* и *б* рис. 4.19 можно определенно говорить о стабильности  $J_n(J_{rt})$  горной породы, поскольку, проведя эксперимент с образованием  $J_{rt}$ , мы убедились, что именно такая по величине, как  $J_n$ , и должна была возникнуть термоостаточная намагниченность при образовании или изменении породы. Малая величина отношения  $J_n/J_{rt}$ , а также вогнутый характер кривой терморазмагничивания (рис. 4.19, *в*) указывают на податливость естественной остаточной намагниченности образца к внешним воздействиям, поскольку даже небольшие температуры, далекие от критической температуры  $\Theta$ , смогли размагнитить образец. Сохранность остаточной намагниченности, а следовательно, и закодированной в ней информации о времени ее образования в варианте *в* рис. 4.19, должна быть поставлена под сомнение, равно как и пригодность образца для палеомагнитных исследований.

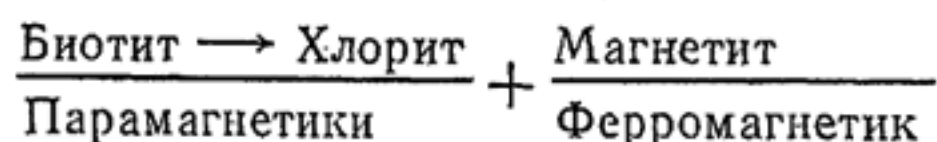
Таким образом, по результатам терромагнитного анализа можно определить природу естественной остаточной намагниченности горной породы, ее стабильность, тип ферромагнетика, присутствующего в породе. Отметим, что терромагнитные методы диагностики ферромагнитных минералов в сравнении с немагнитными методами (минералогическими, рентгеноструктурным, гамма-резонансным и др.) обладают несомненными преимуществами, поскольку нет необходимости выделять ферромагнитные минералы из породы, можно диагностировать минералы при весьма малом их содержании в породе и малом размере зерен. Кроме температуры Кюри, при терромагнитной диагностике ферромагнитных минералов в горных породах изучают поведение  $J_s$ ,  $H_c$  и других параметров в ходе нагревов и охлаждений, информацию о чем можно найти в специальной литературе [5, 28, 34].

#### 4.2.2. Химическая остаточная намагниченность

Химическая остаточная намагниченность  $J_{rc}$  возникает в горной породе в результате кристаллохимических образований и преобразований зерен ферромагнитных минералов в земном магнитном поле при температурах ниже точки Кюри.  $J_{rc}$  может возникнуть, например, в результате метасома-

тических новообразований магнетита при замещении железомagneзиальных силикатов (биотитов, амфиболов, пироксенов), при окислении магнетита в маггемит, при восстановлении магнетита из гематита и др. Свойства  $J_{rc}$  сложны и зависят от особенностей как исходных, так и новообразованных минералов.

Механизм возникновения химической остаточной намагниченности проще рассмотреть на примере образования ферромагнетика в парамагнитной среде, например новообразований магнетита при хлоритизации биотита. Упрощенно реакция может быть записана в следующем виде:



Будем рассматривать химическую реакцию как процесс образования зародышей вновь возникающего магнитного минерала, идущий в магнитном поле Земли. Естественно, при увеличении времени реакции объем зерен магнитного мине-

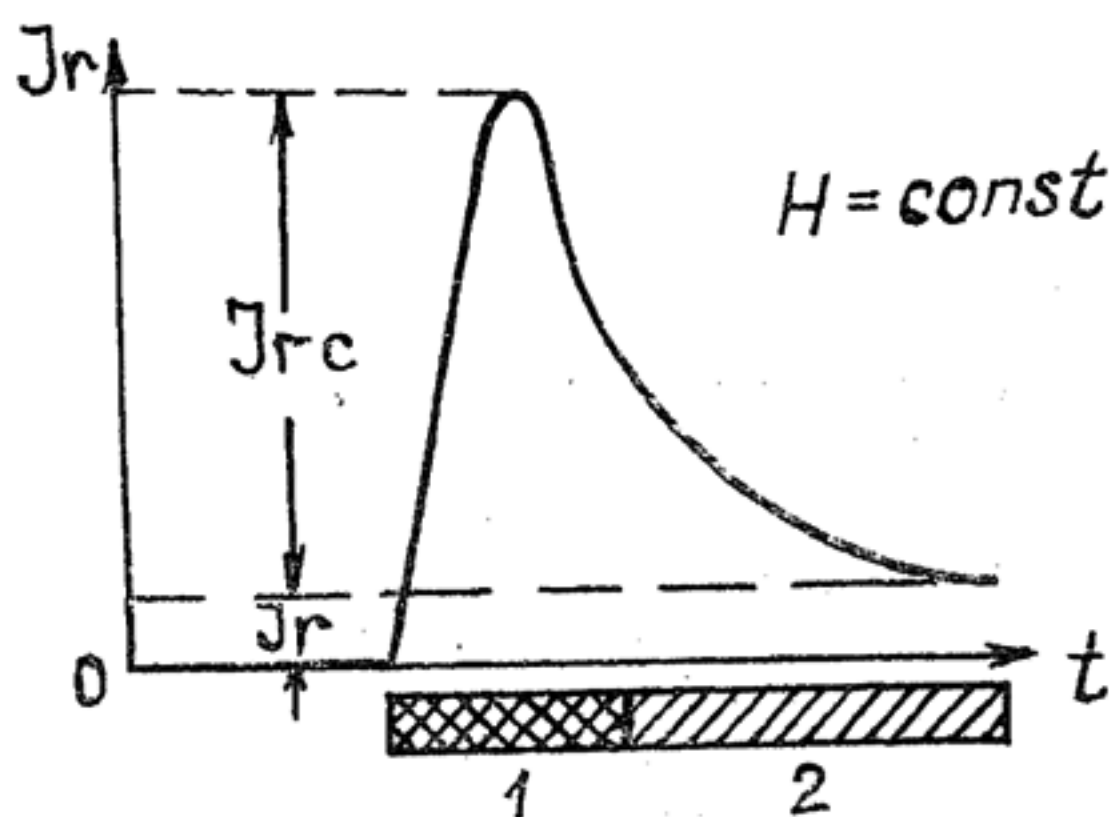


Рис. 4.20. Зависимость величины химической остаточной намагниченности  $J_{rc}$  от времени протекания реакции  $t$ :  
1 — область однодоменных частиц ферромагнетика; 2 — область многодоменных частиц

рала будет возрастать и, следовательно, настанет очень важный с точки зрения образования  $J_{rc}$  момент, когда размер зерен минерала будет равен размеру его домена (рис. 4.20), т. е. минерал становится ферромагнитным. Поскольку это происходит в магнитном поле, направление магнитных моментов однодоменных частиц устанавливается по магнитному по-



лю и закрепляется в этом направлении в связи с высокой коэрцитивной силой однодоменных частиц (см. рис. 4.34). Этому времени реакции соответствует максимальная величина химической остаточной намагниченности (см. рис. 4.20).

Дальнейший рост зерна ферромагнетика приведет к возникновению в нем доменной границы и образованию домена с противоположным направлением спинового магнитного момента, что вызовет понижение намагниченности. В многодоменном ферромагнетике  $J_{rc}$  практически отсутствует, остаточная намагниченность невелика и представлена нормальной остаточной намагниченностью.

Итак, химическая остаточная намагниченность возникает лишь при тех минералогических новообразованиях ферромагнетика, которые заканчиваются на уровне однодоменных частиц. Критический размер однодоменного зерна  $d_0$ , выше которого оно становится двух- или многодоменным, обратно пропорционален квадрату намагниченности насыщения:

$$d_0 = 9\omega / (2\pi J_s^2), \quad (4.16)$$

где  $\omega$  — поверхностная плотность энергии доменной границы. Это означает, что однодоменные зерна сильномагнитных веществ по своим размерам меньше, чем веществ слабомагнитных. Например, при увеличении зерна гематита до 100—200 мкм оно еще может быть однодоменным, тогда как в зернах магнетита однодоменность нарушается при достижении ими размеров порядка нескольких сотых долей микрометра [Власов и др., 1969]. Поэтому  $J_{rc}$  более характерна для гематит- и пирротинсодержащих пород, хотя в общем она представляет собой более редкое явление в сравнении с  $J_{rt}$  и ориентационной остаточной намагниченностью, о которой речь пойдет дальше. По величине намагниченности, по стабильности в отношении разрушающего действия нагревов и переменного магнитного поля  $J_{rc}$  имеет большое сходство с термоостаточной намагниченностью.

#### 4.2.3. Ориентационная остаточная намагниченность

Ориентационная остаточная намагниченность  $J_{ro}$  образуется в процессе осаждения в постоянном магнитном поле взвешенных в жидкости (или газе) свободно ориентирующихся ферромагнитных частиц благодаря выравниванию магнитных моментов этих частиц по направлению магнитного поля.  $J_{ro}$  характерна для осадочных горных пород. Она отличается от

$J_{rt}$  и  $J_{rc}$  невысокими значениями, порядка  $(10^{-4}—1)$  А/м, что связано с весьма низким содержанием в осадочных породах магнетита и слабыми магнитными свойствами других возможных ферромагнитных минералов — гетита, гидрогематита, гематита, лепидокрокита.

При формировании осадков в водных бассейнах осаждение взвешенных частиц происходит в земном магнитном поле. Если среди осаждающих частиц имеются ферромагнитные, то они реагируют на магнитное поле путем поворота своего магнитного момента вдоль направления поля. В случае сферических частиц с магнитными моментами при осаждении на горизонтальную поверхность величину намагниченности можно получить из уравнения

$$J = N \cdot \mu \cdot th \left( \frac{\mu \cdot H}{2\lambda} \cdot t \right), \quad (4.17)$$

где  $N$  — количество частиц с магнитным моментом  $\mu$ ;  $H$  — величина ориентирующего магнитного поля;  $\lambda$  — коэффициент вязкости воды по отношению к вращательному движению частиц;  $t$  — время осаждения.

Геологический процесс превращения осадка в породу закрепляет положение в ней магнитных частиц, что приводит к образованию  $J_{ro}$ , величина которой согласно формуле (4.17) прямо зависит от концентрации магнитных частиц в осадке, от их магнитных моментов, времени осаждения с поправкой на неидеальные условия осаждения. В реальных условиях направление  $J_{ro}$  несколько отличается от направления ориентирующего поля Земли в связи с определенной вытянутостью магнитных частиц, осаждением их на неровную поверхность дна и водными течениями. Кроме того, изменение направления намагниченности может происходить в постседиментационный период в результате уплотнения осадков. Эксперименты по переосаждению частиц осадочных пород в лабораторных условиях показывают, что горизонтальное направление намагниченности искусственных осадков всегда совпадает с направлением горизонтальной составляющей магнитного поля, имеющего ошибку в пределах нескольких градусов. Наклонение же намагниченности в ряде случаев меньше, чем наклонение магнитного поля, причем разница достигает  $20^\circ$ . Это обстоятельство учитывается при использовании  $J_{ro}$  в палеомагнитных целях.



#### 4.2.4. Вязкая остаточная намагниченность

Опыты показывают, что при непрерывном действии постоянного магнитного поля на ферромагнетик намагниченность его с течением времени возрастает, и наоборот, после выключения (компенсации) поля намагниченность его постепенно падает. Это явление самопроизвольного намагничивания и размагничивания временем получило название магнитной вязкости, а возникающая намагниченность — вязкой остаточной намагниченности  $J_{rv}$ .

Условия образования  $J_{rv}$  особенно благоприятны в горных породах. Земное магнитное поле невелико, а продолжительность пребывания пород в этом поле исчисляется миллионами лет. Поэтому естественная остаточная намагниченность пород  $J_n$  одним из компонентов всегда содержит в себе вязкую намагниченность.

Установлено, что величина намагниченности изменяется пропорционально логарифму времени, т. е. наибольшие изменения  $J_{rv}$  имеют место при небольших временах:

$$\Delta J_{rv} = A + S \cdot \lg t, \quad (4.18)$$

где  $t$  измеряется с момента приложения внешнего магнитного поля. Величина  $S$  называется коэффициентом магнитной вязкости, показывающим, с какой скоростью растет  $J_{rv}$  под действием времени. Постоянная  $A$  и коэффициент  $S$  зависят от температуры и пропорциональны ей.

В качестве основной причины образования вязкой остаточной намагниченности предполагаются тепловые флуктуации, которые испытывают магнитные моменты вблизи доменных границ. Флуктуации способствуют движению доменных границ через энергетические барьеры, которые они не могут преодолеть под действием слабого магнитного поля Земли. Отсюда пропорциональность  $S$  и  $J_{rv}$  температуре, а также обратная зависимость этих величин от спонтанной намагниченности доменов и размеров частиц ферромагнетика.

Логарифмический характер зависимости  $J_{rv}$  от времени позволяет достаточно просто освободить  $J_n$  от основной части вязкой намагниченности. Для этого проводят так называемую временную чистку образцов, которая заключается в выдержке их в нулевом магнитном поле в течение нескольких суток или месяцев, в результате чего разрушается часть  $J_{rv}$ . Величина вязкой остаточной намагниченности является косвенным показателем магнитной нестабильности образцов горных пород.



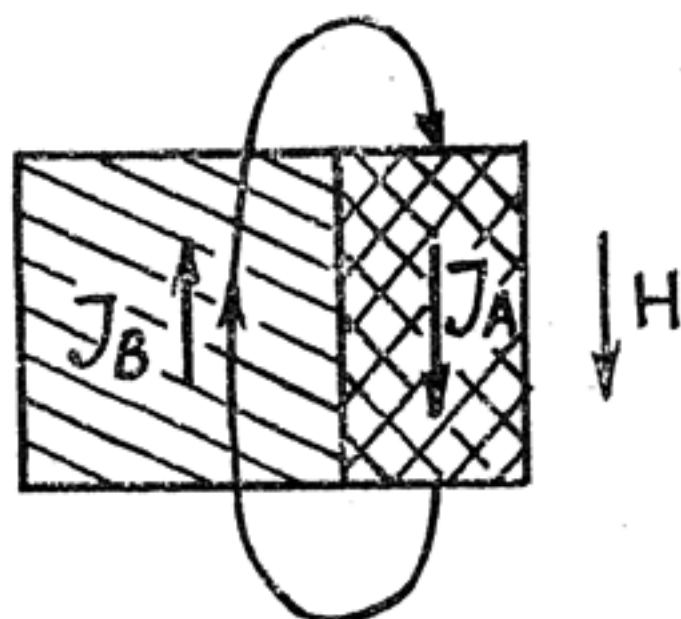
#### 4.2.5. Самообращение намагниченности горных пород

Исследование направлений вектора остаточной намагниченности горных пород показывает, что земная кора содержит в своем составе с близкой вероятностью породы как с прямой, так и с обратной намагниченностью. Под обратной намагниченностью понимается намагниченность  $J_R$ , составляющая с направлением земного магнитного поля угол, близкий к  $180^\circ$ . Намагниченность  $J_N$ , близкую по направлению с намагничивающим полем, будем называть прямой. В случае преобладания  $J_R$  над индуктивной намагниченностью магнитным геологическим телам соответствуют не положительные, а отрицательные магнитные аномалии (см. рис. 4.16).

Причинами обратной намагниченности горных пород являются инверсии магнитного поля Земли, т. е. быстрый в геологическом смысле поворот магнитной оси Земли на  $180^\circ$ , а также самообращение намагниченности, заключающееся в самопроизвольном намагничивании ферромагнетика против намагничивающего поля. Остановимся на последнем явлении. Наиболее вероятно возникновение обратного намагничивания, если порода состоит из нескольких ферромагнитных минералов, обладающих различными магнитными свойствами (многофазная система). Определяющим магнитным параметром здесь является температура Кюри.

Пусть образец горной породы содержит два близко расположенных зерна ферромагнитных минералов А и В с разными точками Кюри ( $\Theta_A > \Theta_B$ ). При остывании этого образца в магнитном поле вначале намагнитится зерно А с боль-

Рис. 4.21. К объяснению механизма самообращения намагниченности



шей точкой Кюри и приобретет намагниченность  $J_A$  по направлению магнитного поля (рис. 4.21). Зерно В окажется в сфере действия двух противоположно направленных полей — внешнего геомагнитного поля и магнитного поля соседнего

ферромагнитного зерна. В случае, если последнее по величине будет преобладать, то при переходе через точку Кюри  $\Theta_B$  зерно  $B$  намагнитится противоположно внешнему полю.

Суммарный магнитный момент образца горной породы выразится формулой

$$M = V_A \cdot J_A - V_B \cdot J_B. \quad (4.19)$$

То есть, чтобы образец намагнитился отрицательно, недостаточно только отрицательного направления намагниченности зерна с меньшей точкой Кюри, необходимо, чтобы произведение намагниченности на объем у «отрицательного» зерна было больше, чем у «положительного»

$$V_B \cdot J_B > V_A \cdot J_A. \quad (4.20)$$

В случае, если двухфазная система не удовлетворяет условию (4.20), общая намагниченность получается совпадающей с направлением земного магнитного поля  $H$ , хотя фаза  $B$  и имеет обратное намагничивание. Возможно и такое, что с течением времени фаза  $A$  вследствие химических и физических процессов перейдет из магнитной в немагнитную, в результате чего намагниченность породы также станет отрицательной.

Подтверждение возможности самообращения намагниченности было получено в опытах В. В. Металловой (1958), М. А. Грабовского и А. Н. Пушкова (1954). Чтобы произошло самообращение намагниченности, должно соблюдаться слишком много условий. Скорее всего, в природе это достаточно редкое явление. Наиболее применимо объяснение самообращением обратной полярности железных руд ангаро-илимской группы месторождений (см. рис. 4.16), в составе которых обнаружены два ферромагнетика с разными точками Кюри — магнетит и магномагнетит.

Обратная намагниченность, связанная с инверсиями магнитного поля Земли, определенно является более распространенным явлением, о чем свидетельствуют результаты палеомагнитных исследований.

### 4.3. Палеомагнетизм и палеомагнитные исследования

Остаточная намагниченность является своего рода «памятью» магнитной истории формирования горных пород, их преобразований, а также изменений древнего магнитного поля Земли. Явления образования и сохранения остаточной намагниченности пород в геологическом времени, а также



связанные с этим магнитные свойства пород принято объединять единым термином — палеомагнетизм, а методы, использующие палеомагнетизм в геологических целях, называть палеомагнитными.

Т. Нагата (1965) выделяет два главных предположения, на которых основываются палеомагнитные исследования.

1. Естественная остаточная намагниченность горных пород возникла во время их образования, ориентирована в направлении существовавшего тогда геомагнитного поля и сохранилась неизменной по отношению к последующим изменениям магнитного поля. Следовательно, по измеренным значениям наклона и склонения вектора  $J_n$  с учетом координат точки отбора образца можно вычислить направление земного магнитного поля эпохи возникновения намагниченности в образце. Но для расчетов нужно применять модель магнитного поля Земли. Отсюда второе допущение.

2. Земное магнитное поле — это идеальное дипольное поле, создаваемое расположенным в центре Земли магнитным диполем.

Результаты сферического гармонического анализа современного геомагнитного поля подтверждают возможность такого допущения при условии, что данные о направлениях магнитного поля должны быть осреднены в интервале времени порядка 10000 лет. Положение геомагнитного полюса, вычисленное по направлению остаточной намагниченности, называется виртуальным геомагнитным полюсом.

Положения виртуального геомагнитного полюса в плейстоцене и плиоцене, вычисленные по палеомагнитным данным различных континентов, достаточно хорошо согласуются с современным магнитным полюсом [28].

Исследования естественной остаточной намагниченности горных пород показывают, что в общем случае  $J_n$  состоит из нескольких компонент, возникающих в разные моменты существования породы и в разной степени нарушенных к моменту измерения. Не все горные породы, имеющие остаточную намагниченность, могут быть пригодны для палеомагнитных прогнозов. Необходима определенная сохранность той части естественной остаточной намагниченности, называемой первичной ( $J_n^0$ ), которая возникла при образовании породы. В связи с этим значительный объем палеомагнитных исследований составляют оценки магнитной стабильности образцов, определение степени сохранности  $J_n^0$ , разделение естественной остаточной намагниченности на компоненты, выделение  $J_n^0$ . Все эти вопросы взаимосвязаны



и в основном могут быть решены с помощью магнитной чистки.

Магнитная чистка заключается в разрушении части остаточной намагниченности горной породы в нулевом магнитном поле под действием внешних факторов: времени, температуры и переменного магнитного поля, о чем уже упоминалось ранее при рассмотрении вопросов коэрцитивных спектров, термомагнитного анализа и вязкой остаточной намагниченности. Большинство оценок магнитной стабильности строится на сравнении величины естественной остаточной намагниченности породы до магнитной чистки и после. Чем больше разница, тем менее стабильной является остаточная намагниченность по отношению к данному воздействию. О магнитной стабильности  $J_n$  судят также по характеру зависимости  $J_n$  от разрушающих температур и амплитуды переменного магнитного поля: чем более выпуклой по отношению к оси абсцисс является кривая, чем при больших величинах разрушающих факторов начинается значительное уменьшение намагниченности, тем стабильнее  $J_n$  к внешним воздействиям. По предложению Т. Нагаты, критерием стабильности  $J_n$  у изверженных пород может служить отношение естественной остаточной намагниченности породы к величине  $J_{rt}$ , получаемой в лаборатории путем термонамагничивания в земном магнитном поле. Если отношение  $J_n/J_{rt}$  больше 0,5, породу можно считать стабильной. В специальной литературе [5, 28] можно найти другие способы оценки магнитной стабильности.

Стабильность остаточной намагниченности — важный фактор, косвенно говорящий о сохранности древних компонент  $J_n$ . Как правило, магнитоустойчивые породы характеризуются высокими значениями фактора  $Q$  (для изверженных пород и пород с химической остаточной намагниченностью  $Q > 1$ ), наличием ферромагнитных минералов с высокими значениями коэрцитивной силы (табл. 4.4) и жесткими коэрцитивными спектрами. Это породы, содержащие в качестве ферромагнитного компонента гематит, мелкозернистый магнетит (см. рис. 4.34). Магнитная стабильность пирротинсодержащих пород, как правило, высокая, но необходимо учитывать, что пирротин — относительно химически неустойчивый минерал. Минералогически нестабильны также титаномагнетиты и титаномаггемиты с большим содержанием титана и низкими температурами Кюри. В общем термоостаточная и химическая остаточная намагниченности отличаются хорошей сохранностью в геологическом времени,

несколько менее характерно это для ориентационной намагниченности. Наличие в составе  $J_n$  значительной доли парциальной и вязкой остаточных намагниченностей практически исключает использование  $J_n$  в палеомагнитных целях.

Выделение первичной компоненты в составе  $J_n$  весьма сложный процесс, не всегда приводящий к желаемому результату. Обычно такое выделение осуществляют в ходе магнитной чистки, когда по мере возрастания величин разрушающего фактора изучается изменение величины и направления остаточной намагниченности. Критериями выделенной компоненты являются наличие пологого участка на кривой размагничивания, а также кучность направлений векторов остаточной намагниченности, оставшейся после разрушения. Примером может служить рис. 4.22, где на

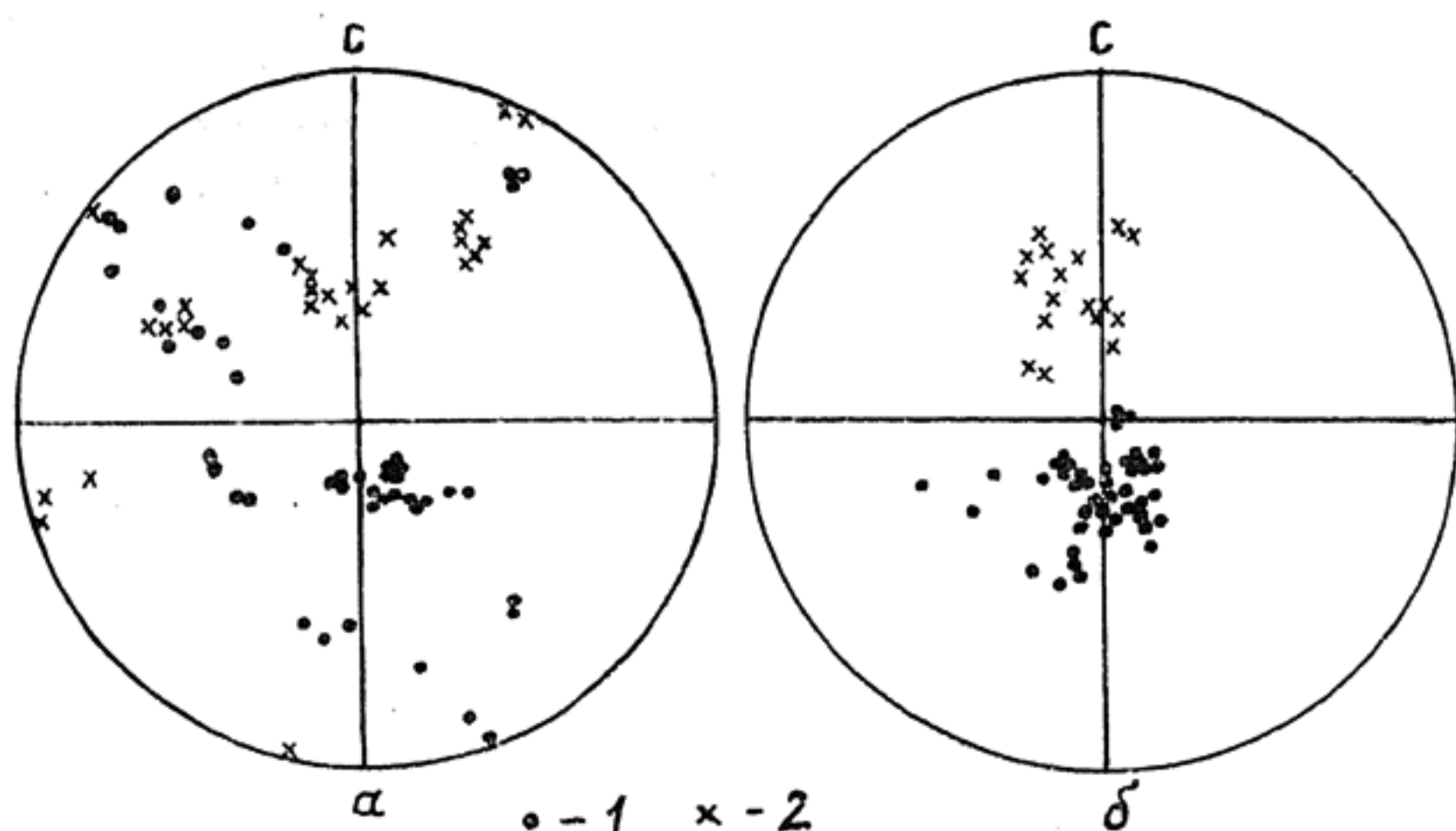


Рис. 4.22. Направления естественной остаточной намагниченности четвертичных базальтов провинции Нёкен [5]:

*a* — до чистки; *б* — после чистки переменным полем; 1 — прямая намагниченность; 2 — обратная намагниченность

стереографической проекции приведены направления остаточной намагниченности четвертичных базальтов до чистки переменным магнитным полем (*a*) и после нее (*б*). Разбросанность векторов на проекции «*a*» говорит о наличии в ее составе нескольких компонент с разным направлением намагничивания.

Размагничивание переменным магнитным полем позволило «очистить» образцы от нестабильных компонент на-



магнитности, по-видимому, приобретенных уже после образования базальтов, и выделить две стабильные намагниченности прямой и обратной полярности, имеющие кучное распределение векторов. Скорее всего, это термоостаточные первичные намагниченности. При определении абсолютного возраста базальтов каким-либо немагнитным методом направление остаточной намагниченности указывает на положение полюсов магнитного поля Земли в эту эпоху, и напротив, если положения магнитных полюсов в разное геологическое время уже определены, по направлению остаточной намагниченности можно установить возраст породы, провести корреляцию разновозрастных образований. Все это и составляет основное содержание палеомагнитных исследований.

Основная часть сведений об истории магнитного поля Земли получена в результате изучения первичной остаточной намагниченности образцов горных пород различного возраста, отобранных в различных регионах земного шара. Обобщение и систематизация палеомагнитных данных позволили в общем виде произвести реконструкцию древнего геомагнитного поля в отношении его величины и направления. Выявлены следующие закономерности:

1. Положение геомагнитного полюса в различные геологические эпохи не было постоянным и изменялось поступательно в направлении современного магнитного поля по мере уменьшения геологического возраста (рис. 4.23). В эпохи, предшествующие пермскому и каменноугольному периодам, магнитный полюс в современных координатах находился ниже средних широт и перемещался в более высокие широты в течение мезозоя и палеогена, пока не достиг современного положения. Эта закономерность магнитного поля Земли позволяет по палеомагнитным данным решать геохронологические задачи, т. е. определять по направлению первичной остаточной намагниченности горных пород возраст их образования.

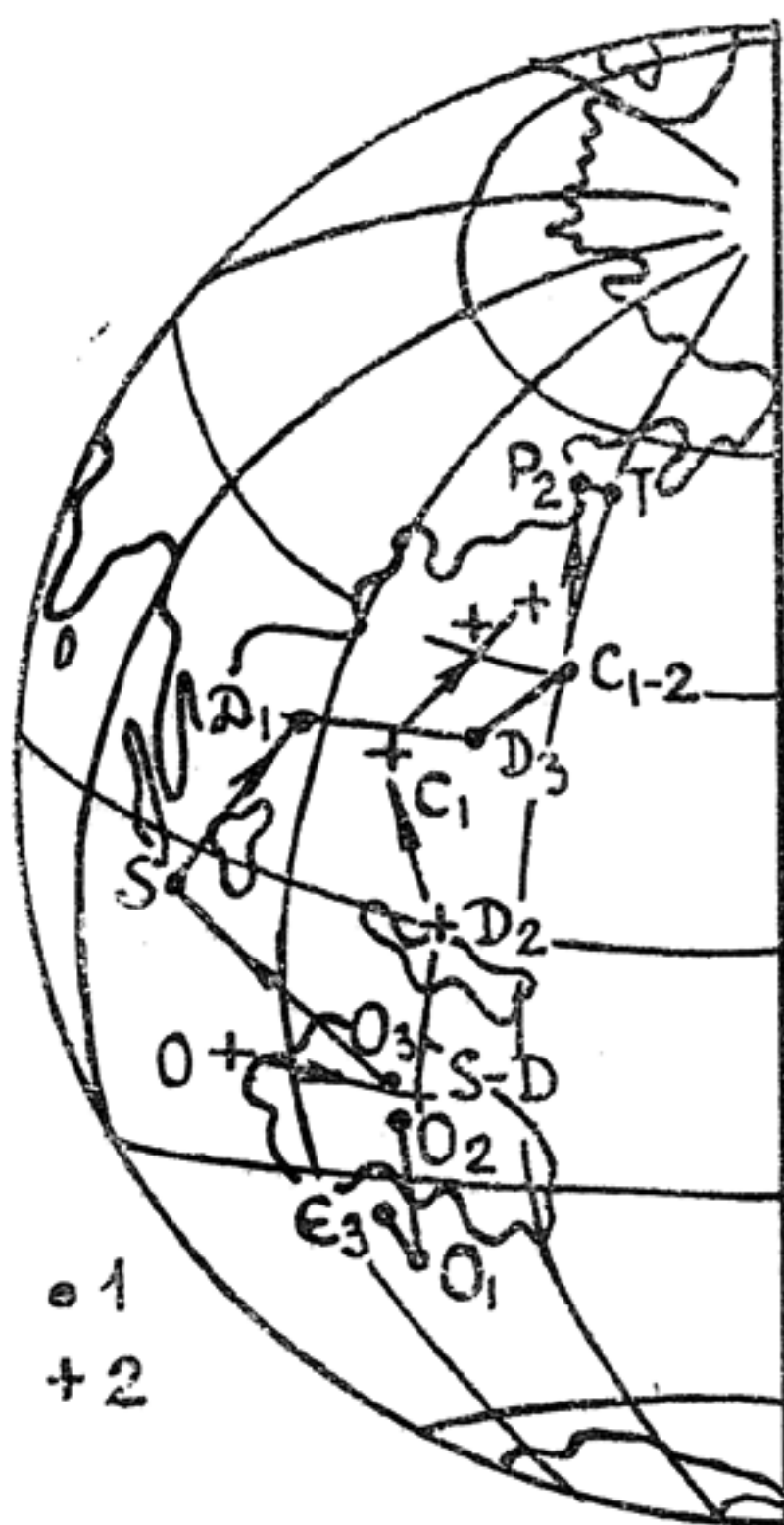
2. Пути миграции геомагнитного полюса, полученные по палеомагнитным данным разных континентов, не совпадают и отличаются тем существеннее, чем дальше в глубь времени. Так, в нижней перми положение геомагнитного полюса для Северо-Европейской плиты характеризуется координатами: северная широта  $40^\circ$ , восточная долгота  $167^\circ$ , а для Северо-Американской плиты — соответственно  $44$  и  $140^\circ$ . Это делает несостоятельным объяснение причин миграции



полюса изменением с течением геологического времени оси вращения Земли.

В то же время положение полюса по данным палеомагнитных исследований разновозрастных пород в пределах крупных тектонических структур (платформы, складчатые области) достаточно хорошо согласуется, если даже харак-

Рис. 4.23. Траектория кажущейся миграции магнитного полюса (по А. Н. Храмову, 1982):  
1 — Сибирская платформа; 2 — Алтае-Саянская область



тер происхождения этих пород различный. Палеомагнитные исследования показывают, что различие в положении магнитных полюсов различных континентов хорошо объясняется с позиций тектоники плит — перемещения литосферных плит по мантии относительно друг друга и относительно географического полюса. Изменение палеомагнитных направлений есть следствие региональных и глобальных тектонических движений, а траектории палеомагнитных полюсов не являются действительными следами движения географических полюсов по земной поверхности и поэтому их называют траекториями кажущейся миграции полюса (см. рис. 4.23). Сравнение таких траекторий для блоков земной

коры позволяет судить о масштабах, характере и времени горизонтальных движений между блоками.

3. Для геомагнитного поля характерны инверсии, т. е. относительно быстрые в геологическом масштабе времени изменения его направления примерно на  $180^\circ$ , когда положительный и отрицательный магнитные полюса Земли менялись местами. Доказательством инверсии является наличие обратной естественной остаточной намагниченности у пород одного возраста в различных регионах земного шара и одинаковое периодическое чередование участков прямой и обратной полярности  $J_n$  на территории Земли у одновозрастных пород (рис. 4.24).

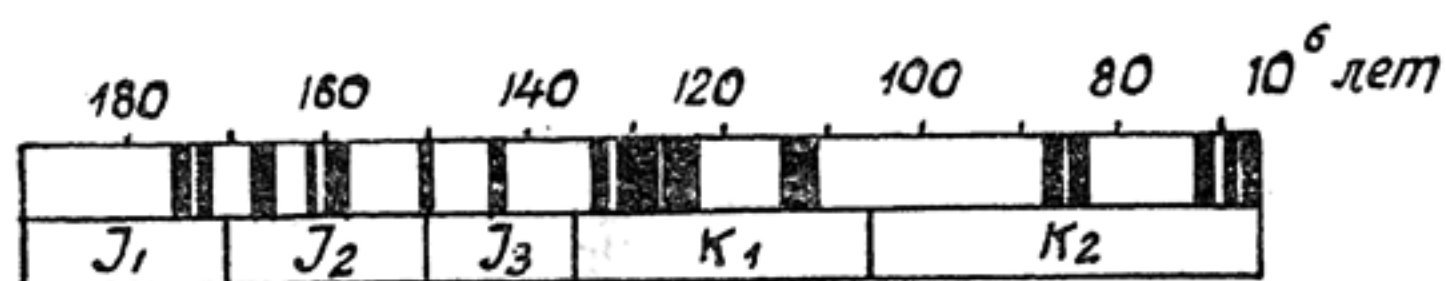


Рис. 4.24. Изменение полярности геомагнитного поля в мезозое (по А. Н. Храмову, 1971). Черным цветом обозначена обратная полярность, белым — прямая

Длительность инверсии оценивается от единиц до десятков тысяч лет. Частота инверсий магнитного поля в геологической истории очень неравномерна. Так, в плиоцене инверсии происходили в среднем через 0,2 млн лет, а в пермском периоде в течение более 40 млн лет не зафиксировано ни одной инверсии: геомагнитное поле сохраняло устойчивую обратную полярность [28]. Преобладание обратной магнитной полярности отмечается для кембрийского — раннеордовикского и пермо-карбонового времени, а преобладание прямой полярности — в позднеордовикском и от триасового до мелового времени (см. рис. 4.24). Анализ данных об инверсиях геомагнитного поля с применением рядов Фурье позволил на фоне непрерывного спектра частот выделить максимумы с периодами, совпадающими с периодами вращения Млечного пути и с периодом колебания Солнца перпендикулярно к плоскости Галактики.

Существование в горных породах прямой и обратной остаточных намагниченностей, отражающих изменение полярности магнитного поля Земли, позволяет производить расчленение и корреляцию горных пород палеомагнитным методом. Действительно, если в какой-либо геологический момент произошло изменение знака магнитного поля Земли, то породы, образовавшиеся до этого мо-

мента, будут намагничены в одном направлении, а после — в противоположном. Поэтому граница смены знака  $J_n$  должна прослеживаться если не на всей поверхности земного шара, то, по крайней мере, на сотни километров [28], что позволяет сопоставлять одновозрастные образования.

Основная трудность при корреляции геологических разрезов палеомагнитным методом заключается в правильном сопоставлении зон с одинаковой магнитной полярностью. Особенно это касается тех геологических периодов, когда наблюдались частые геомагнитные инверсии. В этом случае в качестве дополнительных критериев сопоставления могут выступать более детальные особенности поведения направления остаточной намагниченности в «переходной зоне», а также скалярные магнитные характеристики, которые могут быть индивидуальными для различных частей разреза.

На рис. 4.25 приведены результаты палеомагнитного расчленения базальтов Приморского края из работы [5]. Палеонтологические исследования указывают на плиоценовый

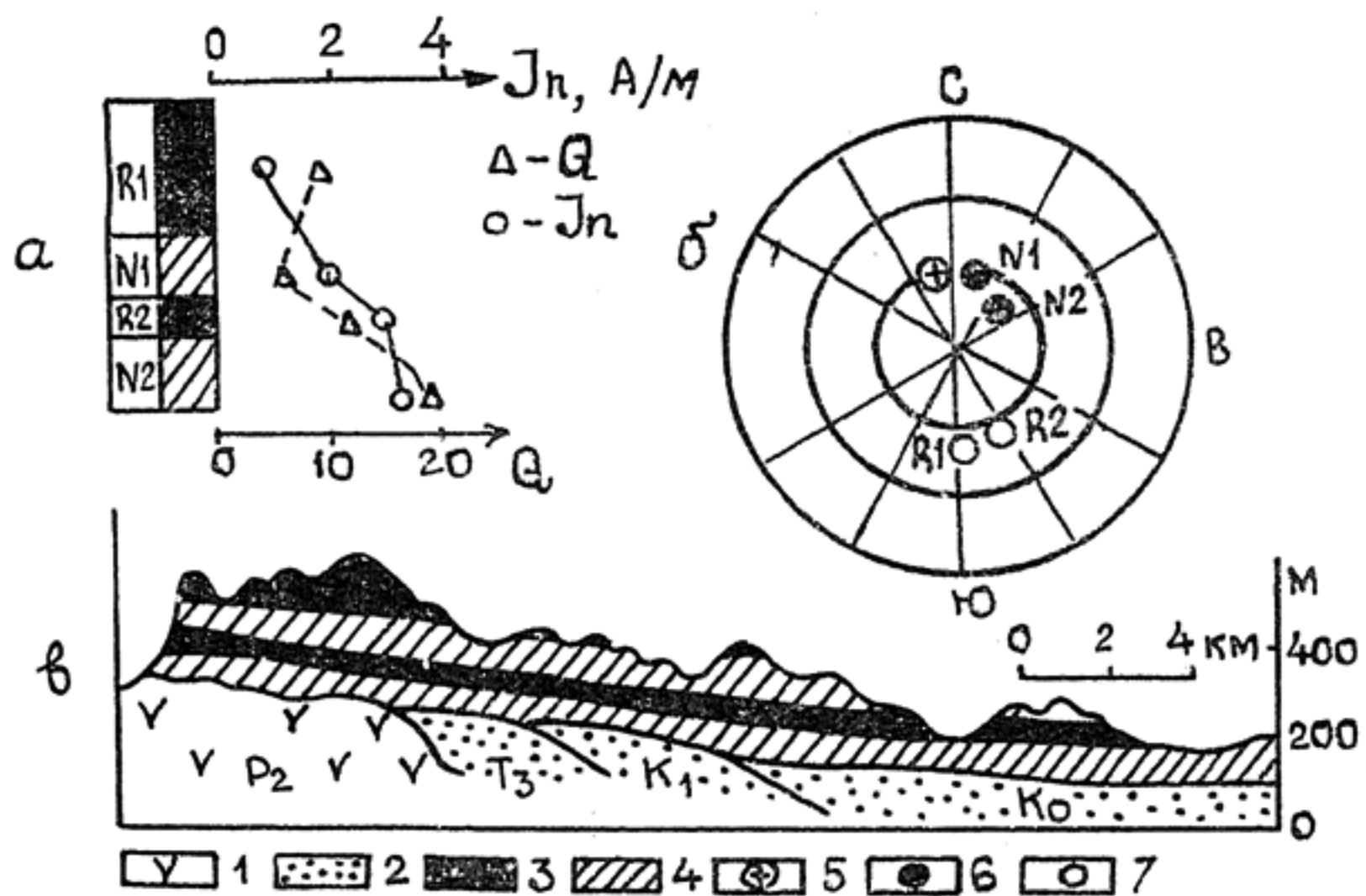


Рис. 4.25. Детальное палеомагнитное расчленение базальтов Шуфанского плато [28]:

а — изменение средних значений скалярных магнитных параметров по палеомагнитным горизонтам; б — средние направления остаточной намагниченности; в — палеомагнитно-геологический разрез. 1 — нерасчлененные базальты; 2 — осадочные образования; 3—4 — прямо (4) и обратно (3) намагниченные базальты плиоцена; 5 — направление современного магнитного поля Земли; 6—7 — направления остаточной намагниченности базальтов — прямое (6) и обратное (7)



возраст базальтов. По палеомагнитным данным произведено расчленение разреза базальтов на четыре горизонта с разной полярностью остаточной намагниченности. При сопоставлении горизонтов между собой, кроме знака  $J_n$ , использовались особенности величины и направления остаточной намагниченности в переходных зонах от одной к другой полярности, кучность направлений  $J_n$  в пределах горизонтов, а также скалярные магнитные характеристики пород, такие как магнитная восприимчивость, величина  $J_n$ , Q-фактор (рис. 4.25).

Пригодность этих характеристик для корреляции определяется тем, что близкие по времени образования породы, принадлежащие к одному палеомагнитному горизонту, обычно характеризуются общностью петрографического состава, а также сходством состава и концентраций в них ферромагнитных минералов. Из рис. 4.25, а видно, что горизонты с прямой полярностью  $N_1$  и  $N_2$  трудно спутать между собой при корреляции разрезов уже потому, что  $J_n$  и Q пород горизонта  $N_2$  в 1,5—2 раза выше значений подобных характеристик пород горизонта  $N_1$ .

Наличие в разрезе района горизонтов прямой и обратной полярности позволяет проводить палеомагнитное картирование таких горизонтов по площади (рис. 4.26). Легендой к таким картам может служить региональный палеомагнитный разрез.

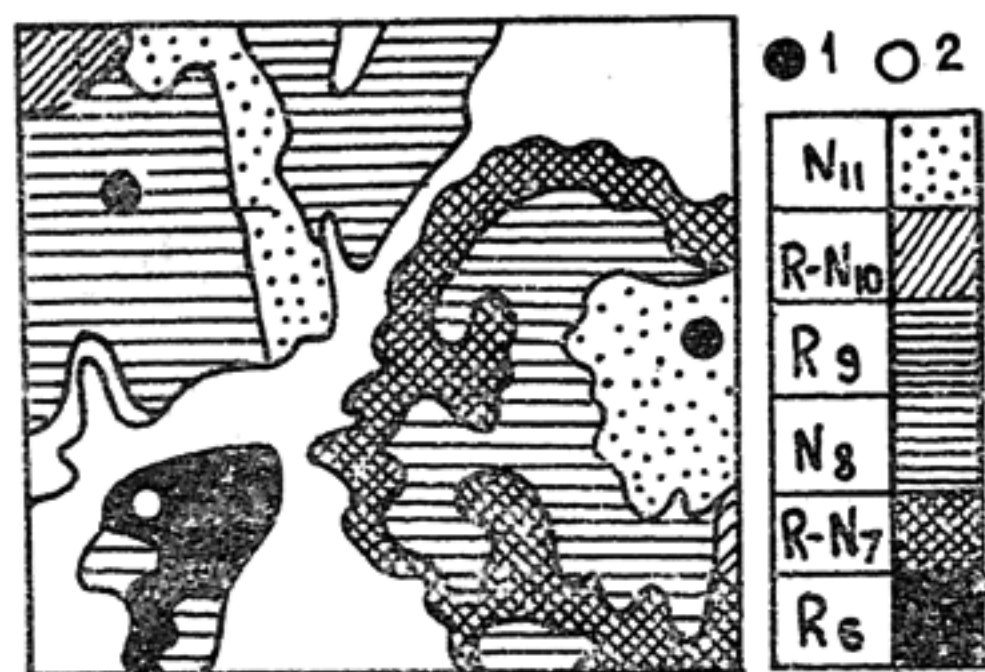


Рис. 4.26. Фрагмент карты палеомагнитных горизонтов западной части Закарпатского прогиба (Ужгородская и Закарпатская палеомагнитные эпохи) [15].

Вулканические массивы: 1 — прямо намагниченные; 2 — обратно намагниченные

Результаты палеомагнитных исследований широко используют для изучения тектонических движений отдельных блоков земной коры, объяснения природы линейных магнитных аномалий над срединно-океаническими хребтами и оценки скорости раздвигания литосферных плит и для решения других задач, о чем можно прочитать в специальной литературе [5, 28].

#### 4.4. Магнитная восприимчивость

Магнитная восприимчивость горных пород характеризует способность их намагничиваться современным магнитным полем Земли. С физической точки зрения этот параметр является частной характеристикой ферромагнетика, так как соответствует только самой начальной части кривой намагничивания (см. рис. 4.9). Тем не менее  $\chi$  — это весьма информативный магнитный параметр горных пород. Знания о магнитной восприимчивости пород совершенно необходимы для расчетов и интерпретации магнитных аномалий. Несмотря на то, что величина последних определяется суммарной намагниченностью породы (индуктивной, определяемой  $\chi$ , и естественной остаточной), по величине магнитной восприимчивости можно приближенно судить и о величине  $J_n$ : для большинства пород наблюдается прямое соотношение между изменениями обоих параметров, определяемых общими причинами. И наконец,  $\chi$  — это наиболее просто измеряемый магнитный параметр, по которому в настоящее время накоплен достаточно представительный статистический материал, касающийся различных горных пород, геологических тел и процессов.

##### 4.4.1. Основные факторы, определяющие магнитную восприимчивость

Магнитная восприимчивость горных пород изменяется в очень широких пределах — от долей до десятков тысяч  $10^{-5}$  ед. СИ, и зависит от соотношения в породе диа-, пара- и ферромагнитных минералов. Хотя в породе в общем случае присутствуют все три разновидности магнетиков, ее «магнитный облик» определяется преимущественно содержанием и свойствами ферромагнитных минералов, обладающих в сравнении с остальными аномальной магнитной восприимчивостью. Величина магнитной восприимчивости породы определяется тремя факторами: 1) типом ферромагнетика; 2) содержанием ферромагнетика в горной породе; 3) размерами включений ферромагнетика.

Влияние типа ферромагнитного минерала на величину магнитной восприимчивости породы очевидно, так как эти минералы отличаются друг от друга по  $\chi$  (см. табл. 4.4). Наиболее магнитным является магнетит, наименее — слабые ферромагнетики: гематит, гётит и др. По убыванию магнитной восприимчивости ферромагнитные ми-

нералы составляют следующий ряд: (магнетит, маггемит) — титаномагнетит — пирротин — гематит — гётит, гидрогётит, гидрогематит). В этом ряду несколько неопределенным является лишь положение титаномагнетита: при высоком содержании в нем титановой молекулы он может стоять за пирротинном.

Величина магнитной восприимчивости породы может служить приближенным диагностическим признаком минерала — ферромагнетика, содержащегося в породе. Приближенным, поскольку влияют и другие факторы, в первую очередь — содержание ферромагнетика. Покажем это на примере рис. 4.27, где приведен осредненный график магнитной восприимчивости сланцевых пород в геологическом разрезе месторождения золота.

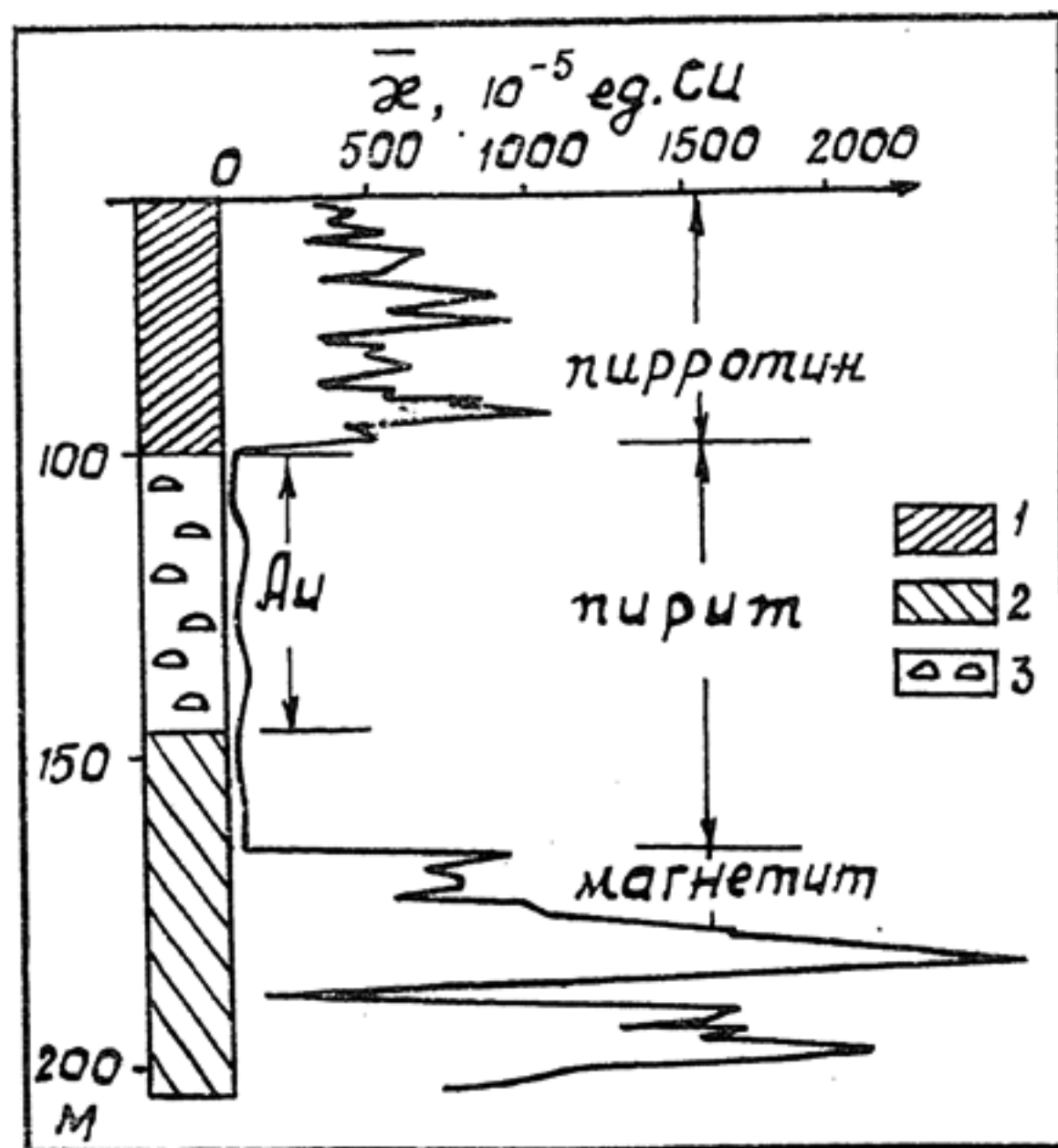


Рис. 4.27. Магнитная восприимчивость пород месторождения золота (Енисейский кряж):  
1 — графитистые кварцево-мусковитовые сланцы; 2 — карбонатно-слюдисто-кварцевые сланцы; 3 — рудоносные метасоматиты с сульфидами

По минералогическим определениям эталонных коллекций образцов в породах месторождения может присутствовать магнетит и пирротин. Породы средней части разреза скважины (рис. 4.27) практически не содержат ферромагнетиков, поскольку их  $\chi < 20 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Вопрос о природе повышенной магнитности сланцев верхней и нижней частей разреза может быть решен на основании следующих соображений. Повышенно-магнитные [средняя  $\chi$  порядка  $(500—1000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ] углеродистые сланцы содержат макро-



скопически видимый пирротин. В существенно более магнитных карбонатно-слюдисто-кварцевых сланцах нижней части разреза невооруженным глазом ферромагнетик не обнаруживается, следовательно, такого уровня магнитную восприимчивость способен создать более сильный, чем пирротин, ферромагнетик, в нашем случае магнетит.

Вопрос о присутствии в названных породах в небольших количествах второго ферромагнетика на основании только величин  $\chi$  не может быть решен; речь может идти только о ферромагнетике, создающем основную долю величины  $\chi$ . В частном случае рассматриваемого разреза присутствие в углеродистых сланцах магнетита практически может быть исключено на основании несовместимости в большом интервале термодинамических условий устойчивости магнетита и графита (рис. 4.28); последний присутствует в углеродистых

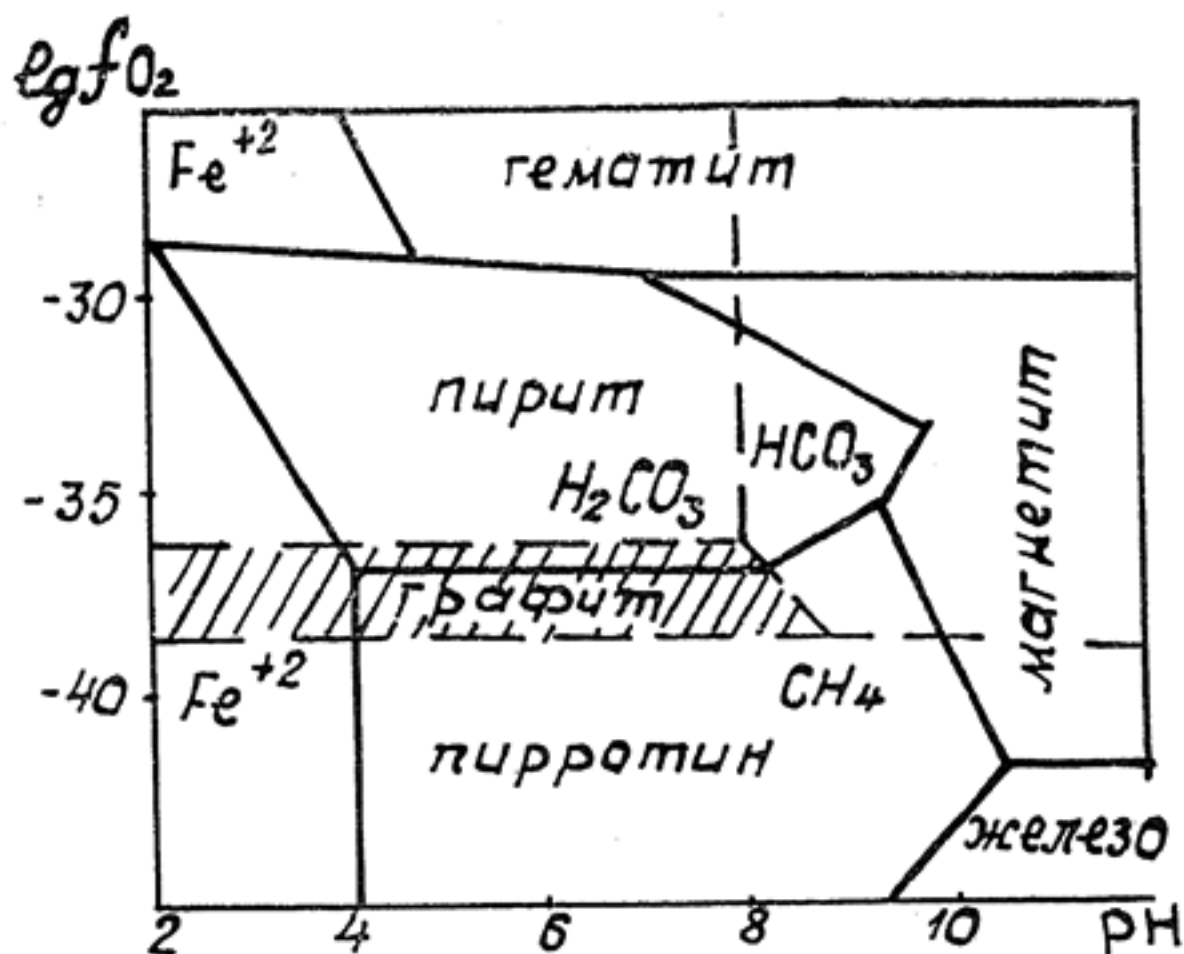


Рис. 4.28. Совмещенная диаграмма полей устойчивости сульфидов и оксидов железа и графита в координатах: парциальное давление кислорода ( $fO_2$ ) и кислотность — щелочность среды (pH) ( $T = 250—300^\circ \text{C}$  — по О. А. Осетрову, 1978)

сланцах разреза. Аналогично вопрос о природе ферромагнетика решился на основании терморазмагничивания: интервал блокирующих температур в случае углеродистых сланцев находился в окрестности точки Кюри пирротина— $320^\circ \text{C}$ , а в случае карбонатно-слюдисто-кварцевых сланцев — точки Кюри магнетита, т. е.  $578^\circ \text{C}$ .

Зависимость магнитной восприимчивости породы от содержания ферромагнетика для изверженных пород приведена на рис. 4.29. При общем увеличении магнитной восприимчивости пород с увеличением содержания в них ферромагнетика (для изверженных пород это магнетит и титаномagnetит) выделяются две области зависимости. В случае слабомагнитных пород ( $\kappa < 50 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ) закономерной связи между  $\kappa$  и содержанием ферромагнетика в целом для рассматриваемой группы пород не наблюдается, хотя для отдельных разновидностей пород конкретных регионов она может быть. На величину магнитной восприимчивости пород наряду с микровключениями ферромагнетиков влияют парамагнитные минералы, что и приводит к «размазыванию» зависимости  $\kappa = f(C_{\Phi})$  (рис. 4.29). По класси-

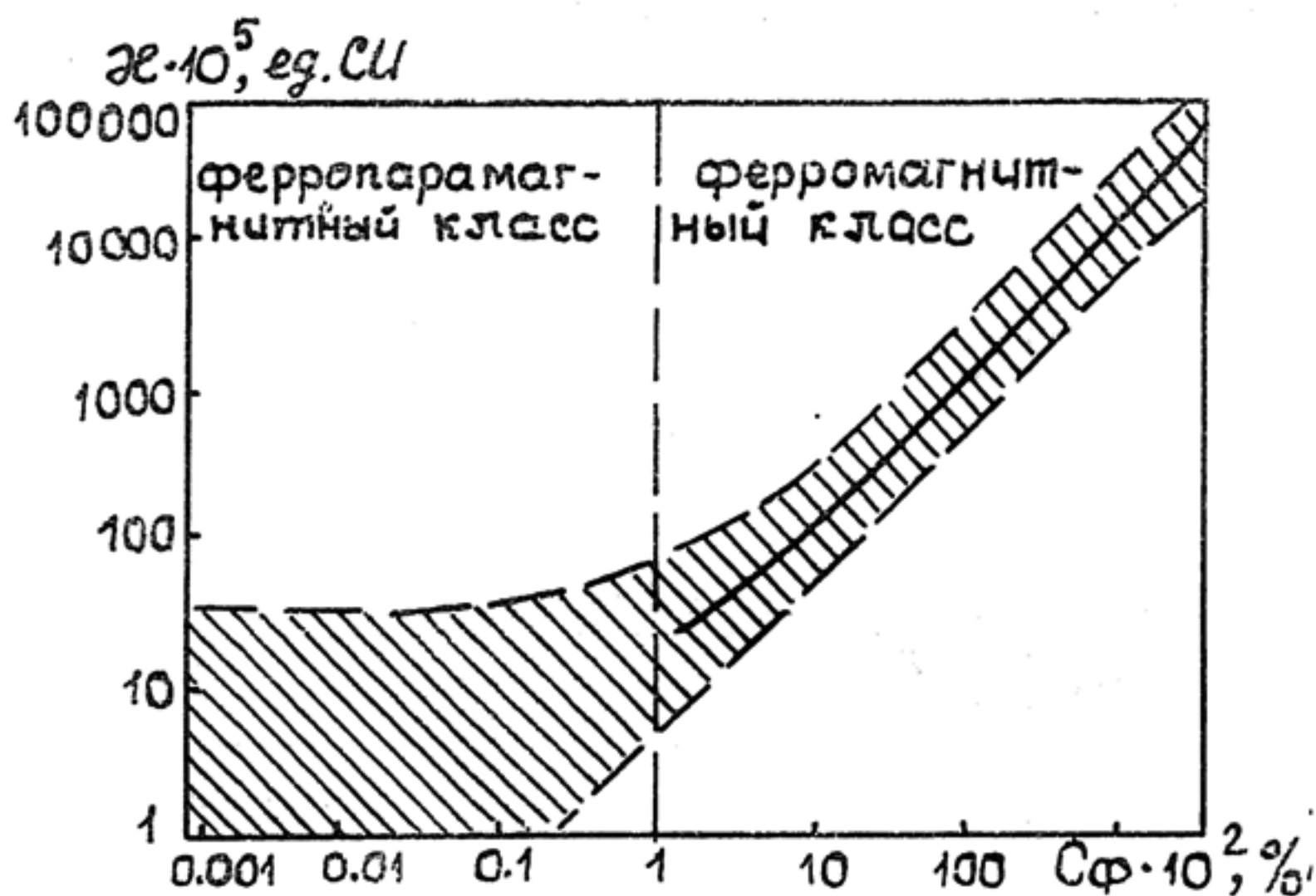


Рис. 4.29. Диаграмма зависимости магнитной восприимчивости интрузивных пород от содержания в них минералов ферромагнитной фракции [Дортман Н. Б., 1984; Вейнберг А. К., 1966]. В пределы заштрихованной области попадает 85% экспериментальных данных

фикации Н. Дортман [49] это ферропарамагнитный класс горных пород. Для магнитной восприимчивости пород этого класса характерны более симметричные гистограммы распределения значений  $\kappa$ , менее растянутые в область высоких значений.

При содержаниях ферромагнетика в породе более 0,01% влияние парамагнитных компонент на величину магнитной

восприимчивости породы уже не сказывается. Это — ферромагнитный класс пород. Для него установлены достаточно надежные эмпирические зависимости между содержанием ферромагнетика и магнитной восприимчивостью горной породы, которые могут быть использованы для приближенной оценки содержания ферромагнетика в породе по измеренным значениям  $\chi$ , например магнетита в железных рудах. По результатам теоретических расчетов такой зависимости наиболее соответствует магнетизму магнетитовых руд следующая:

$$\frac{\chi}{\chi_M} = V \cdot \left( \frac{1 + 4\pi\chi}{1 + 4\pi\chi_M} \right)^{1/3}, \quad (4.21)$$

где  $\chi$  и  $\chi_M$  — магнитные восприимчивости породы и ферромагнитного минерала;  $V$  — относительный объем породы, занимаемый ферромагнетиком.

В свою очередь, содержание в породе ферромагнетиков определяется двумя факторами: 1) содержанием в породе железа; 2) условиями образования породы, главным образом режимом серы и кислорода, поскольку ферромагнетики — это оксиды или сульфиды железа.

Характер влияния содержания железа на магнитную восприимчивость изверженных горных пород хорошо иллюстрирует рис. 4.30. Петрографические группы пород

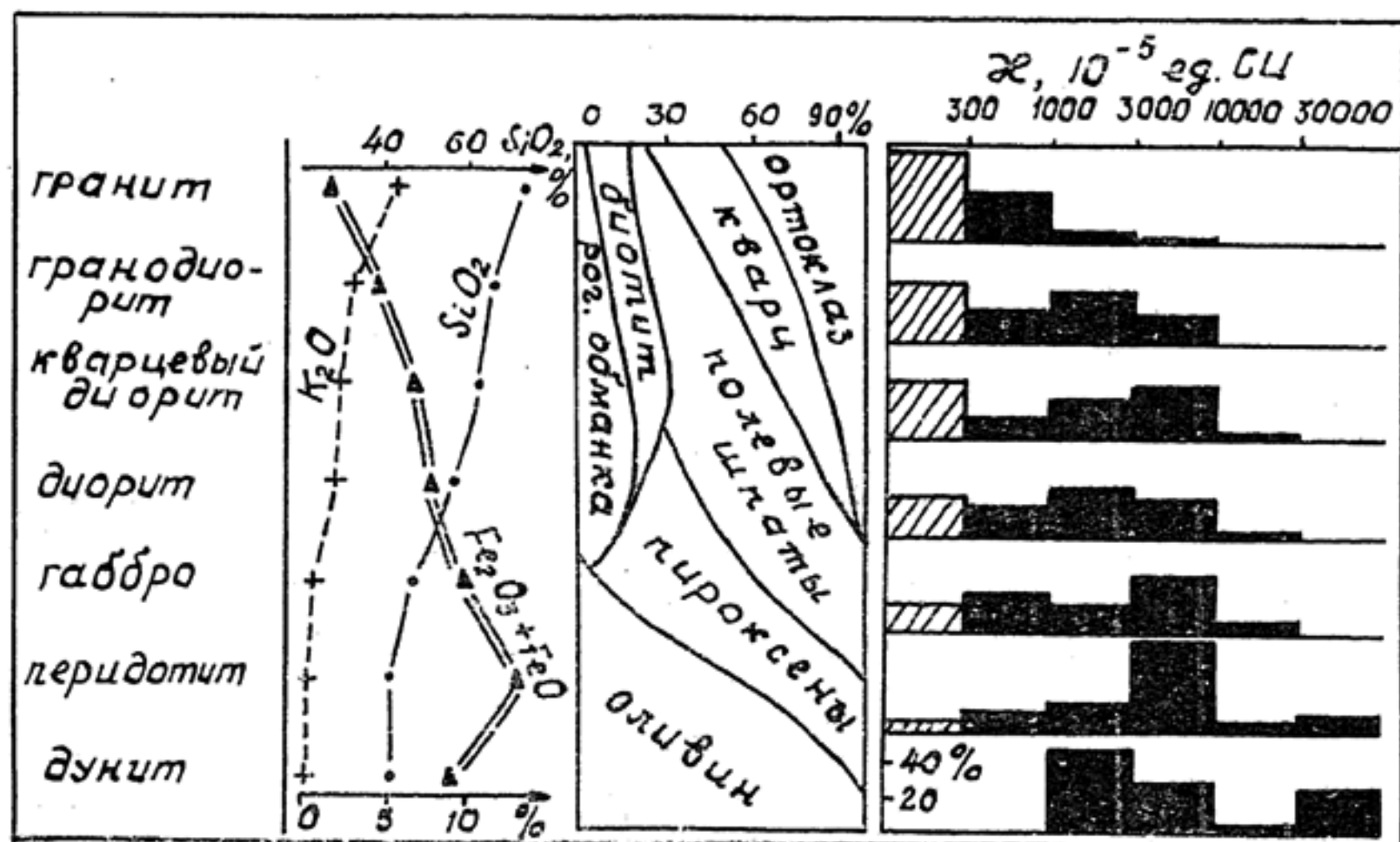


Рис. 4.30. Магнитная восприимчивость и минералого-химический состав интрузивных горных пород (по Н. Дортман, А. Заварицкому и Р. Дэли)



выделены по степени их основности — кремнекислотности, т. е. по содержанию в породе оксидов оснований — железа, кальция и магния, с одной стороны, и по содержанию кремнекислоты — с другой. Таким образом, оксиды железа являются одним из классификационных показателей пород, поэтому мы видим закономерное увеличение содержания железа от кислых разностей пород (граниты) к основным (габбро) и ультраосновным (перидотиты и дуниты). В таком же порядке возрастает в породе доля железо-магнезиальных силикатов (биотиты, пироксены, оливины, амфиболы).

Магнитная восприимчивость пород также закономерно изменяется по мере возрастания их основности. Но эта зависимость сложная, статистического порядка. При увеличении содержания железа в породе увеличивается доля пород с более высокими значениями магнитной восприимчивости, растет средняя магнитная восприимчивость пород, увеличивается диапазон значений  $\chi$ , их максимально возможное значение. То есть налицо прямое соотношение между магнитностью пород и содержанием железа, проявляющееся в среднем: породы с большим содержанием железа, более основные, как правило, и более магнитны, и наоборот. Но в каждой разновидности пород, исключая дуниты, имеются слабомагнитные ( $\chi < 300 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ) разности. Следовательно, в конкретных районах возможны случаи, когда более основные породы будут менее магнитными, как это, например, имеет место для габбро и гранитов в Саралинском районе Кузнецкого Алатау. Содержание железа в породе определяет лишь потенциальную возможность образования ферромагнетика. Для ее реализации необходим оптимальный режим кислорода.

Главный ферромагнетик изверженных горных пород — магнетит содержит в равных пропорциях оксиды двухвалентного и трехвалентного железа и для формирования магнетита необходимо такое парциальное давление кислорода в порообразующей системе, которое бы обеспечило определенную степень окисленности железа (см. рис. 4.28). Если кислорода много, то вместо магнетита образуется слабомагнитный гематит, если мало, магнетит также не образуется, а оксид FeO входит в состав темноцветных минералов. Хорошей иллюстрацией последнему служат результаты изучения железистости темноцветных минералов в магнитных и немагнитных гранитоидах (рис. 4.31). В магнитных гранитоидах, сформированных в оптимальном кислородном режиме, био-

титы и амфиболы в основном высокомагнезиальны, так как железо преимущественно расходуется на образование магнетита; в немагнитных гранитоидах, образованных при дефиците кислорода, железо входит в состав биотитов и амфиболов, увеличивая их железистость.

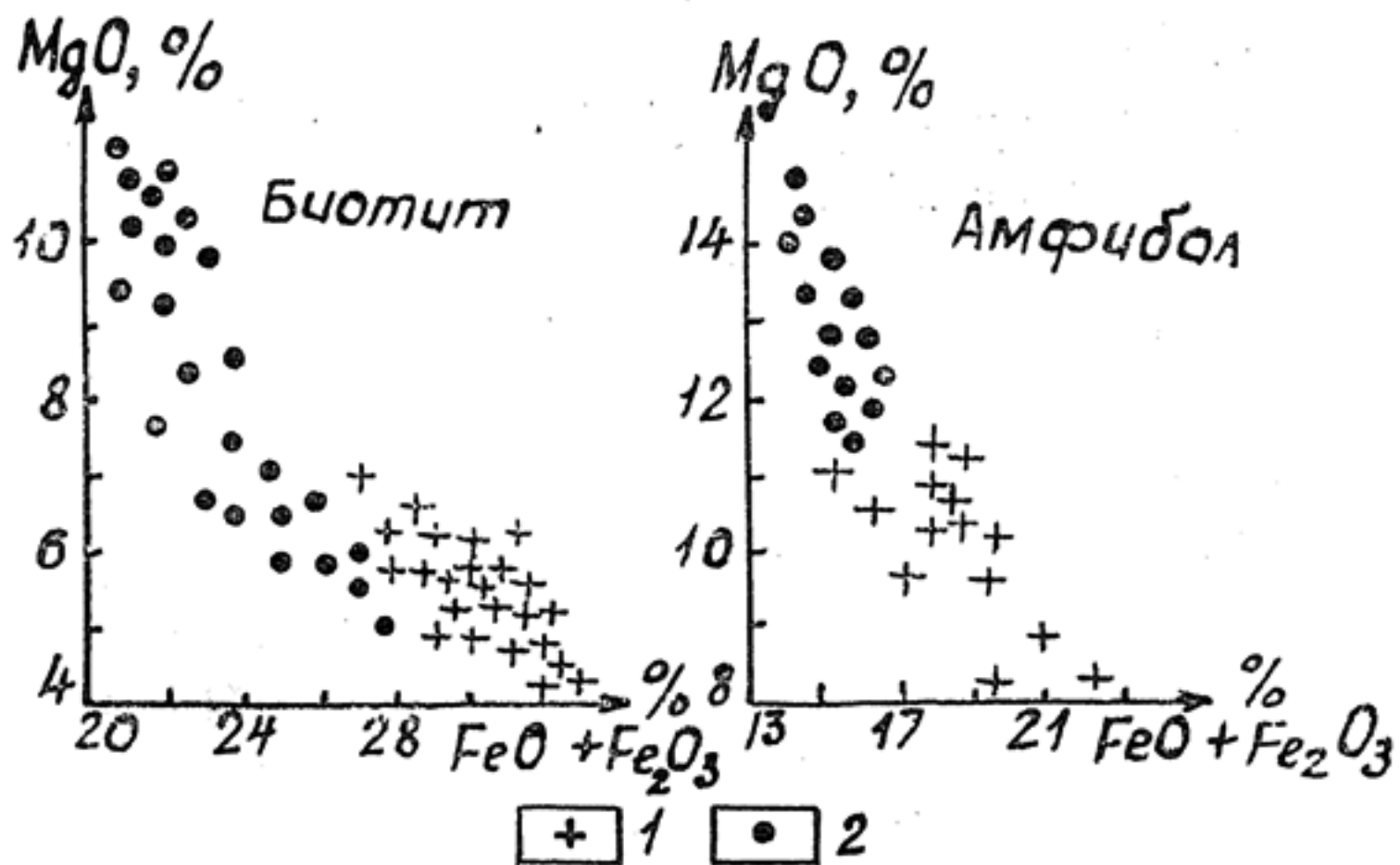
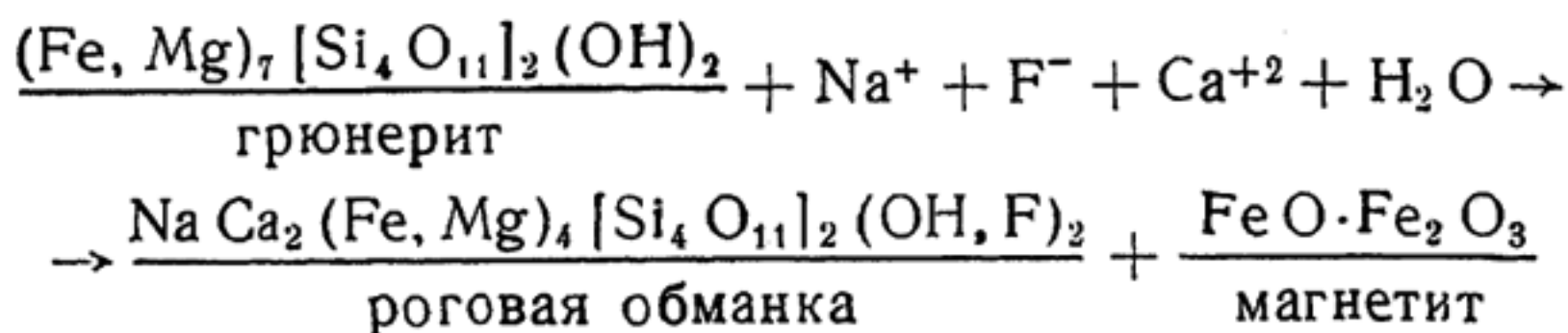


Рис. 4.31. Соотношение магния и железа в биотитах и амфиболах из слабомагнитных (1) и магнитных (2) гранитов (по Э. Дубинчик)

Влияние степени окисленности железа на магнитную восприимчивость гранитоидных пород отображено на диаграмме рис. 4.32. Наиболее магнитные разновидности гранитов, гранодиоритов и диоритов отличаются повышенными отношениями  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ . Эти данные объясняют вариации намагниченности однотипных горных пород. С другой стороны, в содержаниях магнетита, в магнитной восприимчивости пород закодированы окислительные условия формирования породы, а следовательно, по петромагнитным данным, по магнитным аномалиям эти условия могут быть приближенно предсказаны. Например, оценена глубина формирования гранитоидных массивов, поскольку в вертикальном разрезе земной коры режим кислорода изменяется.

Метасоматические или метаморфические изменения пород могут без какого-либо привноса — выноса железа существенно изменить магнитную восприимчивость пород. Примером тому могут служить метаморфогенно-метасоматические процессы в амфиболовых сланцах на месторождениях железистых кварцитов в Карелии [Баранов, 1985], сопровож-

дающие образование магнетитовых руд. Наиболее распространенным процессом является развитие сине-зеленой роговой обманки по высокожелезистому амфиболу грюнериту с одновременным образованием магнетита



По мере развития процесса увеличивается содержание магнетита в породе, а амфиболы становятся все более магнезиальными, что отражается в их оптических характери-

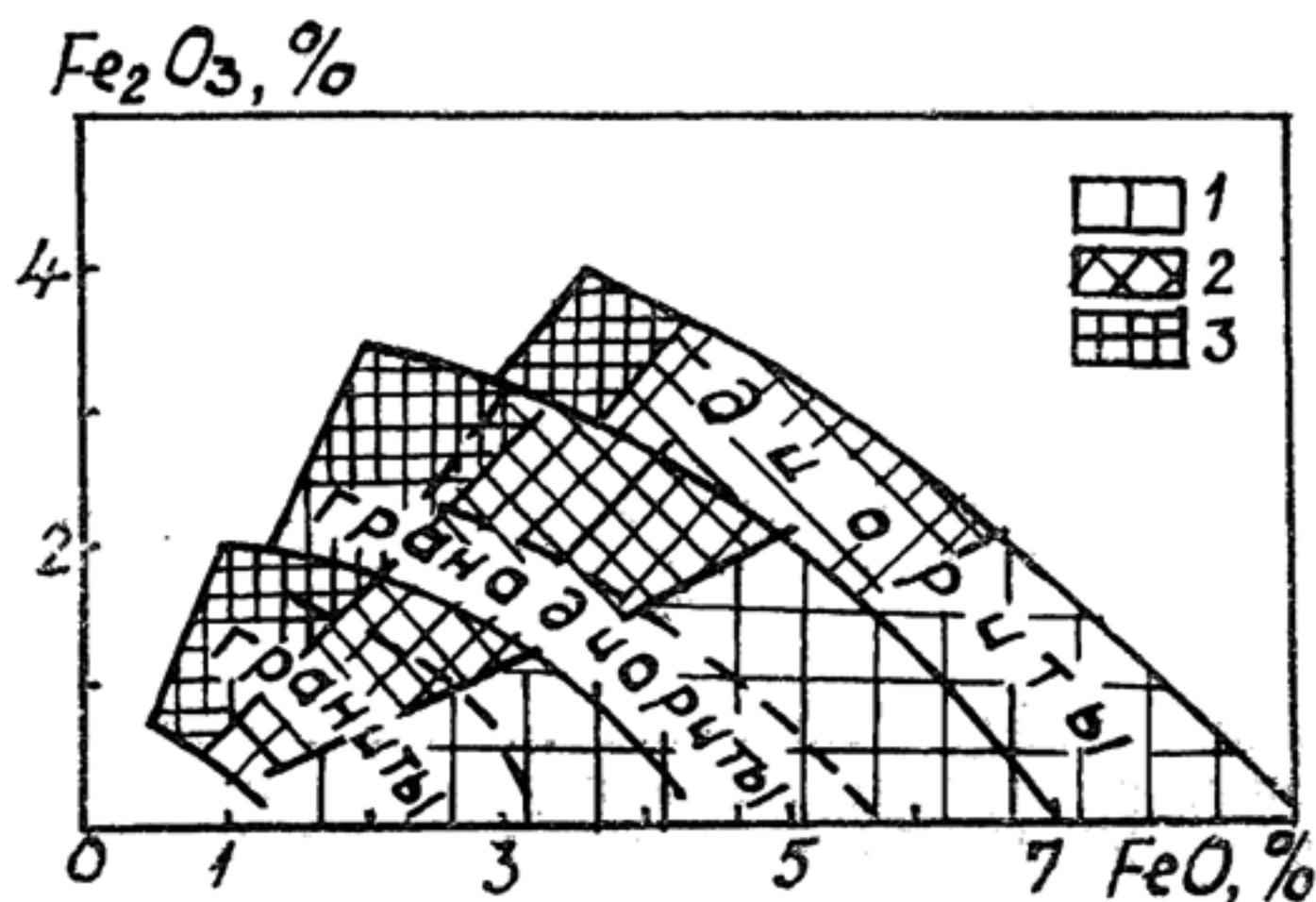


Рис. 4.32. Зависимость магнитности гранитоидов от степени окисленности железа [32].

Поля гранитоидов: 1 — слабомагнитных ( $\kappa < 0,5 \times 10^{-3}$  ед. СИ); 2 — магнитных ( $\kappa = (10-30) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ); 3 — сильномагнитных ( $\kappa > 30 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ)

стиках и уменьшении удельного веса. Обратим внимание, что образование магнетита и изменение магнитной восприимчивости произошло без привноса железа в систему, а только за счет отличия окислительных условий процесса изменения от условий образования амфиболовых сланцев.

Из диаграммы рис. 4.28 видно, что режим кислорода определяет поле устойчивости и другого ферромагнетика — пирротина. В сравнении с магнетитом он более устойчив в кислой среде, а в сравнении с парамагнитным пиритом — в



условиях относительного дефицита кислорода. Изменение режима кислорода в рудообразующей системе наряду с температурой и активностью серы определяют магнитность или немагнитность сульфидных руд, а следовательно, возможность поиска их с помощью магнитной съемки.

Основным ферромагнетиком руд полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений Zn, Pb, Cu является пирротин; в меньшей мере характерен магнетит. Данные о магнитной восприимчивости этих геологических образований (табл. 4.5) определенно свидетельствуют о при-

Т а б л и ц а 4.5

Магнитная восприимчивость и плотность руд полиметаллических и колчеданно-полиметаллических формаций [32]

Состав руд	$\kappa$ , $10^{-5}$ ед. СИ	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>
Халькопирит-сфалеритовый	25	4,53
То же	1000	3,28
Сфалерит-галенитовый	5	4,38
Галенит-сфалеритовый	5	2,95
Халькопирит-сфалеритовый	30	4,27
Пирротин-халькопиритовый	650	2,98
Халькопиритовый с магнетитом	4400	3,05

уроченности пирротина (и магнетита) к халькопиритсодержащим рудам, в то время как существенно галенит-сфалеритовые руды практически немагнитны и содержат в качестве сульфида железа пирит. В вертикальном разрезе полиметаллических месторождений галенит-сфалеритовая минерализация на глубину сменяется халькопиритовой, часто с пирротинном, иногда в условиях повышенных температур или рН — с магнетитом. Магнитная восприимчивость глубокоэродированных или вскрытых на глубоких горизонтах сульфидных месторождений, как правило, выше за счет большей благоприятности глубинных условий для формирования ферромагнетика в сульфидсодержащих системах.

Так, руды Советского месторождения Енисейского края в верхних горизонтах практически немагнитны и содержат пирит; на магнитных планах месторождение практически не выделяется. На глубоких горизонтах и в рудах, и во вмещающих породах появляется пирротин, возрастает маг-

нитная восприимчивость этих образований (см. рис.10, 51). Следовательно, для глубокоэродированных месторождений поисковые критерии оказываются иными — им будут соответствовать положительные аномалии магнитного поля.

Содержание ферромагнетика в породе влияет не только на магнитную восприимчивость, но и на величину остаточной намагниченности. Согласно С. Бродской (1963), рост концентрации ферромагнетика в породе до 10% в равной мере влияет как на индуктивную, так и на остаточную намагниченность. Следовательно, совместное рассмотрение обоих параметров позволит учесть влияние общего фактора — содержания ферромагнетика и выявить иные различия в магнетизме горной породы, связанные с составом ферромагнетика, его структурой и возрастом породы. Последнее можно оценить по  $Q$ -фактору, т. е. взяв отношение остаточной и индуктивной намагниченностей. В названном интервале фактор  $Q$  не зависит от концентрации ферромагнетика и для однотипных пород в значительной степени определяется возрастом, так как именно этот фактор влияет на величину  $J_n$  и не сказывается на магнитной восприимчивости породы.

Наглядным способом представления результатов измерений  $J_n$  и  $\chi$  являются поля корреляции, аналогичные рис. 4.33. Результаты измерений здесь представлены в виде изолиний плотности точек, соответствующих парам измеренных значений параметров  $\chi$  и  $J_n$ . Обратим внимание на высокую информативность как подобного способа представления результатов, так и вообще использования наряду с  $\chi$  еще остаточной намагниченности. Те петромагнитные разновидности пород, центры распределения которых на ось магнитной восприимчивости проецируются в одну «точку», т. е. не разделяются по  $\chi$ , по оси  $J_n$  оказываются раздвинуты, т. е. занимают в плоскости « $J_n$ — $\chi$ » обособленное пространство. Причина такого обособления — разный состав ферромагнетика, его структурные и возрастные особенности.

Установлено, что мелкозернистые породы при прочих равных условиях отличаются меньшей величиной магнитной восприимчивости в сравнении с крупнозернистыми. Наиболее закономерно это проявляется при сопоставлении магнитной восприимчивости интрузивных и эффузивных пород близкого состава. Быстрое остывание эффузивных пород приводит к тому, что ферромагнетики кристаллизуются, как правило, 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. Так, диапазон изменения магнитной восприимчивости гранитов в зависимости от условий образования и формационной принадлежности составляет  $(0-10000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, а их эффузивных аналогов —  $(0-3000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

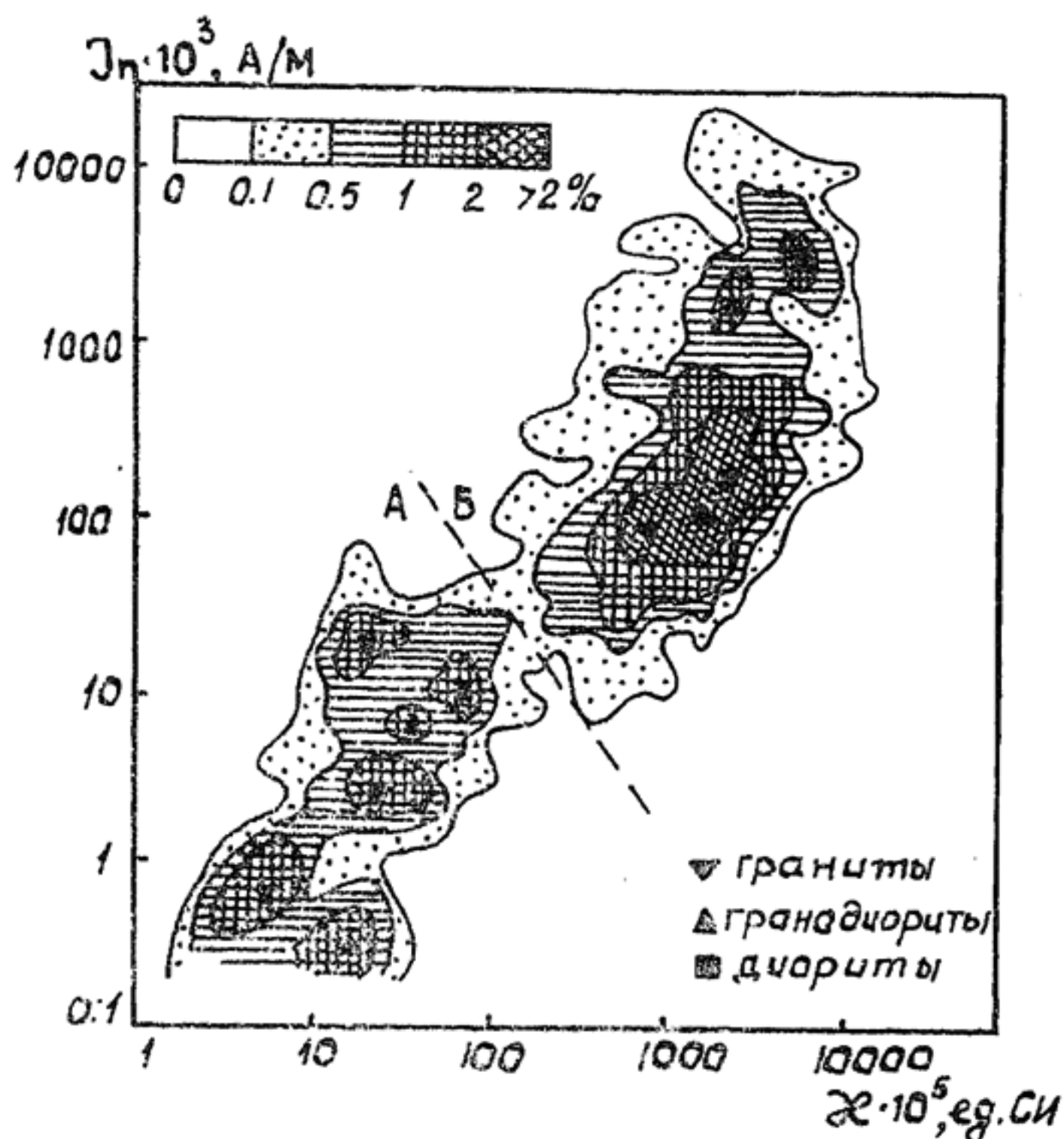


Рис. 4.33. Поле корреляции магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности гранитоидов (по материалам Э. Я. Дубинчик и И. В. Розенталя, 1980):  
 А — класс ферропарамагнитных пород; Б — класс ферромагнитных пород; изолинии плотности точек корреляции в процентах; значки — центры распределения  $\chi$  и  $J_n$  отдельных разновидностей пород

Зависимость магнитной восприимчивости от размеров зерен ферромагнетика, приведенная на рис. 4.34, получена Т. Нагатой путем прямого эксперимента при последовательном размельчении образца биотитового риолита, содержащего титаномagnetит. Уменьшение магнитной восприимчивости ферромагнетика по мере уменьшения размера зерен сопровождается возрастанием их коэрцитивной силы, т. е.



жесткости ферромагнетика. Данные табл. 4.6 получены путем статистического сопоставления магнитной восприимчивости образцов одних и тех же пород (эффузивные меймечиты северо-западной части Сибирской платформы), сгруппированных по интервалам изменения размеров зерен ферромагнетика. Среднее содержание магнетита во всех пяти группах одинаковое, так что вариации магнитной восприим-

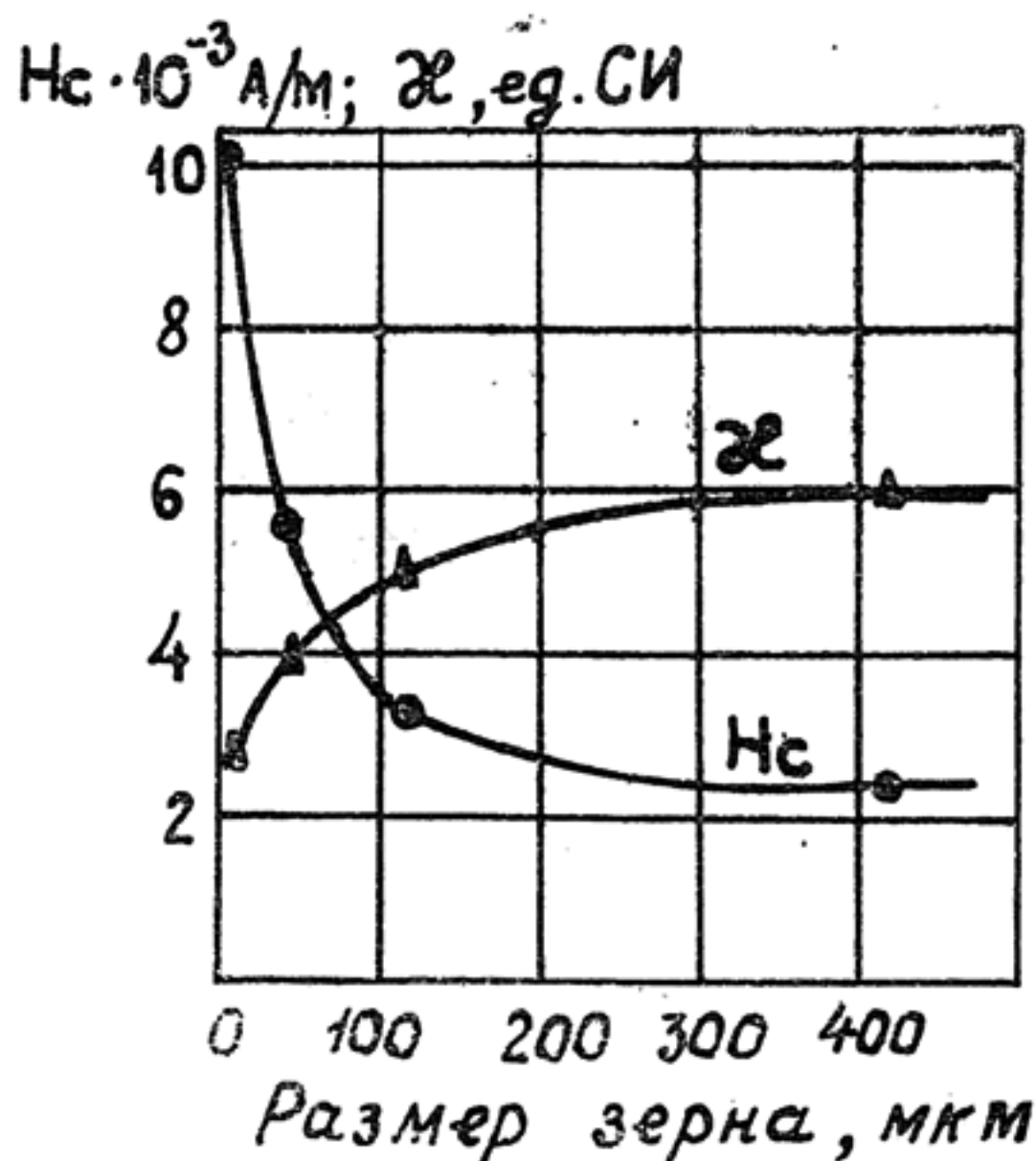


Рис. 4.34. Зависимость коэрцитивной силы  $H_c$  и магнитной восприимчивости  $\chi$  титансодержащего магнетита от размера зерен (по Нагате Т., 1965)

чивости пород обусловлены преимущественно размерами зерен ферромагнетика.

Отметим, что особенно существенное понижение магнитной восприимчивости при уменьшении зерна магнетита обнаруживается, начиная примерно с 60 мкм. Изменение размера зерна более чем на порядок приводит к уменьшению магнитной восприимчивости магнетита на 35—40%. По данным [5], изменение размера зерен гематита в том же интервале уменьшает его магнитную восприимчивость примерно в 8 раз. Такое различие в реагировании магнитной восприимчивости ферромагнетиков на размер зерен обусловлено существенно большей величиной домена слабомагнитного гематита в сравнении с магнетитом.

Зависимость магнитной восприимчивости  
меймечитов от размера зерен магнетита  
(по Б. Гусеву и др., 1967)

$d$ , мкм	Число образцов	$\kappa$ , $10^{-3}$ ед. СИ
>50	21	46,6
10—50	15	45,4
5—10	36	42,8
3—5	30	35,3
3	28	31,5

Причина влияния размеров зерен на магнитную восприимчивость становится понятна, если вспомнить механизм намагничивания ферромагнетика. В области земного магнитного поля это — обратимые смещения границ доменов внутри зерна ферромагнетика, приспособляющие его структуру к внешнему воздействию. Ясно, что такие смещения могут происходить тем легче, чем больше размер зерна в сравнении с размером домена, т. е. чем более многодоменным является зерно. Отсюда разная зависимость  $\kappa$  от размеров включений для ферромагнетиков с разной величиной доменов, а также обратное магнитной восприимчивости поведение коэрцитивной силы. Поскольку последняя в большой степени определяет величину и сохранность естественной остаточной намагниченности, то мелкозернистые породы, как правило, характеризуются большей долей остаточной намагниченности в общей намагниченности породы, большей величиной  $Q$ -фактора и большей пригодностью для палеомагнитных прогнозов.

Аналогично размеру зерна на магнитную восприимчивость ферромагнетика оказывают влияние различные неоднородности их кристаллической структуры. К таким неоднородностям, вызывающим уменьшение магнитной восприимчивости, можно отнести дефекты в кристаллической решетке, связанные с микровключениями продуктов окисления или восстановления ферромагнетиков, распадом твердых растворов и др. И так же, как размер зерен, эти структурные неоднородности приводят к иному, чем магнитная восприимчивость, изменению естественной остаточной намагниченности породы, что и определяет все многообразие

взаимоотношений магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности горных пород (см. рис. 4.33).

Влияние размера зерен на величину магнитной восприимчивости осадочных пород позволяет в ряде случаев по ней определять направления сноса осадочного материала, поскольку вблизи областей денудации осадки, как правило, более грубозернистые. Относительно высокие значения магнитной восприимчивости песчаников и алевролитов вблизи источников сноса материала обусловлены также большим удельным весом ферромагнитных минералов, что вызывает их первоочередное осаждение. В работе Н. Туезовой (1975) приводятся данные о магнитной восприимчивости осадочных отложений Западно-Сибирской плиты. Породы характеризуются невысокими значениями магнитной восприимчивости, укладываемыми в интервал  $(0-100) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, но закономерно изменяющимися в пространстве. Так, для отложений готерив-баррема магнитная восприимчивость от центральной части плиты, где она составляет  $(20-30) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, растет в двух направлениях: к Енисейскому краю и Кузнецкому Алатау, достигая у обрамления плиты своих максимальных значений —  $100 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Все это свидетельствует о двух источниках сноса терригенного материала при образовании осадочных пород готерив-баррема Западно-Сибирской плиты. Это — Енисейский край и Кузнецкий Алатау.

Таблица 4.7

Различие магнитной восприимчивости осадочных пород в разных элементах структуры земной коры [32]

Порода	Магнитная восприимчивость, $10^{-5}$ ед. СИ	
	Платформы (чехол)	Складчатые структуры
Песчаник	0—200	0—41000
Алевролит	0—290	0—2500
Глина	0—300	0—3100
Аргиллит	0—190	0—355
Мергель	0—140	0—180
Известняк	0—380	0—3300
Доломит	0—10	0—120



По причине разной удаленности от областей сноса наблюдается различие в магнитной восприимчивости осадочных пород складчатых и платформенных регионов (табл. 4.7). Магнитная восприимчивость однотипных образований платформ, как правило, ниже на порядок. Возможно, такое различие частично объясняется и разной степенью метаморфогенного преобразования осадков.

#### 4.4.2. Магнитная восприимчивость горных пород

Влияние на магнитную восприимчивость нескольких факторов приводит в каждом конкретном случае породообразования к заранее непредсказуемому результату. Магнитная восприимчивость конкретных геологических тел в силу специфики термодинамических и иных условий их образования может существенно отличаться от среднестатистических значений этого параметра для данной разновидности пород. Поэтому для расчетов и интерпретации геомагнитных аномалий и полей необходимы сведения о магнитных свойствах пород района. Эти конкретные сведения могут быть дополнены общими закономерностями, которые выявляются из анализа и систематизации многочисленных петромагнитных данных.

Например, что нам могут дать сведения о магнитной восприимчивости интрузивных пород, приведенные на рис. 4.30? Если в нашем районе имеются две разновидности пород — гранит и дуниты, то более высокими магнитными полями будут отмечаться определенно дуниты, так как интервалы изменения  $\chi$  гранитов  $(0-1000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ и дунитов  $(\chi > 1000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ) не перекрываются. Нельзя предполагать у гранитов магнитную восприимчивость более  $10000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, так как таких гранитов не бывает (если они не оруденелые — их предельная магнитная восприимчивость лимитируется содержанием железа в породе). Если же в районе наряду с гранитами имеется габбро, то скорее всего более высокие значения магнитных полей будут характерны для габбро, поскольку в большинстве случаев эти породы отличаются все же более высокими значениями  $\chi$  в сравнении с гранитами. Однако вариант большей магнитности гранитов тоже нельзя отбрасывать как абсолютно невероятный, поскольку интервалы  $\chi$  обеих разновидностей пород перекрываются в достаточно большом диапазоне. Если, например, при измерении  $\chi$  гранитов конкретного района

были получены значения, укладываемые в интервал  $(3000—10000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, — возможные, но редко встречающиеся в практике (см. рис. 4.30), то необходимо задуматься над теми условиями образования этих пород, которые привели к их аномальной магнитной восприимчивости, исследовать вопрос возможного прямого или косвенного отношения их к оруденению.

С таких позиций нужно использовать в практических целях тот огромный статистический материал, который приводится в справочной и периодической литературе [32, 33, 49]. Здесь мы отметим лишь самые общие закономерности магнитной восприимчивости пород, разделив их на группы по происхождению.

В среднем по уровню магнитной восприимчивости породы располагаются в следующий ряд (начиная с наиболее магнитных): интрузивные — эффузивные — метаморфические — осадочные.

Нужно подчеркнуть, что это самая общая тенденция, поскольку даже внутри отдельной разновидности могут быть достаточно большие вариации  $\chi$ , а, например, железистые кварциты (метаморфические породы) могут иметь магнитную восприимчивость, превышающую  $\chi$  любой разновидности интрузивных пород.

Основной закономерностью интрузивных и эффузивных пород является возрастание в среднем их магнитной восприимчивости с увеличением основности. О статистическом характере такой зависимости мы повторяться не будем. Отметим лишь, что отклонения от «нормы» связаны с условиями формирования породы. Для эффузивных пород большое значение на величину  $\chi$  оказывают условия их образования, в силу чего наблюдается различие в магнитной восприимчивости покровных, пирокластических и экструзивных образований [32]. Магнитная восприимчивость эффузивных пород в среднем на порядок меньше  $\chi$  интрузивных аналогов, что связано преимущественно с меньшим размером зерен ферромагнетиков в эффузивных породах и значительным повышением в них оксида железа высшей степени окисленности — слабомагнитного гематита. По этим же причинам эффузивные породы отмечаются повышенной стабильностью и сохранностью  $J_n$ , в основном термоостаточной и химической природы, пригодностью для палеомагнитных реконструкций.

Для метаморфических пород характерен наиболее широкий диапазон изменения магнитной восприимчи-



ности. Здесь и диамагнитный мрамор, имеющий отрицательную магнитную восприимчивость, и железистые кварциты, магнитная восприимчивость которых по порядку может приближаться к таковой для магнетита (табл. 4.8). Однако это относительно слабораспространенные породы. Основная же масса метаморфических пород — сланцев, гнейсов, амфиболитов — имеет невысокую и однородную намагниченность, в среднем более низкую, чем у магматических пород.

По мере возрастания степени регионального метаморфизма от зеленосланцевой фации к амфиболитовой и гранулитовой увеличивается возможность образования пород с более высокой магнитной восприимчивостью (см. рис. 10.6), что отвечает более благоприятным условиям образования магнетита при повышении температуры и давления. В наивысшей степени метаморфизованные породы эклогитовой фации практически немагнитны, поскольку давление при образовании этих пород превышает допустимое для формирования магнетита. Возрастание магнитной восприимчивости при увеличении степени метаморфизма проявляется в среднем, и среди пород любой фации имеются и немагнитные, и магнитные разновидности, причем чаще преобладают первые. В породах фаций зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой аномальными магнитными свойствами могут обладать углеродистые разновидности сланцев за счет присутствия пирротина. Метаморфиты по осадочным породам (парапороды), как правило, менее магнитны, чем по магматическим (ортопороды).

Процессы ультраметаморфизма могут привести как к повышению, так и к понижению магнитной восприимчивости в сравнении с  $\chi$  пород, по которым они развиваются. Продукты полно проявленной гранитизации, а также гранитизированные и мигматизированные породы кислого состава, как правило, имеют низкую магнитную восприимчивость, приближающуюся к  $\chi$  гранитов (см. табл. 4.8, рис. 10.6). Если же гранитизация развивается по ортопородам повышенной основности или по породам высоких степеней метаморфизма (амфиболитам, эклогитам), содержащим в повышенных количествах железо, то она приводит к формированию гибридных разновидностей пород — чарнокитов, содержащих магнетит и отличающихся высокими значениями  $\chi$ .

В метаморфических породах индуктивная намагниченность чаще всего преобладает над остаточной. В состав последней может входить как термоостаточная, так и парциальная остаточная намагниченность в зависимости от



**Сведения о магнитной восприимчивости метаморфических  
и ультраметаморфических пород [32]**

Породы	Магнитная восприимчивость, 10 <sup>-5</sup> ед. СИ	
	Наиболее вероятный интервал	Макси- мальная величина
<b>I. Метаморфиты</b>		
Микрокристаллические сланцы тальковые, серицитовые	10—100	1500
Хлоритовые, кварцево-хлоритовые, серицитово-хлоритовые микрокри- сталлические сланцы	10—100, 3000—4000	700, 7000
Кристаллические сланцы разного состава, биотитовые и двуслюдя- ные гнейсы	10—100	500
Амфиболовые, пироксеновые гнейсы	10—100; 1000—3000	5000
Амфиболит	10—100; 1000—3000	12000
Кварцит	0—20	—
Кварцит железистый	100—100000	10 <sup>6</sup>
Мрамор	—2÷—5	—
<b>II. Ультраметаморфиты</b>		
Граниты, мигматиты, мигматит-пла- гиограниты	0—50	1500
Чарнокиты, диорит-чарнокиты, габ- бро-диорит-чарнокиты	100—1500	6000

конкретного соотношения точки Кюри ферромагнетика и температуры метаморфических преобразований. Возможно образование стабильной химической остаточной намагниченности.

Осадочные породы по сравнению с магматическими и метаморфическими отличаются более низкой и более однородной магнитной восприимчивостью (см. табл. 4.7). В целом закономерных существенных различий по к отдельным литологических разностей терригенных пород не наблюдается, особенно для осадков чехлов платформ. Магнитная восприимчивость известняков и доломитов на порядок ниже к терригенных пород, что позволяет картировать эти разновидности пород с помощью высокоточной магнитной съемки.

На уровне нормальных значений  $\kappa$  ( $10^{-4}$ — $10^{-5}$  ед. СИ) более мелкозернистые разности терригенных пород (глины, аргиллиты) могут быть более магнитны в сравнении с песчаниками и алевролитами. Но для последних возможно появление аномально намагниченных разностей ( $\kappa$  до 0,1 ед. СИ), в основном за счет формирования вблизи источников разрушения и сноса высокомагнитных пород.

Магнетизм осадочных пород обусловлен магнетитом, маггемитом и слабыми ферромагнетиками — гематитом и гидроокислами железа (гетит, гидрогетит и др.). Размеры зерен ферромагнитных минералов от 0,01—2 мм до долей микрометра, что соответствует всему диапазону от песчано-алевролитовой до глинистой фракции. Значительную роль в магнитной восприимчивости осадочных пород играют парамагнетики с повышенной  $\kappa$  — сидерит, хлорит, пирит, ильменит.

Естественная остаточная намагниченность осадочных горных пород имеет ориентационную или химическую природу. Как правило, она относительно стабильна к внешним воздействиям, хорошо сохраняется в геологическом времени. Наиболее жестким магнетизмом обладают красноцветные разности пород, содержащие в качестве ферромагнитных компонент гематит и гидроокислы железа, для которых характерны высокие значения коэрцитивной силы и близкие к прямоугольным гистерезисные циклы [Храмов, 1984].

## ВОПРОСЫ И УПРАЖНЕНИЯ

1. Повышенная магнитная восприимчивость парамагнитных амфиболов, пироксенов, биотитов связана с микропримесями ферромагнетиков (см. рис. 4.4). Предложите магнитные способы определения в этих минералах ферромагнетиков.

2. Из рис. 4.9 определите, при каком механизме намагничивания магнитным полем (обратимое или необратимое смещение границ доменов, вращение векторов) ферромагнетик характеризуется наибольшей магнитной восприимчивостью.

3. Перечислите все известные вам свойства, которыми обладает горная порода в связи с присутствием в ней ферромагнитных минералов.

4. На рис. 4.10 приведены кривые намагничивания кристалла магнетита. В каком направлении потребуется большее по величине магнитное поле для достижения намагниченности насыщения  $I_s$ ? Будут ли отличаться намагниченности насыщения в различных направлениях? Ответы обоснуйте.

5. При намагничивании образца минерала возрастающим магнитным полем обнаружено, что его магнитная восприимчивость изменяется при изменении величины намагничивающего поля. К какому классу веществ: пара-, диа- или ферромагнетикам нужно отнести этот минерал?

6. При нагревании образца горной породы его магнитная восприимчивость резко уменьшилась в интервале температур  $300-330^{\circ}\text{C}$ . Достаточно ли данных табл. 4.3 и 4.4, чтобы определить, какой ферромагнитный минерал присутствует в породе? Будет ли ваше заключение более определенным, если известно, что исследуемый образец — сульфидная руда? Исследование каких магнитных параметров образца нужно дополнительно провести, чтобы подтвердить ваше заключение?

7. По коэрцитивному спектру идеальной намагниченности определите параметры  $\chi_0$  и  $\Delta m$ . Для расчетов возьмите одну из кривых, приведенных на рис. 4.12.

8. Из данных рис. 4.12 определите, частицы с какими значениями критических полей преобладают в термоостаточно намагниченной магнетитовой руде?

9. Используя данные на рис. 4.15, приближенно определите состав и параметр решетки титаномagnetита, терромагнитные свойства которого приведены на рис. 4.18.

10. Осадочная порода имеет небольшую индуктивную намагниченность ( $10^{-2}$  А/м) и близкую ей по величине остаточную намагниченность. Означает ли это, что в породе отсутствуют минералы-ферромагнетики? Может ли  $J_n$  иметь термоостаточную природу?

11. В образце сульфидной руды, содержащей пирротин, обнаружена термоостаточная намагниченность. Что можно сказать о температуре рудообразования?

12. В близких по составу, но образованных на разной глубине (2 и 4,5 км) гранодиоритах, магнитная восприимчивость существенно различная. Используя рис. 4.31 и 4.32, определите, как изменяется (уменьшается, увеличивается) с глубиной магнитная восприимчивость гранодиоритов? Отношение в них оксидов трех- и двухвалентного железа? Железистость биотитов и роговых обманок в гранодиоритах?

13. Чем можно объяснить разброс значений магнитной восприимчивости породы при одном и том же содержании в ней ферромагнетика (рис. 4.29)?

14. Определите Q-фактор диоритов, поле корреляции  $J_n$  и  $\chi$  которых приведены на рис. 4.33, если величина намагничивающего поля равна 45 А/м?



15. В геологическом строении района принимают участие серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы, прорванные интрузиями гранит-гранодиоритового состава. Встречаются также тела перидотитов.

В результате магнитной съемки участка была обнаружена магнитная аномалия, соответствующая не выходящему на дневную поверхность геологическому объекту с магнитной восприимчивостью порядка  $5000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Используя приведенные в гл. 4 данные, определите, объект какого состава был найден?

## 5. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Электрические свойства горных пород характеризуются комплексом различных параметров. В прикладной геофизике в настоящее время изучают и используют для целей разведки электропроводность, естественную и вызванную поляризуемость, пьезоактивность и диэлектрическую проницаемость пород.

Важнейшее значение из этих параметров отводится электропроводности. Это обусловлено тем, что по электропроводности горные породы наиболее контрастно дифференцированы, и этот параметр горных пород определяется как основной в большинстве ныне используемых методов электроразведки.

### 5.1. Электропроводность минералов и горных пород

Способность вещества проводить электрический ток, т. е. формировать упорядоченный поток заряженных частиц (электронов, ионов) под действием электрического поля, оценивается величиной электропроводности ( $\gamma$ ) или удельного электрического сопротивления ( $\rho$ ). Они связаны соотношением

$$\rho = \frac{1}{\gamma}. \quad (5.1)$$

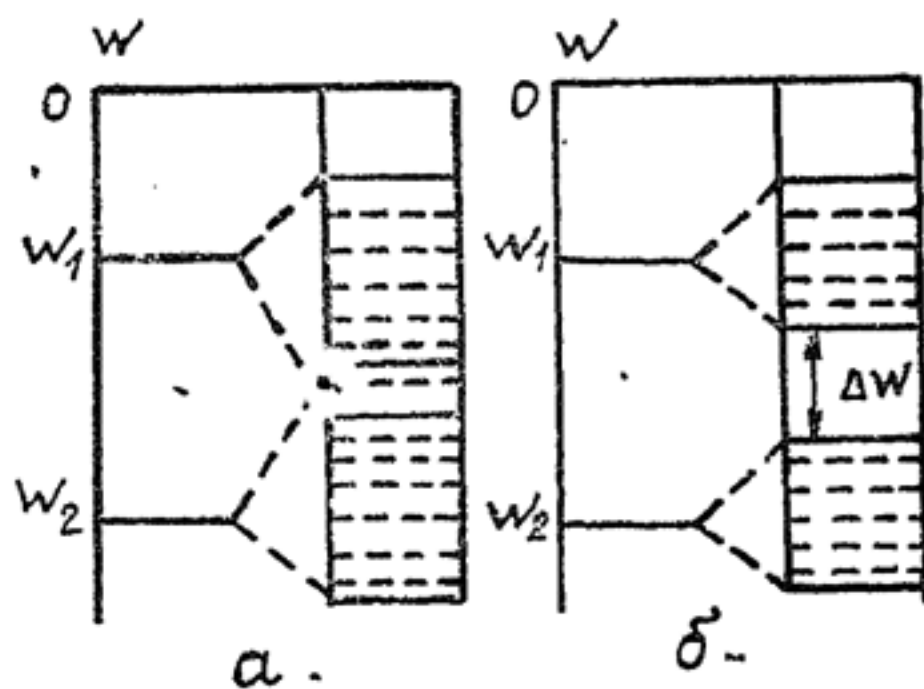
$\rho$  в системе СИ имеет единицу измерения Ом·м,  $\gamma = \frac{1}{\text{Ом} \cdot \text{м}}$ , иногда обозначаемую сименс на метр (Си/м).

С точки зрения электропроводности горные породы можно рассматривать в общем случае как трехкомпонентные образования, состоящие из твердого вещества (кристаллический скелет), жидкости (чаще всего водные растворы солей, в отдельных случаях нефть) и газа.

### 5.1.1. Основы теории электропроводности вещества

Процессы электропроводности в кристаллах, как известно из курса физики, подчиняются законам квантовой механики. Согласно этим законам в каждом отдельно взятом атоме кристалла имеются лишь определенные значения энергии электронов, характеризуемые дозволенными уровнями (рис. 5.1). Эти значения энергии обусловлены взаимодействием электрона с ядром атома. На каждом энергетическом уровне может находиться один или два электрона (принцип Паули). В последнем случае электроны должны отличаться квантовыми состояниями (направлениями спи-

Рис. 5.1. Энергетические уровни в атоме и их распределение в кристаллах:  
а — с перекрытием; б — без перекрытия зон



нов). При отсутствии возбуждения электроны занимают наинизшие уровни, а при подаче веществу дополнительной энергии могут переходить на более высокие уровни. Изменение энергии электронов при этом происходит определенными порциями — квантами. Электроны наружной оболочки атома (валентные) связаны с ядром слабее, и для их возбуждения требуется меньше энергии. В кристалле, в котором атомы сближены, электроны взаимодействуют не только с ядром своего атома, но и со всеми остальными атомами, поэтому каждый энергетический уровень расщепляется на такое число уровней, сколько атомов в кристалле. В результате образуются зоны близко расположенных энергетических уровней, которые могут взаимно друг друга перекрывать или между ними может иметь место перерыв, так называемая запрещенная зона  $\Delta w$  (см. рис. 5.1).

У проводников зоны перекрываются (рис. 5.1, а), часть электронов вследствие этого имеет многоцентровые орбиты, охватывающие весь кристалл проводника. Эти нелокализованные вокруг конкретного ядра электроны слабо связаны



с ядрами, и поэтому они, даже при слабом электрическом поле, приобретают направленное перемещение, т. е. создают электрический ток. Чем больше нелокализованных электронов, тем выше проводимость проводника. У типичных проводников с электронной проводимостью — металлов удельное сопротивление весьма мало ( $\rho = 10^{-4}—10^{-8}$  Ом·м). Наличие их в породах при ковалентно-металлической или ионно-металлической форме кристаллической связи существенно увеличивает электропроводность минералов, удельное сопротивление которых изменяется в пределах  $10^{-3}—10^{-6}$  Ом·м.

Для проводников с электронной проводимостью характерно увеличение сопротивления с увеличением их температуры, что связано с возрастанием хаотического движения электронов.

В кристаллах полупроводников и диэлектриков заполненная зона  $w_2$  и зона проводимости  $w_1$  разделены запрещенной зоной  $\Delta w$  (рис. 5.1, б). Величина запрещенной зоны в полупроводниках составляет от 0,1 до 1,5 эВ, в диэлектриках — до 10 эВ. В этом и состоит основное отличие полупроводника от диэлектрика.

При  $T=0$  К в полупроводниках и диэлектриках все энергетические уровни в заполненной зоне заняты электронами (рис. 5.2, а). Поэтому электроны не могут перемещаться

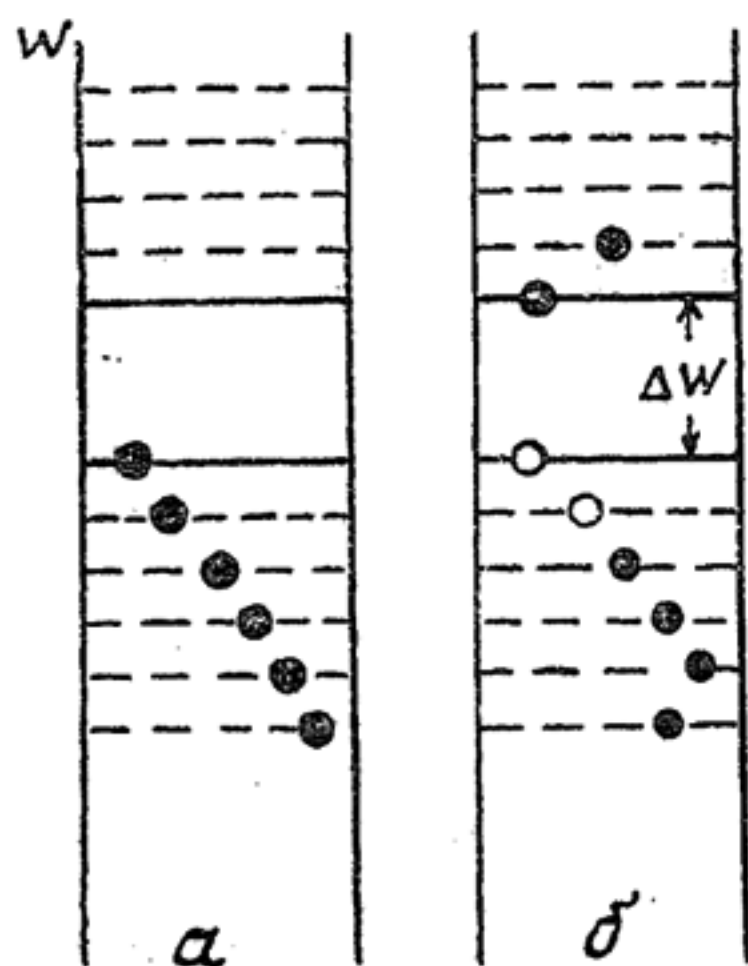


Рис. 5.2. Энергетические уровни полупроводников и диэлектриков (а — при  $T=0$  К; б — при  $T>0$  К)

от атома к атому, они являются связанными. С увеличением температуры часть электронов может быть заброшена из заполненной зоны в зону проводимости (рис. 5.2, б). Переход электрона в зону проводимости соответствует рождению пары электрон—дырка, т. е. появляются «свободный» слабо-

связанный с ядром электрон и освободившееся в этом атоме место (дырка). Процесс рождения пар электрон — дырка сопровождается обратным процессом рекомбинации таких пар. В кристалле под действием электрического поля свободные электроны перемещаются, одновременно происходит движение дырок в противоположную сторону, так как на свободное место в атоме, потерявшем электрон, будет переходить электрон из соседнего атома. В результате в кристалле возникает упорядоченное движение электронов и дырок, т. е. течет электрический ток.

Такую электропроводность называют смешанной, она характерна для чистых полупроводников, в которых число свободных электронов равно числу дырок.

Существенное влияние на тип и величину электропроводности полупроводников и диэлектриков оказывают примеси. Наличие примесей создает преобладание электронной или дырочной проводимости. Примеси, создающие электронную проводимость, называются донорами, а дырочную — акцепторами. Для 4-валентного кремния, например, донорными примесями являются 5-валентные мышьяк, сурьма, акцепторными — 3-валентные индий, галлий. Атомы-доноры в полупроводниках с электронной проводимостью имеют энергию валентного электрона, немного меньшую нижнего уровня зоны проводимости, благодаря чему они при малой энергии возбуждения забрасываются в зону проводимости. Электроны в этом случае являются основными носителями заряда. Сами доноры, теряя электрон, становятся положительными ионами, но участия в электропроводности не принимают, так как обладают весьма малой подвижностью. Атомы-акцепторы имеют энергию валентного электрона, немного большую верхнего уровня заполненной зоны. Тепловое движение забрасывает на эти уровни электроны из заполненной зоны. Акцепторы при этом превращаются в отрицательные ионы, не принимающие участия в электропроводности. Ток в этом случае обусловлен перемещением дырок.

Характер электропроводности вещества можно установить экспериментально на основе эффекта Холла. Если пластинку из испытуемого образца поместить в магнитное поле (рис. 5.3) с индукцией  $B$  и через выводы 1—2 пропустить ток силы  $I$ , то на выводах 3—4 будет действовать ЭДС Холла  $E_x$ . Полярность ее на выводах 3—4 зависит от типа носителей заряда. В случае дырочной проводимости дырки двигаются по направлению тока и на них действует сила Лоренца  $F$ , направление которой определяется по правилу

левой руки: вывод 4 будет положительным, а 3 — отрицательным. В случае электронной проводимости полярность  $E_x$  сменится. Величина ЭДС Холла определяется по формуле

$$E_x = K_x \frac{I \cdot B}{d}, \quad (5.2)$$

где  $K_x = \frac{1}{en}$  — постоянная Холла, в которой  $n$  — концентрация носителей тока;  $d$  — толщина пластинки.

У полупроводников и диэлектриков с повышением температуры увеличивается концентрация свободных носителей

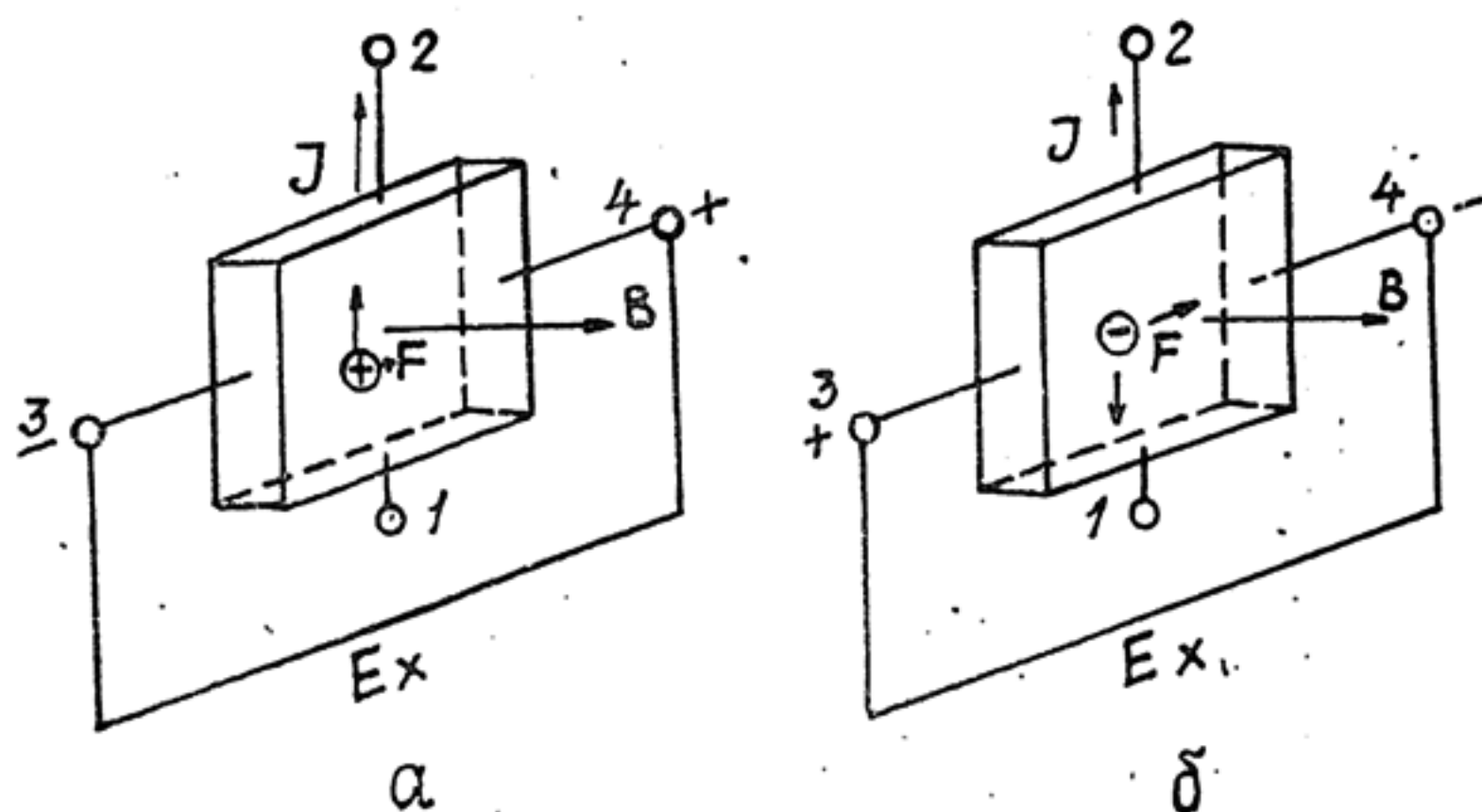


Рис. 5.3. Схемы, поясняющие эффект Холла в пластинке с дырочной (а) и электронной (б) проводимостью

электричества (электронов, дырок) и, соответственно, увеличивается электропроводность. Зависимость эта у полупроводников и диэлектриков проявляется по-разному. При температуре, близкой к абсолютному нулю, они являются изоляторами тока. Повышение температуры их до нескольких десятков градусов по Цельсию не приводит к существенному изменению электропроводности диэлектриков. Они остаются изоляторами тока ( $\rho = 10^{12} - 10^{17}$  Ом·м), у полупроводников же сопротивление заметно уменьшается. Это обусловлено тем, что кристаллы-диэлектрики имеют ковалентную форму кристаллической связи с наиболее плотной упаковкой атомов в решетке (цепочечные и островные структуры), обуславливающей широкую запрещенную зону, которая в обычных условиях электронами не может быть



преодолена. Наблюдаемая на практике незначительная собственная, не связанная с примесями электропроводность диэлектриков обуславливается перемещением «вырванных» из решетки ионов. Электронная же проводимость диэлектриков может наблюдаться при очень сильных электрических полях, когда наступает пробой диэлектрика. При этом в переносе зарядов (при определенной температуре и напряженности электрического поля) могут участвовать ионы и электроны одновременно.

Вторая составляющая породы — жидкость — представляет собой (за исключением нефти) проводник с ионной формой проводимости. Такая проводимость обуславливается переносом зарядов ионами, которые образуются при отрыве электронов от атомов или их присоединении к атому. Движение ионов под действием электрического поля сопровождается переносом вещества. Сопротивление ионных проводников уменьшается с повышением температуры. Газовая компонента породы чаще всего представляет собой изолятор тока, так как все газы в нормальных условиях не проводят ток. Электропроводность у них возникает, как и у жидкой компоненты породы, при ионизации — отщеплении от атомов и молекул газов электронов.

### 5.1.2. Удельное электрическое сопротивление минералов

Удельное электрическое сопротивление минералов изменяется в очень широких пределах — от  $10^{-8}$  до  $10^{18}$  Ом·м (табл. 5.1). По электропроводности их условно можно разделить на три группы.

Таблица 5.1

Удельное электрическое сопротивление минералов

Минерал	$\rho$ , Ом·м	Минерал	$\rho$ , Ом·м
С а м о р о д н ы е э л е м е н т ы			
Графит	$10^{-4}—10^0$	Серебро	$1,5 \cdot 10^{-8}$
Сера	$10^{12}—10^{15}$	Платина	$9,8 \cdot 10^{-8}$
Железо	$(9—12) \cdot 10^{-8}$	Золото	$2 \cdot 10^{-8}$
Никель	$(6—7) \cdot 10^{-8}$	Ртуть	$95 \cdot 10^{-8}$
Медь	$1,6 \cdot 10^{-8}$	Висмут	$(12—14) \cdot 10^{-8}$

Минерал	$\rho$ , Ом·м	Минерал	$\rho$ , Ом·м
Сульфиды			
Пирит	$10^{-5}—10^0$	Арсенопирит	$10^{-5}—10^{-1}$
Галенит	$10^{-5}—10^0$	Молибденит	$10^3—10^2$
Сфалерит	$10^1—10^4$	Антимонит	$10^4—10^6$
Киноварь	$10^6—10^{10}$	Никелин	$10^{-5}—10^0$
Халькопирит	$10^{-4}—10^{-1}$	Борнит	$10^{-5}—10^{-1}$
Пирротин	$10^{-6}—10^{-4}$	Ковеллин	$10^{-5}—10^{-1}$
Оксиды			
Кварц	$10^{12}—10^{16}$	Куприт	$10^{-1}—10^0$
Корунд	$10^{14}—10^{15}$	Ильменит	$10^{-3}—10^0$
Шпинель	$10^4—10^8$	Титаномагнетит	$10^{-4}—10^0$
Магнетит	$10^{-2}—10^{-5}$	Уранинит	$10^{-2}—10^1$
Рутил	$4 \cdot 10^2$	Гематит	$10^{-1}—10^2$
Лимонит	$10^2—10^6$	Хромит	$3 \cdot 10^1$
Касситерит	$10^{-3}—10^4$	Пиролюзит	$10^{-3}—10^1$
Галоиды, карбонаты и вольфраматы			
Флюорит	$10^{14}—10^{15}$	Шеелит	$10^6—10^8$
Галит	$10^{14}—10^{18}$	Доломит	$10^7—10^{16}$
Сильвин	$10^9—10^{15}$	Церрусит	$10^5—10^8$
Кальцит	$10^9—10^{14}$	Арогонит	$10^7—10^{14}$
Магнезит	$10^6—10^9$	Вольфрамит	$10^3—10^6$
Силикаты и алюмосиликаты			
Оливин 6,8	$10^8—10^{10}$	Авгит 6,8	$10^9—10^{14}$
Спессартин	$10^{10}—10^{14}$	Эпидот	$10^9—10^{14}$
Топаз	$10^{10}—10^{15}$	Хлориты	$10^9—10^{12}$
Турмалин	$10^8—10^{14}$	Нефелин	$10^8—10^{10}$
Актинолит	$10^8—10^{14}$	Биотит	$10^{12}—10^{15}$
Роговая обманка	$10^8—10^{14}$	Ортоклаз	$10^{10}—10^{14}$
		Анортит	$10^{10}—10^{14}$

В первую группу входят самородные элементы. Все они, за исключением серы, являются весьма хорошими проводниками электрического тока и относятся к классу проводников с электронной проводимостью. Их удельное электрическое сопротивление составляет  $10^0—1,5 \cdot 10^{-8}$  Ом·м.

Вторую группу образуют сульфиды и оксиды. В подавляющем большинстве они имеют относительно высокую электропроводность ( $10^{-5}—10^2$  Ом·м). Среди сульфидов из ряда резко выделяются высоким удельным сопротивлением ( $10^4—10^{10}$  Ом·м) киноварь и антимонит, к ним близок по величине удельного сопротивления сфалерит. У окислов аномально высокоомными являются кварц, корунд и шпинель.

Сульфиды обычно обладают электронным типом проводимости, но нередки случаи, когда у них отмечается дырочная или смешанная проводимость. Причем разный тип электропроводности может иметь место в одном монокристалле. Подобное, например, отмечается у наиболее распространенного в природе рудного минерала пирита. В состав его кристаллической решетки как примесь входят элементы, имеющие близкий ионный радиус с железом и серой. Ими являются мышьяк, вызывающий дырочную электропроводность, а также кобальт и никель, обуславливающие электропроводность электронного типа. Разный тип электропроводности встречается у галенита, арсенопирита, молибденита. Пирротин и борнит имеют чаще всего дырочную электропроводность. Большинство же минералов-полупроводников обнаруживает только один тип проводимости.

Галоиды, карбонаты, вольфраматы, силикаты и алюмосиликаты составляют третью, наиболее распространенную в природе группу минералов, для которых характерна ковалентная или ионная форма кристаллической связи, все они являются диэлектриками.

Удельное электрическое сопротивление какого-либо минерала любой группы существенно непостоянно, оно варьирует в пределах двух и более порядков. Большой диапазон изменения электропроводности каждого минерала обусловлен главным образом колебаниями в содержании химических и механических примесей и в меньшей степени — отклонениями от стехиометрического состава.

Химические и механические примеси уменьшают сопротивление ионных диэлектриков и полупроводниковых минералов, но увеличивают сопротивление металлов. О механизме воздействия на электропроводность химических примесей



говорилось ранее. Механические примеси изменяют сопротивление минерала главным образом потому, что они как бы «разрыхляют» его кристаллическую решетку, в диэлектриках и полупроводниках такие примеси становятся источниками заряженных частиц и «мостиками» для их прохождения.

В природе идеально чистых минералов нет, в них всегда присутствуют те или иные примеси. Поэтому электропроводность минералов всегда является комбинированной — собственной плюс примесной. Примесная электропроводность играет основную роль у минералов-диэлектриков (в допробойном интервале электрического напряжения) и оказывает существенное влияние на общую электропроводность минералов-полупроводников.

Величины электропроводности и плотности минералов между собой связаны. Чаще всего минералы с высокой электропроводностью обладают повышенной плотностью. Основная часть минералов-диэлектриков имеет наиболее низкую плотность. Минералы средней плотности могут быть как высокоомными, так и с весьма малым удельным электрическим сопротивлением.

### **5.1.3. Удельное электрическое сопротивление горных пород**

Поскольку горные породы представляют собой, за небольшим исключением, совокупность трех фаз — твердого вещества, жидкости и газа, механизм электропроводности их является суммарным, включающим электронную, ионную и смешанную проводимости. Вместе с этим у каждой конкретной горной породы обычно доминирует какой-то один тип электропроводности, чаще ионный.

Величина и тип электропроводности горных пород определяются рядом факторов, решающими среди которых являются: фазовый и минеральный составы породы, ее текстурно-структурное строение, температура, а также давление, которое испытывает порода.

Влияние фазового и минерального составов на удельное электрическое сопротивление горных пород весьма существенно. Породообразующие минералы, из которых состоит скелет породы, являются диэлектриками; газовая фаза также представляет собой изолятор электрического тока. Поэтому любая порода, лишенная влаги и не содержащая в значительных количествах углистого веществ-

ва, рудных и акцессорных минералов-проводников или полупроводников, обладает высоким удельным электрическим сопротивлением, близким по величине к удельному сопротивлению порообразующих минералов. Однако породы с такой ничтожно малой электропроводностью в естественном залегании встречаются весьма редко (табл. 5.2). Это связа-

Таблица 5.2

Удельное электрическое сопротивление пород

Порода	$\rho$ , Ом·м	Порода	$\rho$ , Ом·м
1. Сиенит	$10^3—10^6$	9. Известняк	$10^2—10^3$
2. Граносиенит	$10^3—10^6$	10. Песчаник	$10—10^3$
3. Гранит	$10^3—10^6$	11. Глины	$1—50$
4. Диорит	$10^3—10^7$	12. Ископаемые угли:	
5. Габбро	$10^2—10^6$	бурые	$10^1—10^3$
6. Амфиболит	$10^3—10^6$	каменные	$10^2—10^4$
7. Базальт	$10^4—10^7$	антрацит	$10^{-2}—10^2$
8. Гнейс	$10^3—10^6$	13. Жидкости:	
9. Глинистый сланец	$10^2—10^3$	нефть	$10^{12}—10^{14}$
10. Мрамор	$10^3—10^8$	речные воды	$10—10^3$
		морские воды	$0,15—1,5$

но с тем, что в породе, как правило, содержится в той или иной мере жидкая фаза, удельное сопротивление которой на несколько порядков меньше порообразующих минералов.

Жидкая фаза представляет собой чаще всего минерализованную воду. Она содержится в породе в виде прочно-связанной, рыхлосвязанной и свободной воды. Кроме того, в некоторых минералах может содержаться химически связанная вода. При тех напряжениях электрического поля, которые имеют место в электроразведке, электропроводность пород определяется главным образом свободной и рыхлосвязанной водой. Последняя образует тонкие пленки на поверхности кристаллов и удерживается в породе силами поверхностного натяжения. В этой воде (гигроскопическая вода) концентрация ионов повышена и электропроводность ее в несколько десятков раз больше, чем у свободной воды. Ясно, что фактор водонасыщенности играет главнейшую

роль в формировании удельного электрического сопротивления горной породы.

На рис. 5.4 показаны результаты экспериментальных работ с малопористыми интрузивными и эффузивными по-

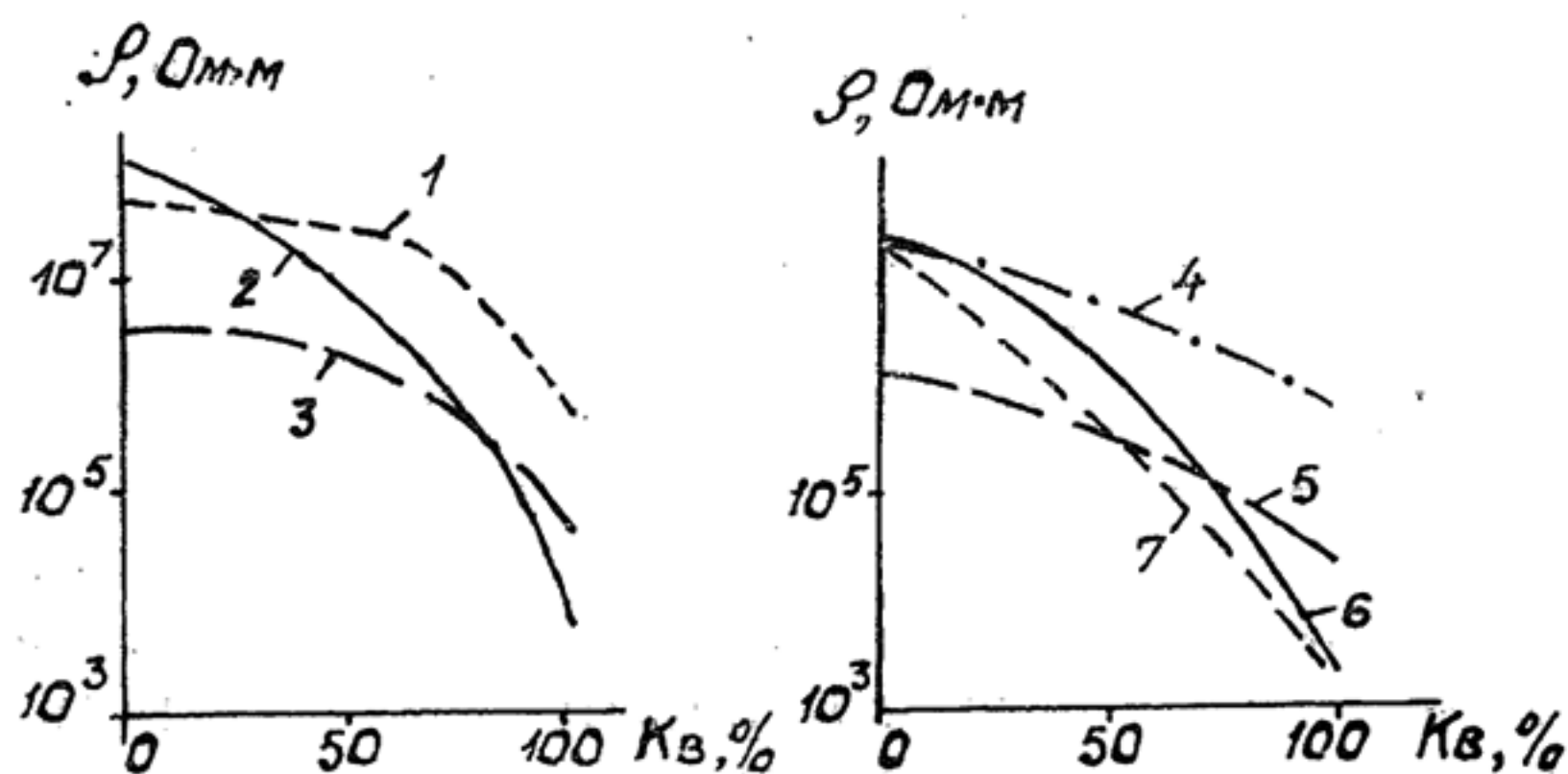


Рис. 5.4. Зависимость удельного электрического сопротивления пород от водонасыщения (по Н. Б. Дортман):  
 1 — перидотит с пористостью 1,4%; 2 — гранит (2,8%); 3 — габбро (2,8%); 4 — диабаз (0,7%); 5 — порфирит (2,7%); 6 — кварцевый порфир (3,2%); 7 — базальт (4%)

родами, известняками и доломитами. Пористость их варьирует от 0,7 до 4%, влагонасыщенность пор ( $K_v$ ) изменяется от 0 до 100%. Из приведенного материала видно, во-первых, что с увеличением водонасыщенности сопротивление всех

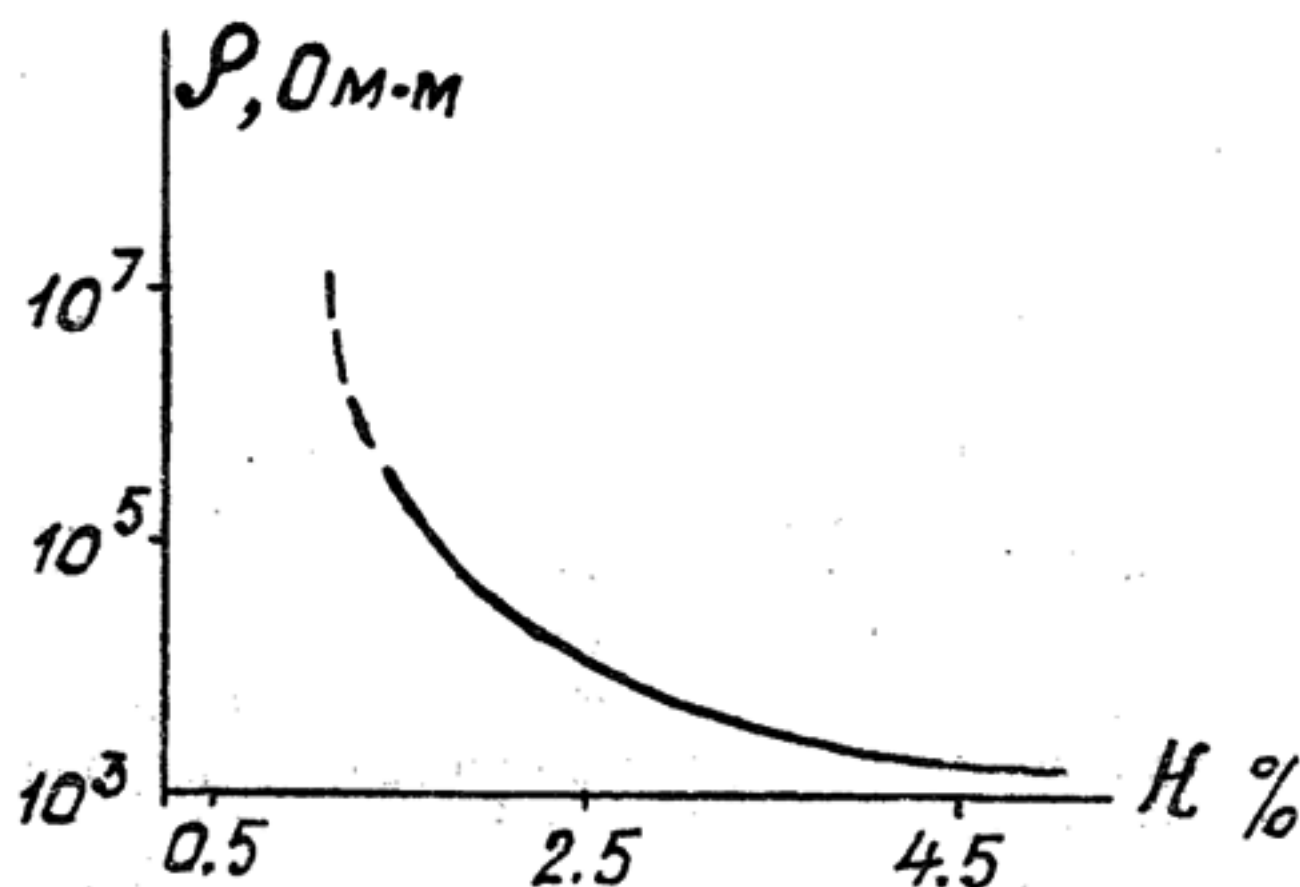


Рис. 5.5. Зависимость удельного электрического сопротивления кристаллических водонасыщенных пород от их пористости



пород существенно снижается и, во-вторых, что на величину сопротивления, характер его изменения с наполнением пор водой значительное влияние оказывает коэффициент пористости. Это отчетливо видно на рис. 5.5.

Характерным в приведенной зависимости является то, что при малых значениях коэффициента пористости незна-

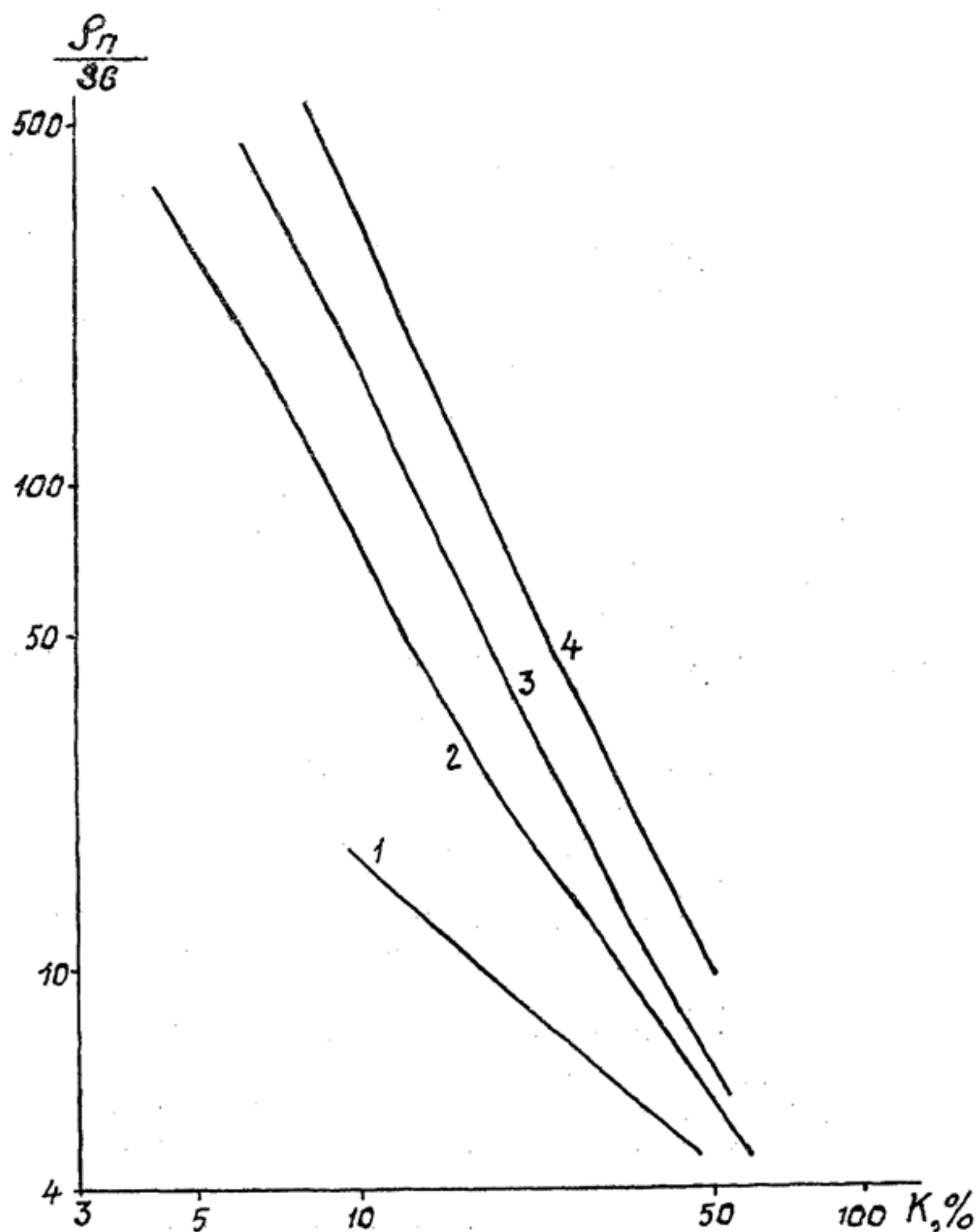


Рис. 5.6. Осредненные зависимости относительного сопротивления сводчатых пород от коэффициента пористости  $K$ .  $\rho_n$  — сопротивление породы,  $\rho_v$  — сопротивление воды:  
 1 — рыхлые пески; 2 — слабосцементированные песчаники; 3 — среднесцементированные песчаники; 4 — плотные известняки и доломиты (по В. Н. Дахнову)

чительные изменения его приводят к резкому изменению сопротивления породы, когда коэффициент пористости больше 2%, градиент сопротивления заметно снижается, а при более высокой пористости пород (свыше 5—10%) он становится в первом приближении постоянным (рис. 5.6). Последнее обстоятельство широко используется в практике промысловых работ для определения пористости пород, главным образом осадочных образований (исключая глинистые породы\*), по графикам зависимости удельного электрического сопротивления от пористости, получаемых экспериментальным путем и используемых лишь для какого-то конкретного горизонта, участка или района, в пределах которых состав и концентрация растворенных солей в водах остаются относительно постоянными. Электропроводность воды находится в прямой пропорциональной зависимости от концентрации растворенных в ней солей.

Линейная связь имеет место в весьма широком диапазоне концентраций — от слабоминерализованных вод (0,01 г/л) до рассолов ( $>100$  г/л). Такая зависимость характерна для любых вод в естественных условиях (поровых, пластовых, трещинно-жильных или карстовых) и различных растворенных солевых растворов (рис. 5.7). Вместе с этим состав растворенных солей существенно сказывается на величине удельного сопротивления раствора. Например, замена раствора  $\text{HCl}$  на  $\text{NaCl}$  при концентрации их 1 г/л (типичная концентрация для природных вод) при прочих равных условиях почти в 10 раз увеличивает сопротивление раствора. А если заменить  $\text{NaCl}$  на  $\text{HCl}$ , то различие это будет несущественным (см. рис. 5.7). Влияние вида солевого состава на удельное сопротивление воды обуславливается разной степенью диссоциации молекул разных солей и различной скоростью перемещения их ионов в растворе под действием электрического поля.

Аналогичное влияние, как и водные растворы, на сопротивление горных пород оказывает присутствие в них хорошо проводящих электрический ток минералов, каковыми чаще всего являются электронные проводники — рудные минера-

---

\* В глинистых породах (горные породы, на 30% и более состоящие из частиц с диаметром  $5 \cdot 10^{-3}$  мм) наряду с высокоомными минералами и поровыми растворами в значительных количествах присутствуют минералы из группы цеолитов и глин, которые имеют относительно высокую проводимость. Присутствие последних нарушает однозначность соответствия между сопротивлением породы и ее влагонасыщенностью (пористостью).

лы (сульфиды, окислы некоторых металлов) и углистое вещество.

Присутствие в породе минералов с высокой электропроводностью в количестве нескольких процентов от объема приводит, как правило, к увеличению электропроводности породы в несколько раз. Наиболее распространенными породами, сопротивление которых существенно снижено за счет проводящих включений, являются обширные горизонты углефицированных пород, чаще всего гнейсов, сланцев и песчаников. В глубоко метаморфизованных разностях (гнейсы, сланцы) включения графита снижают удельное сопротивление породы до 0,5—10 Ом·м, в общем же случае сопротивление углефицированных пород обычно изменяется

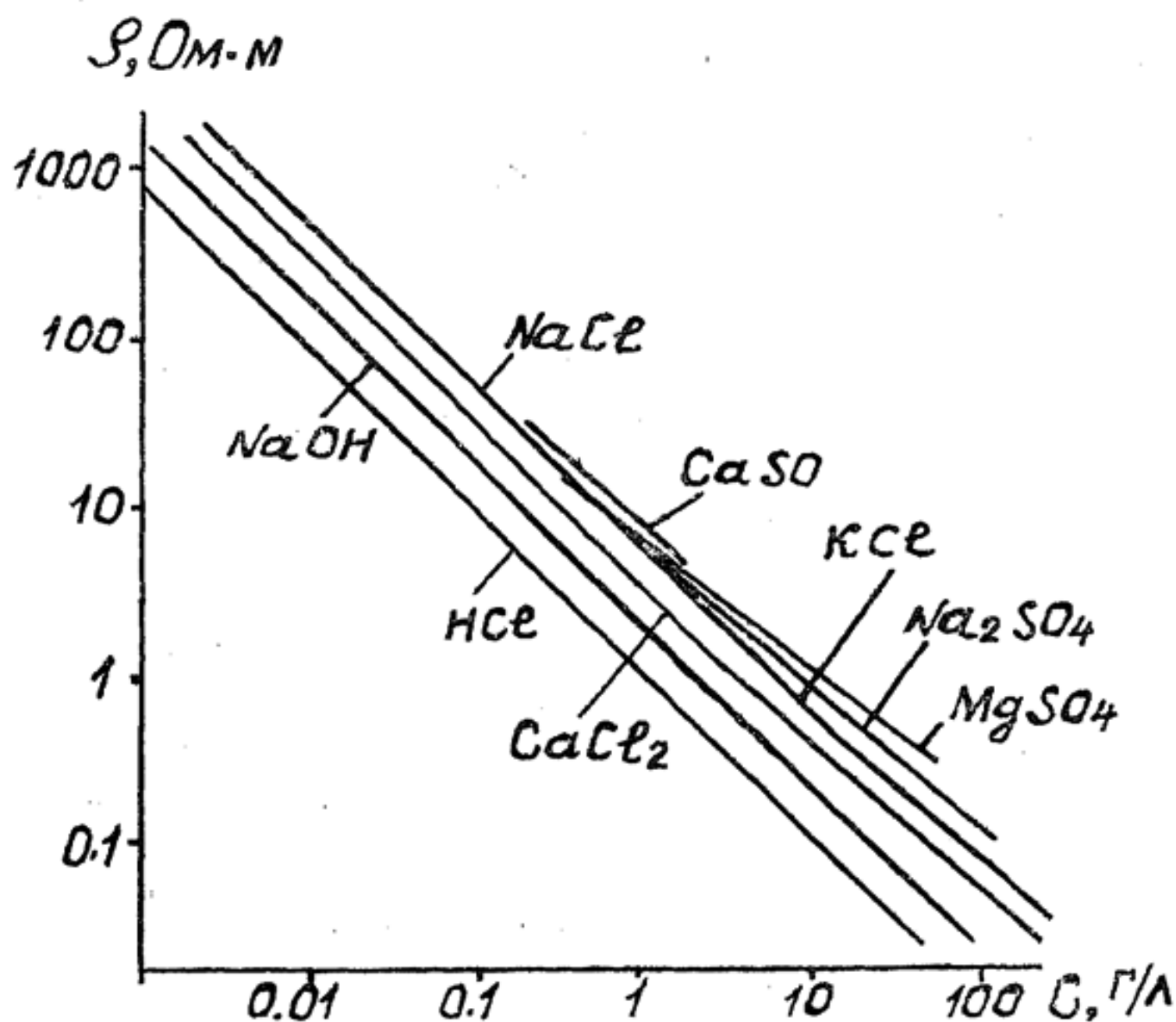


Рис. 5.7. Зависимость удельного электрического сопротивления водных растворов солей от концентрации раствора (по В. Н. Дахнову)

в пределах от нескольких десятков до первых сотен ом на метр.

Значительные участки в земной коре занимают также сульфидизированные образования. Сульфиды в земной коре составляют около 0,15% от общей массы и встречаются в



**Удельное электрическое сопротивление руд  
и основного минерала в них**

Основной минерал в руде	ρ, Ом·м	
	Руда	Минерал
Пирит	$10^{-4}—10^1$	$5 \cdot 10^{-5}—5 \cdot 10^{-2}$
Халькопирит	$10^{-4}—10^{-1}$	$10^{-4}—7 \cdot 10^{-4}$
Пирротин	$10^{-5}—10^{-3}$	$10^{-5}—5 \cdot 10^{-5}$
Арсенопирит	$10^{-3}—10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-4}$
Галенит	$10^{-2}—3 \cdot 10^2$	$3 \cdot 10^{-5}—3 \cdot 10^{-4}$
Магнетит	$10^{-2}—11$	$10^{-4}$

различных породах в виде рассеянной вкрапленности, прожилков или сплошных скоплений. Они являются рудами многих металлов: меди, серебра, цинка, ртути, свинца, олова, кобальта, никеля и ряда других. Сульфиды в большинстве своем обладают весьма малым удельным сопротивлением — от  $10^2$  до  $10^{-5}$  Ом·м (табл. 5.3). Исключение составляют лишь три минерала: кинсварь, антимонит и чистый в отношении примесей железа сфалерит. Поэтому большая часть массивных сульфидных скоплений (серный колчедан, различные полиметаллические, медно-никелиевые, медные, пирротиновые руды) являются хорошими проводниками электрического тока, их сопротивление близко к сопротивлению минералов, но, как правило, выше его. Это связано с тем, что присутствующие в руде высокоомные минералы в некоторых местах изолируют друг от друга зерна сульфидов, уменьшая таким образом сечение проводника. Результаты изучения связи между удельным электрическим сопротивлением сульфидизированных пород и содержанием в них сульфидов показывают, что заметное снижение сопротивления пород наблюдается чаще всего при содержании в них сульфидов от 7 до 15%. При увеличении концентрации сульфидов до 30—60% от объема породы происходит медленное снижение ее сопротивления, дальнейшее же увеличение концентрации сульфидов обычно не влияет на электропроводность образования.

Подобное отмечается и для магнетита. Отдельные его зерна (обычно встречаются в интрузивных и эффузивных образованиях) практически не оказывают влияния на удельное электрическое сопротивление породы. Его присутствие

начинает сказываться, когда он развит в виде прожилков и ксеноморфных выделений, цементирующих породу или когда магнетит образует сплошные скопления — магнетитовые руды, обладающие малым удельным сопротивлением.

Таким образом, между сопротивлением породы и количеством содержащихся в ней минералов с хорошей проводимостью в общем существует прямо пропорциональная связь, правда весьма неустойчивая. Последнее обусловлено главным образом различием структурно-текстурного строения породы. Если между проводящими электрический ток минералами в породе нет контакта, т. е. когда они находятся в ней в виде включений, изолированных друг от друга породообразующими высокоомными минералами, то проводящие включения не оказывают заметного влияния на сопротивление породы даже при очень высокой их концентрации. Теоретические расчеты показывают, что снижение сопротивления породы начнется, если она будет состоять на 97—98% (!) из проводящих включений сферической формы, распределенных равномерно по объему, и более чем на 50%, если включения будут эллипсоидальной формы.

Заметное влияние на удельное сопротивление пород оказывает развитие в них микрослоистости. Встречаются породы, у которых наблюдается послойное чередование проводящих и непроводящих электрический ток минералов, например при развитии прожилково-вкрапленной минерализации, неравномерной послойной трещиноватости пород. В этом случае сопротивление образца электрическому току будет зависеть от того, по какому направлению возбуждается ток. Ясно, что сопротивление по направлению слоистости, обводненных трещин будет меньше, чем поперек их. В связи с этим наблюдается анизотропия сопротивления. Величина ее оценивается количественно коэффициентом

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_t}{\rho_l}}, \quad (5.3)$$

здесь  $\rho_t$  и  $\rho_l$  — удельные электрические сопротивления поперек и вдоль слоистости соответственно. О соотношении этих параметров у пород с ярко выраженной слоистостью можно судить по данным табл. 5.4 [30]. В среднем же для разных пород коэффициент анизотропии удельного сопротивления колеблется в пределах 1,05—1,40.

Величина удельного электрического сопротивления породы зависит от ее температуры. Зависимость эта в первом приближении проста: повышение температуры породы

Удельное электрическое сопротивление слоистых пород

Порода, руда	ρ, Ом·м	
	Поперек слоистости	Вдоль слоистости
Руда: цинковая обман- ка—галенит	$3,6 \cdot 10^4$	0,1
Кристаллический сланец с серицитом	$7 \cdot 10^6—3 \cdot 10^9$	$6 \cdot 10^6—5 \cdot 10^7$
Глинистый сланец	$10^7$	$5 \cdot 10^4$
Каменные угли	$1,71 \cdot 10^3$	$0,7 \cdot 10^3$

ведет в общем к уменьшению ее сопротивления. При детальном изучении этого процесса прежде всего обращает на себя внимание в большей части случаев резкое изменение сопротивления породы при ее температуре, близкой к  $0^\circ \text{C}$ , где происходит переход поровых растворов из твердого состояния в жидкое или наоборот. Характер изменения сопротивления породы при удалении от  $0^\circ \text{C}$  в области отрицательных и положительных температур заметно различается.

Электрический ток в мерзлых породах осуществляется главным образом за счет подвижных ионов двойных электрических слоев (пленок незамерзшего раствора), образующихся между различными кристаллами льда. Концентрация солей в поровом растворе резко влияет на сопротивление породы в мерзлом состоянии. Чистый монокристаллический лед является изолятором электрического тока. Удельное электрическое сопротивление слабоминерализованных горных льдов составляет  $10^5—10^7$  Ом·м, а морского льда с большой соленостью — всего 30—300 Ом·м. Ход изменения сопротивления льда в зависимости от температуры при разной солености показан на рис. 5.8.

Промерзающие породы существенно меняют структурно-текстурное строение из-за выделения льда, рвущего и закупоривающего поровые каналы. В порах и соединяющих их капиллярах при разных температурах остается незамерзающий раствор разной концентрации, возникают сложно построенные токопроводящие цепи переменного сечения.

У малопористых интрузивно-эффузивных разностей пород удельное сопротивление при промерзании увеличивается в несколько раз, у тонкодисперсных влагонасыщенных от-



ложений (глины, суглинки, пылеватый песок), когда образуются массивные криотекстуры (лед — цемент), оно возрастает в несколько десятков раз, а замерзшие грубообломочные обильно обводненные породы (щебень, гравий, крупнозернистый песок) имеют удельное сопротивление, в несколько сотен и даже тысяч раз превосходящее сопротивление таких образований в талом состоянии. Последнее может иметь место при развитии шлировых и ксенолитовых криотекстур.

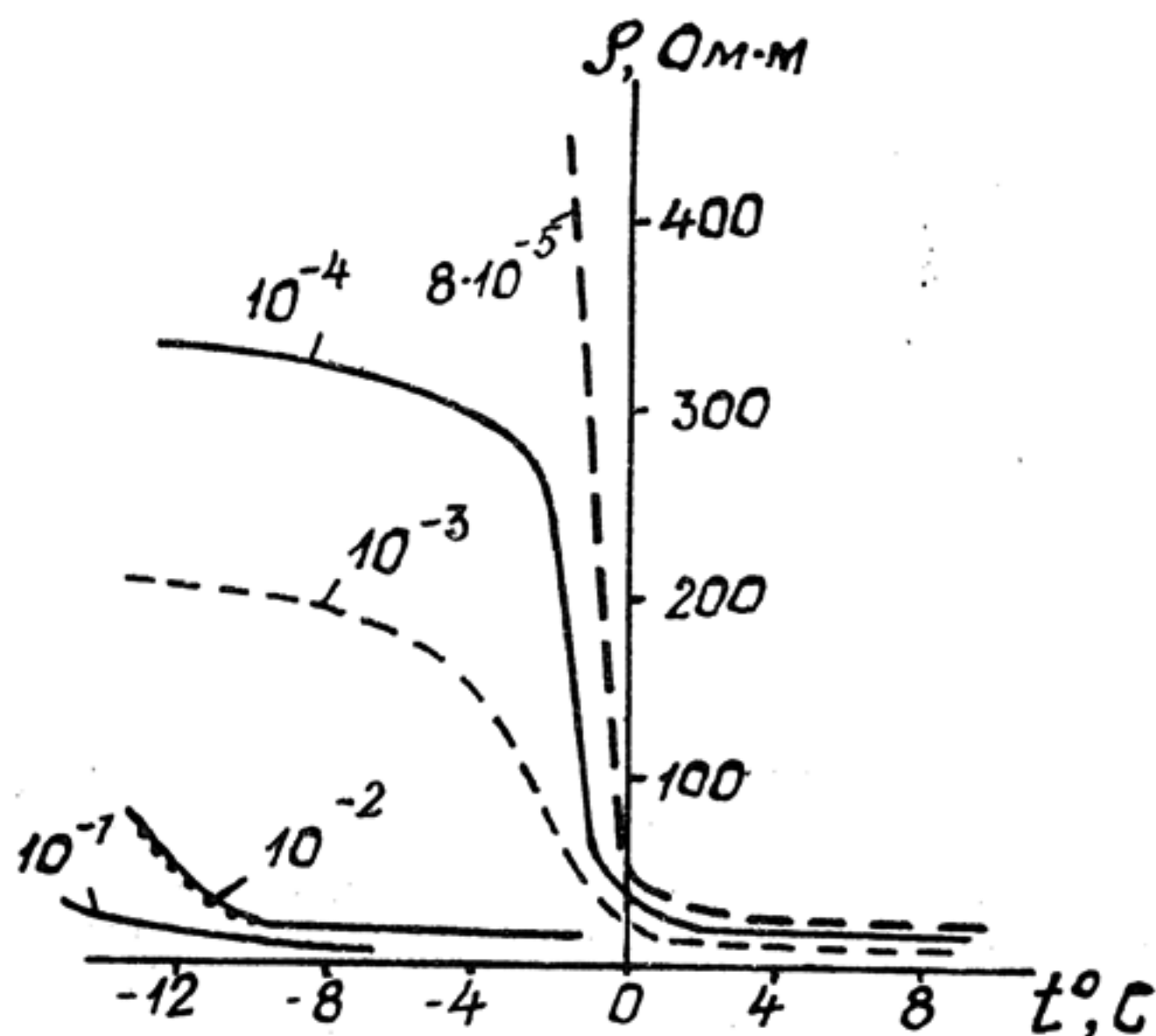


Рис. 5.8. Удельное электрическое сопротивление льда при разной концентрации KCl (г/л) (по А. М. Снегиреву)

Таким образом, величина удельного сопротивления промерзающей породы возрастает тем больше, чем больше ее влагонасыщенность, чем меньше минерализация порового раствора и ниже температура.

Следует подчеркнуть, что общее увеличение удельного сопротивления какого-либо комплекса пород при промерзании не обязательно сопровождается нивелировкой их относительного сопротивления. Нередки случаи, когда дифференциация по сопротивлению мерзлых пород остается той же, что и у талых, а у обломочных образований может даже возрасти.

При росте температуры выше  $0^{\circ}\text{C}$ , когда все поровые растворы переходят в жидкую фазу, электропроводность породы чаще всего резко увеличивается и далее, по мере повышения ее до  $150\text{--}200^{\circ}\text{C}$ , медленно возрастает. Последнее изменение обуславливается главным образом уменьшением сопротивления поровых растворов вследствие увеличения степени диссоциации электролита при росте температуры (рис. 5.9). У сильнопористых обводненных пород уменьшение сопротивления после нуля происходит быстро,

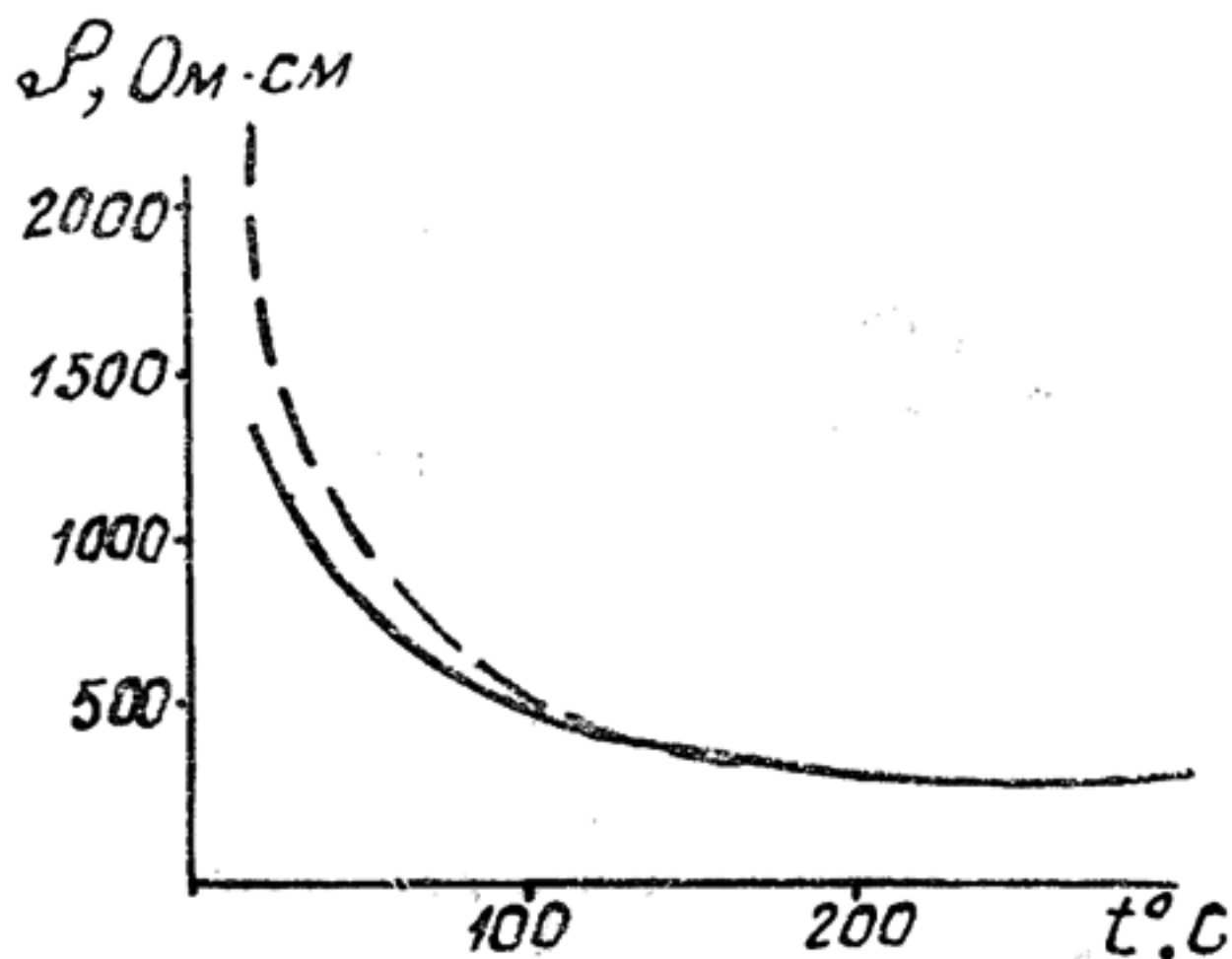


Рис. 5.9. Сопротивление водного раствора хлористого натрия при изменении температуры и разных концентрациях (сплошная — 0,03%, пунктир — 10%); давление на раствор 100 атм (по Е. А. Полякову)

в основном в пределах  $10\text{--}60^{\circ}\text{C}$  и примерно по тому же закону, что и у поровых растворов. Изменение же сопротивления плотных малопористых пород с ростом температуры идет значительно медленнее и существенным становится при температурах более  $200^{\circ}\text{C}$ , как, например, у оливинита (рис. 5.10).

При более высоких температурах ( $200^{\circ}\text{C}$  и выше) на ход изменения электропроводности пород с изменением температуры начинает оказывать основное влияние минералогический (химический) состав породы и в незначительной степени — структурно-текстурные и прочие особенности пород. У большинства минералов, в том числе породообразующих, электропроводность с ростом температуры существенно увеличивается. Например, у группы пироксенов в интервале  $200\text{--}1000^{\circ}\text{C}$  она возрастает на несколько порядков (рис. 5.11).

Почти не реагируют на изменение температуры в широком диапазоне ( $200\text{--}900^\circ\text{C}$ ) минералы-оксиды, такие как  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{BeO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ , их удельное сопротивление остается весьма высоким.

Величина и интенсивность изменения сопротивления минералов электрическому току при изменении температуры

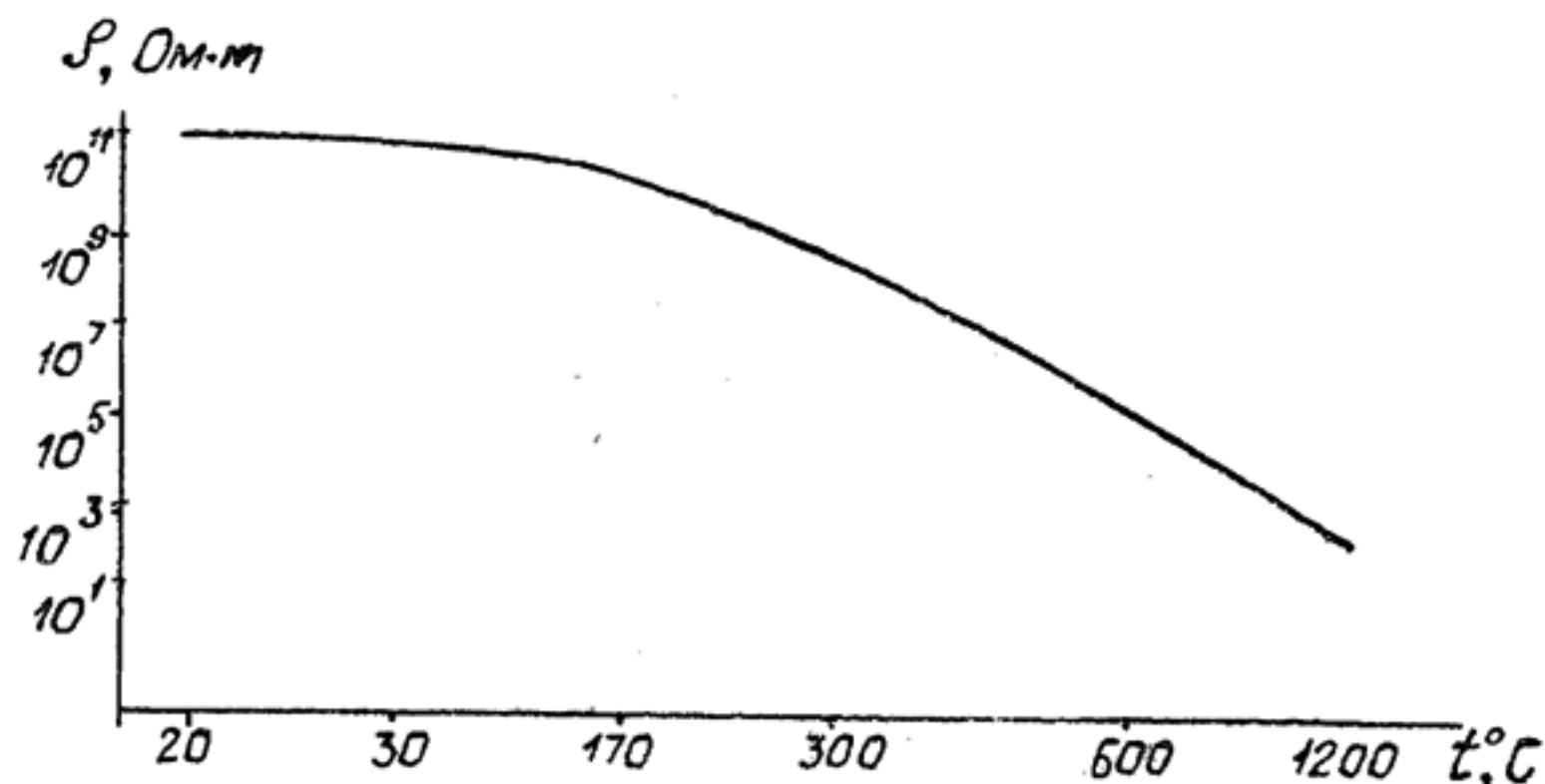
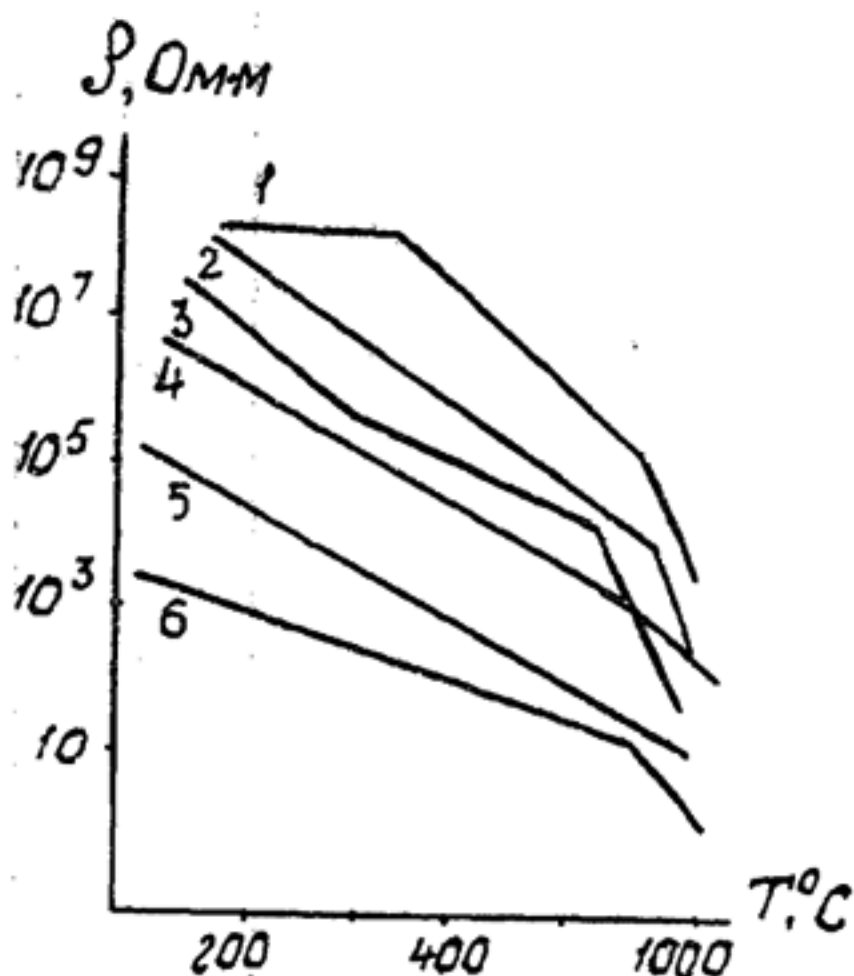


Рис. 5.10. Зависимость электрического сопротивления оливинита от температуры (по У. И. Моисеенко)

определяются потенциалами ионизации компонент минерала [32, 50]. Наличие в минералах катионов  $\text{Be}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Al}^{3+}$ , обладающих высоким потенциалом ионизации, увеличивает сопротивление минералов, уменьшает скорость изменения его с вариациями температуры. Напротив, присутствие в ми-

Рис. 5.11. Изменение сопротивления минералов группы пироксенов при изменении температуры: 1 — энстатит; 2 — сподумен; 3 — жадеит; 4 — авгит; 5 — геденбергит; 6 — эгирин (по Э. И. Пархоменко)





Влияние катионов на сопротивление минералов группы гранатов  
при разной температуре

Минерал	Химическая формула	ρ, Ом · м при температуре °С				
		200	400	600	800	1000
Пироп	$Mg_3Al_2[SiO_4]_3$	$5,4 \cdot 10^8$	$10^7$	$1,8 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^3$
Гроссуляр	$Ca_3Al_2[SiO_4]_3$	$10^9$	$6,4 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^4$	$7,7 \cdot 10^2$	$1,0 \cdot 10^2$
Андрадит	$Fe_2Ca_3[SiO_4]_3$	$1,2 \cdot 10^5$	$5,3 \cdot 10^2$	$5,7 \cdot 10^2$	$1,3 \cdot 10^2$	$3,1 \cdot 10$
Альмандин	$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$	$1,3 \cdot 10^4$	$3,3 \cdot 10^2$	$5,2 \cdot 10$	9,2	0,33

нералах катионов переходных металлов, главным образом  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , обуславливающих низкую энергию активации (0,1 эВ), приводит к снижению величины сопротивления минералов и скорости изменения их сопротивления с повышением температуры. О влиянии тех и других катионов на сопротивление минералов группы гранатов при разной температуре можно судить по данным табл. 5.5 [50].

Влияние минералогического состава на удельное электрическое сопротивление пород сказывается вплоть до перехода породы в жидкую фазу — в стадию плавления. Хотя нередко случаи, когда величины электросопротивления при температуре около  $1000^\circ\text{C}$  оказываются весьма близкими для различных образований (табл. 5.6) [29].

Т а б л и ц а 5.6

Удельное электрическое сопротивление пород при разной температуре

Породы	ρ, Ом·м		Породы	ρ, Ом·м	
	200° C	1000° C		200° C	1000° C
Магматические:			Эффузивные:		
сиенит	$4,1 \cdot 10^8$	$1,3 \cdot 10^3$	базальт	$6 \cdot 10^7$	$1,9 \cdot 10$
гранит	$1,0 \cdot 10^{10}$	$6,6 \cdot 10^3$	туф	$1 \cdot 10^5$	$2,4 \cdot 10^2$
грано-диорит	$1,7 \cdot 10^7$	$1,8 \cdot 10^3$	альбитофир	$8 \cdot 10^3$	$4,7 \cdot 10$
диорит	$5,4 \cdot 10^7$	$5,5 \cdot 10^2$	Метаморфические:		
габбро	$8 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10$	амфиболит	$3,6 \cdot 10^2$	$1,4 \cdot 10$
(3—7% рудн. минер.)		(при = $800^\circ\text{C}$ )	гнейс	$9,1 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^2$
дунит	$6,6 \cdot 10^8$	$6,3 \cdot 10^3$	кварцит	$6,8 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^3$
			сланец	$6 \cdot 10^2$	$3 \cdot 10$
			роговик	$1 \cdot 10^4$	$4,2 \cdot 10$
			эклогит	$2,9 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10$

Снижение сопротивления горных пород при повышении температуры происходит неравномерно. В ходе зависимости наблюдаются различные аномалии. Они вызываются присутствием определенных минералов или примесей, обладающих существенно отличной от общего фона энергией активации, а также термохимическими реакциями, влияющими

на электросопротивление, особенно железосодержащих минералов.

Всестороннее давление, меняющееся в верхних частях мантии Земли в пределах 0,1—2 ГПа, у большинства пород не вызывает существенных изменений удельного электрического сопротивления.

У малопористых пород, лишенных адсорбированной влаги, с увеличением давления обычно происходит небольшое снижение удельного электрического сопротивления, как, например, у гранита: при давлении 0,1 ГПа образец имел  $\rho = 7,6 \cdot 10^7$  Ом·м, а при 2 ГПа —  $5,6 \cdot 10^7$  Ом·м [29]. Но нередко случаи обратной зависимости, отдельные же разновидности пород (эклогиты, например) практически не меняют удельное электрическое сопротивление с изменением давления.

Наибольшее влияние на сопротивление пород при изменениях давления отмечается, естественно, у осадочных образований. Так, у песчаников с глинистым цементом электросопротивление с увеличением давления растет, достигая максимума при давлении 0,25 ГПа (сопротивление увеличивается вдвое). Экспериментально в лабораторных условиях установлены следующие особенности: чем больше пористость породы и минерализация поровых растворов, тем меньше она увеличивает электрическое сопротивление с ростом давления [29]. Этот эффект усиливается с увеличением глинистости.

## 5.2. Диэлектрическая проницаемость минералов и горных пород

Диэлектрическая проницаемость вещества определяется отношением электрической индукции поля  $\bar{D}$  (количество электричества, которое поле способно индуцировать на единицу площади) к величине электрической напряженности поля  $\bar{E}$  (сила, действующая на единицу электрического заряда):

$$\epsilon = \frac{\bar{D}}{\bar{E}}. \quad (5.4)$$

$$\text{Размерность: } [\epsilon] = \frac{[D]}{[E]} = \frac{\frac{\text{А}}{\text{м}^2}}{\frac{\text{В}}{\text{м}}} = \frac{\text{А} \cdot \text{с}}{\text{В} \cdot \text{м}} = \frac{\text{К}^2}{\text{Н} \cdot \text{м}^2} = \frac{\Phi}{\text{м}}.$$



Для свободного пространства этот коэффициент обозначается как  $\epsilon_0$ :

$$\epsilon_0 = 8,854 \cdot 10^{-12} \frac{\text{А} \cdot \text{с}}{\text{В} \cdot \text{м}} = \frac{10^{-9}}{36\pi} \frac{\text{Ф}}{\text{м}}.$$

Абсолютное значение диэлектрической проницаемости используется редко. Чаще и при теоретических, и при практических работах оперируют относительной диэлектрической проницаемостью, определяемой зависимостью:

$$\epsilon_{\text{отн}} = \frac{\epsilon}{\epsilon_0}. \quad (5.5)$$

$\epsilon_{\text{отн}}$ , как видно из определения, является безразмерной величиной. Ее значение показывает, во сколько раз уменьшается сила взаимодействия между электрическими зарядами в данной среде по сравнению с вакуумом. Изменение силы взаимодействия зарядов связано с явлением поляризации вещества под влиянием электрического поля. Мерой поляризации вещества принята величина поляризуемости  $\bar{p}$ :

$$\bar{p} = \kappa \cdot \epsilon_0 \bar{E}.$$

Здесь  $\kappa$  — диэлектрическая восприимчивость вещества.

Если в пустом пространстве индукция

$$\bar{D} = \epsilon_0 \cdot \bar{E},$$

то в пространстве с диэлектрической проницаемостью  $\epsilon$

$$\bar{D} = \epsilon_0 \cdot \bar{E} + \bar{p} = \epsilon \cdot \bar{E}, \quad (5.6)$$

отсюда

$$\kappa = \epsilon_{\text{отн}} - 1.$$

Величина диэлектрической восприимчивости вещества  $\kappa$  пропорциональна числу молекул  $n$ , содержащихся в  $1 \text{ см}^3$  вещества, и коэффициенту поляризуемости молекулы  $a$  этого вещества, т. е.

$$\kappa = n \cdot a. \quad (5.7)$$

Вещества в электрическом поле испытывают упругую, релаксационную и структурную поляризацию.

Упругая поляризация заключается в смещении упругосвязанных зарядов (электронов, ионов) вещества в электрическом поле. Она протекает быстро (время установления совпадает с периодами колебаний, соответствующих инфракрасному излучению, т. е.  $10^{-12}$ — $10^{-14}$  с). Относительная диэлектрическая проницаемость у диэлектриков с упругой поляризацией обычно составляет 4—15, но у некоторых

ионных кристаллов она достигает нескольких сотен (до 300 у титаната стронция, например).

Релаксационная (тепловая) поляризация характерна для веществ, содержащих слабосвязанные частицы, способные менять равновесие при тепловом движении. Поляризация этого типа вызывается тем, что приложенное внешнее электрическое поле создает в хаотическом тепловом движении заряженных частиц определенную упорядоченность. Различают две разновидности поляризации: ориентационную дипольную тепловую и ионную тепловую.

Дипольная поляризация возникает в полярных жидкостях (в том числе и в воде) за счет преимущественной ориентации слабосвязанных дипольных молекул в электрическом поле. Время релаксации полярной жидкости пропорционально ее вязкости. В сложных полярных молекулах может также наблюдаться внутримолекулярное вращение различных частей молекулы относительно друг друга.

Ионная тепловая поляризация возникает в ионных кристаллах, содержащих слабоовязанные ионы, появление которых обусловлено дефектами кристаллической решетки. Ионы при тепловом движении перемещаются, преодолевая потенциальные барьеры. Электрическое поле формирует преимущественное направление их переходов. В результате дипольный момент единицы объема породы становится отличным от нуля и поддерживается этим электромагнитным процессом.

Наконец, в многофазных горных породах наблюдается структурная (объемная) поляризация, связанная с захватом носителей тока микродефектами кристаллической решетки, замедлением их передвижения у межфазовых границ раздела или с застреванием свободных зарядов на макрон неоднородностях кристаллов. Это сравнительно медленный тип поляризации, период ее становления находится в пределах радиочастот ( $10^{-4}$ — $10^{-10}$  с).

Диэлектрическая проницаемость минералов обусловлена главным образом упругой поляризацией (ионной и электронной). Относительная величина диэлектрической проницаемости большей части минералов находится в пределах 4—12, основных породообразующих минералов — 4—7 (табл. 5.7). Наименьшее значение имеет нефть (2—4), наибольшее — рутил (90—170).

Величина диэлектрической проницаемости минералов зависит в основном от их диэлектрической восприимчивости, которая, в свою очередь, определяется как степень поля-

## Диэлектрическая проницаемость минералов [30, 32]

Минералы	Частота поля, Гц	$\epsilon_{отн}$	Минералы	Частота поля, Гц	$\epsilon_{отн}$
С а м о р о д н ы е :			Х л о р и д ы и с у л ь ф а т ы :		
алмаз	$10^4$	16,5	галит	$10^2—10^7$	6,2—5,7
графит	$10^5$	81	сильвин	—	6,2—4,4
сера	—	4	ангидрит	—	6,3—5,7
С у л ь ф и д ы :			гипс	—	4,23—4,24
галенит	$10^5—10^9$	81—17	барит	—	12,2—7
пирит	—	12,1—6,9	К а р б о н а т ы и ф о с ф а т ы :		
арсено-пирит	—	81	кальцит	—	8,7—7,5
сфалерит	—	12,1—6,9	доломит	—	9,5—7,8
молибденит	—	81—33,7	сидерит	—	7,4—6,9
халькозин	—	81	церуссит	—	25,4—19,6
пирротин	—	81	С и л и к а т ы :		
О к и с л ы :			авгит	$10^2—10^7$	10,3—6,9
кварц	$10^5—10^9$	4,59—4,54	актинолит	—	6,6
лимонит	—	11—10	эгирин	—	7,2
рутил	—	173—86	роговая обманка	—	5,8—4,9
куприт	—	6,35—5,65	тремолит	—	7,6
касситерит	—	24	альмандин	—	4,3
гематит	—	170—25	альбит	—	5,63—5,39
вода	—	81	олигоклаз	—	6,06—6,03
			андезин	—	6,2
			лабрадор	—	6,47
			анортит	—	6,51

ризуемости частиц, так и их количеством в единице объема. Последнее отражается в том, что в общем диэлектрическая проницаемость растет с повышением плотности минералов. Как видно из табл. 5.7, повышенную диэлектрическую проницаемость имеют тяжелые и плотные минералы — сульфиды, затем оксиды и кислородные соли, замыкают порядок наиболее легкие главнейшие породообразующие минералы.



Эта закономерность прослеживается и в отдельных группах минералов. Так, например, повышающая роль кальция, как более тяжелого металла по отношению к натрию, в диэлектрической проницаемости плагиоклазов отчетливо прослеживается в ряду альбит — анортит (см. табл. 5.7).

Увеличением числа поляризованных частиц в единице объема объясняется и повышение у большинства минералов диэлектрической проницаемости с ростом давления. Однако есть минералы (галит, сильвин) с обратной зависимостью.

Изменения диэлектрической проницаемости коррелируются с изменениями твердости минералов. У твердых минералов энергия кристаллической решетки повышена, что снижает их поляризуемость, а значит, и диэлектрическую проницаемость. У твердого алмаза, скажем, относительная диэлектрическая проницаемость — 16, у мягкого графита — 81.

Для минералов характерна анизотропия диэлектрической проницаемости, расхождения в значениях ее по разным кристаллографическим осям могут достигать 30%.

У большинства минералов, лишенных влаги, при повышении температуры до 200—300° С диэлектрическая проницаемость остается постоянной или слабо увеличивается, а затем резко возрастает. Причем в этом изменении имеется 2—3 интервала температур, в пределах которых рост диэлектрической проницаемости идет с большим градиентом.

Существенное влияние на диэлектрическую проницаемость минералов оказывает влагонасыщенность, поскольку вода обладает высокой диэлектрической проницаемостью, почти на порядок большей, чем у главнейших породообразующих минералов. Например, наличие лишь 0,1% влаги в апатите и 0,38% в доломите повышает их диэлектрическую проницаемость на 8 и 13% соответственно. У воды диэлектрическая проницаемость понижается с повышением температуры. При 0° С она имеет  $\epsilon_{\text{отн}} = 88$ , а при 100° С — 55. В этом интервале температур таким же образом изменяется диэлектрическая проницаемость у минералов с высокой гигроскопичностью. Понижение  $\epsilon$  воды с ростом температуры объясняется интенсификацией хаотического теплового движения частиц, затрудняющего ориентацию дипольных молекул по направлению поля.

Диэлектрическая проницаемость большей части горных пород в общем выше, чем у минералов (табл. 5.8). Это объясняется повышенной влагонасыщенностью горных пород по сравнению с минералами. Величина  $\epsilon$

Диэлектрическая проницаемость пород [30, 32]

Породы	Частота поля, Гц	$\epsilon_{отн}$	Породы	Частота поля, Гц	$\epsilon_{отн}$
Магматические:					
габбро	$10^2$	15	хлоритовый сланец	—,,—	8—6
диабаз	$10^2$	23	слюдяной сланец	—,,—	17—16
периодит	$5 \cdot 10^—$ $5 \cdot 10^7$	13—5	кристаллический сланец	—,,—	12—11
базальт	$10^5$	18,8	гнейс	$10^2$	9,7
траппы	$5 \cdot 10^—$ $5 \cdot 10^7$	40—19	серпентинит	$5 \cdot 10^2—$ $5 \cdot 10^7$	12—5
диорит	$10^2$	8	мрамор	$3 \cdot 10^6$	8,8—8,3
сиенит	$5 \cdot 10^—$ $5 \cdot 10^7$	14—7	Осадочные:		
трахит	$3 \cdot 10^6$	9—8	песчаник (сухой)	$10^2—10^7$	11—9
дацит	—,,—	8—6,8	глины	—,,—	20
гранит	$5 \cdot 10^—$ $5 \cdot 10^7$	7—6	известняк (сухой)	—,,—	9,4—8
обсидиан	—,,—	8,2—6	доломит	—,,—	9—7,3
щелочной гранит	—,,—	17—7	каменный уголь	—,,—	15—2,5
вулканические туфы	—,,—	4,5—3,8	Жидкости:		
Метаморфические:			нефть	—,,—	2,5
кварцит	$5 \cdot 10^2—$ $5 \cdot 10^7$	7—4,3	вода	—,,—	81

зависит также от минерального состава породы, ее температуры, в меньшей мере — от структурных особенностей и давления. Обезвоженные породы можно рассматривать как двухфазные смеси (твердый скелет и воздух). Для таких образований значение диэлектрической проницаемости рассчитывают теоретически, зная  $\epsilon$  компонентов смеси и используя ряд формул, например следующую формулу Лихтенкера:

$$\epsilon_{см} = \prod_{i=1}^n (\epsilon_i)^{V_i}, \quad (5.8)$$

здесь  $\epsilon_{см}$  и  $\epsilon_i$  — диэлектрические проницаемости смеси и  $i$ -й компоненты смеси;  $V_i$  — объемная часть  $i$ -й компоненты. Для примера, порошкообразный плагиоклаз имеет  $\epsilon_{отн} = 3,3$ . Такое значение диэлектрической проницаемости типично для сухих порошкообразных материалов. У твердого плагиоклаза  $\epsilon_{отн} = 8,1$ . Он смешан с воздухом, у которого  $\epsilon_{отн} = 1,01$ . При этом выполняется соотношение  $3,3 = 1,01^{0,43} \cdot 8,1^{0,57}$ . Эта формула применима для расчета  $\epsilon$  изотропных пород. Для аналогичных целей, но разных условий применяют формулы Максвелла, Релея, Лоренца-Лоренца, Оделевского и других авторов. При всем этом следует иметь в виду, что подобные оценки дают приближенные результаты. Примеси, анизотропия электрических свойств пород и поровая влага, которая является сложным электролитом, взаимодействующим со скелетом породы, приводят нередко к существенному расхождению рассчитанных значений  $\epsilon$  с действительными.

У изверженных пород, как и у минералов, диэлектрическая проницаемость растет с ростом плотности. В общем диэлектрическая проницаемость увеличивается с повышением основности пород и степени метаморфизма. Характерны большой разброс значений ее в каждом классе и колебания в пределах 5—20, редко 50—60.

Диэлектрическая проницаемость осадочных пород определяется главным образом влагонасыщенностью. Наряду со свободной водой в процессе поляризации участвуют адсорбированный слой ионов, ориентированные молекулы воды, диффузионно-рассеянное облако ионов. На все это накладывают свой отпечаток концентрация и состав растворенных в воде веществ. В природных водах обычно преобладает хлористый натрий, влияние концентрации этой соли на диэлектрическую проницаемость доломитов показано на рис. 5.12.

Большая часть пород осадочного комплекса состоит из кварца, полевых шпатов, известняка, доломита и различного состава глин. Поскольку диэлектрическая проницаемость кварца ( $\epsilon_{отн} = 4—5$ ) почти в два раза меньше, чем у кальцита и доломита ( $\epsilon_{отн} = 7—8$ ), кварцсодержащие породы имеют, при прочих равных условиях, меньшую диэлектрическую проницаемость.

С повышением температуры до 200—300° С  $\epsilon$  влагонасыщенных пород падает, так как снижается  $\epsilon$  воды. При более высоких температурах для всех разновидностей пород характерно увеличение диэлектрической проницаемости с



ростом температуры, причем при  $t > 700-800^\circ \text{C}$  наблюдается весьма резкий рост  $\varepsilon$  (рис. 5.13).

Зависимость диэлектрической проницаемости и электропроводности пород от частоты поля, диэлектрические потери. В горных породах под действием переменного поля протекает ток, который можно разделить на ток проводимости и ток смеще-

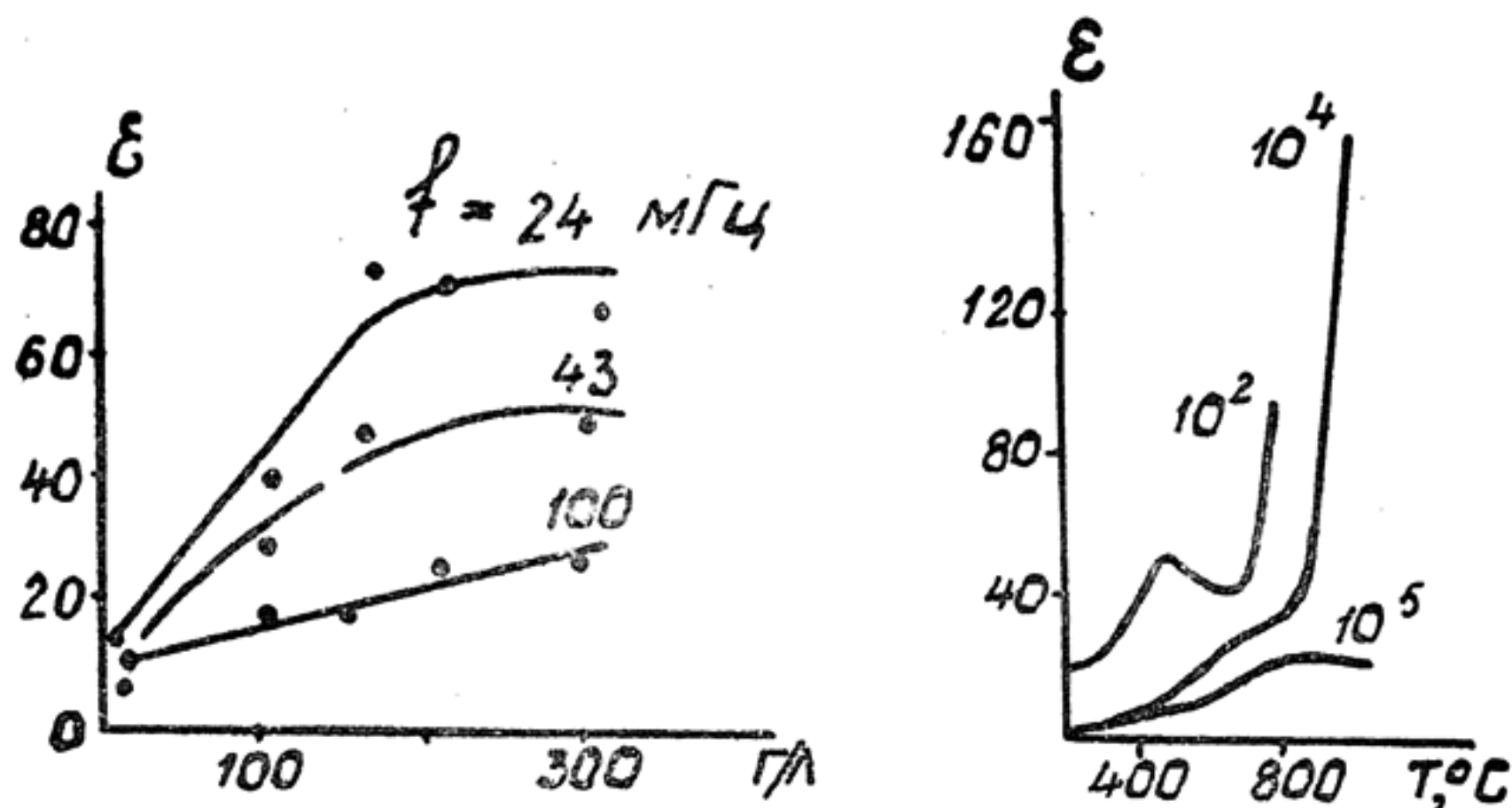


Рис. 5.12. Влияние концентрации NaCl на величину диэлектрической проницаемости доломитов при разных частотах (по Э. И. Пархоменко)

Рис. 5.13. Зависимость диэлектрической проницаемости граносиенита от температуры. Шифр кривых — частота, Гц (по Э. И. Пархоменко)

ния. Первый обусловлен перемещением «свободных» электрических зарядов, второй — «связанных» зарядов. Тот и другой ток сопровождается магнитным полем, напряженность которого определяется плотностями токов (уравнение Максвелла):

$$\text{rot } \vec{H} = \vec{j}_{\text{пр}} + \vec{j}_{\text{см}} = \gamma \cdot \vec{E} + \varepsilon \cdot \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}. \quad (5.9)$$

Здесь  $\vec{j}_{\text{пр}}$  и  $\vec{j}_{\text{см}}$  — плотности токов проводимости и смещения;  $\gamma$  — электропроводность.

Разделение тока на две составляющие условно. В переменном электрическом поле «свободные» и «связанные» электрические заряды совершают колебательные движения. Амплитуда колебаний «связанных» зарядов ограничена, у

«свободных» она может быть сколько угодно большой, пока частота поля не достигает таких значений, при которых «свободные» заряды не успевают сдвигаться на предельные расстояния. Отсюда следует, что на весьма высоких частотах все заряды ведут себя одинаково.

Для гармонически изменяющегося поля с частотой  $\omega$  вышеприведенному уравнению можно придать вид

$$\operatorname{rot} \bar{H} = \epsilon_k \cdot \frac{\partial \bar{E}}{\partial t}. \quad (5.10)$$

В этом уравнении введен новый параметр  $\epsilon_k$  — комплексная диэлектрическая проницаемость:

$$\epsilon_k = \epsilon(\omega) - i \frac{\gamma}{\omega}. \quad (5.11)$$

С помощью ее учитывается одновременно как свойство вещества поляризоваться под действием электрического поля, так и проводить электрический ток.

В переменном поле поляризация породы происходит так же, как и в постоянном, до тех пор, пока частота колебаний поля  $\omega$  намного ниже собственной частоты  $\omega_0$  колебания упругосвязанных заряженных частиц или частоты релаксации  $\omega_p = \frac{1}{\tau}$  слабосвязанных частиц. При приближении  $\omega$  к  $\omega_0$  наблюдается дисперсия диэлектрической проницаемости. В случае, когда происходит упругая поляризация, значение диэлектрической проницаемости  $\epsilon^y$  при  $\omega \approx \omega_0$  определяется следующей зависимостью:

$$\epsilon^y(\omega) = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon^0 \epsilon_\infty}{1 - (\omega / \omega_0)^2 + i\kappa (\omega / \omega_0)^2}. \quad (5.12)$$

В этой формуле  $\epsilon^0$  — диэлектрическая проницаемость при  $\omega \rightarrow 0$ ;  $\epsilon_\infty$  — при  $\omega \gg \omega_0$ ;  $\kappa$  — коэффициент рассеяния энергии.

Когда в диэлектрике превалирует релаксационная поляризация, процесс поляризации описывается формулой Дебая

$$\epsilon^p(\omega) = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon^0 - \epsilon_\infty}{1 + i\tau\omega}. \quad (5.13)$$

Действительная и мнимая части этого комплексного числа определяются соотношениями:

$$\operatorname{Re} \epsilon^p(\omega) = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon^0 - \epsilon_\infty}{1 + (\omega\tau)^2},$$

$$\operatorname{Im} \varepsilon^p(\omega) = \frac{(\varepsilon^0 - \varepsilon_\infty) \cdot \omega \cdot \tau}{1 + (\omega\tau)^2}. \quad (5.14)$$

Из этих выражений видно, что  $\operatorname{Re} \varepsilon^p(\omega)$  с ростом частоты монотонно уменьшается, а  $\operatorname{Im} \varepsilon^p(\omega)$  имеет максимум при  $\omega = \omega_p$ .

Наличие сдвинутых по фазе составляющих в процессе поляризации диэлектрика приводит к потере энергии. Выделение тепла, или диэлектрические потери, происходит в диэлектрике независимо от сквозной проводимости. В общем же переменное электромагнитное поле в реальной горной породе, которая обладает определенной диэлектрической проницаемостью и электропроводностью, теряет энергию на медленные виды поляризации и на перенос зарядов свободными ионами и электронами. Потери принято оценивать величиной отношения токов «проводимости» к токам «смещения». Это отношение получило название «тангенса угла потерь»:

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{|\bar{j}_{\text{пр}}|}{|\bar{j}_{\text{см}}|} = \frac{\gamma_{\text{эф}}}{\operatorname{Re} \varepsilon(\omega) \cdot \omega}. \quad (5.15)$$

Здесь  $\gamma_{\text{эф}}$  — эффективная удельная электропроводность на данной частоте;  $\operatorname{Re} \varepsilon(\omega)$  — действительная часть диэлектрической проницаемости.

Поскольку ориентационная поляризация у горных пород превосходит все остальные виды, то в общем зависимость диэлектрической проницаемости горных пород от частоты в первом приближении описывается формулой Дебая. Однако характер уменьшения диэлектрической проницаемости пород с ростом частоты у разных образований существенно различается, на графиках часто не наблюдается отчетливого релаксационного максимума (рис. 5.14). Это имеет место из-за того, что в процессе поляризации участвуют группы молекул с различными временами релаксации, на разных частотах проявляются различные типы поляризации, сказывается также влияние объемной поляризации, связанной с захватом носителей тока дефектами кристаллической решетки.

Заметное влияние оказывает на поляризуемость пород при разных частотах поля содержание влаги. Влажные породы, имея повышенное значение диэлектрической проницаемости на низких частотах, резко снижают ее в интервале 10—300 Гц, где происходит релаксационная поляризация поровой жидкости и упругая поляризация скелета породы (рис. 5.14, б).



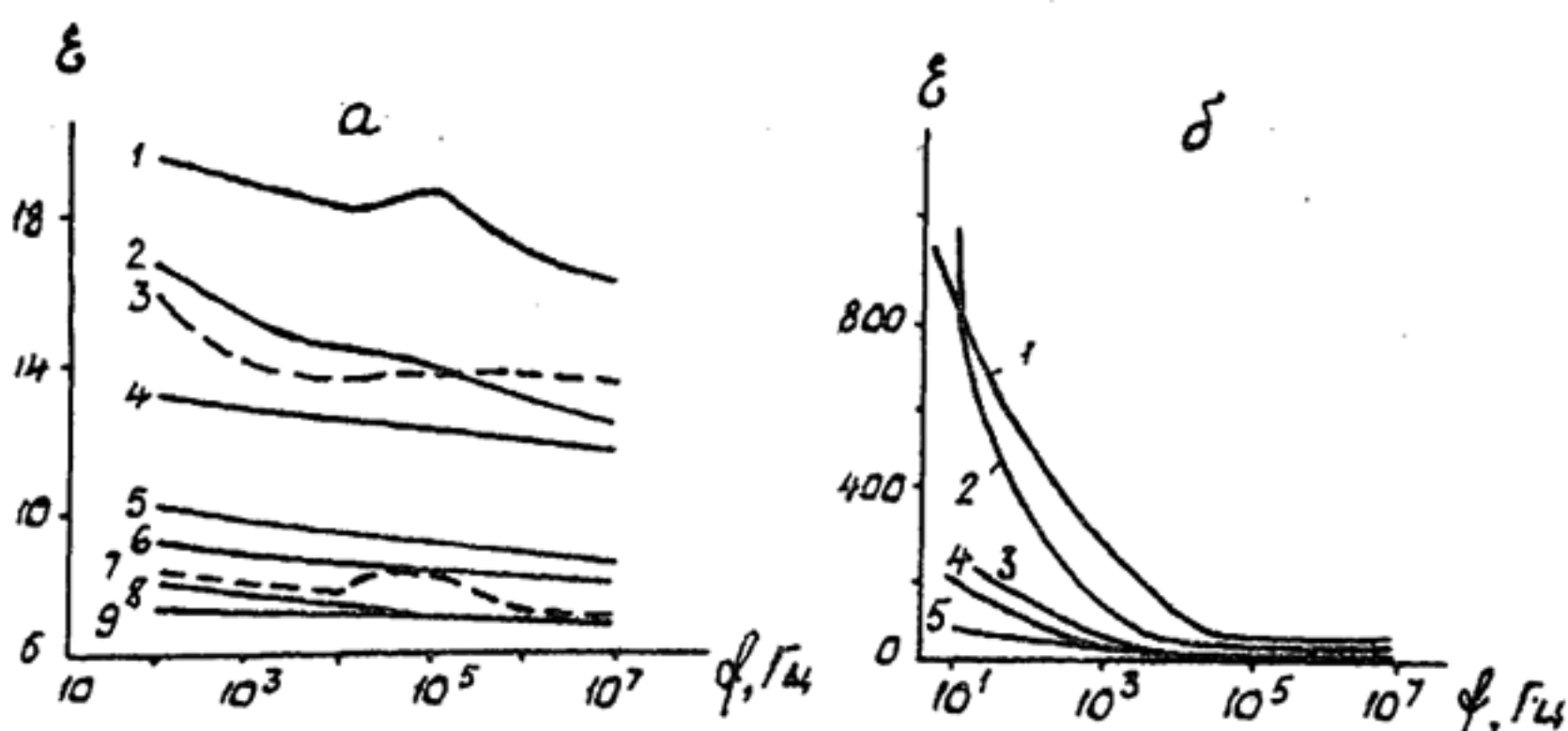


Рис. 5.14. Частотная зависимость диэлектрической проницаемости для пород:

*a* — сухих: 1 — перидотит плагиоклазовый; 2 — серпентинит; 3 — оливиновый пироксенит; 4 — перидотит; 5 — пироксенит; 6 — амфиболит; 7 — дунит серпентинизированный; 8 — перидотит слабосерпентинизированный; 9 — пироксенит;  
*б* — влагонасыщенных: 1 — актинолит; 2 — серпентинит; 3—5 — мелко- и среднезернистый гранит

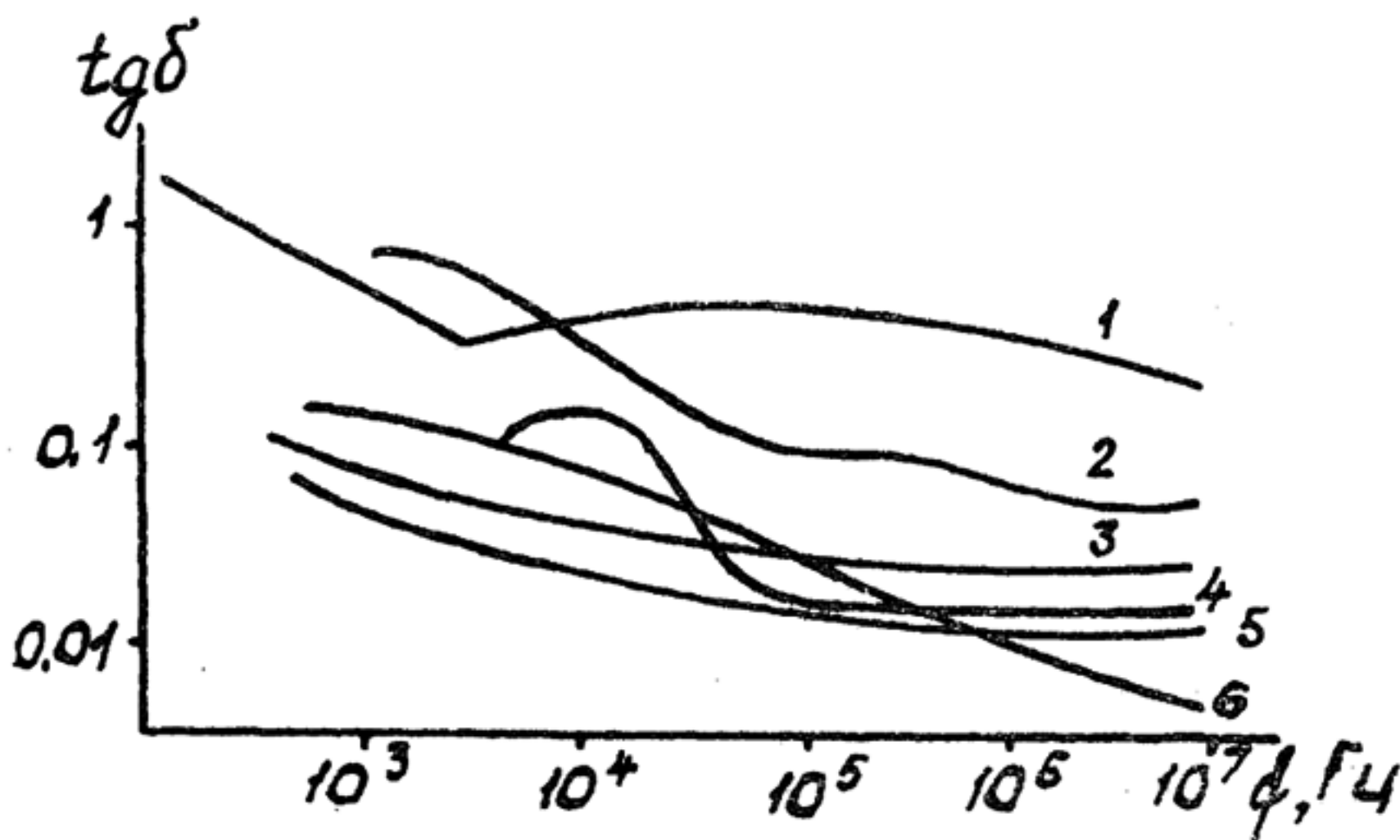
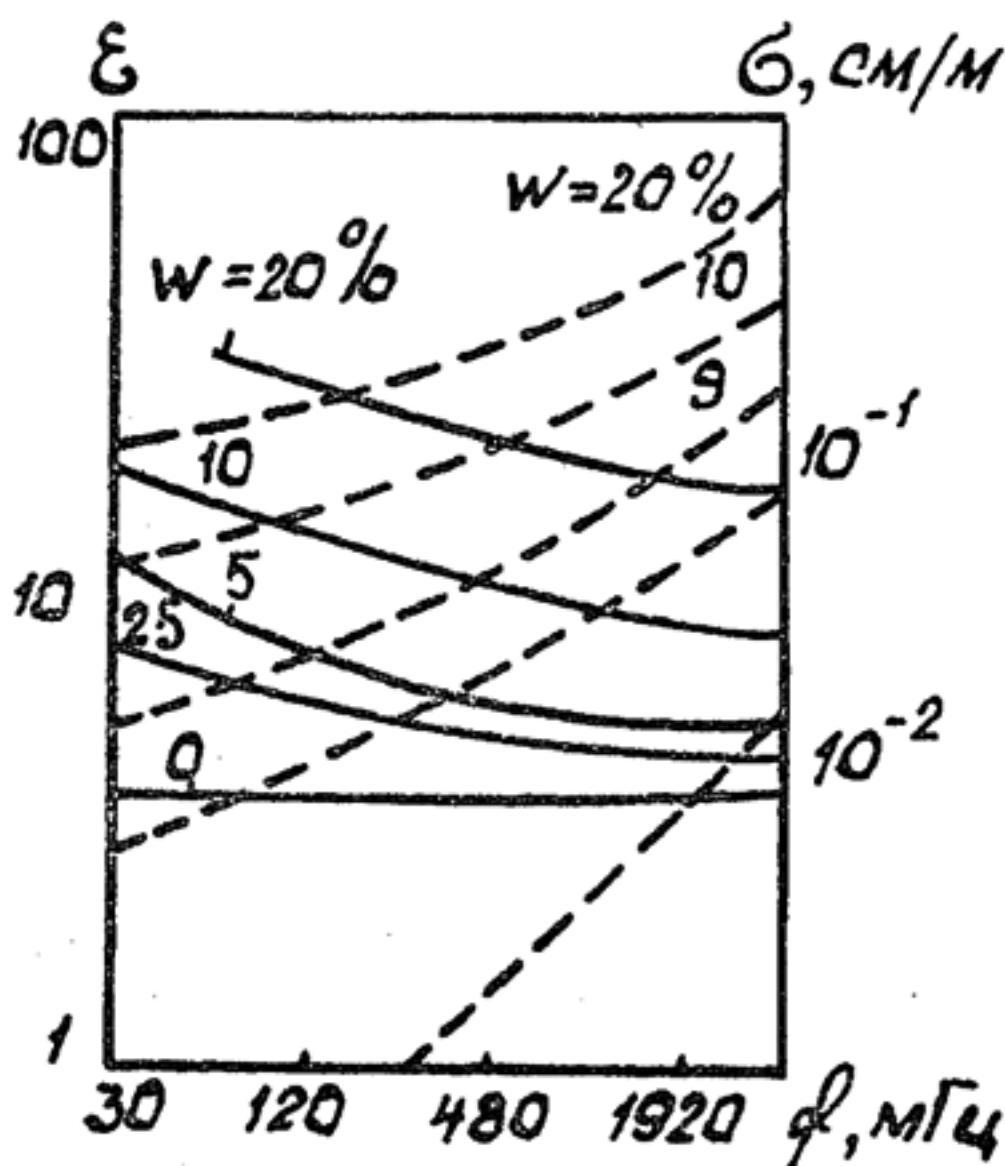


Рис. 5.15. Зависимость диэлектрических потерь от частоты поля для ультраосновных и основных пород (по Э. И. Пархоменко): 1 — базальт; 2 — перидотит; 3 — оливиновый пироксенит; 4 — дунит; 5 — амфиболит; 6 — слабосерпентинизированный перидотит

Из сказанного следует, что в естественном залегании плотные изверженные и метаморфические породы как мало-пористые образования с малым содержанием влаги в целом обладают меньшей величиной дисперсии диэлектрической проницаемости с изменением частоты поля по сравнению с высокопористыми обводненными породами. Породы с адсорбированной влагой характеризуются в общем повышенными значениям потерь и широким диапазоном изменений  $\operatorname{tg} \varphi$ . У всех пород потери с ростом частоты в целом уменьшаются. Но, как видно из рис. 5.15, есть и существенные отклонения. Для базальта, серпентинизированного дунита, например, на некоторых интервалах частот потери с увеличением частоты возрастают. Это же характерно для осадочных слабообводненных пород, в которых преобладает дипольная ориентационная поляризация.

Рис. 5.16. Зависимость диэлектрической проницаемости (сплошные линии) и электропроводности (пунктирные линии) от частоты электрического поля суглинка при различной влажности (по Д. Е. Хипп)



Электропроводность горных пород в общем случае с ростом частоты увеличивается. Это отмечается в широком диапазоне частот  $10\text{—}10^9$  Гц. Дисперсия электропроводности (как и диэлектрической проницаемости, диэлектрических потерь) пород при изменении частоты в существенной мере зависит от влажности. У суглинков, как видно из рис. 5.16, на высоких частотах с ростом влажности дисперсия электропроводности заметно снижается, а диэлектрической проницаемости возрастает.

### 5.3. Естественная и вызванная поляризация минералов и горных пород

Наряду с электродинамической поляризацией горных пород, связанной с их диэлектрической проницаемостью, в горных породах под действием ряда самопроизвольно протекающих или искусственно создаваемых электрохимических и электромеханических процессов возникает электрическая поляризация иной природы. Последняя широко используется в геофизике, на изучении ее основаны методы естественного электрического поля, вызванной поляризации и пьезоэлектрической разведки.

#### 5.3.1. Естественная поляризация

Естественная поляризация горных пород и минералов обуславливается чаще всего фильтрационными, диффузионно-адсорбционными и окислительно-восстановительными процессами.

Фильтрация вод через горные породы сопровождается избирательной адсорбцией (концентрированием) поверхностью твердого скелета породы заряженных частиц из воды. Преимущественно адсорбируются анионы, подвижность их резко снижается, в результате этого вода по направлению своего движения приобретает все повышающуюся концентрацию положительно заряженных частиц, что приводит к возникновению электрического напряжения на участке фильтрации вод. Иногда могут адсорбироваться катионы, что, например, имеет место в существенно карбонатных горных породах, напряжение в этом случае, естественно, меняет знак на противоположный. Для одиночного капилляра величину возникающей напряженности электрического поля можно оценить по формуле

$$E_{\phi} = \frac{2\epsilon\rho\Delta V}{\pi^2 r^2} \cdot v, \quad (5.16)$$

здесь  $\epsilon$  и  $\rho$  — диэлектрическая проницаемость и удельное электрическое сопротивление жидкости;  $v$  — скорость движения жидкости;  $r$  — радиус капилляра;  $\Delta V$  — скачок потенциала на границе электролит — твердый скелет.

В горной породе процесс фильтрации гораздо сложнее. Важное значение здесь имеют состав породы и влагонасыщенность ее, форма поровых каналов, площадь контактирующей с водой поверхности, химический состав и минерали-



зация фильтрующихся вод. Экспериментальное изучение влияния этих факторов на величину возникающей напряженности электрического поля показывает, что: 1) напряженность поля с увеличением проницаемости среды сначала резко возрастает, а затем, достигнув некоторого максимума, постепенно снижается; 2) отчетливо прослеживается уменьшение напряженности при возрастании концентрации электролита; 3) у трещиноватых пород, когда ширина трещин становится больше 2—3 мм, значение напряженности резко падает, заполнение тонких трещин песчанистым материалом ведет к увеличению напряженности поля, при заполнении их глинистым материалом — к уменьшению. Электрические поля фильтрации, как показывает практика работ методом естественного поля, создают приращения потенциала в несколько десятков милливольт [43].

**Д и ф ф у з и о н н о - а д с о р б ц и о н н а я   а к т и в н о с т ь .** Процесс самопроизвольного выравнивания концентрации веществ в растворе сопровождается переносом (диффузией) молекул и ионов. Из-за разной электрической подвижности ионов в неоднородном растворе возникает электрическое напряжение диффузии  $E_g$ . Для наиболее простого случая, когда происходит смешивание двух бинарных растворов одинакового состава, но разной концентрации, величину скачка потенциала на границе раздела растворов можно вычислить теоретически, пользуясь формулой Нернста:

$$\Delta U_g = K_g \cdot \lg \frac{C_1}{C_2}. \quad (5.17)$$

В этой формуле  $K_g$  — коэффициент диффузионной ЭДС, зависящий от физико-химических свойств растворов;  $C_1$  и  $C_2$  — концентрации контактирующих электролитов.

При малых концентрациях водного раствора хлористого натрия — наиболее распространенного в природе электролита — отношение концентраций можно заменить, как это видно из рис. 5.7, на отношение удельных электрических сопротивлений. Для этого случая формула Нернста запишется так:

$$\Delta U_g = K_g \lg \frac{\rho_2}{\rho_1}. \quad (5.18)$$

Водный раствор NaCl при  $t=20^\circ \text{C}$  имеет  $K_g = -11,6 \text{ мВ}$ .

Процесс диффузии заряженных частиц в электролите горных пород сопровождается явлениями избирательной адсорбции ионов твердым скелетом породы, как и при филь-

рации растворов. В результате создается диффузионно-адсорбционный потенциал  $U_{ga}$ . Величина приращения электрического напряжения диффузионно-адсорбционной природы на границе двух одинаковых растворов разной концентрации, разделенных проницаемой для электролитов горной породой (мембраной), приближенно описывается тем же уравнением, что и для  $\Delta U_g$ :

$$\Delta U_{ga} = K_{ga} \cdot \lg \frac{\rho_2}{\rho_1}, \quad (5.19)$$

где  $K_{ga}$  — коэффициент диффузионно-адсорбционной ЭДС, который зависит не только от химического состава электролитов, их концентраций, температуры, но и в значительной мере от минералогического состава, размеров и конфигурации пор породы, слагающей перегородку между электролитами. Так, например, если в качестве перегородки между водными растворами NaCl разной концентрации взять крупнозернистый песок, то величина  $K_{ga}$  оказывается равной  $K_g$ , т. е. процесс диффузии идет, как в свободных растворах. При уменьшении крупности зерен и величины пор  $K_{ga}$  заметно меняется и у чистых глин, когда все анионы сорбируются твердой фазой, составляет +58 мВ [32].

Разность электрических напряжений  $E_{ga} - E_g$  в долях  $\lg \frac{\rho_2}{\rho_1}$  принято называть диффузионно-адсорбционной активностью  $A_{ga}$ . Величина ее для различных пород меняется в пределах от — 25 до 70 мВ; наибольшее ее значение характерно для глин, наименьшее — для чистых разностей песков и пористых доломитов.

Электрохимическая активность наблюдается у геологических образований, обладающих электронным типом проводимости. На границе раздела электронного проводника с ионнопроводящей вмещающей средой возникает двойной электрический слой, величина скачка напряжения в котором зависит от свойств контактирующих сред. Эти свойства в пространстве меняются. Чаще всего к возникновению естественной поляризации рудных тел приводит изменение состава подземных вод. Обычно верхняя часть рудных тел контактирует с обогащенными кислородом и углекислотой водами. Рудное тело в этой части окисляется, приобретая положительный заряд, так как окисление сопровождается потерей металлами электронов. В нижних участках рудного тела в зоне восстановления происходит



присоединение электронов ионами металлов, и нижняя часть рудного тела заряжается отрицательно.

Поскольку полюса такого природного элемента во внешней и внутренней цепи замкнуты, то во вмещающей среде и в самом рудном теле протекает электрический ток. Носителем тока в рудном теле являются электроны, а во вмещающей среде заряды переносят ионы. Катионы при этом движутся от нижней части к верхней, анионы — в обратном направлении. В результате этого у сульфидной залежи, например, в верхней части вследствие катодной реакции на поверхности рудного тела образуются ионы  $S^{2-}$  и  $HS^-$ , которые приводят к осаждению тяжелых металлов в виде вторичных сульфидов. В нижней части его происходят процессы анодного растворения с выделением ионов металлов, входящих в состав сульфидов и элементной серы. При наличии кислорода здесь могут образоваться окисленные минералы.

Образованные в ходе электрохимического процесса химические соединения, как правило, приводят к увеличению внутреннего сопротивления природного элемента и соответственно к ослаблению силы электрического тока и интенсивности всего процесса. Чтобы гальванический природный элемент «работал», продукты электрохимических реакций должны удаляться. Это производят подземные воды, омывающие рудное тело и выносящие в околорудное пространство продукты реакций. Миграция элементов в водах способствует наряду с другими процессами образованию вокруг месторождений ореолов зонального рассеяния элементов.

К явлению электрической поляризации рудной залежи может привести и неоднородность ее минералогического состава, поскольку каждый минерал обладает своим электродным потенциалом. Об этом свидетельствуют экспериментальные данные (табл. 5.9) [42].

Электрохимические процессы в природных условиях протекают и в местах локализации химически инертных электронных проводников, таких как залежи графита, антрацита, магнетита. В районах их локализации нередко наблюдаются такие же, как у сульфидных залежей, естественные электрические поля. Наиболее вероятной причиной электрической поляризации химически инертного электронного проводника является существенное различие  $E_h$  растворов, контактирующих в разных местах с рудным телом. Залежь в данном случае представляется проводником электрического тока, соединяющим точки вмещающей среды с различным электрическим потенциалом.



## Экспериментальные значения электродного потенциала минералов

Минерал	Электродный потенциал минерала (В) по отношению к нормальному водородному электроду в нормальном растворе хлористого калия
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
Петландит	+0,22
Галенит	+0,25; +0,14; +0,25; +0,29; +0,15; +0,14
Сфалерит	+0,12
Молибденит	+0,14
Шмальтин	+0,11; +0,12

Беличина потенциалов естественного электрического поля, обусловленная естественной поляризацией природных электронных проводников, достигает нескольких сотен милливольт, реже 1500—2000 мВ. В Восточном Присаянье и Западном Прибайкалье зафиксированы отрицательные значения естественного электрического поля над марганцевыми рудами амплитудой 2700 мВ [43].

## 5.3.2. Вызванная поляризация

Этот вид поляризации возникает в горных породах при протекании в них электрического тока или механических воздействиях на них.

При прохождении через породу электрического тока нарушаются установившиеся равновесия во взаимодействии твердой и жидкой фаз породы. В результате возникает ее вызванная поляризация (ВП). Формирование вызванной поляризации идет с накоплением электрической энергии средой. Процесс установления поляризации занимает определенное время, по прошествии которого дальнейшее пропускание электрического тока не сказывается на величине потенциала вызванной поляризации, среда как бы полностью

«заряжается». После прекращения поляризующего тока напряженность поля вызванной поляризации начинает спадать. Спад напряжения поляризации происходит в первом приближении по тому же закону, по которому оно возрастает во

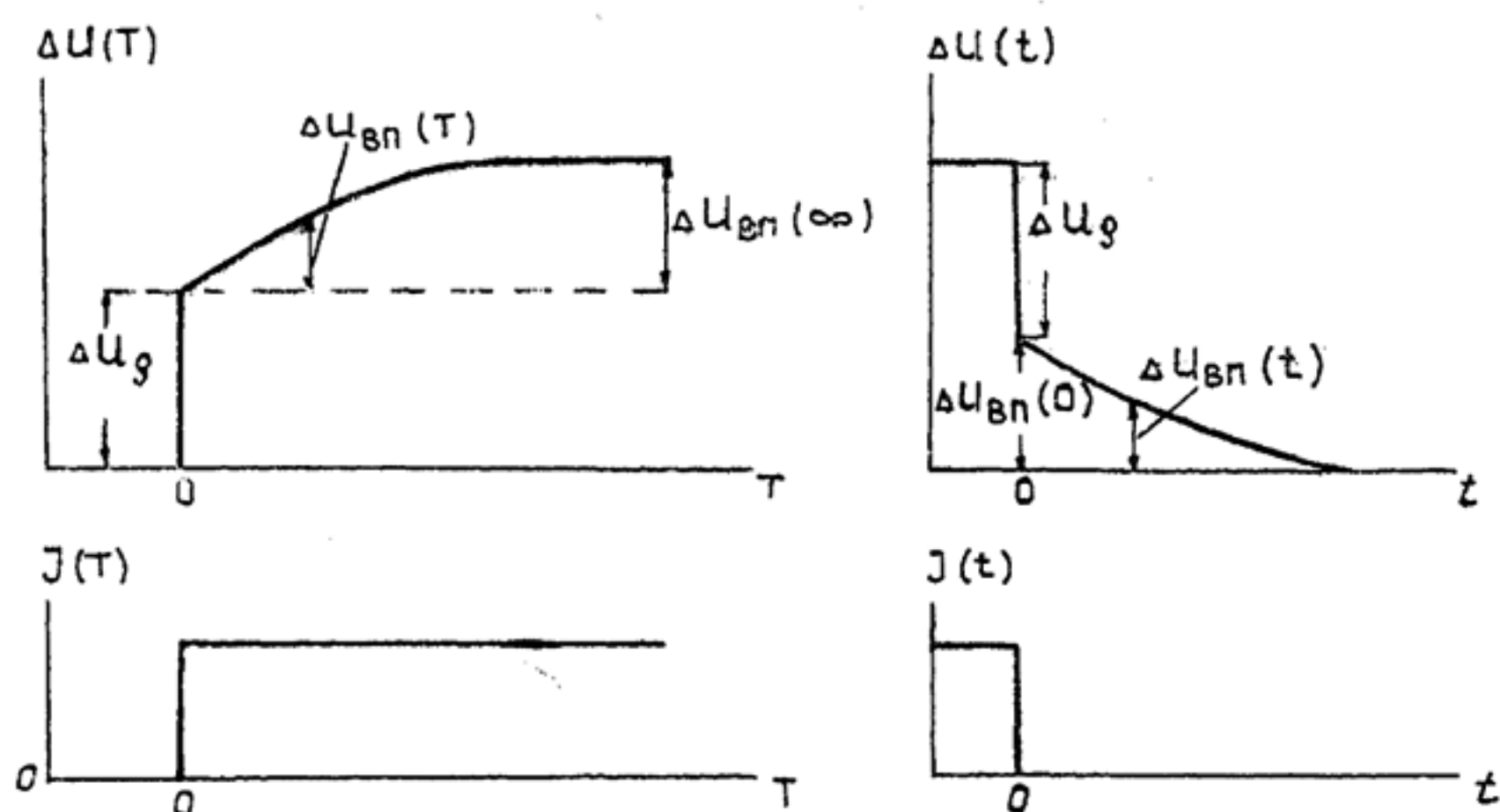


Рис. 5.17. Становление  $\Delta U_{вп}(T)$  и спад  $\Delta U_{вп}(t)$  поля вызванной поляризации при включении и выключении «ступеньки» электрического тока  $I$ ;  $\Delta U_p$  — скачок потенциала за счет омического сопротивления при включении тока;  $\Delta U_{вп}(\infty)$  — предельное приращение напряжения поля вызванной поляризации для заданной силы тока и  $T \rightarrow \infty$

время зарядки (пропускания тока), но в иной системе координат (рис. 5.17):

$$\Delta U_{вп}(t) = \Delta U_{вп}(\infty) - \Delta U_{вп}(T). \quad (5.20)$$

При изменении плотности тока зарядки величина потенциала ВП вначале резко возрастает, а затем выходит на асимптоту постоянных значений (рис. 5.18). Линейная связь между плотностью тока и потенциалом ВП у большей части пород сохраняется до  $100 \text{ мкА/см}^2$ . Нарушение линейности отмечается при относительно высокой плотности тока. Исходя из этого, можно полагать, что для малых плотностей тока справедливы равенства:

$$E_{вп} = K \cdot E, \quad \Delta U_{вп} = K \cdot \Delta U. \quad (5.21)$$

Коэффициент пропорциональности  $K$  характеризует поляризуемость горной породы. На практике за меру поляризуемости горной породы или вызванной электрохимической активности принимают величину  $\eta$ , в 100 раз большую  $K$ . По-

сколько  $\Delta U_{\text{вп}} (E_{\text{вп}})$  зависит от времени, коэффициент  $\eta$  определяют для какого-то фиксированного времени, чаще всего для 0,5 с после выключения тока, так что

$$\eta = \frac{\Delta U_{\text{вп}} (0,5)}{\Delta U_p} \cdot 100, \quad (5.22)$$

где  $\Delta U_p$  — напряжение в начале зарядки (падение напряжения на омическом сопротивлении). Коэффициент  $\eta$ , вычисленный по этой формуле, показывает, сколько процентов составляет напряжение вызванной поляризации по отношению к напряжению, вызывающему эту поляризацию.

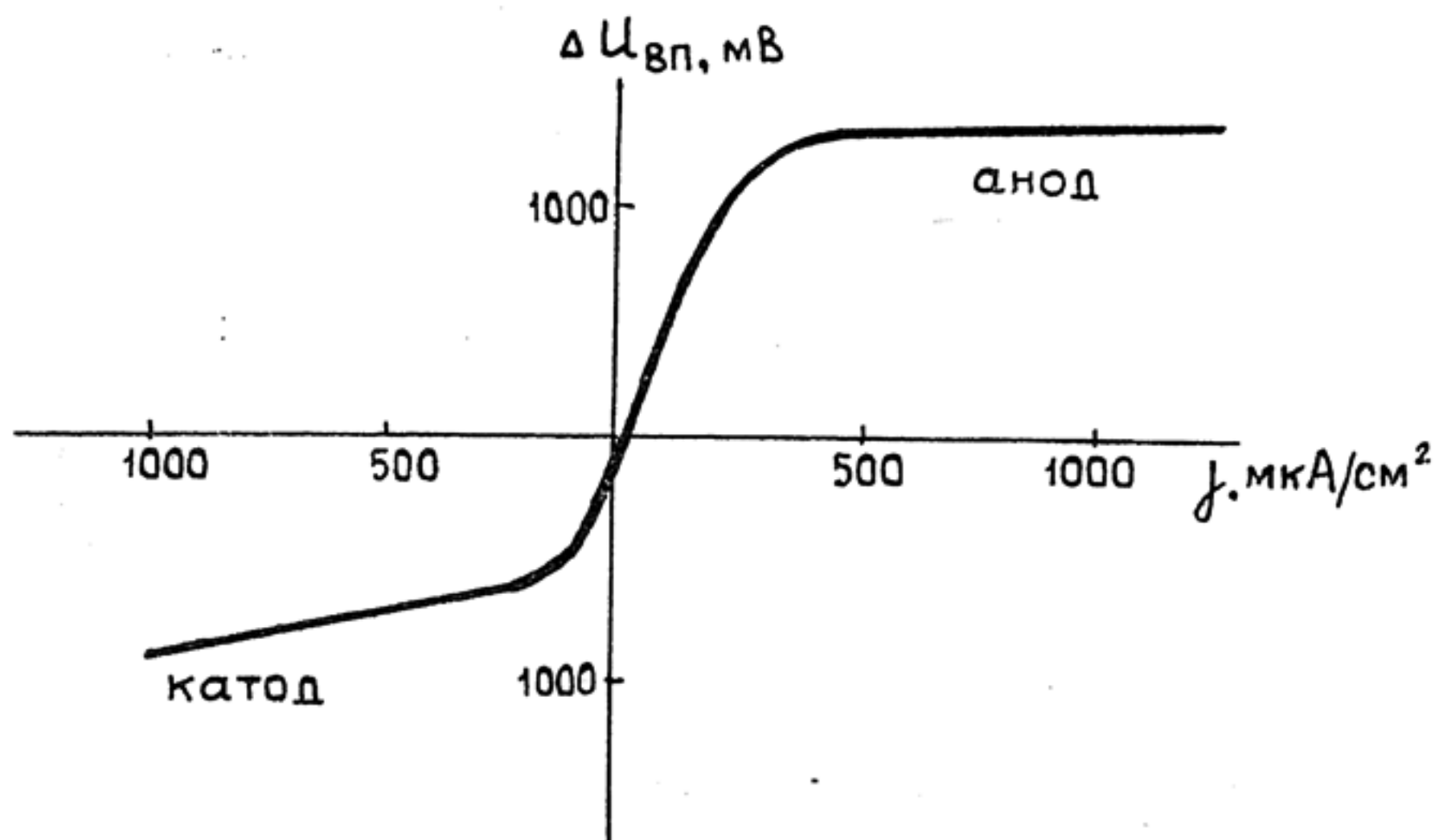


Рис. 5.18. Зависимость величины вызванной поляризации халькопирита от плотности поляризующего тока. Электролит — водопроводная вода (по В. А. Комарову)

Механизм поляризации горных пород с ионной и электронной проводимостью твердой фазы различен. Основную роль в поляризации ионопроводящих пород играют адсорбционные свойства породы. Твердая фаза породы, как известно, адсорбирует из горной влаги ионы, чаще всего анионы. Вследствие этого на контакте жидкой и твердой фаз образуется двойной электрический слой. В узких капиллярах, диаметр которых составляет около 0,1 мкм, этот слой препятствует перемещению анионов. Поэтому под воздействием внешнего электрического поля на выходе капилляров в больших количествах накапливаются катионы, концентрация по-



рового раствора здесь возрастает и микроучасток электрически поляризуется.

После выключения тока начинается процесс выравнивания концентраций, сопровождаемый перемещением заряженных частиц, т. е. током вызванной поляризации.

Наряду с капиллярами важную роль в накоплении электрической энергии играют зерна не проводящих электрический ток минералов, находящихся в природном электролите. На таких зернах под воздействием внешнего электрического поля адсорбционный двойной электрический слой деформируется (рис. 5.19). После выключения электрического тока

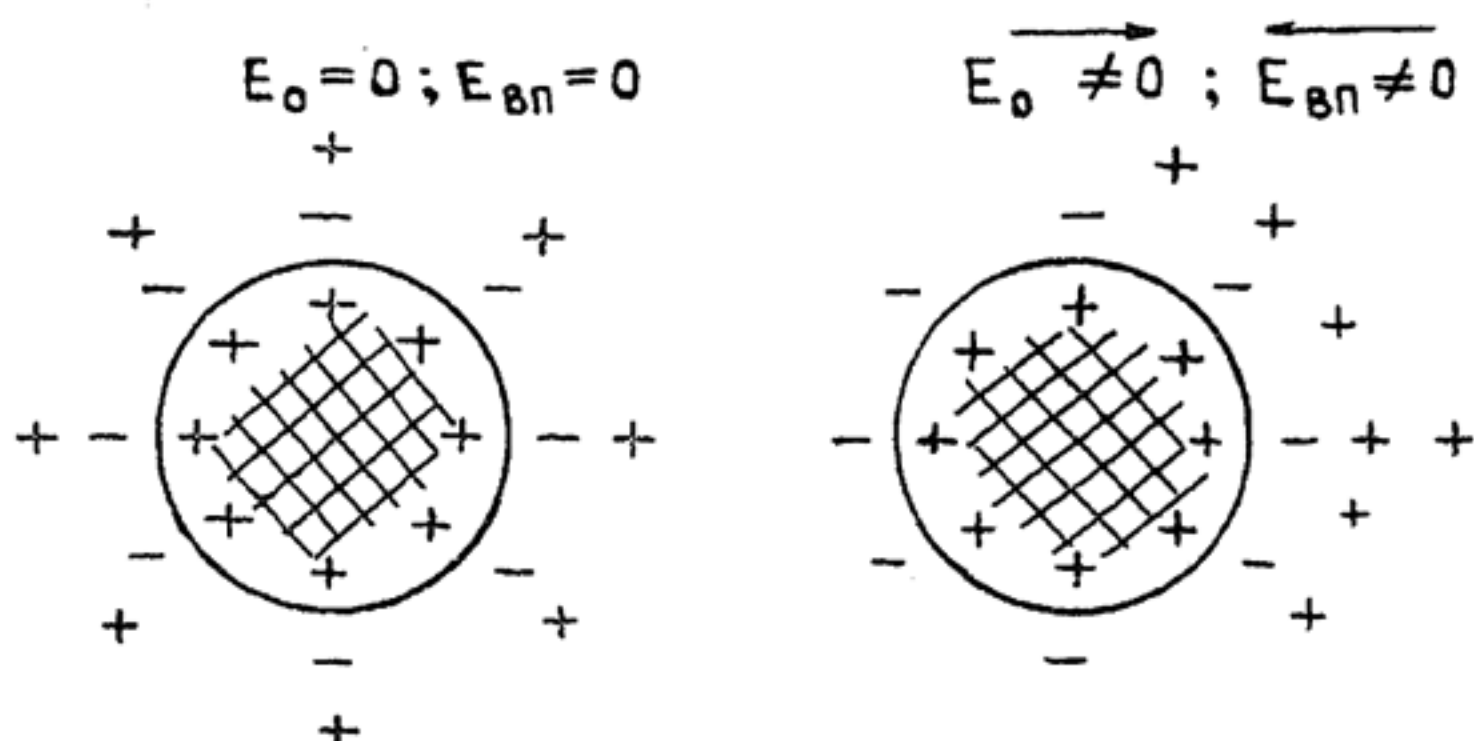


Рис. 5.19. Схема деформации внешним электрическим полем адсорбционного слоя

он восстанавливается, что проявляется в виде изменения потенциала вызванной поляризации. Величина поляризации зависит от размера зерен (рис. 5.20).

Существенное влияние на поляризуемость оказывает присутствие в породе глинистых частиц. В капиллярах они

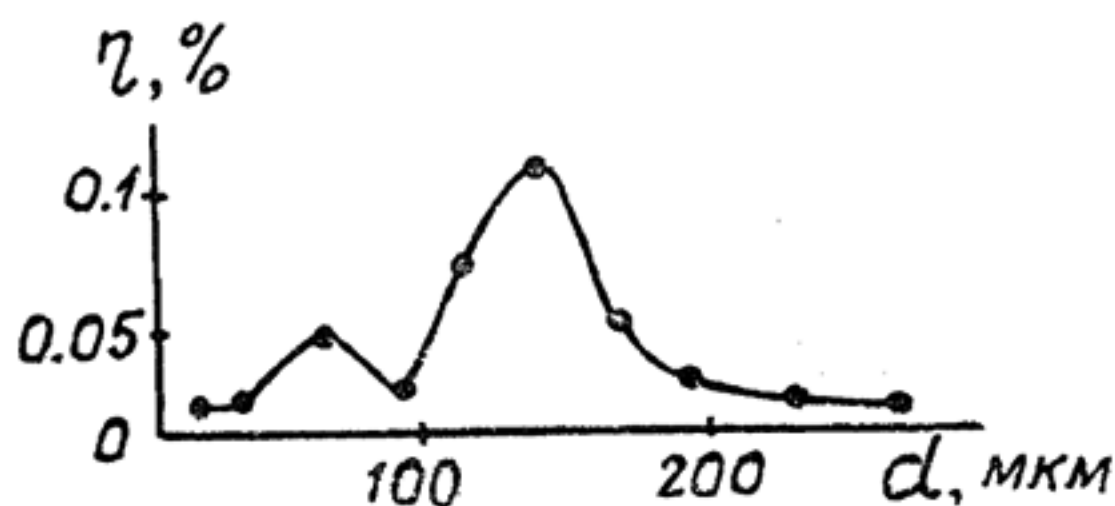


Рис. 5.20. Зависимость поляризуемости порошка кварца, насыщенного раствором KCl ( $2 \cdot 10^{-4} \text{ Н}$ ), от диаметра зерен

формируют мембранные потенциалы, возникающие за счет адсорбции частицами движущихся в растворе анионов. Это приводит к увеличению разности чисел переноса ионов и усилению ЭДС диффузии. Когда непроводящие зерна обволакиваются глинистыми частицами, емкость ионного обмена зерен резко возрастает. Например, у кварцевого песка однопроцентная примесь монтмориллонита увеличивает поляризуемость в 5 раз по сравнению с чистым песком. В зависимости поляризуемости пород от их глинистости имеет место максимум. Для песчано-глинистых образований он отмечается при содержании глины от 3 до 10%. Такая же связь величины поляризуемости у ионопроводящих пород отмечается с их влагонасыщенностью, составом и концентрацией растворенных веществ в горной влаге (рис. 5.21). Поляри-

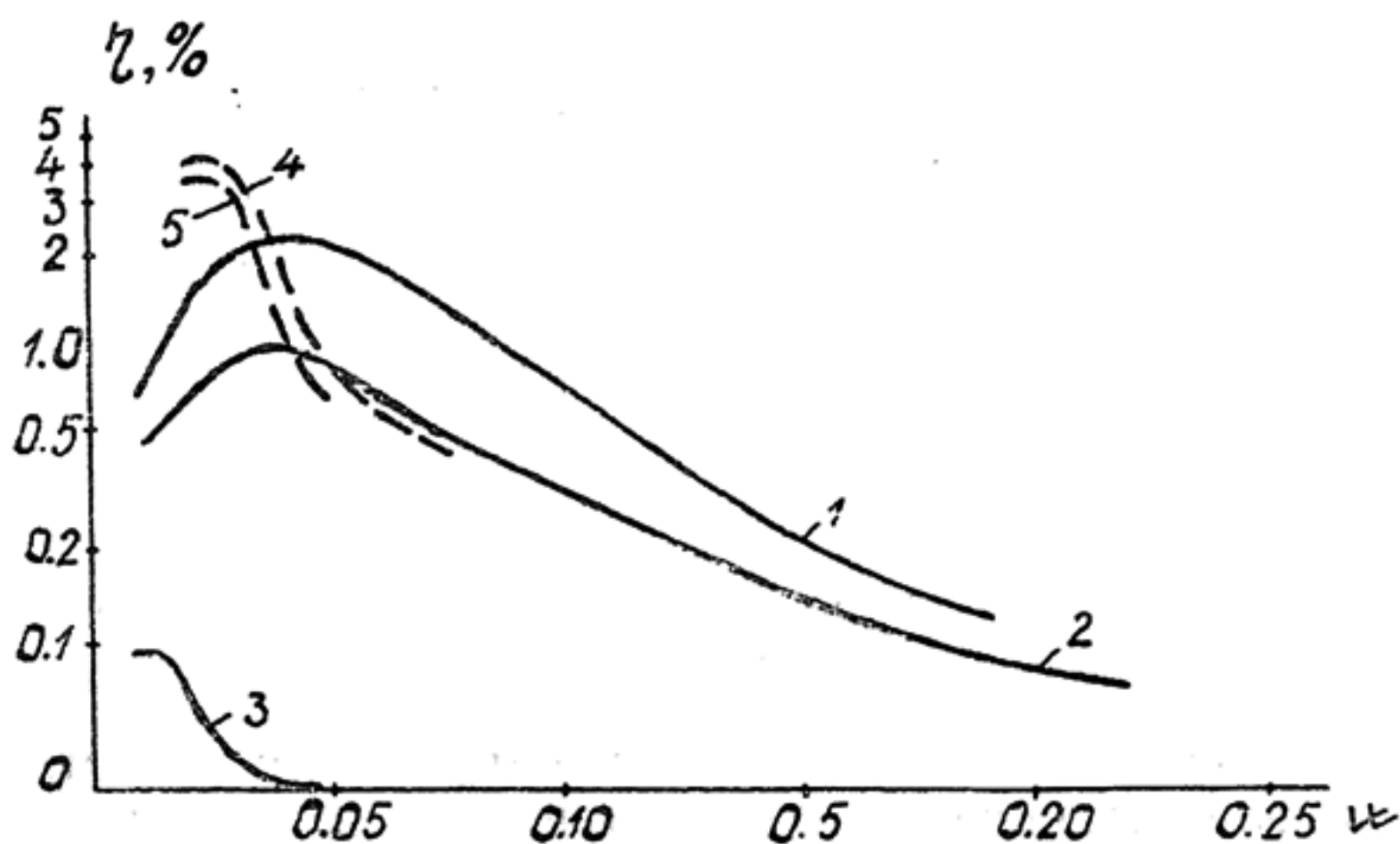


Рис. 5.21. Зависимость поляризуемости кварцевого песка от влажности, концентрации и состава раствора (по В. А. Комарову):  
1 — 0,001 н.; 2 — 0,01 н.; 3 — 0,1 н. ( $\text{CuSO}_4$ ); 4 — 0,001 н.; 5 — 0,01 н. ( $\text{KCl}$ )

зуемость ионопроводящих пород в общем незначительна и редко превышает 2—3%.

Если порода в своем составе содержит компоненты с электронным типом проводимости, то в ней, наряду с описанными выше диффузионно-мембранными потенциалами, возникают потенциалы вызванной поляризации иной природы, по величине в несколько десятков раз большие.

На контакте электронного проводника с влагой при приложении внешнего электрического поля наступает электро-

литическая поляризация — разрушается двойной электрический слой динамического равновесия между ионами раствора и твердого вещества, которое определяется величиной электродного потенциала (см. табл. 5.9). Здесь же идет электролиз, в результате которого у анодной части электронного проводника выделяется обычно кислород и хлор, у катодной — водород. Таким образом создается гальванический элемент с газовыми электродами. В ходе окислительно-восстановительных процессов возможно накопление зарядов промежуточными продуктами реакций, как это происходит в аккумуляторах электрического тока.

Интенсивность этого сложного электрохимического процесса, происходящего под действием внешнего поля, существенно зависит от плотности электрического тока, физико-химических свойств проводника и электролита. На рис. 5.22, а показана зависимость вызванной поляризации халькопирита от плотности пропускаемого тока при различных растворах, а на рис. 5.22, б — различных минералов в одном и том же растворе. Из приведенных рисунков видно, что рост напряженности вызванной поляризации с изменением плотности тока идет немонотонно. У сфалерита и магнетита, например, в графиках отмечаются «ступеньки».

Изучение этого явления при более высоких плотностях тока позволило выявить такие изменения у большинства минералов с электронной проводимостью. Наличие «ступенек» в ходе вызванной поляризации связано с тем, что двойной электрический слой на границе раздела электронный проводник — электролит под воздействием внешнего поля до определенного энергетического уровня не «пропускает» электрический ток, а лишь испытывает деформацию с изменением ЭДС. По достижении некоторого предельного напряжения (потенциала электрохимической реакции) происходит перенос зарядов через контакт при постоянной ЭДС двойного слоя.

Потенциалы электрохимических реакций, при которых нарушается плавное изменение в ходе кривых вызванной поляризации, являются устойчивой характеристикой минералов. Изучая их, можно решать обратную задачу — определять состав руд, что реализовано в контактном и бесконтактном способах поляризационных кривых [41]. В собственно методе вызванной поляризации используются весьма малые плотности электрического тока, при которых вызванная поляризация пород с электронными проводниками остается, как и у пород с чисто ионной проводимостью, прямо



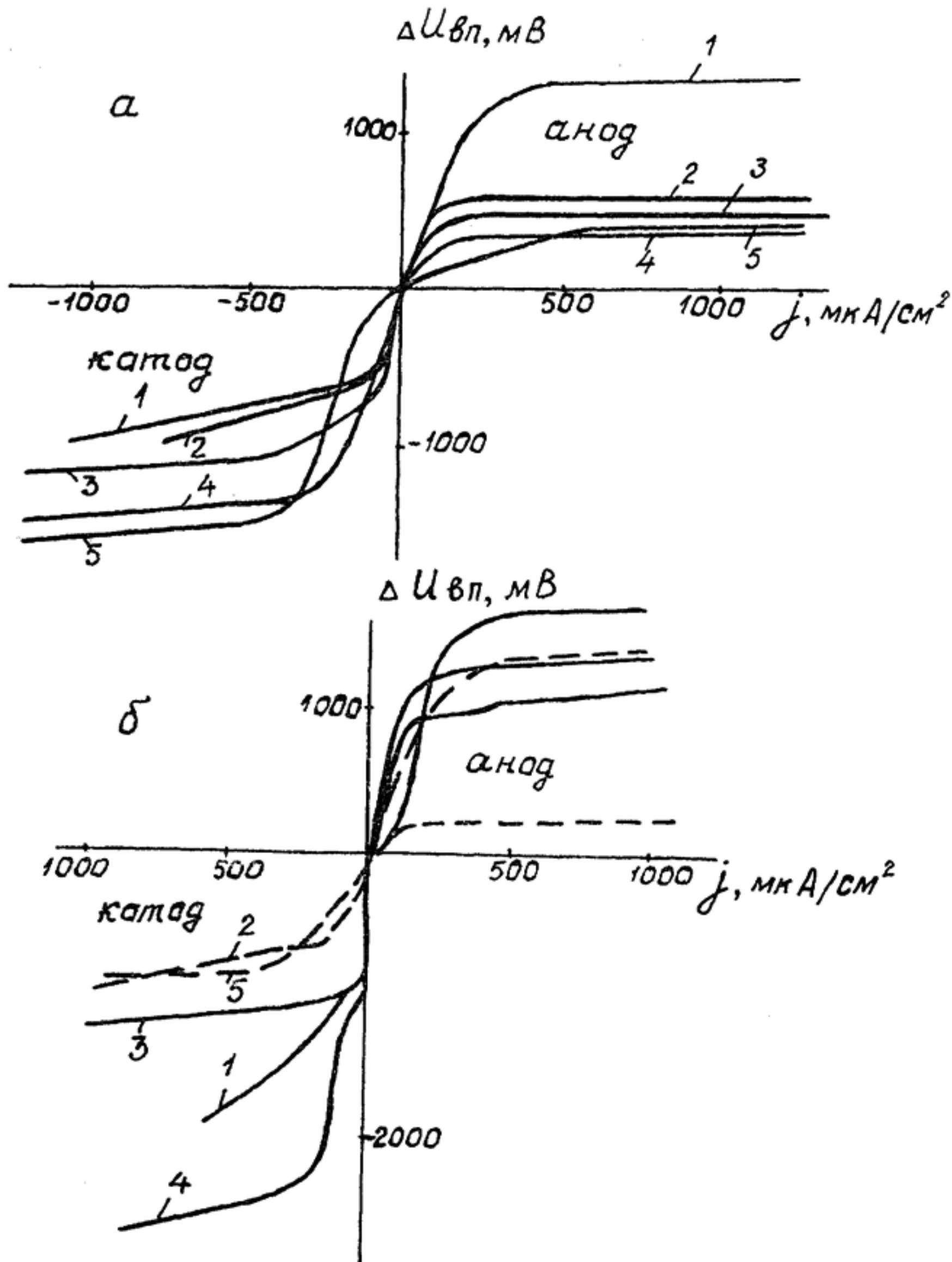


Рис. 5.22. Поляризация халькопирита в различных растворах: 1 — водопроводная вода; 2 —  $KOH$ ; 3 —  $Fe_2(SO_4)_3$ ; 4 —  $CuSO_4$  (сантимольные растворы); 5 —  $H_2SO_4$  (а); поляризация минералов в водопроводной воде: 1 — сфалерит; 2 — пирротин; 3 — халькопирит; 4 — магнетит; 5 — галенит [19] (б)

Поляризуемость пород и руд [17, 32]

Породы	Поляризуемость, %	Породы	Поляризуемость, %
Пески	0,1—1,6	Кварциты	0,23—2
Глины	0,1—1,7	Графитизированные сланцы	0,25—48
Суглинки	0,1—1,7	Углистые известняки	0,24—50
Доломиты	0,1—1,8	Скарны	0,48—22
Известняки	0,2—2,1	Медноколчеданные вкрапленные руды	8—51
Песчаники	0,2—2,1	Медноколчеданные сплошные руды	22—58
Глинистые сланцы	0,2—2,1	Полиметаллические вкрапленные руды	8—52
Кварцево-хлоритовые сланцы	0,15—1,8	Полиметаллические сплошные руды	22—58
Базальт	0,2—2,3	Окисленные руды	0,22—1,8
Граниты	0,2—2,2		
Гранодиориты	0,3—2,5		
Диориты	0,3—2,4		
Кварц-порфиры	0,25—2,5		

пропорциональной интенсивности поляризующего поля. Величина поляризуемости пород с электроннопроводящими включениями, как и у руд, достигает обычно первых десятков процентов (табл. 5.10).

Поле ВП в горных породах с электронными проводниками формируется дольше, полное насыщение наступает по истечении нескольких минут или даже десятков минут. В пределах этого же интервала наблюдается и его спад. Однако время релаксации электрохимических процессов, вносящих основной вклад в формирование ВП, значительно меньше — 1—2 с. Экспериментально установлено, что скорость спада ВП меньше у поляризованных электронных проводников, чем у ионных. Быстро затухают процессы, связанные с деформациями двойного электрического слоя (2—10 мс), адсорбцией (100—200 мс). Длительнее протекают процессы диффузии, окислительно-восстановительные реакции. Характер и скорость становления и спада поля ВП используются для выяснения природы аномалий. Практическое применение эта особенность поля ВП нашла в модификации ранней стадии метода ВП. На рис. 5.23 показаны переходные характеристики для разных пород. Из приведен-

ного материала, в частности, следует, что с помощью метода ВП возможно разделение аномалий, обусловливаемых сульфидизированными и углефицированными породами.

Вызванная поляризация горных пород, возникающая при механических воздействиях (пьезоэлектрический эффект),

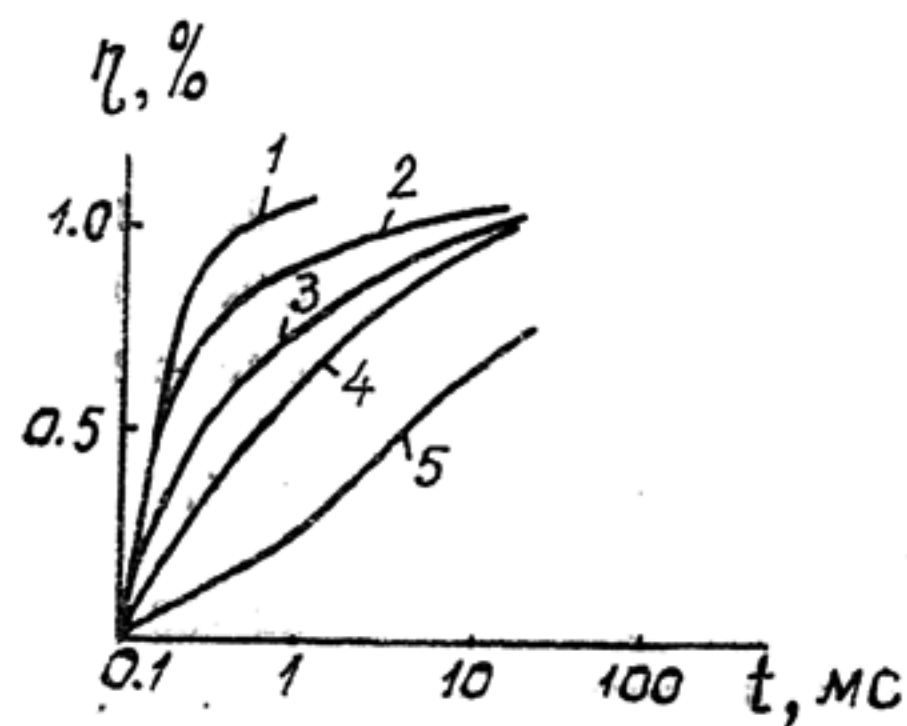


Рис. 5.23. Переходные характеристики ранней стадии ВП, полученные в полевых условиях: 1 — над пиритизированными туфами; 2, 3 и 4 — в разных точках профиля над пиритизированными углистыми сланцами; 5 — над графитизированными известняками [19]

может наблюдаться в кристаллах, лишенных центра симметрии. В таких кристаллах под действием механических сил на элементарную ячейку пространственной решетки происходит смещение центров тяжести разноименных зарядов (рис. 5.24). В результате возникают электрические диполи.

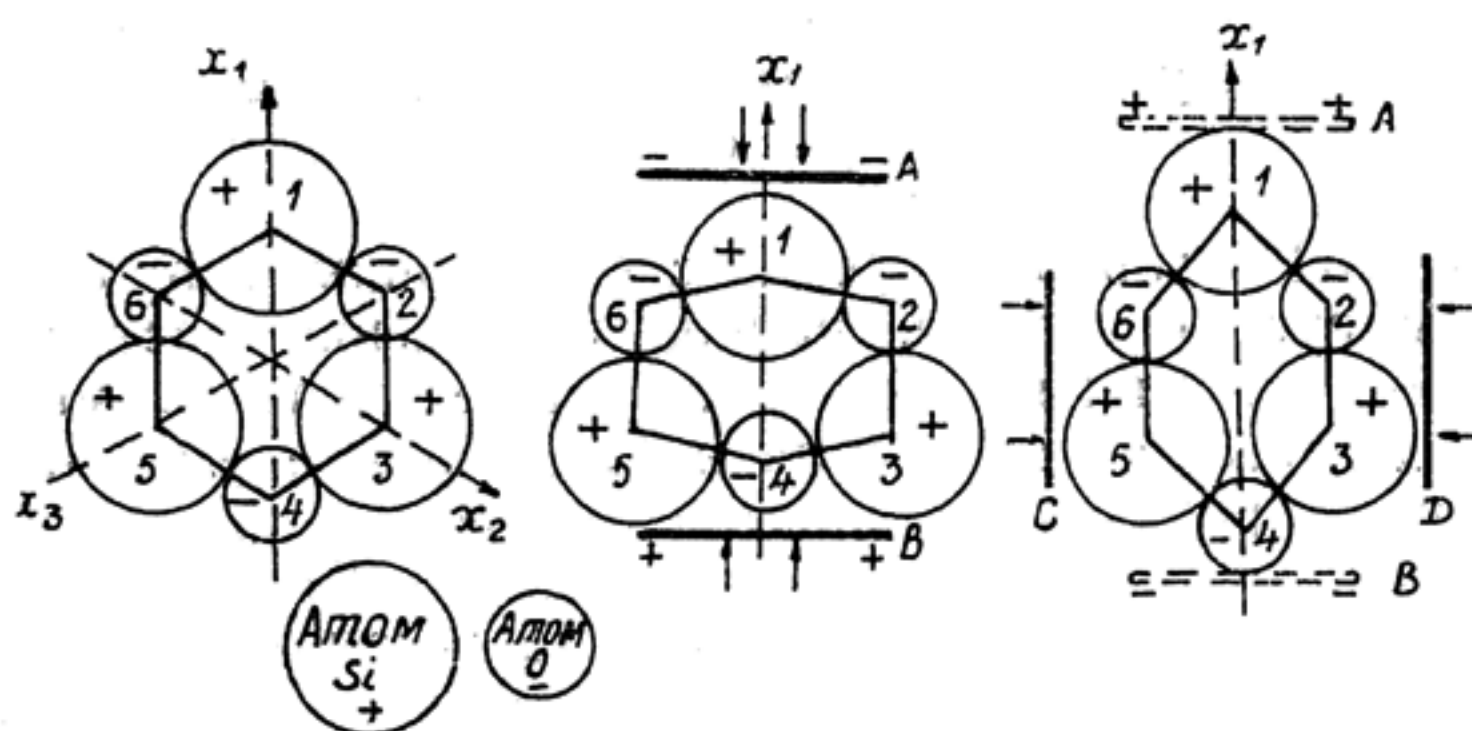


Рис. 5.24. Схема деформации ячейки кварца при механическом воздействии

Образование и релаксация их сопряжены с перемещением заряженных частиц, т. е. с электрическим током. Между величиной  $q$  появившегося заряда и вызвавшей его силой  $F$  существует зависимость

$$q = d \cdot F, \quad (5.23)$$



именуемая первым законом Кюри. Коэффициент пропорциональности  $d$ , характеризующий пьезоактивность вещества, получил название пьезоэлектрического модуля. Размерность модуля в системе СИ — кулон на ньютон. Обычно при этих единицах измерения заряда и силы коэффициент  $d$  у пород и минералов имеет очень маленькое значение, которое составляет число  $n \cdot 10^{-14}$  Кл/Н, где  $n$  как максимум является трехзначным числом.

К пьезоэлектрикам относится около 300 минералов. Все они являются изоляторами или полупроводниками электрического тока. Наиболее распространенные минералы-пьезоэлектрики: кварц, турмалин, нефелин и сфалерит. У кварца значение  $n$  колеблется в пределах 0—210, у других минералов оно не превышает 10. Величина пьезоэлектрического модуля у одного и того же минерала зависит от размера кристалла. Чем крупнее кристалл, тем большим диапазоном изменения пьезоэффекта он обладает. Например, сахаровидный мелкозернистый кварц имеет  $n=0,3—2$ , а у горного хрусталя  $n=0,3—210$ . Поэтому геологические тела, содержащие крупнокристаллические минералы-пьезоэлектрики, создают большой аномальный эффект. Пьезоактивность поликристаллических образований пропорциональна средним размерам и содержанию в них пьезоактивных минералов.

Лабораторными и полевыми исследованиями установлено, что пьезоэлектрический эффект в горных породах носит объемный характер, он проявляется в них и в том случае, когда

Таблица 5.11

Пьезомодуль горных пород и руд [32]

Горная порода или руда	$n$	Горная порода или руда	$n$
Алевролит окварцован- ный	0—0,5	Аргиллит, дацит, из- вестняк, туф	0
Аплит	0—1,7	Кварц-турмалин-касси- теритовая руда	0,8—2,7
Гнейс	0—1,4	Антимонит-кварцевая руда	0,2—1,3
Гранит	0—1,6	Апатит-нефелиновая руда	0—5
Гранодиорит	0—0,2	Галенит-сфалеритовая руда	0,2—7,7
Кварцит	0—3,3	Сфалерит-галенитовая руда	0,3—7,7
Порфирит	0—0,3		
Габбро-диабаз, песча- ник	0—0,1		

минералы-пьезоэлектрики не имеют упорядоченной пространственной ориентировки. Значение  $\rho$  у пьезоактивных горных пород и руд изменяется в большей части в пределах нескольких единиц (табл. 5.11). Наиболее эффективно пьезоэффект может быть использован для поиска и разведки кварц-золоторудных и хрусталеносных жил, редкометалльных пегматитов, апатит-нефелиновых месторождений. Известны примеры успешного применения пьезоэлектрического метода при изучении месторождений олова, сурьмы, меди и молибдена.

## 5.4. Методы определения электрических свойств пород

### 5.4.1. Методы определения удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости

Есть методы, позволяющие определять только удельное электрическое сопротивление пород и способы совместного определения их сопротивления и диэлектрической проницаемости.

1. Метод вольтметра и амперметра. Его используют в лабораторных условиях для определения удельного сопротивления породы по образцам правильной геометрической формы. При этом измеряются сила тока, проходящего по образцу, падение напряжения на образце, геометрические размеры образца (площадь поперечного сечения  $S$  и длина  $l$ ). По этим данным вычисляется удельное сопротивление

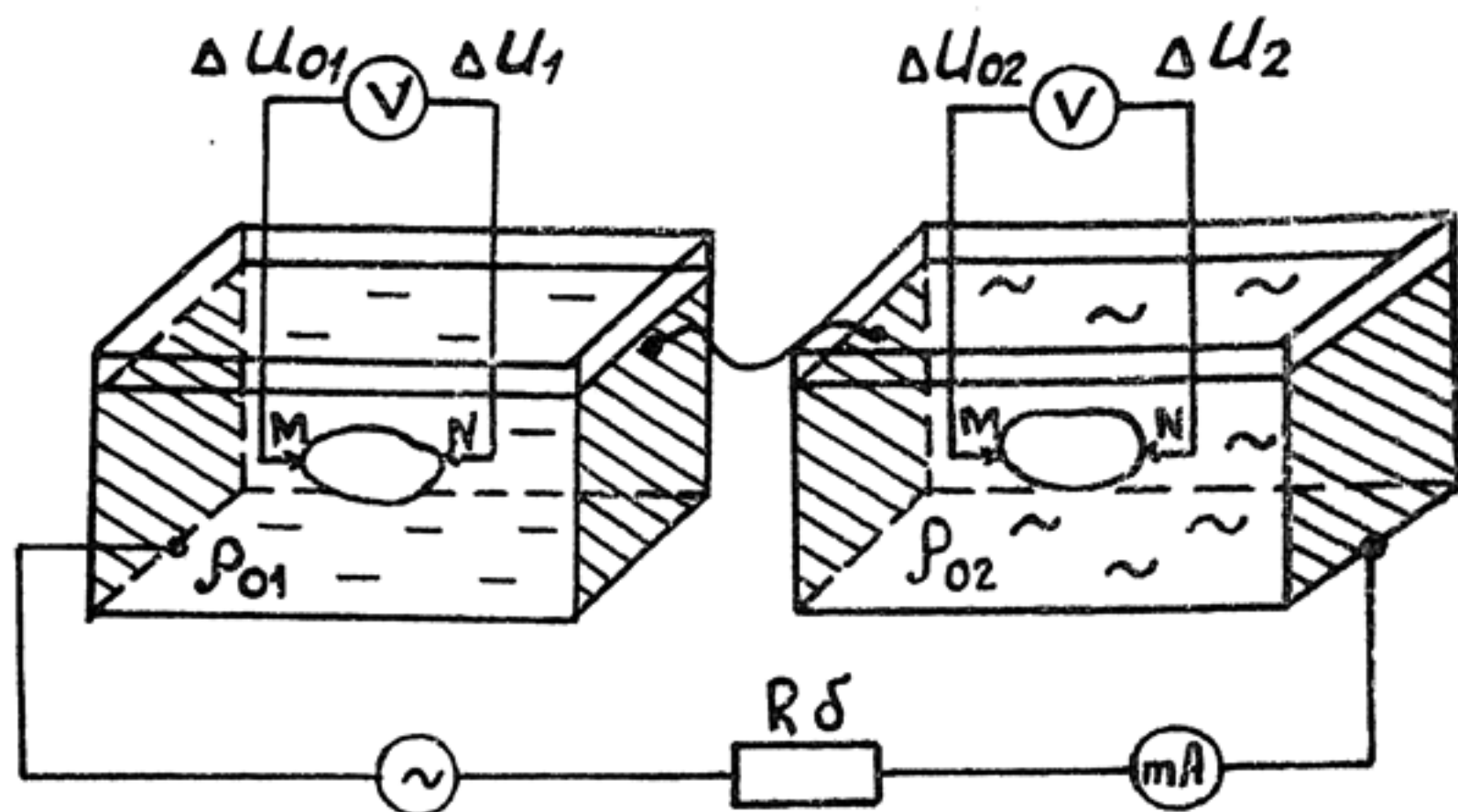
$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{S}{l}. \quad (5.24)$$

2. Электролитический метод с использованием двух жидкостей. Метод применим для определения удельного сопротивления породы по образцу произвольной формы (рис. 5.25, а). В этом случае измеряется падение напряжения между точками  $MN$  в каждой ванночке, когда в них нет образца ( $\Delta V_{01}$  и  $\Delta V_{02}$ ) и с образцом ( $\Delta V_1$  и  $\Delta V_2$ ). Удельное сопротивление образцов рассчитывается по формуле

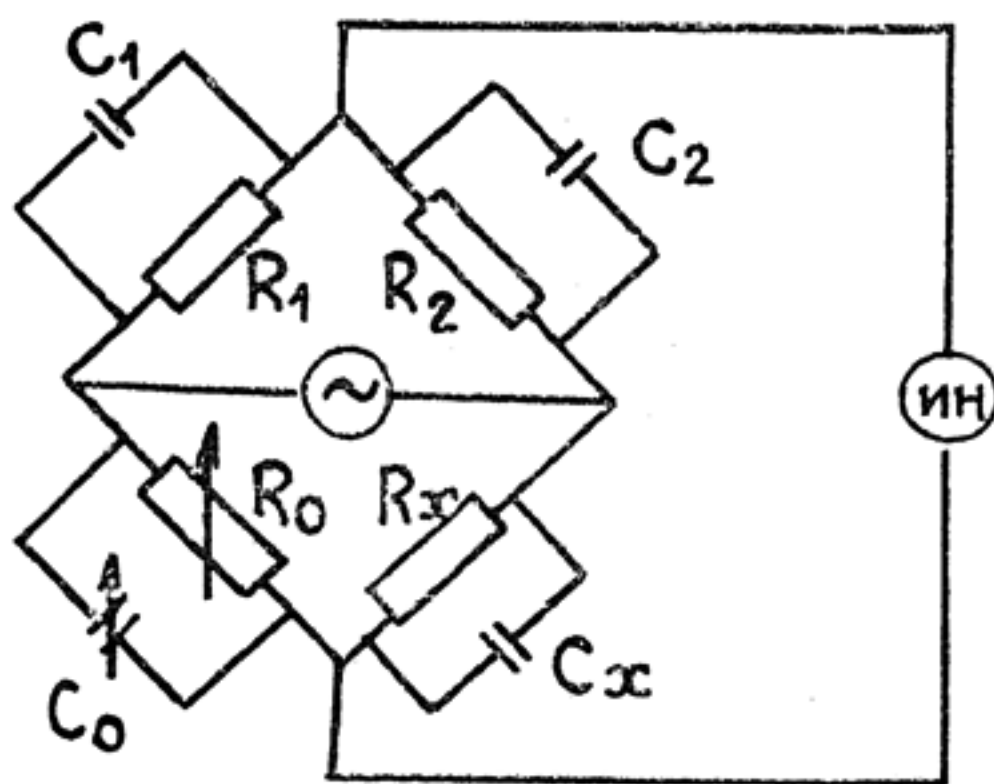
$$\rho = \frac{\rho_{01} \frac{\Delta V_2 - \Delta V_{02}}{\Delta V_2} - \rho_{02} \frac{\Delta V_1 - \Delta V_{01}}{\Delta V_1}}{\frac{\Delta V_2 - \Delta V_{02}}{\Delta V_2} - \frac{\Delta V_1 - \Delta V_{01}}{\Delta V_1}}, \quad (5.25)$$

здесь  $\rho_{01}$  и  $\rho_{02}$  — удельные сопротивления жидкостей, в качестве которых целесообразно использовать воду ( $\rho = 10—30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ) и глицерин ( $\rho \approx 10^4 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ).

3. Метод резистивиметра. Его применяют для определения удельного сопротивления природных растворов. Прибор



*a*



*б*

Рис. 5.25. Схема установки для определения удельного электрического сопротивления пород с использованием двух жидкостей (*a*) и мостиковая схема для определения диэлектрической проницаемости и удельного электрического сопротивления (*б*)



представляет собой сосуд любой формы из материала, не проводящего электрический ток. В стенку сосуда вмонтированы четыре электрода. Исследуемую жидкость наливают в сосуд, затем производят измерение силы тока, пропускаемого через два электрода, и напряжения между другой парой электродов. Удельное сопротивление жидкости рассчитывают по формуле

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \cdot K. \quad (5.26)$$

Коэффициент  $K$  находят путем градуировки резистивиметра с помощью жидкости, удельное сопротивление которой известно. Чаще всего это водный раствор поваренной соли, удельное электрическое сопротивление которой определяется по концентрации соли (см. рис. 5.7).

4. Определение удельного сопротивления по данным каротажа скважин. На диаграмме КС (кажущегося сопротивления), где предварительно намечается местоположение пластов, производится осреднение значений кажущегося сопротивления в пределах каждого интересующего пласта. Для пластов, мощность которых значительно превосходит длину зонда, а длина зонда, в свою очередь, много больше диаметра скважины плюс мощности зоны проникновения бурового раствора в пласт, определенное среднее значение кажущегося сопротивления можно принять за истинное удельное сопротивление породы пласта. Во всех других случаях для определения удельного сопротивления пород необходимо располагать данными бокового каротажного зондирования, по результатам которого с помощью палеток или ЭВМ находится истинное удельное сопротивление породы.

5. Определение удельного сопротивления пород с помощью вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ). В наиболее простом случае (двухслойный геоэлектрический разрез) удельное сопротивление пород можно определить по кривой ВЭЗ с помощью палетки. Когда породы в своем залегании образуют в совокупности трех- и более слойный геоэлектрический разрез, определение удельного сопротивления пород промежуточных слоев в большей части случаев по данным только ВЭЗ из-за проявления принципа эквивалентности становится невозможным. В такой ситуации необходимо привлекать дополнительную информацию — обычно о мощности слоев, слагающих разрез. Поэтому параметрические ВЭЗ проводят, как правило, на точках, где пробурены скважины, т. е. где известны мощности слоев. По дан-

ным каротажа скважин и ВЭЗ получают наиболее достоверные данные об удельном электрическом сопротивлении пород.

6. Мостиковый метод. Он применяется для определения диэлектрической проницаемости горных пород и удельного электрического сопротивления. Схема установки показана на рис. 5.25, б. В одно из плеч мостика включен испытуемый образец в виде пластины, зажатой между двумя металлическими электродами, образующими конденсатор емкостью  $C_x$  и сопротивлением утечки  $R_x$ . Процесс измерения заключается в подборе сопротивления  $R_0$  и емкости  $C_0$ , выравнивающих напряжения в плечах мостика. Определив  $R_x$  и  $C_x$ , которые при балансе мостика равны  $R_x = R_0$ ,  $C_x = C_0$ , можно найти удельное электрическое сопротивление и диэлектрическую проницаемость образца по формулам:

$$\rho = R_x \cdot \frac{S}{l}, \quad \epsilon = C_x \cdot \frac{4\pi l}{S}. \quad (5.27)$$

Здесь  $l$  — толщина образца (расстояние между пластинами);  $S$  — площадь пластины.

В качестве индикатора баланса моста при звуковых частотах используется ламповый вольтметр или осциллограф, при высоких частотах — радиокомпаратор [19]. В области частот  $10^5$ — $10^8$  Гц для определения  $\rho$  и  $\epsilon$  применяют резонансный метод, элементами которого являются эталонная катушка и испытуемый конденсатор; на более высоких частотах используют коаксиальную линию, волновод или объемный резонатор, в которых определяют изменения стоячей волны при замене в них воздуха испытуемой породой.

8. Определение  $\rho$  и  $\epsilon$  образцов горных пород с помощью серийных приборов типа ИЭМС-1 или ИЭМС-3. Эти приборы представляют собой высокочастотные автокомпенсаторы, измеряющие активную (ваттную) и реактивную составляющие сигнала. Разделение на составляющие измеряемого напряжения производится путем синхронного детектирования, регистрация компонент осуществляется по отдельным каналам. В качестве источника переменного гармонического напряжения используется автогенератор с триггерным делителем частоты. Диапазон рабочих частот ИЭМС-1 составляет 15—2500 кГц, ИЭМС-3 — 20 Гц — 10 кГц. Аппаратура может быть использована в стационарных и полевых условиях, порядок работы с ней детально изложен в инструкции [14].

#### 5.4.2. Методы определения поляризационных свойств пород (вызванной поляризации и пьезоэлектрического эффекта)

Схема установки, позволяющей определять поляризационные свойства пород, показана на рис. 5.26. Измерительным прибором в ней служит цифровой вольтметр, имеющий вход внешнего запуска и выход для подключения цифropечатающего устройства. К такому вольтметру в НПО «Рудгеофизика» разработана микропроцессорная приставка, с помощью

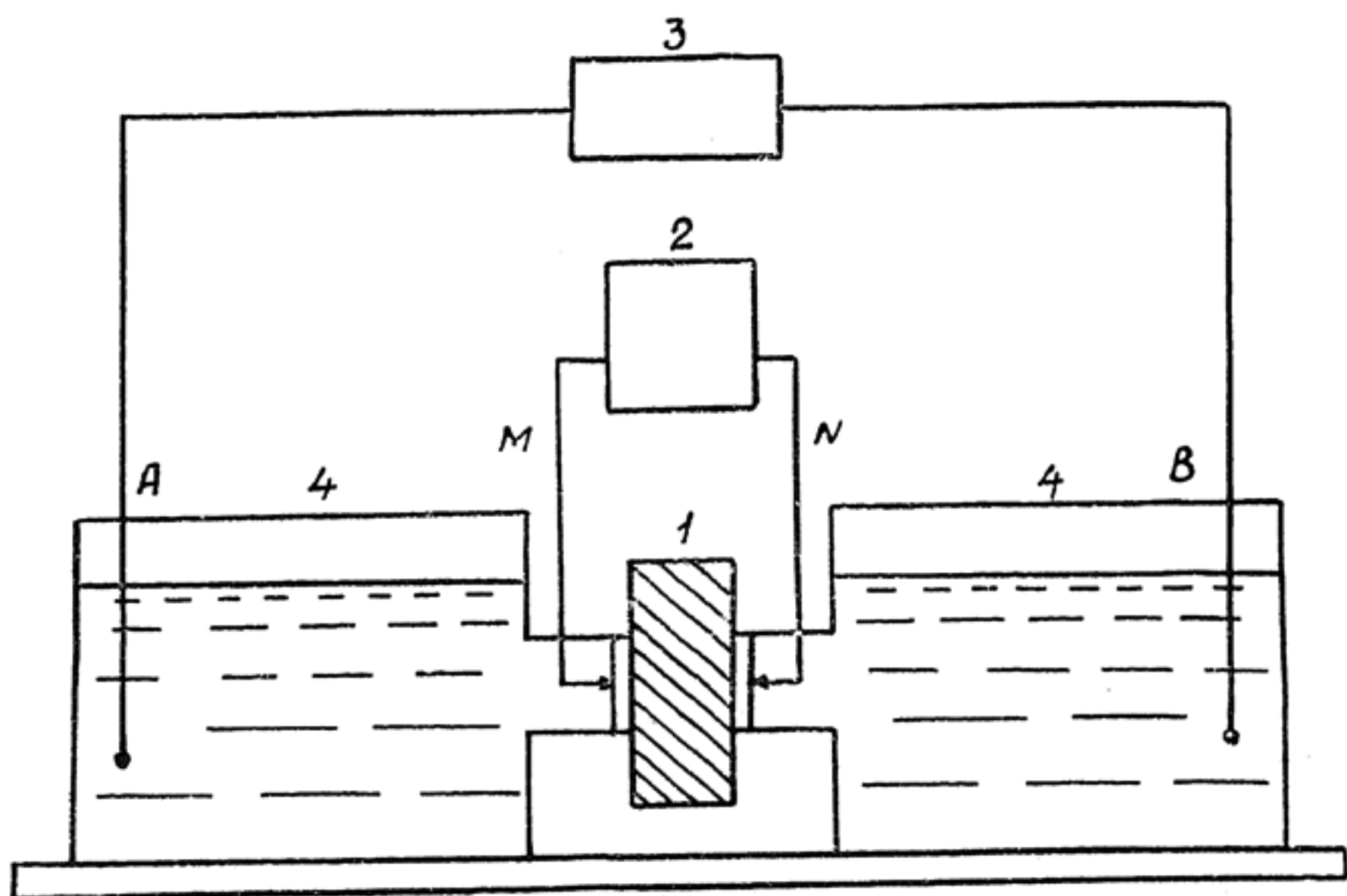


Рис. 5.26. Схема лабораторной установки для изучения поляризационных свойств пород:

1 — образец; 2 — измерительный прибор; 3 — источник тока; 4 — ванночки с водой

которой автоматизируется процесс измерений и обработки сигнала [32]. Приставка управляет цифровым вольтметром и источником поляризационного поля (переносной генератор станции СВП-74), снабженным дополнительно специальным устройством, обеспечивающим стабилизацию тока в диапазоне 1 мкА — 1 мА. С этой установкой можно измерять ЭДС поверхностной поляризации образца от одиночных и разнополярных импульсов тока как в процессе пропускания, так и после его выключения, фиксировать с заданной дискретностью полный спад или рост вызванной поляризации.



При малых плотностях тока напряжение  $\Delta U_{\text{вп}}$  прямо пропорционально приложенному к образцу напряжению  $\Delta U_{\text{пр}}$ :

$$\Delta U_{\text{вп}} = \lambda \cdot \Delta U_{\text{пр}}, \quad (5.28)$$

где  $\lambda$  — коэффициент поверхностной поляризации. Зная его, можно оценить величину объемной поляризуемости  $\eta$  породы. Для этого необходимо задаться некоторой моделью ее.

Чаще всего породу представляют в виде электропроводящей неполяризующейся среды, содержащей статистически равномерно распределенные по объему шаровидные поляризующиеся с коэффициентом  $\lambda$  включения. Объемную поляризацию такой модели можно определить, пользуясь соотношением:

$$\eta = - \frac{3\Delta U_{\text{вп}}}{r \cdot \Delta U_0} \cdot C. \quad (5.29)$$

Здесь  $\Delta U_{\text{вп}}$  — установившееся значение разности потенциалов вызванной поляризации;  $\Delta U_0$  — разность потенциалов первичного поля;  $r$  — радиус включений;  $C$  — объемная концентрация включений.

Пьезоэлектрическая активность горных пород может быть определена в лабораторных условиях с помощью установки, включающей три основных элемента: 1) генератор механических колебаний, воздействующих на образец породы; 2) электроды, с помощью которых осуществляется контакт с образцом, и 3) вольтметр для измерения электрического напряжения, возникающего на образце. Образец изготавливается в виде кубика, минимальные размеры ребра которого не должны быть менее 3 см [10]. У образца измеряется величина продольного пьезоэффекта на всех шести гранях попарно при различных его положениях относительно направления воздействия на него механических напряжений. Перед измерением и по окончании его установка эталонируется. Для этого используется монокристалл кварца с известным пьезомодулем.

Значения электрических свойств пород, определенные по образцам в лабораторных условиях, чаще всего заметно расходятся с их истинными величинами. Это обуславливается главным образом тем, что в лабораторных условиях трудно сохранить или воссоздать реальную гидрогеохимическую обстановку, в которой находился образец, а электрические свойства породы, за исключением пьезомодуля, существенным образом зависят от ее влагонасыщенности и минерализации порового раствора.

## ВОПРОСЫ

1. Какими параметрами характеризуются электрические свойства минералов и горных пород и в каких единицах они измеряются?
2. Какой проводимостью обладают минералы, как определяется тип проводимости минералов?
3. Как зависит удельное электрическое сопротивление породы от ее температуры?
4. Какие процессы, протекающие в горных породах под действием электрического поля, характеризует диэлектрическая проницаемость пород?
5. Какие процессы вызывают естественную электрическую поляризацию горных пород?
6. Какие свойства породы характеризует коэффициент вызванной поляризации?
7. Какую кристаллическую решетку имеют минералы, обладающие пьезоэлектрическим эффектом?
8. Перечислите методы определения удельного электрического сопротивления пород.
9. На каких принципах основаны измерители диэлектрической проницаемости пород?

## 6. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Естественное тепловое поле Земли, которое определяется распределением температур в горных породах на поверхности и в недрах, обусловлено, по крайней мере, тремя факторами: а) наличием мощных источников тепла — солнца, атмосферных осадков, радиоактивных превращений элементов и других экзотермических процессов в толще земной коры (химические реакции, кристаллизация, уплотнение вещества и т. д.), — и их пространственным размещением; б) способностью горных пород к передаче тепловой энергии путем теплообмена; в) объемным распределением горных пород с разными теплофизическими свойствами в геологическом пространстве.

Основные теплофизические параметры горных пород — это теплопроводность, тепловой поток, удельная теплоемкость, температуропроводность, коэффициенты теплового линейного и объемного расширения.

Сведения о тепловых свойствах минералов и горных пород используют при обосновании, проведении и расшифровке результатов аэро-, наземных и скважинных геотермических исследований при решении следующих геологических задач:

- изучение тектоники, режимные наблюдения в пределах гидрогеологических бассейнов, областей вулканической деятельности, крупных городов и промышленных застроек;

- контроль за разработкой нефтяных и газовых месторождений;

- изучение геологического разреза и технического состояния скважин.

### 6.1. Теплопроводность, тепловой поток

В недрах нашей планеты наблюдаются три вида передачи тепла: теплопроводность, конвективный и лучистый (радиационный) теплообмен. В пределах земной коры первый из них играет явно преобладающую роль.



Под теплопроводностью понимают направленный процесс распространения теплоты от более к менее нагретым объемам геологического пространства, приводящий к выравниванию температуры среды.

С возрастанием температуры увеличивается амплитуда колебаний молекул и ионов породы, поскольку поглощение породами тепла всегда сопровождается повышением кинетической энергии молекул и атомов и ведет к изменению температуры. Как известно, передача тепла в однородных твердых телах, а это и есть теплопроводность, происходит либо за счет обмена кинетической энергии при столкновении электронов, либо путем последовательной передачи колебаний кристаллической решетки от одного ее узла к другому.

Первый тип теплопередачи типичен для токопроводящих материалов — металлов и полупроводников и называется электронной теплопроводностью.

Второй тип носит название фононной теплопроводности. Фононами по аналогии с фотонами электромагнитной энергии условно считают кванты поля гармонических упругих колебаний кристаллической решетки. Атомы, молекулы или ионы в узлах решеток диэлектриков за счет взаимодействия находятся в постоянном тепловом колебательном движении. Поскольку колебания частиц кристаллической структуры не изолированы, в породе распространяются волны тепловых колебаний. Согласно квантовой теории энергия переносится элементарными порциями, в рассматриваемом случае — фононами, число которых в породе тем больше, чем интенсивнее тепловое движение атомов, т. е. чем выше температура. При температуре  $300^{\circ}\text{C}$  в  $1\text{ см}^3$  породы находится около  $19^{20}$  фононов. Каждый фонон, как и фотон, имеет энергию, равную  $hf$ , где  $h=1,0546\cdot 10^{-34}\text{ Дж}\cdot\text{с}$ ;  $f$  — частота тепловых колебаний. Средняя величина энергии фонона составляет  $6,6\cdot 10^{-21}\text{ Дж}$ .

В стационарном тепловом поле ( $dT/dt=0$ ) количество теплоты  $Q$ , переходящей с одной плоскости образца породы толщиной  $\Delta x$  с температурой  $T_1$  к другой с температурой  $T_2$  через площадку  $\Delta S$ , перпендикулярную оси  $x$ , за время  $\tau$ , равно:

$$Q=\lambda(T_2-T_1)\Delta S\tau/\Delta x, \quad (6.1)$$

где  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности этой горной породы в  $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ , который определяет способность разных пород (теоретически однофазных сред) к передаче тепла с помощью теплопроводности. Величина коэффициента теплопроводности колеблется от 0,15 у углей до  $10^2\text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$

**Теплофизические свойства минералов  
горных пород и полезных ископаемых**

Порода	Коэффициент теплопровод- ности $\lambda$ , Вт/(м·К)	Удельная тепло- емкость $c_m$ , Дж/(кг·К)	Коэффициент температуро- проводности $a$ , $10^{-7}$ м <sup>2</sup> /с
1	2	3	4

**Минералы, полезные ископаемые**

Кварц	6,5—13,2	—	—
Альбит	2,31	711,0	—
Лабрадор	1,5	837,0	—
Оливин	5,0	795,3	—
Пироксен	4,38	748,8	—
Диопсид	5,76	711,0	—
Флогопит	2,29	879,0	—
Галит	5,3—6,5	879,0	11,2—17,7
Гипс	1,30	—	—
Флюорит	4,3	—	—
Барит	1,7	460,5	—
Пирит	38,9	—	—
Гематит	10,4—14,7	—	—
Магнетит	5,3	586,1	—
Медь самородная	396,0	384,6	—
Золото	310,0	125,6	—
Торф	0,07	1758	16,9
Уголь	0,13—2,24	1160	2,19
Нефть	0,14	2093	0,7—0,9
Графит	1,16—17,4	670	—
Алмаз	121,0—163,0	418,0	—
Сера	0,21—0,48	—	—

**Осадки и осадочные породы**

Глина сухая	0,14—0,24	—	—
Глина влажная	0,38—3,03	753—3596	0,51—11,56
Песок	0,18—4,75	—	—
Алевролит	0,41—3,58	322—1466	4,30—16,10
Песчаник	0,24—4,41	544—1629	2,00—19,72

1	2	3	4
Доломит	1,63—6,50	648—1465	8,26—16,80
Известняк	0,64—4,37	623—1273	3,55—13,89
Мергель	0,50—3,61	586—3100	3,14—13,89
Магматические и метаморфические породы			
Гранит	1,12—3,85	257—1548	3,33—16,50
Диорит	1,38—2,89	1118—1168	3,32—8,64
Габбро	2,41	897—1130	9,32—12,17
Перидотит	3,78—4,85	921—1088	11,97—14,10
Пироксенит	3,48—5,02	879—1214	9,44—14,86
Сиенит	1,74—2,97	—	5,40—7,90
Альбитофир, порфир	1,17—3,37	710—1087	6,59—18,80
Андезит	1,42—2,79	808—826	6,17—6,44
Базальт	1,30	544—2135	3,44—13,45
Сланец	0,65—4,76	699—1643	2,87—22,5
Гнейс	0,94—4,86	754—1176	6,30—8,26
Амфиболит	1,57—2,89	1063—1201	5,25—8,14
Кварцит	3,68—7,60	718—1331	13,60—20,90
Роговик	2,12—6,10	1478—1482	13,44—15,64
Мрамор	1,59—4,0	753—879	7,8—12,0

у самородных металлов. У большинства осадочных, магматических и метаморфических пород он составляет первые Вт/(м·К) (табл. 6.1).

Параметр

$$Q/\Delta S = \lambda (T_2 - T_1) \tau / \Delta x, \quad (6.2)$$

т. е. количество теплоты, приходящееся на единичную площадку размером 1 м<sup>2</sup>, называется плотностью теплового потока. Будучи отнесенная к единице времени, она дает удельный тепловой поток

$$q = Q / (\Delta S \cdot \tau), \quad (6.3)$$

который обозначает количество теплоты, протекающей за одну секунду через единичную площадку горной породы.

С учетом представлений об удельном тепловом потоке формулу (6.1) можно переписать:



$$\lambda = q \cdot \Delta x / (T_2 - T_1) = q / \text{grad } T, \quad (6.4)$$

т. е. коэффициент теплопроводности — это отношение удельного теплового потока к градиенту температуры.

## 6.2. Удельная теплоемкость

Теплоемкость  $C$  любой горной породы — это количество теплоты, необходимое для повышения ее температуры на 1 градус при неизменных давлении и объеме. В дифференциальной форме

$$C = (\lim \Delta Q / \Delta t)_{t \rightarrow 0} = \delta Q / \delta t, \quad (6.5)$$

где  $\delta Q$  и  $\delta t$  — соответственно бесконечно малые количества тепла и изменение температуры. Теплоемкость  $C$  измеряется в Дж/К.

Интегрируя, получим среднюю теплоемкость образца горной породы

$$C_{\text{ср}} = Q_{1,2} / (t_2 - t_1), \quad (6.6)$$

где  $Q_{1,2}$  — количество теплоты, затраченной на повышение температуры образца породы с  $t_1$  до  $t_2$ .

Поскольку образцы горных пород всегда отличаются по массе и объему, для сравнительной оценки их способности поглощать тепловую энергию вводят понятия массовой, объемной, а также молярной удельных теплоемкостей.

Удельная массовая теплоемкость  $c_m$  — это количество теплоты, которое требуется для повышения на 1 градус температуры единичной массы образца при неизменных термодинамических условиях ( $p = \text{idem}$ ,  $v = \text{idem}$  и т. д.) Иными словами,  $c_m$  — это величина теплоемкости  $C$ , приходящаяся на единицу массы  $M$ :

$$c_m = C / M. \quad (6.7)$$

Удельную массовую теплоемкость измеряют в Дж/(кг·К).

Иногда используют параметр  $c_m$  с индексами « $p$ » или « $v$ », подчеркивая тем самым, что  $c_{pm}$  либо  $c_{vm}$  — это удельные массовые теплоемкости, определенные на образцах соответственно при постоянных давлении или объеме в период нагревания.

Аналогично вводятся понятия удельной объемной  $c_v$  в Дж/(м³·К) и удельной молярной  $c_v$  в Дж/(кмоль·К) теплоемкостей, под которыми соответственно понимают количество теплоты, которое необходимо сообщить единице объема либо единице молярного количества (1 кмоль) образца горной породы для повышения его

температуры на 1 градус. На практике этими двумя понятиями пользуются реже, чем удельной массовой теплоемкостью.

Фактические значения удельной массовой теплоемкости  $c_m$  у разных минералов, горных пород и руд изменяются в диапазоне от 126 до 3600 Дж/(кг · К) (см. табл. 6.1).

### 6.3. Температуропроводность. Коэффициенты теплового расширения

Температуропроводность характеризует скорость распространения изотермической поверхности в горной породе в процессе выравнивания температуры в неравномерно нагретом минерале или породе.

Коэффициент температуропроводности

$$a = \lambda / (c_{pm} \sigma), \quad (6.8)$$

где  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности, Дж/(с · м · К) или Вт/(м · К);  $c_{pm}$  — удельная массовая теплоемкость при постоянном давлении, Дж/(кг · К);  $\sigma$  — плотность, кг/м<sup>3</sup>. Коэффициент температуропроводности измеряется в м<sup>2</sup>/с.

Величина коэффициента температуропроводности меняется от  $(0,5—2,5) \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с для рудных минералов с электронной теплопроводностью до  $(2—20) \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с для разных типов горных пород (см. табл. 6.1).

Горные породы, поглощая тепло, расходуют его не только на нагревание, но и на тепловое расширение. Увеличение объема нагреваемых образцов пород обусловлено смещением центров равновесия колеблющихся атомов. Поскольку сила связи атомов в кристаллической решетке зависит от направления их смещения, причем атомы легче смещаются в сторону удаления друг от друга, чем сближения, то нагревание приводит именно к расширению горных пород.

Количественно связь между повышением температуры  $\Delta T$  и увеличением объема нагреваемой горной породы  $\Delta V$  отражает формула

$$\Delta V = \gamma_T V \Delta T, \quad (6.9)$$

где  $\gamma_T$  — коэффициент объемного теплового расширения;  $V$  — исходный объем породы до нагревания.

Аналогичное уравнение описывает линейное расширение пород по какому-то направлению:

$$\Delta L = \alpha L \Delta T, \quad (6.10)$$

где  $\alpha$  — коэффициент линейного теплового расширения;  $\Delta L$  — удлинение образца породы при нагревании на  $\Delta T$  градусов;  $L$  — первоначальная длина образца.

Как следует из соотношений (6.9) и (6.10), коэффициенты теплового расширения измеряют в  $K^{-1}$ , т. е. в обратных величинах градусов шкалы Кельвина. Значения коэффициента линейного теплового расширения у разных горных пород меняется от 4 до  $15 \cdot 10^6 K^{-1}$ .

#### 6.4. Определение теплофизических свойств

Измерения теплофизических свойств горных пород и минералов в лабораторных условиях выполняют с помощью большого числа разных способов, работающих в стационарном либо нестационарном тепловом режиме. Большинство из этих способов требует сложной громоздкой аппаратуры, крупных по размерам образцов правильной геометрической формы в виде призм, цилиндров и значительных затрат времени, от 10 и более минут до нескольких часов.

В качестве примера разберем так называемый бесконтактный способ. Это один из современных квазистационарных методов измерения тепловых свойств пород, разработанный на кафедре физики МГГА Ю. А. Поповым. Способ заключается в нагреве поверхности движущегося образца горной породы с помощью лазера с последующей регистрацией температуры ИК-радиометром. Установка состоит из подвижной платформы, на которой установлены эталонный и исследуемый образцы, оптический излучатель мощностью 0,5—5,0 Вт, играющий роль источника тепловой энергии, бесконтактный датчик температуры, роль которого играет низкотемпературный радиометр с чувствительностью  $0,1^\circ C$ , самопишущий потенциометр типа КСП-4 и блок питания. Лазер и ИК-радиометр закреплены неподвижно относительно друг друга, подвижная платформа с закрепленными образцами горной породы перемещается с постоянной скоростью от 0,3 до 1,0 см/с. Это обеспечивает непрерывное измерение на движущемся образце предельной температуры зоны равномерного нагрева  $T_{пр}$ , пропорциональной величине коэффициента теплопроводности  $\lambda$ :

$$T_{пр} = q / (2\pi\lambda x), \quad (6.11)$$

где  $q$  — мощность источника тепловой энергии;  $x$  — расстояние от поверхности нагрева до дистанционного датчика температуры.



Измеряемая теплопроводность образца  $\lambda_{об}$  равна:

$$\lambda_{об} = \frac{T_{пр.э}}{T_{пр.об}} \cdot \lambda_{эт}, \quad (6.12)$$

где  $\lambda_{эт}$  — заведомо коэффициент теплопроводности эталонного образца;  $T_{пр.э}$  и  $T_{пр.об}$  — предельные температуры эталона и исследуемого образца.

За счет перемещения точки нагрева вдоль образца получают график значений  $\lambda$  по линии нагрева, или термограмму, которая позволяет судить о теплофизических неоднородностях породы. По термограммам рассчитывают другой тепловой параметр — коэффициент температуропроводности. Таким образом получают профиль распределения тепло- и температуропроводности всего образца породы.

Методика не предусматривает каких-либо требований к обработке поверхности исследуемого образца. Рекомендуются лишь закрашивать ее в черный цвет для уменьшения погрешностей за счет различной в количестве отраженного тепла от зерен породы разного цвета. Ограничения по размерам образцов минимальны: их длина, ширина и толщина должны быть не менее 20, 15 и 5—8 мм соответственно. Малая мощность источника энергии и очень ограниченная область разогрева благоприятны для изучения этим способом влагонасыщенных грунтов. Производительность установки весьма высокая и составляет 250—300 измерений в смену.

Все разнообразие лабораторных методов определения теплофизических свойств описано в [9, 40].

## **6.5. Тепловые свойства минералов и горных пород**

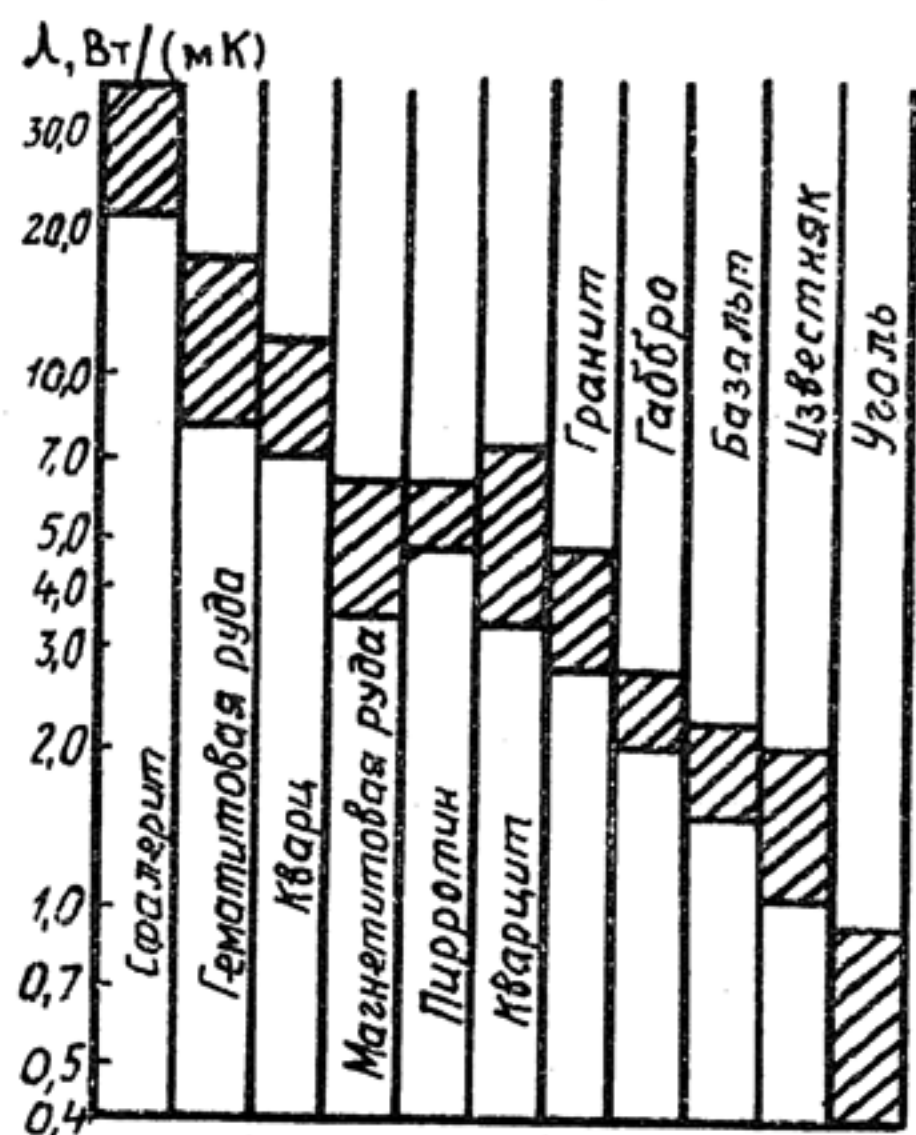
### **6.5.1. Минералы**

**Теплопроводность.** В сравнении с другими твердыми телами минералы и горные породы — плохие проводники тепла. Значения их коэффициентов теплопроводности лежат в весьма узком диапазоне 0,1—20 Вт/(м·К).

Высокой теплопроводностью характеризуются самородные и некоторые рудные минералы: медь, золото, гематит, сфалерит (табл. 6.1, рис. 6.1). Очень большое значение коэффициента теплопроводности (см. табл. 6.1) имеет алмаз. Причина этого — высокая энергия кристаллической решетки и как следствие — большая длина свободного пробега фононов. Самая высокая теплопроводность, до 500 Вт/(м·К),

наблюдается у золота, меди, графита и некоторых других самородных минералов. Далее в порядке уменьшения средних значений коэффициента теплопроводности  $\lambda$  выстраиваются следующие классы минералов: сульфиды — 19, окислы — 12, фториды и хлориды — 6, карбонаты и силикаты — 4, сульфаты — 3,3, нитраты — 2,1, самородные неметалли-

Рис. 6.1. Интервалы типичных значений коэффициентов теплопроводности некоторых минералов и горных пород (заштрихованы)



ческие элементы (сера, селен) — 0,85 Вт/(м·К) (см. табл. 6.1).

Из числа породообразующих минералов сравнительно высокой теплопроводностью обладает кварц; для которого  $\lambda = 7\text{—}13$  Вт/(м·К) (см. рис. 6.1). По этой причине теплопроводность кристаллических интрузивных и метаморфических пород повышается с увеличением их кислотности и содержания кварца.

Гидрохимические осадки — каменная соль, сильвин, ангидрид — имеют повышенную по сравнению с другими неметаллическими полезными ископаемыми теплопроводность порядка 6 Вт/(м·К).

Коэффициенты теплопроводности углей и торфа невысокие — в пределах 0,07—2,24 Вт/(м·К).

Теплоемкость. Это свойство минералов изучено еще недостаточно. По имеющимся сведениям, значения удельной массовой теплоемкости при постоянном давлении  $c_{pm}$  в Дж/(кг·К) у минералов разных классов нарастают в такой

последовательности: платина, золото, висмут, медь, железо и другие самородные металлы — 130—450; галенит, киноварь и другие сульфиды — 210—600; окислы — 220—1000 и даже до 2000—4000 (лед, вода); силикаты — 500—980; сульфаты — 350—1500 (см. табл. 6.1). Низкие пределы значений  $c_{pm}$  для каждого из перечисленных классов минералов обусловлены высокой концентрацией в них тяжелых элементов с низкой, не более 100 Дж/(кг·К), удельной теплоемкостью, таких как висмут, ртуть, свинец, торий, уран и др. Повышенные значения коэффициента удельной теплоемкости, наоборот, характерны для минералов с увеличенным содержанием в них элементов с малой плотностью, например бора, углерода, магния, натрия, кремния, кислорода, и со сравнительно большой удельной массовой теплоемкостью, не ниже 200—300 Дж/(кг·К). Последнее особенно характерно для минералов, содержащих водород в своем составе (вода, лед) либо в кристаллизационно связанной воде (гипс, эпсолит, бура), поскольку средняя теплоемкость водорода достигает 14240 Дж/(кг·К).

Рудные минералы, как правило, имеют низкую теплоемкость.

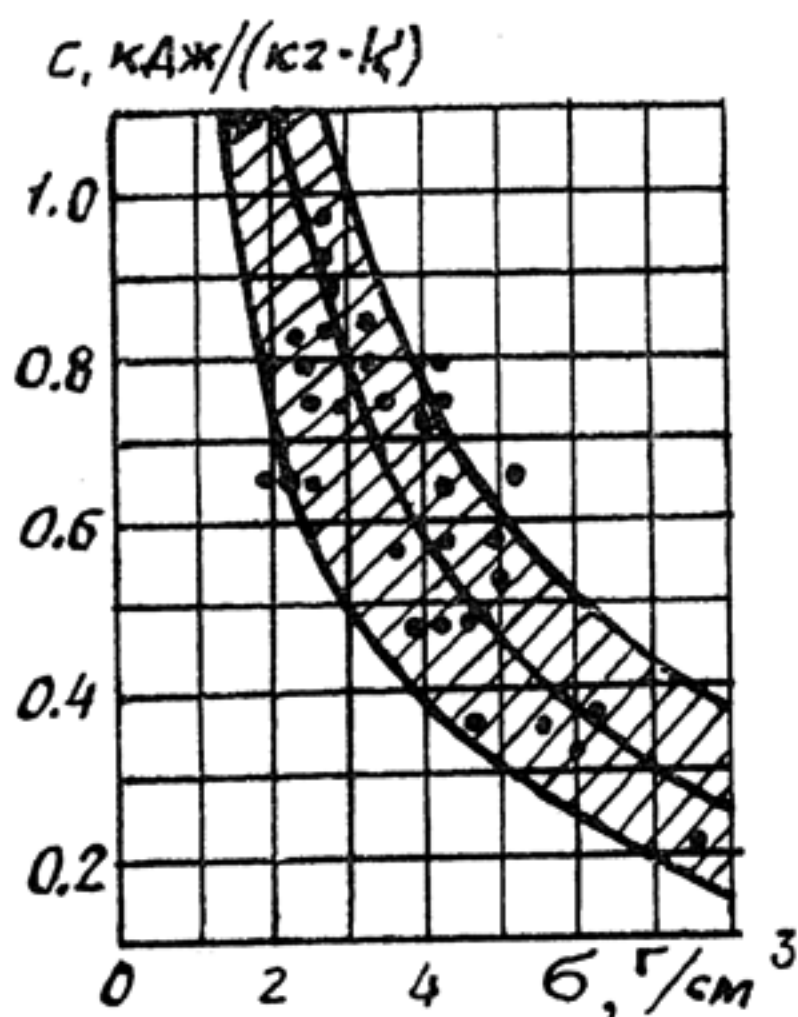


Рис. 6.2. Корреляция между значениями удельной теплоемкости и плотности  $\rho$  различных минералов (заштрихована область наиболее вероятных значений этих параметров)

Наблюдается достаточно тесная связь между удельной массовой теплоемкостью минералов и плотностью (рис. 6.2): с уменьшением плотности минералов их теплоемкость возрастает.

Коэффициент линейного теплового расширения  $\alpha$ . Он уменьшается с увеличением энергии кристал-



лической решетки и, соответственно, плотности минералов от  $10^{-4}$  до  $10^{-6} \text{ К}^{-1}$ . Высокими значениями характеризуются самородная сера  $8 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$ , каменная соль  $4 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$ , слюда, флюорит и кварц  $1,3 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$ .

Некоторые кристаллы имеют различное тепловое расширение в разных кристаллографических направлениях, например диопсид, роговая обманка, кварц, кальцит. Монокристалл кальцита при нагревании удлиняется только в одном направлении, а в двух других сокращается. Кристаллы кварца расширяются в одном из направлений в два раза больше, чем в других.

Коэффициенты линейного расширения минералов в аморфном состоянии ниже, чем в кристаллическом.

### 6.5.2. Горные породы

Теплопроводность горных пород определяющим образом зависит от их минералогического состава, иными словами, от способности проводить тепло слагающих их минералов. Кроме этого, на нее влияют пористость пород, флюидный и фазовый состав, структура и текстура, а также температура и давление. С увеличением глубины по вертикальному разрезу земной коры теплопроводность проявляет тенденцию к возрастанию (табл. 6.2).

Таблица 6.2

Средние значения коэффициента теплопроводности основных петрофизических структурно-вещественных комплексов земной коры при нормальных температуре и давлении

Структурно-вещественный комплекс	$\lambda$ , Вт/(м·К)
Осадочный	1,9
Гранитно-метаморфический	2,3
Диоритовый	2,2
Базальтовый	3,4

Для оценки теплопроводности горных пород с устойчивым минеральным составом можно использовать формулу логарифмического средневзвешенного

$$\lg \lambda = \sum_{i=1}^n V_i \cdot \lg \lambda_i, \quad (6.13)$$

где  $\lambda$  и  $\lambda_i$  — соответственно коэффициенты теплопроводности породы и слагающих их минералов в Вт/(м·К);  $V_i$  — объемная концентрация каждого из минералов.

Значения коэффициента теплопроводности осадочных, магматических и метаморфических пород во многом перекрываются. Величина этого параметра осадочных пород меняется в диапазоне от 0,14 до 6,5; магматических — от 0,25 до 5,0; метаморфических — от 0,44 до 7,6 Вт/(м·К). Теплопроводность разных типов осадочных образований возрастает в такой последовательности: глины, аргиллиты, пески, алевролиты, известняки, доломиты, каменная соль. Коэффициент теплопроводности песчаников варьирует в пределах 0,24—7,41 Вт/(м·К) с тенденцией к понижению от мерзлых к влажным и далее к нефтенасыщенным и сухим (см. табл. 6.1). Фазовый состав флюидов существенно влияет на теплопроводность пород, поскольку их теплофизические характеристики различаются очень резко (табл. 6.3).

Таблица 6.3

Тепловые свойства флюидов, входящих в состав горных пород  
в различных фазовых состояниях

Тип флюида	Коэффициент теплопроводности $\lambda$ , Вт/(м·К)	Удельная теплоемкость $c$ , Дж (кг·К)
Лед	2,33	2090
Вода	0,58	4180
Нефть	0,14	2093
Воздух	0,023	1000

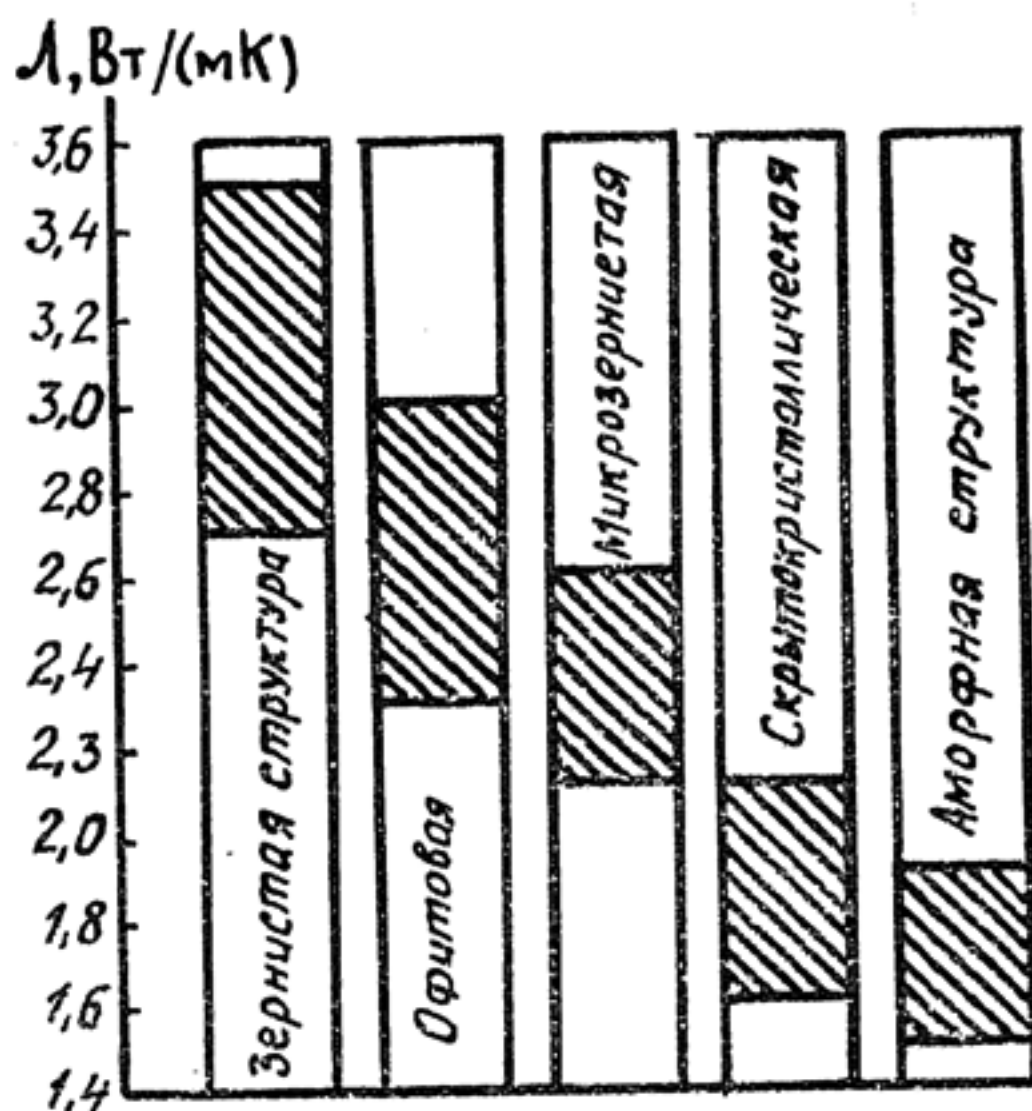
Для интрузивных магматических пород характерно понижение теплопроводности с повышением их основности в ряду «граниты — диориты — габбро — перидотиты». Главная причина — уменьшение концентрации кварца, обладающего относительно высокой теплопроводностью (см. табл. 6.1, рис. 6.1).

Эффузивные породы, как правило, характеризуются более низкими значениями коэффициента теплопроводности, чем их интрузивные аналоги. Это обусловлено тем, что теплопроводность кристаллических минералов обычно выше, чем у аморфных, причем  $\lambda$  последних меньше 1,9 Вт/(м·К). Поэтому присутствие в породе стекловатой массы понижает ее теплопроводность. В качестве примера можно сравнить зна-

чения коэффициентов теплопроводности габбро и базальта (см. табл. 6.1, рис. 6.1).

Зернистость пород влияет на их теплопроводность достаточно закономерно. С уменьшением размера зерен значения коэффициента теплопроводности уменьшаются (рис. 6.3).

Рис. 6.3. Зависимость коэффициента теплопроводности  $\lambda$  горных пород от их структуры и зернистости



Особенно четко эта закономерность прослеживается у осадочных пород (рис. 6.4). Слоистые осадочные и сланцеватые метаморфические породы нередко характеризуются анизотропией теплопроводности: вдоль сланцеватости и слоистости теплопроводность выше, чем в перпендикулярном направлении (табл. 6.4).

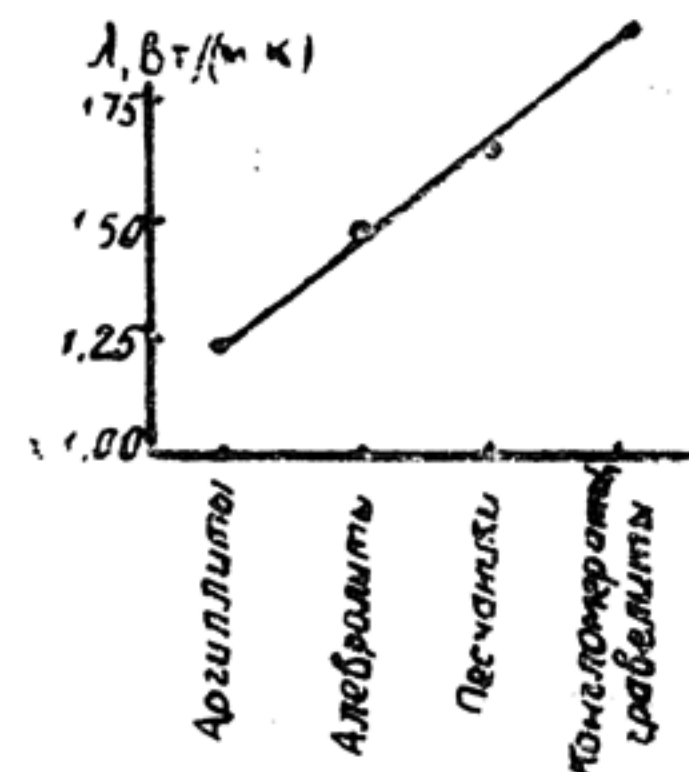


Рис. 6.4. Зависимость коэффициента теплопроводности  $\lambda$  осадочных пород от их гранулометрического состава



Анизотропия теплопроводности пород  
(по В. В. Ржевскому, Г. Я. Новику, 1984)

Порода	Коэффициент теплопроводности $\lambda$ , Вт/(м · К)		Коэффициент анизотропии
	Вдоль сланцеватости	Перпендикулярно сланцеватости	
Кварцевый песчаник	5,7	5,5	1,06
Гнейс	3,1	2,2	1,44
Мрамор	3,1	3,0	1,02
Известняк	3,4	2,6	1,35

Коэффициенты линейного расширения горных пород в отличие от минералов изменяются в заметно более узких пределах (рис. 6.5). Коэффициенты объемного расширения горных пород обычно в три раза больше, чем соответствующие значения коэффициентов линейного расширения.

Пористость, кавернозность, трещиноватость горной породы понижают ее способность к расширению.

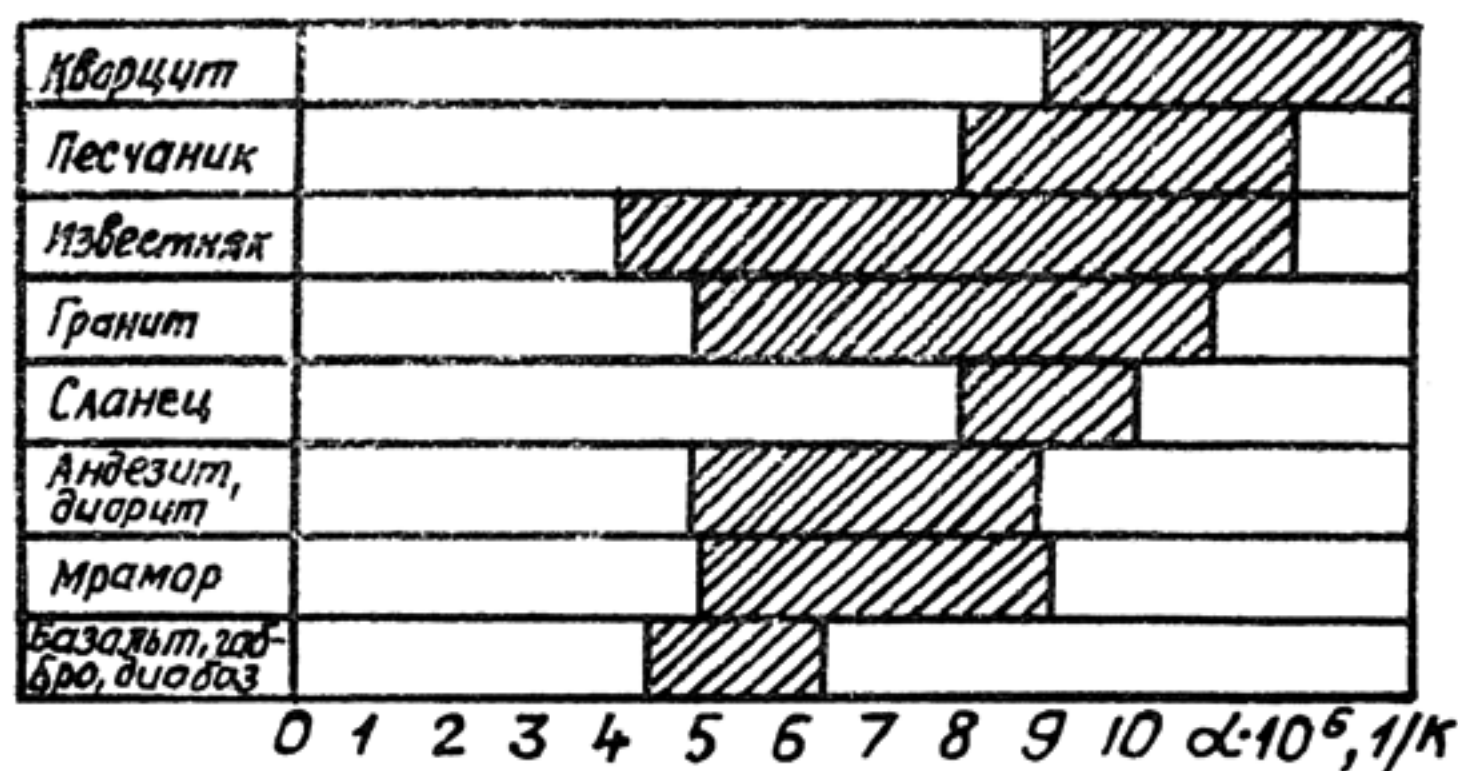


Рис. 6.5. Интервалы значений коэффициентов линейного теплового расширения  $\alpha$  различных горных пород

## ВОПРОСЫ

1. Какими факторами обусловлено естественное тепловое поле Земли?

2. Что такое теплопроводность? В чем отличие электронной от фононной электропроводности? Каков физический смысл коэффициента электропроводности?

3. Что такое плотность теплового потока и чем она отличается от удельного теплового потока?

4. Дайте определение теплоемкости горной породы. Поясните разницу между удельными массовой, объемной и молярной теплоемкостью.

5. Поясните, что такое температуропроводность и коэффициенты объемного и линейного теплового расширения.

6. Объясните, в чем состоит бесконтактный способ определения теплопроводности образцов горных пород.

7. Охарактеризуйте основные тепловые свойства минералов, в частности их теплопроводность, теплоемкость, коэффициент линейного теплового расширения.

8. От чего зависит теплопроводность горных пород?

## 7. ЯДЕРНО-ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Здесь мы рассмотрим группу свойств горных пород, связанных с присутствием в них радиоактивных элементов, а также с процессами прохождения радиоактивных излучений через горные породы. Дифференциация пород и полезных ископаемых по этим свойствам лежит в основе радиометрических и ядерно-геофизических методов разведочной геофизики.

### 7.1. Явление радиоактивности

Радиоактивность — это свойство ядер некоторых элементов самопроизвольно превращаться с изменением состава и энергетического состояния. Радиоактивность является внутренним свойством ядер, не зависит от внешних условий их существования и связана с соотношением ядерных сил.

Ядро состоит из положительно заряженных протонов, количество которых определяет заряд ядра и порядковый номер элемента в периодической системе, и электрически нейтральных нейтронов; сумма протонов и нейтронов (нуклонов) равна атомному весу элемента. Силы, удерживающие нуклоны в ядре, называются ядерными силами. Они носят обменный характер, т. е. между протонами и нейтронами в ядре происходит постоянный обмен  $\pi$ -мезоном.

Основным свойством ядерных сил, влияющим на радиоактивность, является их короткодействие. В ядре каждый нуклон ядерными силами связан не со всеми нуклонами, а только с близлежащими. Радиус действия ядерных сил порядка  $10^{-15}$  м. Ядро такого размера, в котором ядерные силы достигают насыщения, наиболее устойчиво. Это ядро гелия с двумя протонами и двумя нейтронами или  $\alpha$ -частица, если это ядро имеет кинетическую энергию. Ядра других элементов, которые могут быть составлены из ядер гелия, обла-



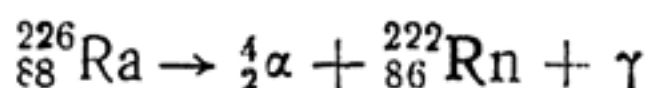
дают также максимальной устойчивостью и наибольшей распространенностью в горных породах. Это ядра элементов кислорода (8 протонов и 8 нейтронов), кремния (14, 14), кальция (20, 20). Напротив, ядро бериллия, состоящее из 5 нейтронов и 4 протонов (2  $\alpha$ -частицы + нейтрон), аномально неустойчиво, распадается при облучении гамма-квантами относительно небольшой энергии.

Энергия связи нуклонов в ядре может быть легко рассчитана

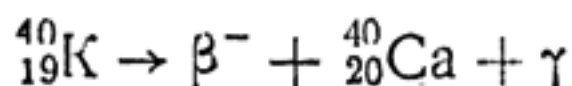
$$E = \Delta m \cdot c^2, \quad (7.1)$$

где  $\Delta m$  — дефект массы;  $c$  — скорость света в вакууме. Расчеты показывают: чем сложнее ядро, чем больше в нем протонов и нейтронов, тем меньше энергия связи в расчете на нуклон. Поэтому радиоактивность — это свойство преимущественно тяжелых элементов. Все элементы, порядковый номер которых больше 81 (таллий), являются радиоактивными или содержат радиоактивные изотопы.

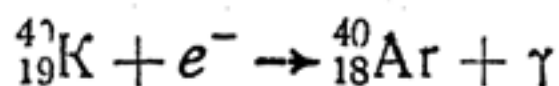
В горных породах наблюдаются в основном три вида радиоактивных превращений. Альфа-превращение заключается в испускании ядром  $\alpha$ -частицы. Примером такой реакции в горных породах может служить  $\alpha$ -превращение радия в радиоактивный газ радон:



Бета-превращение состоит в испускании ядром  $\beta$ -частицы (электрона) при преобразовании в ядре нейтрона в протон ( $n \rightarrow p + e^-$ ) — 88% ядер радиоактивного изотопа  ${}^{40}\text{K}$  испытывает этот тип превращения:



В 12% случаев ядро  ${}^{40}\text{K}$  превращается в виде электронного захвата, заключающегося в захвате ядром электрона с внутреннего  $k$ -слоя и превращении протона в нейтрон:



Образовавшиеся в ходе радиоактивного превращения ядра чаще всего оказываются в возбужденном состоянии. Переходя в нормальное состояние, они излучают избыток энергии в виде гамма-квантов.

Гамма-излучение — это жесткое электромагнитное излучение, сопровождающее ядерные превращения. Энергия  $\gamma$ -излучения индивидуальна для каждого вида ядер и является параметром конкретного ядерного превращения. Так,

при превращении радия в радон испускается гамма-квант энергии 0,19 МэВ, поскольку именно такая разница между энергиями возбужденного и нормального состояний имеет место у радона.

В сравнении с другими видами электромагнитного излучения гамма-излучение характеризуется большей энергией и большей частотой колебаний. Последнее вытекает из соотношения

$$E = \hbar \nu,$$

где  $\hbar$  — постоянная Планка;  $\nu$  — частота.

Для гамма-излучения более характерны корпускулярные, нежели волновые, свойства. Гамма-излучение можно представлять как поток частиц массы  $m = \hbar \nu / c^2$ , распространяющихся со скоростью света. Благодаря значительно более высокой проникающей способности  $\gamma$ -лучей в сравнении с  $\alpha$ - и  $\beta$ -частицами в методах разведочной геофизики используется в основном  $\gamma$ -излучение.

Время распада отдельно взятого ядра предсказать невозможно, так как радиоактивное превращение — явление случайное. Закономерность проявляется для большого числа атомов. Она выражена законом радиоактивного превращения, заключающимся в том, что количество превращающихся ядер пропорционально имеющемуся количеству радиоактивных ядер. Коэффициент этой пропорциональности есть параметр распадающегося атома  $\lambda$  и имеет смысл вероятности распада за единицу времени.

В интегральном виде закон радиоактивного превращения отражает изменение количества радиоактивного вещества со временем

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t}. \quad (7.2)$$

где  $t$  — время с начала превращения;  $N_0$ ,  $N$  — количество атомов превращающегося элемента соответственно в момент времени 0 и  $t$ .

Более удобным для использования параметром распадающегося ядра является период полураспада  $T_{1/2}$ , зависящий только от  $\lambda$ :

$$T_{1/2} = \ln 2 / \lambda.$$

Период полураспада равен времени, за которое превращается половина атомов. Так, если период полураспада радона 3,82 суток, то именно через это время в воде, взятой из радонового источника, останется всего половина атомов радона. Приблизительно через  $10T_{1/2}$ , т. е. через 38 дней, все

атомы радона распадутся. Ниже приводятся периоды полураспада наиболее распространенных радиоактивных изотопов горных пород:

Изотоп	Содержание в земной коре, %	Период полураспада, лет
${}_{92}^{238}\text{U}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$4,49 \cdot 10^9$
${}_{90}^{232}\text{Th}$	$11,3 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{10}$
${}_{19}^{40}\text{K}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1,47 \cdot 10^9$ ( $\beta$ ) $1,24 \cdot 10^{10}$

Отметим, во-первых, низкое содержание радиоактивных элементов в земной коре. Сравним, например, с распространенностью таких порообразующих элементов, как Si (27,7%) или Ca (3,63%). Содержание других радиоактивных элементов еще ниже. Во-вторых, у урана, тория и калия очень большой период полураспада, т. е. они относительно слаборадиоактивные элементы. Например, радий распадается в миллионы раз быстрее, чем уран, а радон — в миллиарды раз. Но во столько же раз этих элементов меньше в земной коре в сравнении с ураном. В этом проявляется зависимость распространенности элемента в природе от стабильности его ядра.

Если при превращении ядра  ${}^{40}\text{K}$  образуются сразу стабильные изотопы Ca и Ar, то при распаде ядер урана и тория вновь образованные изотопы также являются радиоактивными. Вслед за распадом U и Th тянутся целые цепочки радиоактивных превращений, заканчивающиеся образованием стабильных изотопов свинца. Изотопы элементов, участвующие в этих последовательных превращениях, образуют так называемые радиоактивные ряды, родоначальниками которых являются уран и торий. Так, радий и радон входят в состав уранового ряда.

Главной особенностью радиоактивных рядов является то, что наиболее долгоживущим (наименее радиоактивным) элементом ряда является его родоначальник, т. е. уран или торий. Все остальные элементы ряда распадаются быстро. Это обстоятельство, а также экспоненциальный характер закона радиоактивного превращения приводят к важному свойству радиоактивных рядов — радиоактивному равновесию. Оно проявляется в неизменности количеств элементов середины ряда, поскольку число распадающихся и



образующихся атомов уравновешено. Количества атомов радиоактивных элементов ряда взаимосвязаны между собой и с количеством атомов родоначальника, т. е. урана или тория:

$$\lambda_1 \cdot N_1 = \lambda_2 \cdot N_2 = \dots = \lambda_i \cdot N_i = \dots = \lambda_n \cdot N_n, \quad (7.3)$$

где  $\lambda_i$  — постоянная распада  $i$ -го элемента ряда;  $N_i$  — количество атомов этого элемента. Согласно соотношению (7.3), зная количество атомов одного элемента ряда, можно определить количество всех остальных.

Произведение  $\lambda \cdot N = A$  называется активностью вещества. Учитывая смысл  $\lambda$  как вероятности распада за единицу времени, активность равна числу распадающихся атомов за единицу времени. Активность в один распад в секунду называется беккерелем (Бк).

Согласно уравнению радиоактивного равновесия (7.3) активность элементов ряда может быть выражена через активность его родоначальника

$$A = n \cdot \lambda \cdot N,$$

где  $n$  — количество элементов в ряду.

Иными словами, чтобы оценить радиоактивность уранового или ториевого ряда, достаточно знать количество урана или тория. Это обстоятельство очень упрощает изучение радиоактивности пород, так как в случае радиоактивного равновесия отпадает необходимость в определении содержаний тех радиоактивных элементов, которые входят в состав рядов.

Измерение  $\alpha$ -,  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучения основано на воздействии его на вещество. Воздействие может заключаться в ионизации газа, в сцинтилляции (свечении) прозрачных кристаллов, в изменении электропроводности полупроводников. Соответственно различают ионизационные, сцинтилляционные и полупроводниковые приборы. В этих приборах энергия радиоактивной частицы преобразуется в энергию импульса; количество импульсов за единицу времени соответствует радиоактивности вещества, а амплитуда импульса — энергии радиоактивной частицы. Для регистрации нейтронов используются те же приборы, но в вещество детектора добавляются элементы (Li, B), которые аномально поглощают нейтроны, испуская при этом вторичное гамма-излучение, которое и регистрируется прибором.

Поле радиоактивного излучения характеризуется потоком частиц  $N$  или интенсивностью излучения  $J$ . Поток численно равен количеству частиц, проходящих через единичную пло-

щадку за единицу времени. Интенсивность — это поток энергии

$$J = \sum_i E_i \cdot N_i,$$

где  $N_i$  — поток  $i$ -х частиц с энергией  $E_i$ .

Приборами измеряются как интегральные потоки и интенсивности (радиометры), так и потоки и интенсивности излучений по интервалам их энергий (спектрометры).

Измеряемой оценкой интенсивности излучения является мощность экспозиционной дозы. Мощность дозы в единицах СИ измеряется в ампер на килограмм (А/кг). Внесистемная единица — рентген в секунду:  $1 \text{ Р/с} = 2,58 \text{ А/кг}$ . В геофизической практике пользуются единицей мкР/ч. МкР/ч — это мощность экспозиционной дозы гамма- и рентгеновского излучения, которое совместно с возникающим в веществе вторичным корпускулярным излучением образует в  $1 \text{ см}^3$  свободного от водяных паров воздуха (при температуре  $0^\circ \text{С}$  и давлении 760 мм рт. ст.)  $2,083 \times 10^3$  пар ионов за час.

## 7.2. Естественная радиоактивность горных пород

В горных породах присутствуют более 50 радиоактивных изотопов. Одиночные изотопы ( $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{147}\text{Sm}$  и др.) отличаются слабой активностью и весьма низкими содержаниями и не вносят заметного вклада в радиоактивность пород. Исключение составляет радиоактивный изотоп калия —  $^{40}\text{K}$ , доля которого в общей смеси изотопов этого элемента равна 0,011%. Тяжелые радиоактивные элементы с малыми периодами полураспада входят в состав рядов и могут быть учтены по содержаниям их родоначальников. Малое время жизни этих элементов не позволяет им самостоятельно проявиться в геологических процессах, они фактически повторяют геологическую историю урана или тория. Таким образом, радиоактивность горных пород зависит от содержания в ней трех элементов: урана, тория и калия, которые отличаются не очень низкими содержаниями в горных породах и относительно высокой активностью (уран и торий — за счет элементов своих рядов).

Поскольку в радиоактивных рядах много излучателей, горная порода характеризуется сложным спектром гамма-излучения (рис. 7.1). Большинство гамма-квантов имеет низкую ( $< 1 \text{ МэВ}$ ) энергию, что затрудняет идентификацию по ним элементов. На рис. 7.1 приведена жесткая часть спектра гранитов. Наиболее выразительны пики энергий 1,76 и 2,2 МэВ, соответствующие элементам уранового ряда, а так-

же энергий 0,92 и 2,62, отвечающие элементам ториевого ряда. Энергия 1,45 МэВ принадлежит калию. По величине пиков названных энергий с помощью гамма-спектрометров можно отдельно определить содержание урана, тория и калия.

Раздельное определение основных радиоактивных элементов по их гамма-излучению позволило накопить большой фактический материал о распространенности этих элементов в горных породах, о их поведении в геологических процессах.

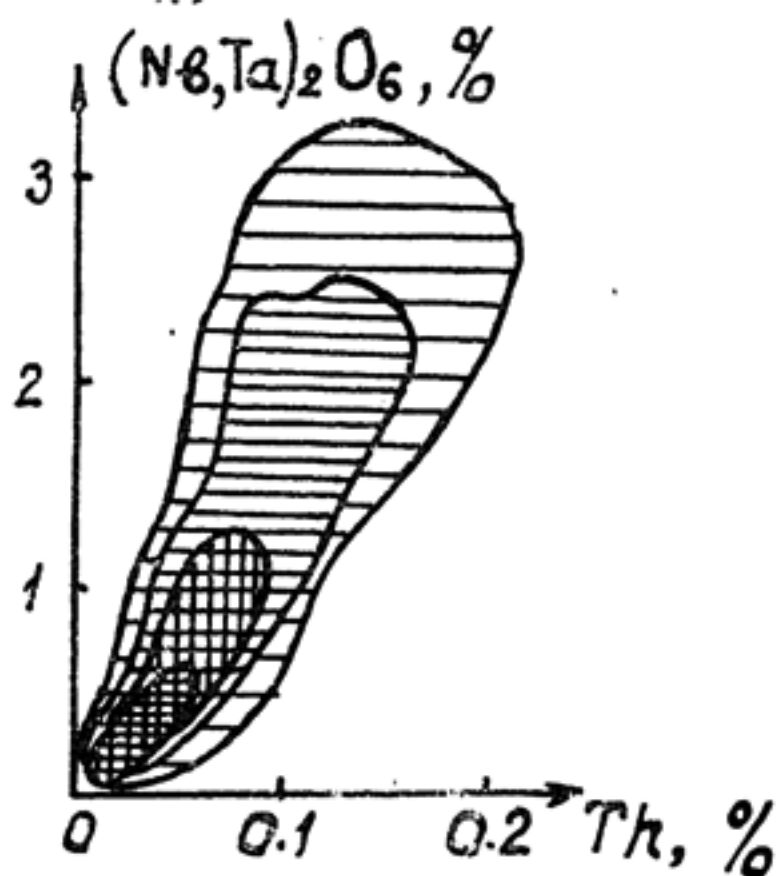
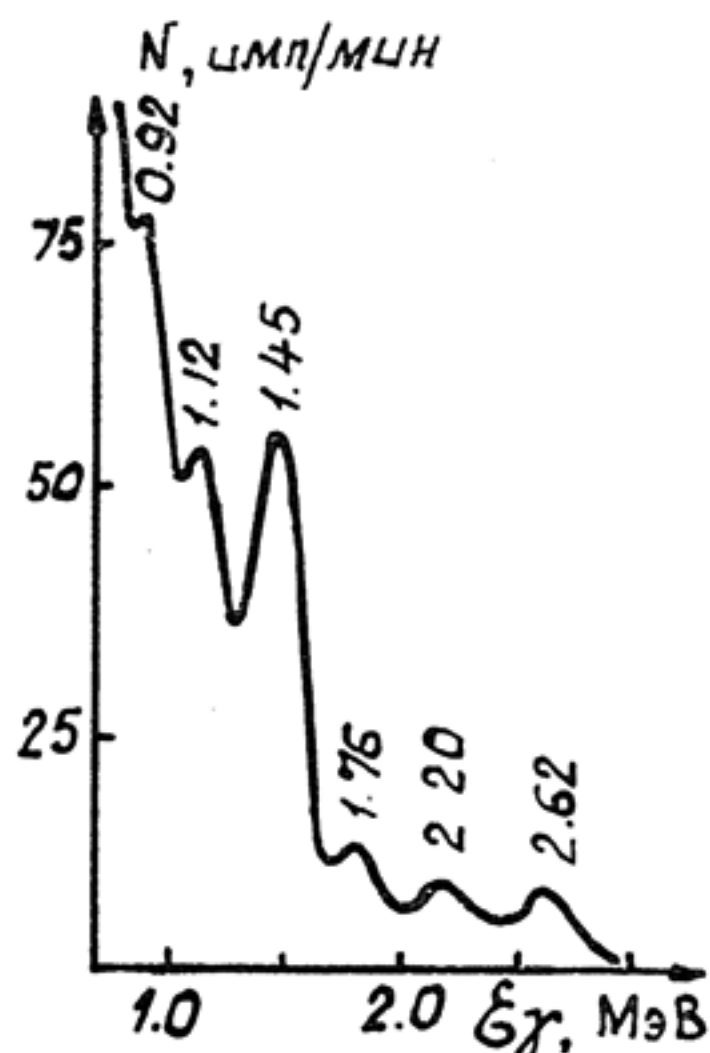


Рис. 7.1. Жесткая часть спектра гамма-излучения гранитов

Рис. 7.2. Корреляционная связь тория с ниобием и танталом (по А. К. Сенько, 1958). Густота штриховки соответствует плотности точек корреляции

Фактически с помощью измерения такого физического явления, как радиоактивность, изучается геохимия радиоактивных элементов, радиогеохимические закономерности формирования и изменения горных пород.

### 7.2.1. Формы нахождения радиоактивных элементов в горных породах

Элементы уран и торий входят в семейство актиноидов, переходных элементов, у которых достраивается глубоко расположенный  $5f$ -уровень, подобно тому как в семействе лантаноидов (редкоземельных элементов) достраивается  $4f$ -уро-



вень, а у элементов группы железа —  $3d$ -уровень. Об особенностях переходных элементов уже говорилось в разд. 4. Принадлежность U и Th к переходным элементам определяет широкий спектр проявления их геохимических свойств.

1. В связи с тем что происходит заполнение внутренней электронной оболочки, все актиноиды имеют близкие химические свойства и практически одинаковые радиусы ионов. Так, радиусы  $\text{Th}^{4+}$  и  $\text{U}^{4+}$  равны соответственно 0,99 и 0,93 Å. Это определяет близкое геохимическое поведение урана и тория, вхождение их в качестве изоморфных примесей в одни и те же минералы, замещение друг друга в собственных минералах.

2. Характерны явления изоморфизма урана и тория с редкоземельными элементами (церий, лантан, неодим и др.).

3. Помимо сходства с лантаноидами, уран и торий имеют близкие химические свойства с переходными элементами других периодов: Ti, Zr, Hf, V, Nb и Ta; уран, кроме того, — с Cr, Mo и W.

Химическая похожесть названных элементов с радиоактивными позволяет, с одной стороны, объяснить повышенную радиоактивность минералов или горных пород, содержащих эти элементы. С другой стороны, по содержаниям урана и тория, которые легко определяются в силу их радиоактивности, можно оценить содержание других химически похожих на них элементов. На рис. 7.2 приведено поле корреляции содержания тория и оксида ниобия и тантала, подтверждающее эту возможность.

Большой размер ионов урана и тория определяет их повышенную способность к сорбции на поверхности твердых тел.

Различие между ураном и торием проявляется в том, что уран, кроме четырехвалентного состояния, когда его свойства близки к торию, может находиться также в шестивалентном состоянии. При свободном доступе кислорода шестивалентный уран находится в форме комплексного катиона уранила —  $(\text{UO}_2)^{2+}$  большого размера, благодаря чему он не может замещать другие катионы в минералах.

Соотношение  $\text{U}^{4+}$  и  $\text{U}^{6+}$  определяется окислительно-восстановительным потенциалом среды. В общем уран в шестивалентном состоянии более подвижен, чем в четырехвалентном.

В горных породах уран и торий присутствуют в трех формах:

1) в виде собственных минералов; наиболее распространены торанит, уранинит, торит и др.;

2) в виде изоморфной примеси в минералах;

3) в рассеянной форме: в дефектах структур породообразующих минералов, в адсорбированном состоянии на поверхности минеральных зерен и в микротрещинах.

В связи с низкими, порядка  $10^{-4}$  %, содержаниями урана и тория в горных породах преобладают третья и вторая формы их нахождения. Следует отметить, что в рассеянной форме уран и торий наиболее подвижны, наиболее способны к выщелачиванию метаморфическими и гидротермальными растворами.

На рис. 7.3 показан уровень содержаний радиоактивных элементов в минералах гранитоидов. В слабо- и нормально-

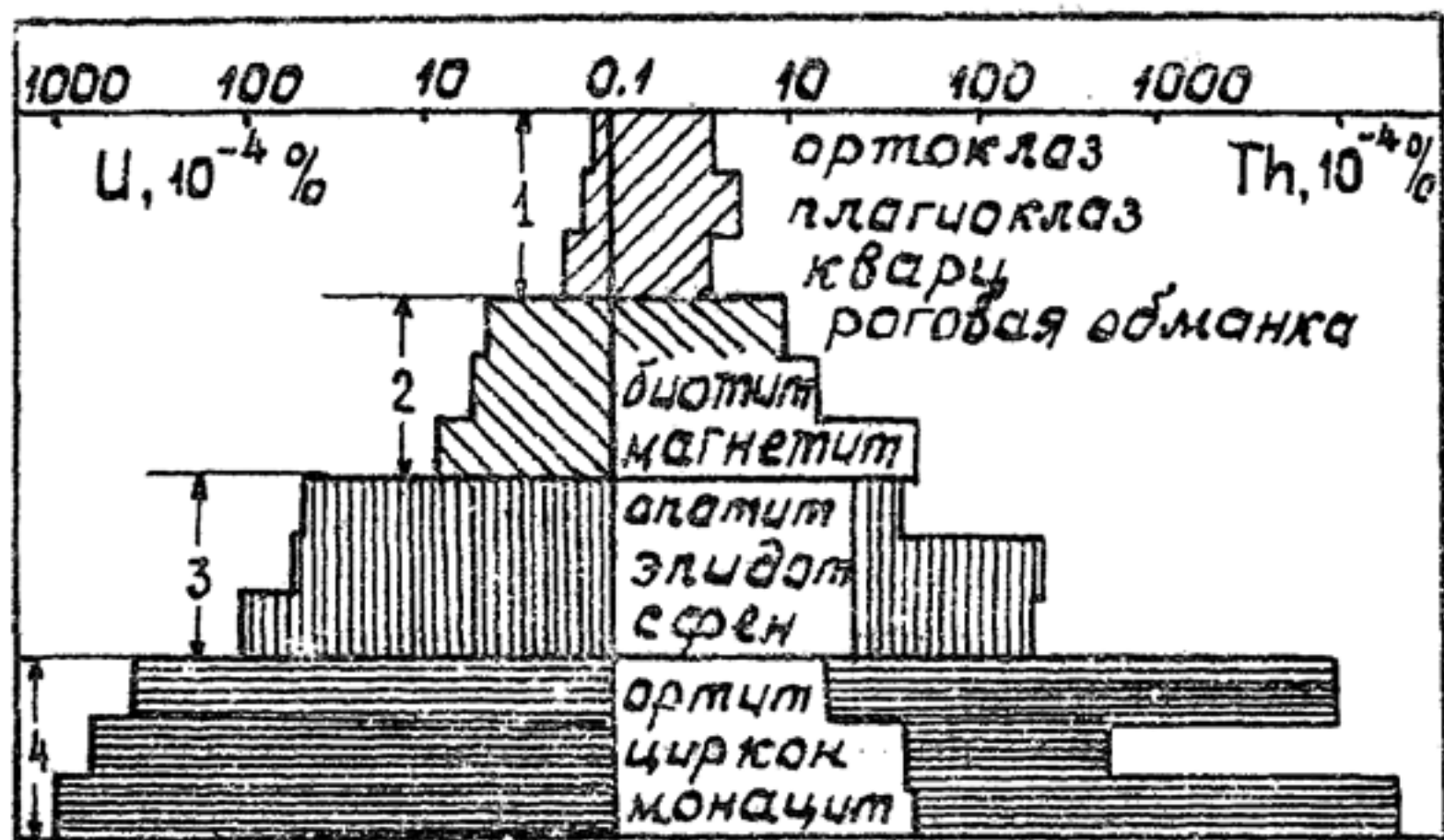


Рис. 7.3. Уровень содержания урана и тория в минералах гранитоидов.

Группы минералов по радиоактивности: 1 — слаборадиоактивные; 2 — нормальнорадиоактивные; 3 и 4 — повышенно- и высокордиоактивные

радиоактивных минералах, к которым относятся основные породообразующие полевые шпаты, железо-магнезиальные силикаты, уран и торий находятся в рассеянной форме; в высокордиоактивных акцессориях — преимущественно в виде изоморфных примесей.

Калий в силу относительно высокого содержания в породе образует в основном собственные минералы (табл. 7.1). Повышенное его количество отмечается в калиевых слюдах и полевых шпатах, в глинистых минералах.

Содержание калия  
в породообразующих минералах

Минерал	К, %	Минерал	К, %
Кварц	0,09	Слюды:	
Полевые шпаты:		биотит	8,25
ортоклаз	11,8	мусковит	9,32
микроклин	10,9	флогопит	8,66
плагиоклаз	0,54	лепидолит	8,04
глауконит	5,08	хлорит	0,04

### 7.2.2. Радиоактивность магматических горных пород

Поведение урана и тория в магматическом процессе во многом определяется их литофильными свойствами, сравнительно низкими содержаниями и ассоциацией с более распространенными редкоземельными элементами.

Литофильные свойства урана и тория проявляются в их высоком сродстве к кислороду. Все собственные минералы урана и тория имеют в своем составе кислород. В этом уран и торий сходны с другими литофильными элементами, такими как кремний, алюминий, натрий и калий, и отличаются от элементов сидерофильных (Fe, Co, Ni, Pt и др.) или халькофильных (Cu, Ag, Pb, Zn и др.), которые могут образовывать сульфидные соединения или находиться в самородном состоянии.

Литофильность всех трех радиоактивных элементов определяет согласованное их поведение в магматических процессах и главную закономерность магматических пород: содержание урана, тория и калия и общая радиоактивность пород коррелируются с их кремнекислотностью (рис. 7.4). Наиболее радиоактивными являются кислые разности пород, наименее — основные и ультраосновные (табл. 7.2). В любой группе генетически связанных пород содержание U и Th возрастает с повышением содержания кремнекислоты и калия [2]. Следствием согласованных изменений содержаний урана, тория и калия является значительная дифференциация магматических пород по их общей радиоактивности. А. А. Смыслов [44]



приводит следующие осредненные данные по гамма-активности пород (мкР/ч): кислые — 15, средние — 8, основные — 3, ультраосновные — <1.

Обычно низкое содержание урана и тория в магме не поз-

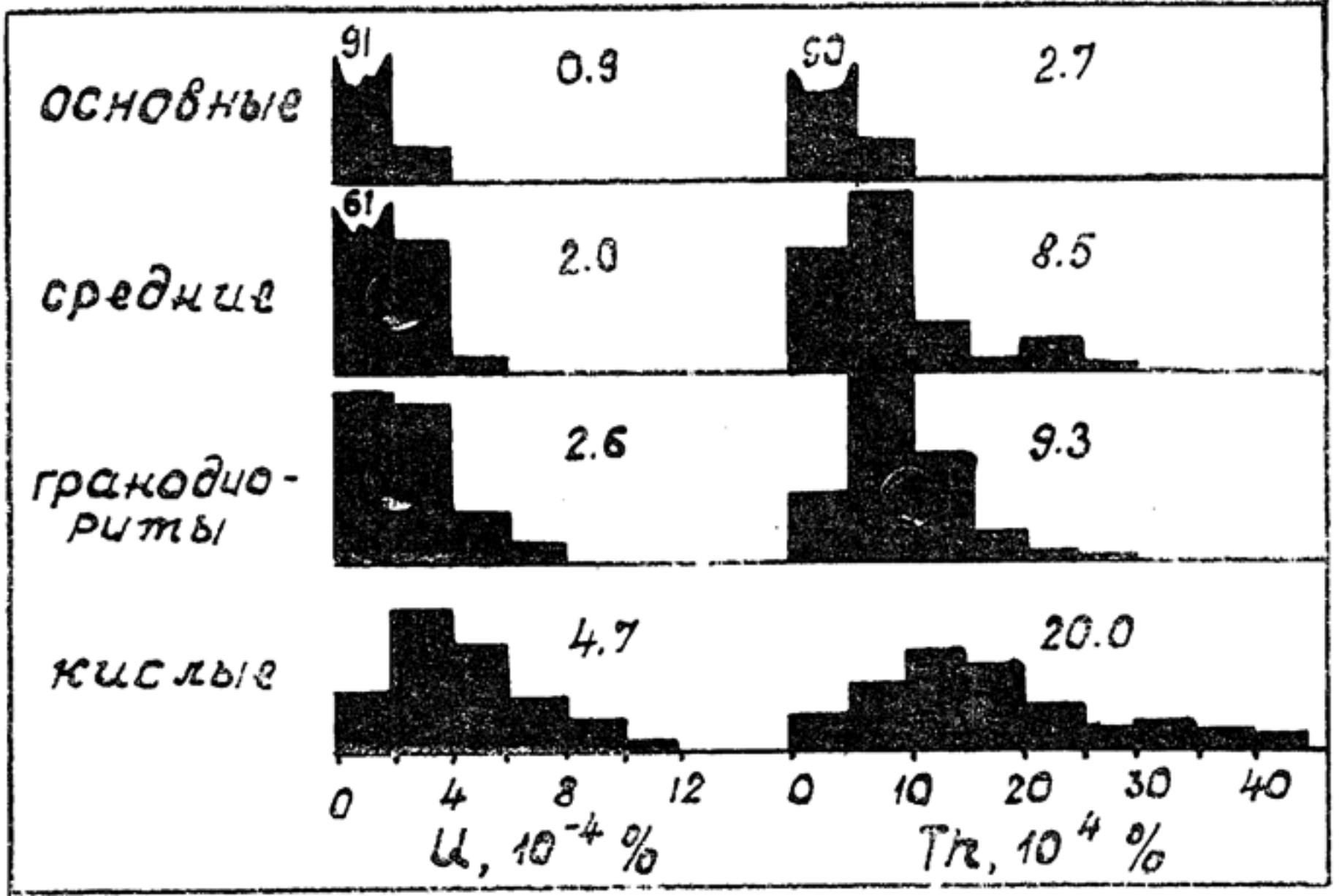


Рис. 7.4. Содержание урана и тория в изверженных породах различной основности (по С. П. Кларку и др., 1969). Цифры у гистограмм — средние значения содержаний урана и тория

воляет им образовывать собственные минералы. Из-за высокого заряда ионов (+4) и относительно большого радиуса они не в состоянии изоморфно замещать петрогенные элементы в породообразующих минералах. Слабая радиоактивность

Таблица 7.2

Среднее содержание радиоактивных элементов в изверженных породах (по А. П. Виноградову, 1962)

Породы	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U	K, %
Кислые	3,5	18	5,1	3,34
Средние	1,8	7	3,9	2,3
Основные	0,5	3	3,7	0,83
Ультраосновные	0,003	0,005	1,7	0,03

последних (см. рис. 7.3) обусловлена тем, что в процессе роста кристаллов отдельные атомы или группы атомов урана и тория могут быть захвачены гранями роста и находиться в дефектах кристаллических структур. Основная же масса урана и тория накапливается к концу магматического процесса в остаточном расплаве. В случае обогащения остаточного расплава редкими землями при его кристаллизации уран и торий изоморфно входят в решетки этих минералов. Все это определяет значительное возрастание радиоактивности пород от ранних дифференциатов к поздним. Наиболее радиоактивны поздние кислые и щелочные разности интрузивных пород. Для магматических формаций в целом отмечается более высокое содержание урана и тория в образованиях постинверсионных стадий развития по сравнению с геосинклинальными при близкой основности пород [2, 44].

Заключительные этапы магматической деятельности могут характеризоваться увеличением окислительного потенциала и переходом части урана в шестивалентное состояние. Шестивалентный уран не в состоянии изоморфно входить в акцессории, он более подвижен и при благоприятных условиях может выноситься из магматических тел гидротермальными растворами и формировать собственные месторождения. В силу этого апикальные части интрузий, их жильные дериваты, с которыми парагенетически связаны гидротермальные месторождения урана, обычно отличаются низким содержанием урана и повышенным торий-урановым отношением.

Отношение тория к урану является хорошим показателем конкретных условий образования породы. В общем для магматических пород это отношение порядка четырех (см. табл. 7.2). Исключением являются ультраосновные породы, в большей степени обедненные торием, нежели ураном. Возрастание в среднем этого отношения в кислых разновидностях пород объясняется уже отмеченной большей подвижностью урана в конце магматического процесса. Ещё большей долей урана характеризуются продукты гидротермальной деятельности. На рис. 7.5 приведены материалы о содержании урана и тория в магматических породах, околорудно-измененных породах и месторождениях. От первых к последним поле точек содержания урана и тория закономерно смещается в направлении к линии  $Th/U=1$ , т. е. наблюдается последовательное относительное обогащение продуктов гидротермальной деятельности ураном.

Эффузивные породы, как правило, отличаются более высокой радиоактивностью в сравнении с интрузивными анало-

гами. Происходит это преимущественно за счет урана, который в условиях медленной кристаллизации интрузивных пород имеет больше возможности к миграции. В силу этого эффузивные аналоги отличаются в среднем более высокими торий-урановыми отношениями.

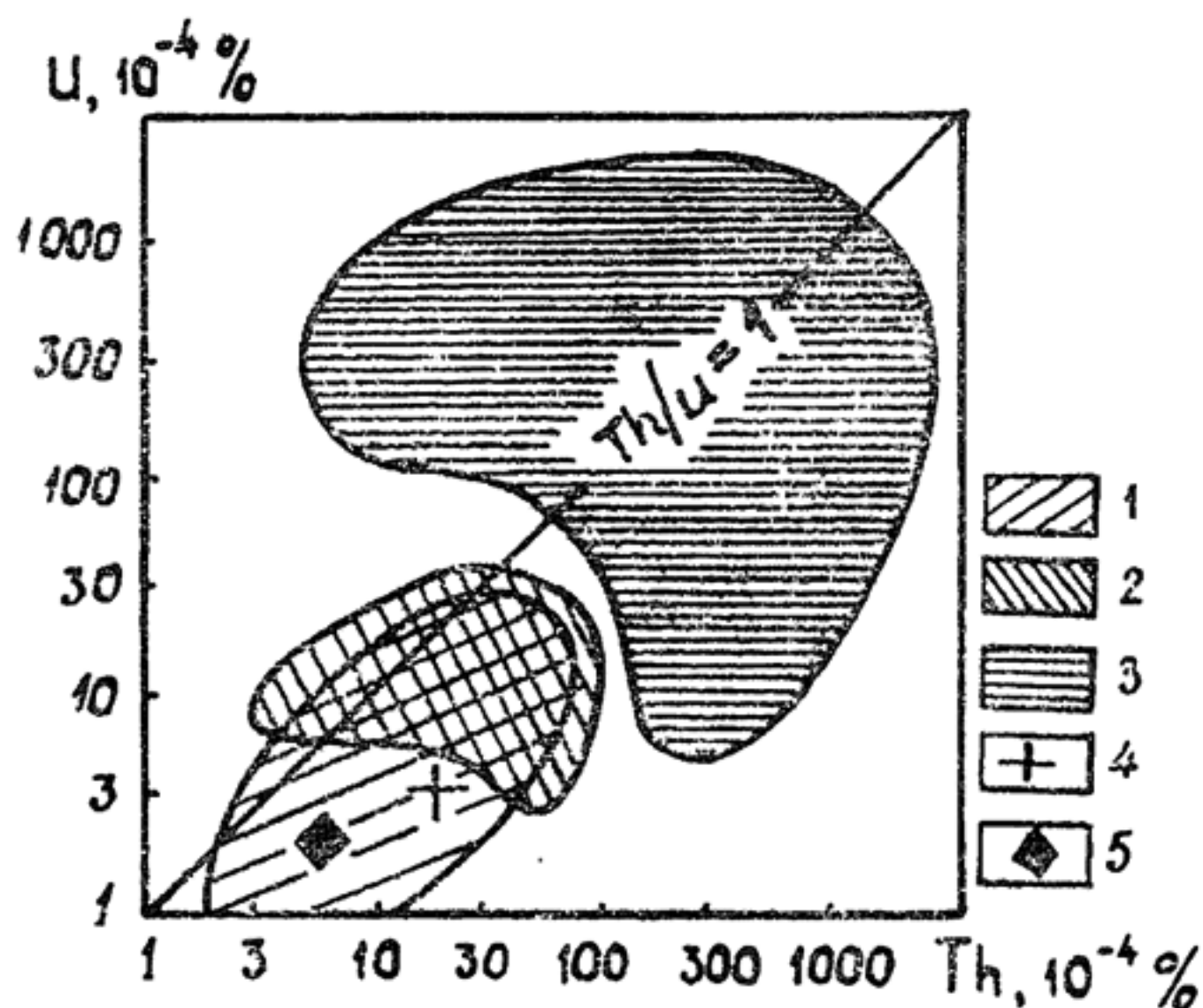


Рис. 7.5. Соотношение урана и тория в изверженных породах (1), зонах окolorудных изменений (2) и торий-урановых рудах (3) (по А. А. Смыслову, 1984). 4, 5 — кларки содержаний кислых (4) и средних (5) разновидностей пород

Нужно понимать, что все эти закономерности проявляются в среднем. Любое отличие в условиях формирования пород скажется в конечном счете на уровне содержания радиоактивных элементов, на соотношении между ними. Только среди гранитов Л. В. Комлевым выделено более шести радиогеохимических типов. Кроме нормально радиоактивных гранитов с содержанием урана и тория, близким к средним и нормальным (2,5—4,5) торий-урановым отношением выделяются повышенно- и высокордиоактивные граниты с повышенным (5—10) или высоким ( $>10$ ) торий-урановым отношением, а также преимущественно урановые ( $\text{Th}/\text{U} < 2$ ) высокордиоактивные граниты; слаборадиоактивные граниты, богатые кальцием и натрием и обедненные ураном [ $< (1,5—3,1) \cdot 10^{-4} \%$ ], торием [ $< (5—15) \cdot 10^{-4} \%$ ] и калием ( $< 2,6\%$ ), также могут



быть преимущественно ториевые или преимущественно урановые. Лейкократовые граниты редкометалльного типа всегда характеризуются повышенной или высокой радиоактивностью.

### 7.2.3. Радиоактивность осадочных пород

Содержание радиоактивных элементов в осадочных породах в среднем более низкое, чем в магматических (табл. 7.3). Это связано со значительной дифференциацией радиоактивного вещества при разрушении магматических пород и осадконакоплении. Особенно это касается тория, который может

Таблица 7.3

Содержание радиоактивных элементов в осадочных отложениях континентальной части земной коры

Группы пород	K, %	U, $10^{-4}\%$	Th, $10^{-4}\%$	Th/U
Песчано-глинистые	15—2,7	2,4—4,0	9,0—11,5	2,9—3,7
Кремнистые	0,3—1,1	1,7—2,8	2,2—6,2	1,2—2,2
Карбонатные	0,3—0,8	1,6—7,8	1,8—11,9	0,8—1,5
Соленосные	0,02—10 · n	0,9—1,0	1,0	1,0—1,1

обособляться в монацитовых и циркониевых россыпях, содержащих торий до 10% [1]. В силу этого осадочные отложения в целом характеризуются более низкими торий-урановыми отношениями ( $<3,7$ ) по сравнению с магматическими.

Генеральной закономерностью осадочных пород является значительно более низкая радиоактивность кремнистых и карбонатных разностей пород (мергели, доломиты, кремнистые сланцы) по сравнению с терригенными (песчано-глинистыми) разностями. Особенно низким содержанием в этих породах отличаются K и Th. Эта закономерность проявляется как для отдельных разновидностей пород (табл. 7.3, рис. 7.7, 7.8), так и в вариациях содержания радиоактивных элементов в кремнисто-глинистых или известковисто-глинистых породах в зависимости от соотношения глинистого, известковистого или кремнистого компонентов в горной породе (рис. 7.6). Наблюдаемое часто повышенное содержание урана в карбонатных породах связано с их битуминозностью.

Для терригенных отложений в ряде случаев наблюдается зависимость радиоактивности от степени дисперсности осад-

ков, как это можно видеть из рис. 7.7, 7.8. Содержание радиоактивных элементов и общая радиоактивность растут от песчанистых разностей к песчано-глинистым и максимальны для глинистых разностей пород. Это обстоятельство позволяет в случае песчано-глинистых разрезов определять степень глинистости пород по их радиоактивности, тем самым разделяя

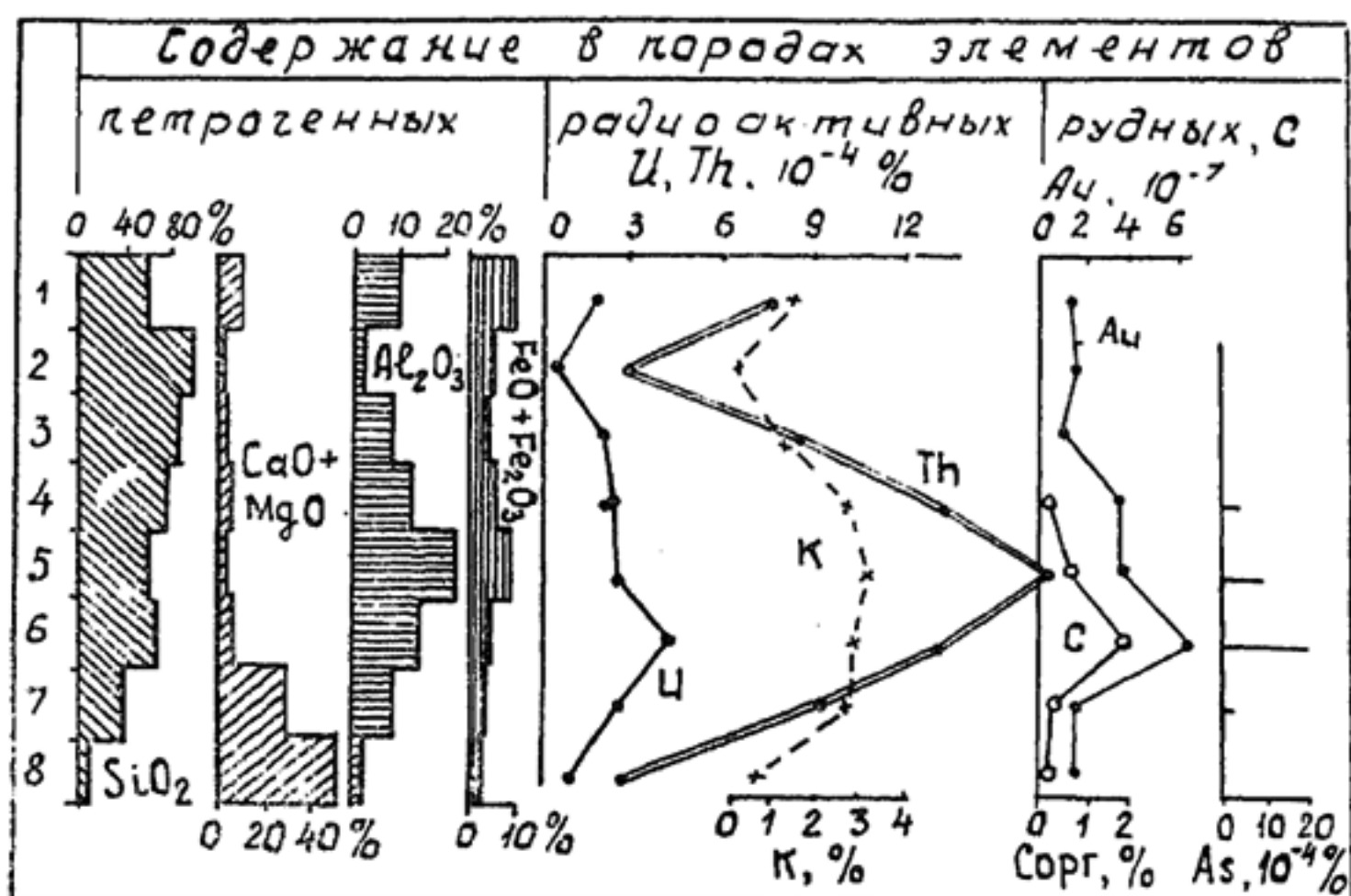


Рис. 7.6. Согласованные изменения содержания петрогенных, радиоактивных, рудных элементов и углерода в сланцевых породах сухопитской серии Енисейского края (по материалам В. А. Злобина и др., 1975).

Сланцы: 1 — карбонатно-глинисто-кремниевые; 2 — кремнистые; 3 — глинисто-кремнистые; 4 — кремнисто-глинистые; 5 — высокоглиноземистые; 6 — углеродисто-глинистые; 7 — карбонатно-глинистые; 8 — карбонатные

песчанистые пористые породы, которые могут служить коллектором для нефти, газа и воды, от глинистых пород, способных выполнять роль экрана.

Повышенная радиоактивность глин связана с их высокой способностью сорбировать катионы, особенно с большими зарядами, каковыми являются ионы тория и урана, а также с содержанием калия в глинистых минералах. Однако закономерности радиоактивности терригенных пород чаще всего не так просты.

Так, для Амударьинского нефтегазоносного бассейна лишь только в сеноманских отложениях наблюдается относительно четкая зависимость радиоактивности от глинистости (см. рис. 7.7), да и то она проявляется преимущественно по

калию и торию, а по урану терригенные породы практически не различаются. Причиной отклонения от общих закономерностей служат конкретные условия выветривания и осадконакопления, индикаторами которых и являются радиоактивные элементы.

Рис. 7.7. Содержание радиоактивных элементов в сеноманских отложениях Амударьинского нефтегазоносного бассейна (по материалам Р. А. Алексеева и др., 1973): 1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глины

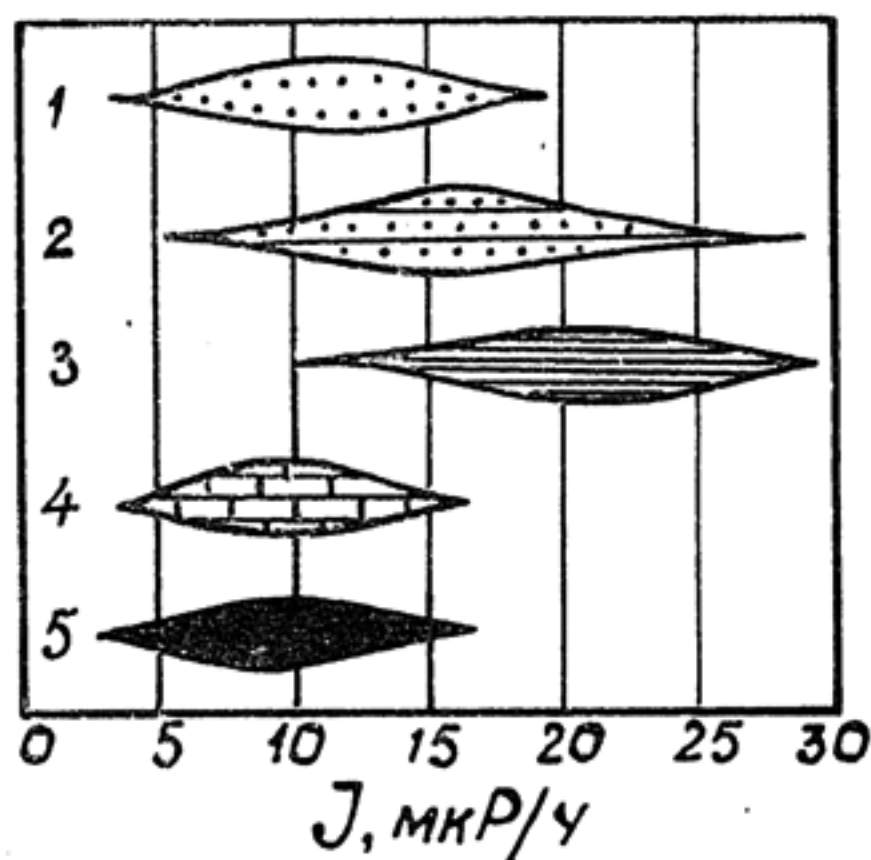
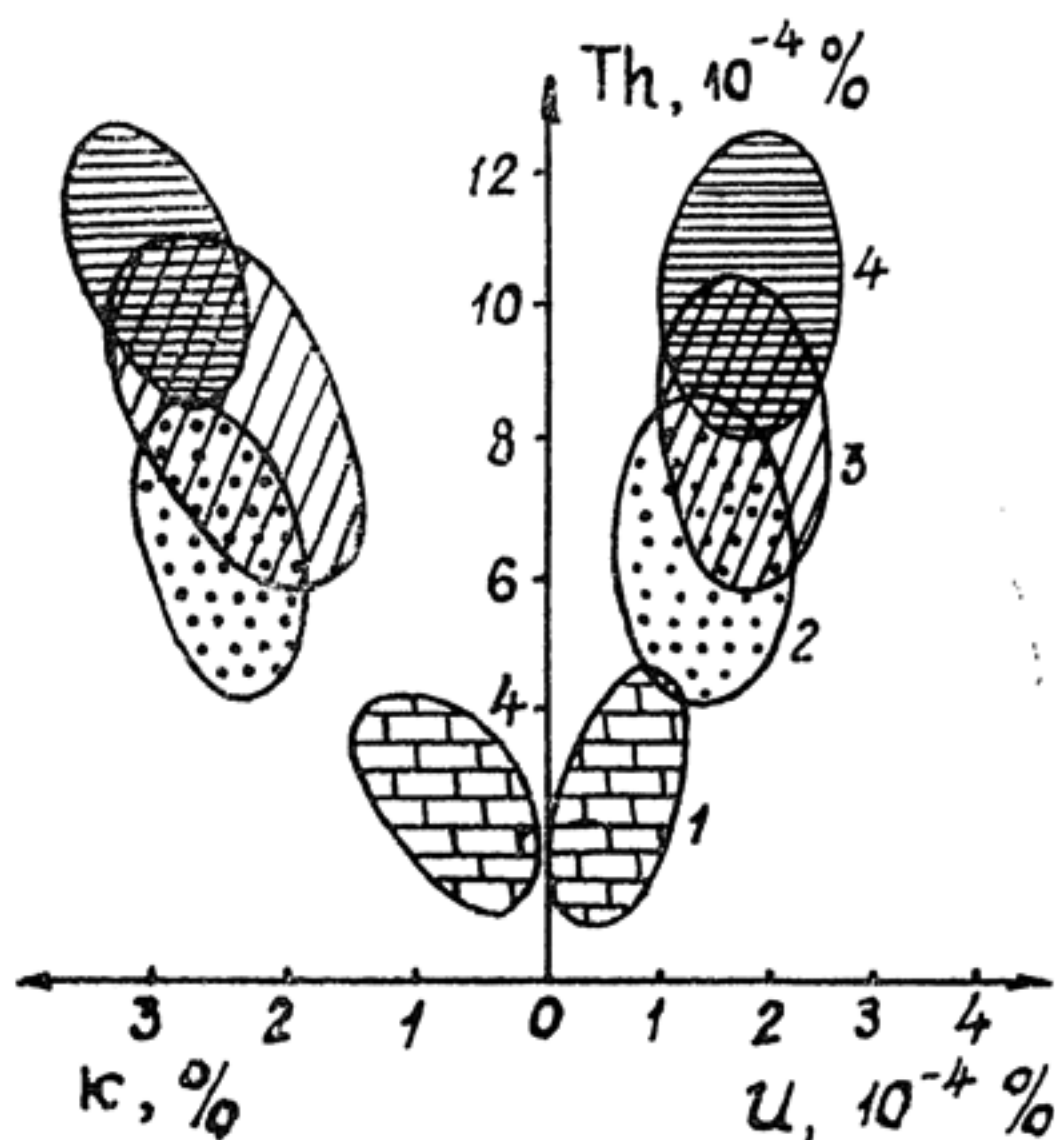


Рис. 7.8. Естественная радиоактивность углей и вмещающих пород десяти районов Донецкого бассейна [11]: 1 — песчаники; 2 — песчаные сланцы; 3 — глинистые сланцы; 4 — известняки; 5 — угли

При выветривании горных пород основная часть тория и калия мигрирует с обломочным материалом и тонкими взвесями. Акцессорные минералы, в которые торий и уран входят в качестве изоморфных примесей, а также ториевые и калий-содержащие (калишпат, гидрослюда) минералы относитель-



но устойчивы в зоне выветривания. Наибольшей подвижностью обладают уран и торий, рассеянные в кристаллах породообразующих минералов и находящиеся в сорбированном состоянии. Уран в сравнении с торием отличается значительно большей растворимостью, так как присутствует в зоне гипергенеза преимущественно в шестивалентной подвижной форме. Большинство закономерностей в поведении радиоактивных элементов в седиментационном процессе может быть объяснено следующими обстоятельствами: а) преимущественной миграцией тория и калия в твердом состоянии в виде частиц и взвесей, а урана — в растворе; б) высокой способностью ионов тория и урана сорбироваться на заряженной поверхности глинистых минералов, органики, фосфоритов, гидроокислов железа, алюминия, марганца и других природных коллоидов; в) способностью урана резко терять свою подвижность при переходе из шестивалентного состояния, в котором он преимущественно находится в растворах, в четырехвалентное, если на пути миграции встречаются восстановительные барьеры, такие как углерод- или пиритсодержащие породы.

В большей мере совпадают области накопления калия и тория. Осадки прибрежных мелководных фаций, формирующиеся в непосредственной близости от области сноса, характеризуются максимальным накоплением калия и тория. В случае полимиктового состава осадков повышенная радиоактивность характерна как для песчанистых, так и для глинистых образований. В глубь бассейна содержание калия и тория уменьшается и переходные фации характеризуются пониженной радиоактивностью. В направлении от береговой линии калийсодержащие глинистые минералы (гидрослюды, глауконит) сменяются бескалиевыми, преимущественно монтмориллонитами [1].

В осадках относительно глубоководных фаций, представленных тонким глинистым материалом, концентрация тория вновь повышается. Это несомненно указывает на различные формы поступления его в седиментационный бассейн, с одной стороны, в виде обломочных минералов, определяющих накопление тория в мелководных прибрежных фациях, с другой — в сорбированной форме, обеспечивающей повышенное содержание его в осадках с увеличением количества тонкого глинистого материала. Как правило, содержание тория в глинистых породах относительно глубоководных частей бассейнов выше, чем в песчаниках прибрежной зоны [1].

Геохимические особенности урана в седиментационных процессах обусловлены тем, что он поступает в бассейн осадконакопления в растворенном состоянии. Определяющим фактором в осаждении урана является содержание в осадках органического вещества. Четкая корреляция содержаний урана и органического вещества является наиболее яркой особенностью осадочных пород (см. рис. 7.6).

Возможны следующие механизмы осаждения урана из раствора в осадок органическим веществом: а) процессы сорбции; б) образование ураноорганических соединений; в) восстановление урана в процессе окисления органического вещества.

По данным В. В. Вебера (1956), в современных морских бассейнах существуют две зоны накопления в осадках органического вещества. Первая соответствует относительно глубоководным условиям накопления тонких осадков. Формирование относительно равномерно распределенного в породе органического вещества здесь происходит за счет масс планктона и бентоса. Наблюдается приуроченность органического вещества к глинистой фракции. Вторая зона накопления органического вещества в осадках соответствует условиям формирования мелководных фаций. Органическое вещество в осадках связано с разложением на дне осадочного бассейна различного растительного материала. Распределение органического вещества неравномерное, связь с гранулометрическим составом отсутствует.

Соответственно существуют и две области накопления урана в осадках: прибрежно-морская и глубоководная. В первой содержание урана резко неравномерное, зависимости его от глинистости отложений, характерной для глубоководных осадков, не наблюдается. Глубоководные глинистые осадки характеризуются относительно равномерным и высоким содержанием урана. Наибольшая обуглероженность и ураноносность наблюдаются у пород, формировавшихся в условиях резко восстановительной среды.

Таким образом, для пород переходных условий осадконакопления отмечаются согласованное понижение содержаний всех трех радиоэлементов и низкая радиоактивность в сравнении с породами глубоководных и прибрежных фаций. Последние могут быть распознаны по соотношениям в содержаниях радиоактивных элементов. Во всех случаях глинистые и углеродистые породы характеризуются повышенными содержаниями, по крайней мере, урана и тория; обогащенность их также калием указывает на преимущественно мелководные

условия осадконакопления, хотя и в этом могут быть исключения. Чаще всего наиболее согласованные изменения содержания обнаруживаются у Th и K (см. рис. 7.6).

Из этого же рисунка видно, что содержание радиоактивных элементов может коррелироваться с содержанием в по-

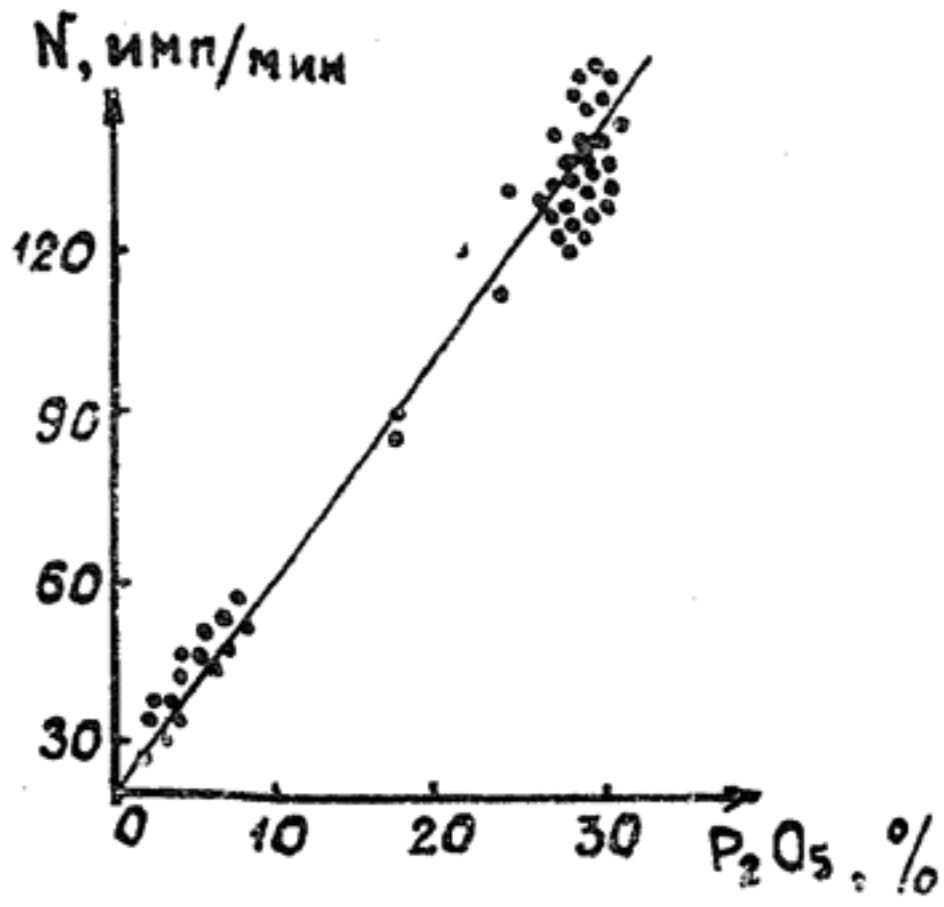
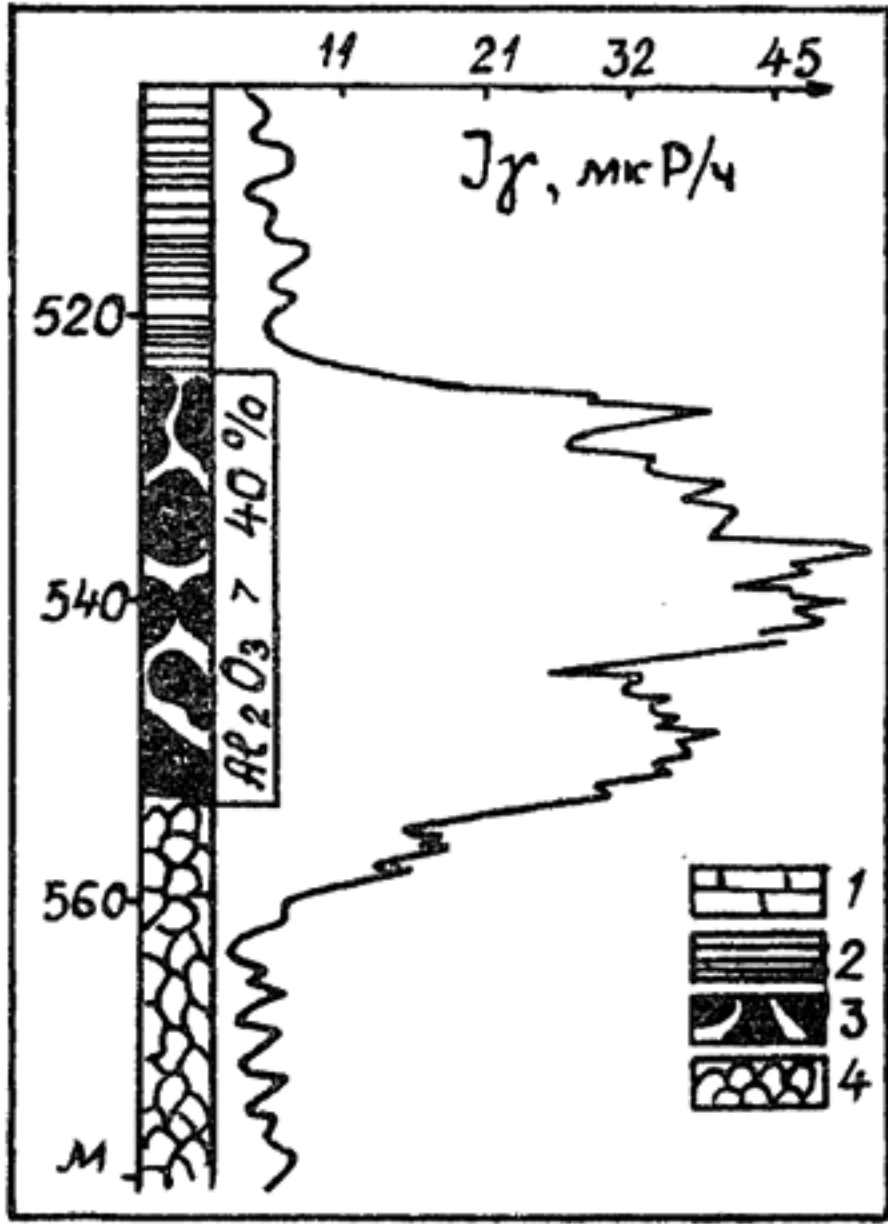


Рис. 7.9. Зависимость радиоактивности уранового ряда от содержания в породах фосфорного ангидрида

родах рудных элементов, например золота, мышьяка, меди, вольфрама, ванадия и др. Причина корреляции — в способности органического вещества концентрировать не только уран, но и многие другие элементы. В этом случае по радио-

Рис. 7.10. Повышенная радиоактивность бокситов (В. Н. Байдаченко, С. Я. Пята, 1970): 1 — известняки; 2 — глины; 3 — бокситы; 4 — переотложенные железные руды





активности осадков можно судить о степени обогащенности их рудными компонентами.

Повышенной радиоактивностью отмечаются некоторые полезные ископаемые осадочного генезиса. Таковыми являются, например, ванадиевые сланцы и фосфоритоносные отложения, обогащенные ураном. Рис. 7.9 иллюстрирует достаточно тесную корреляционную связь между радиоактивностью урановой природы и содержанием пятиоксида фосфора. Повышенной радиоактивностью ториевой природы характеризуются глины, бокситы (рис. 7.10). Корреляция между содержанием тория и содержанием глинозема весьма характерна для осадочных горных пород.

#### 7.2.4. Изменение радиоактивности пород в ходе метаморфических и метасоматических процессов

Метаморфизм как процесс приспособления пород к изменяющимся физико-химическим условиям приводит к масштабной миграции петрогенных, рудных и радиоактивных элементов. Содержание последних в метаморфизованных породах зависит как от радиоактивности исходных пород, так и от степени метаморфизма. Исходная радиоактивность пород в большей степени сказывается преимущественно при слабой степени метаморфогенного преобразования.

Среди метаморфических пород по содержанию урана выделяются две группы образований: слаборадиоактивные (мафические силикатные породы — амфиболиты, амфиболовые сланцы, аподиабазы и др.) и породы с нормальной или слабоповышенной радиоактивностью (некоторые разновидности гнейсов, кристаллические сланцы, метаморфизованные песчаники). При увеличении степени регионального метаморфизма содержание всех радиоактивных элементов понижается (рис. 7.11).

Содержание урана и тория в метаморфических породах по вулканитам основного состава является повсеместно низким и не зависит от фаций метаморфизма.

Фактически содержание радиоактивных элементов различно лишь для пород, метаморфизованных в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Глубокометаморфизованные породы гранулитовой и эклогитовой фаций имеют низкую радиоактивность, выравненную для всех типов пород.

Ультраметаморфические процессы, развивающиеся преимущественно по породам амфиболитовой и гранулитовой

фаций, приводят в среднем к повышению радиоактивности пород. Это связано с образованием мигматитов, пород гранитоидного состава, высокотемпературных кали-натровых метасоматитов. Характерна резкая неоднородность ультраметаморфических пород по радиоактивности, наблюдаемая и для комплексов в целом, и для отдельных образцов пород, и свя-

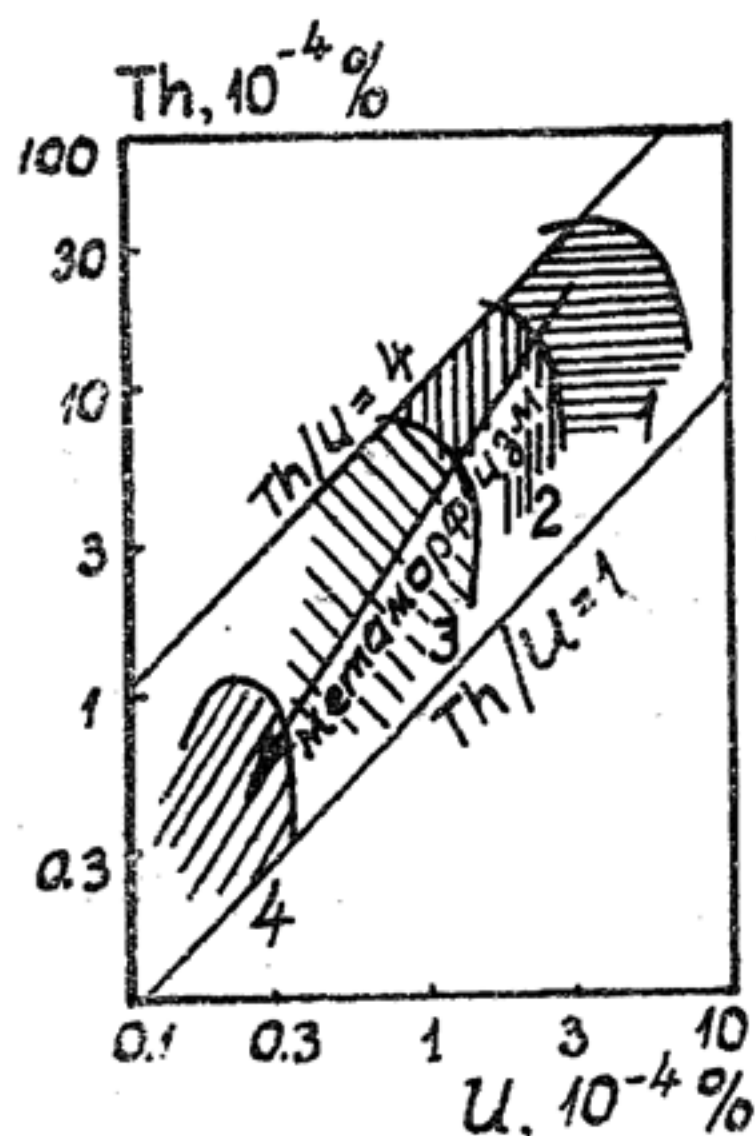


Рис. 7.11. Изменение содержания урана и тория в породах разных ступеней регионального метаморфизма (по А. А. Смыслову, 1984). Фации метаморфизма: 1 — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая; 2 — амфиболитовая; 3 — гранулитовая; 4 — эклогитовая

занная с неполным и неравномерным замещением исходных, как правило высокоосновных, пород гранитным материалом.

Особенность влияния метаморфизма на углеродистые породы заключается в том, что значительные понижения их радиоактивности наблюдаются уже на уровне эпидот-амфиболитовой фации, поскольку уран (и торий) в этих породах находится преимущественно в наиболее подвижной сорбированной форме. Вынос урана из областей метаморфизма может привести к обогащению этим элементом горизонтов вышележащих пород, если они характеризуются повышенной способностью к осаждению урана и не сильно метаморфизованы. Такая картина, например, наблюдается в протерозойских сланцевых породах Енисейского кряжа, в стратиграфическом разрезе которых имеются три горизонта обуглероженных пород. Радиоактивность обуглероженных пород растет от нижних более метаморфизованных горизонтов к верхним; содержание урана в обуглероженных слабометаморфизованных (филлитовая фация) породах тем выше, чем более мощ-

ные горизонты обуглероженных метаморфизованных пород залегают в нижних частях разреза.

Столь же значительно влияние метаморфизма на радиоактивность органического вещества гумусового ряда. И каменные угли (см. рис. 7.8), и тем более антрациты отличаются пониженным содержанием радиоактивных элементов [1].

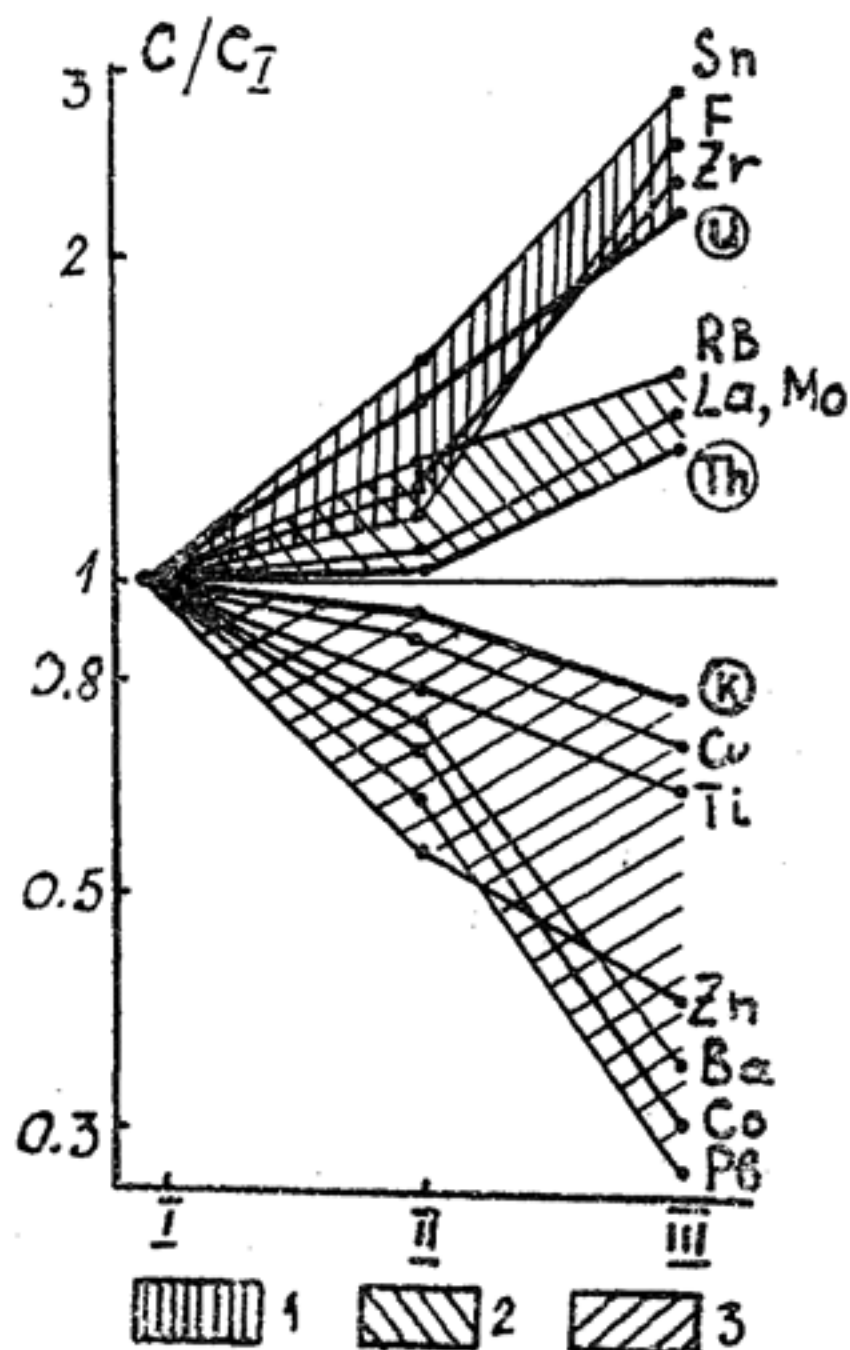
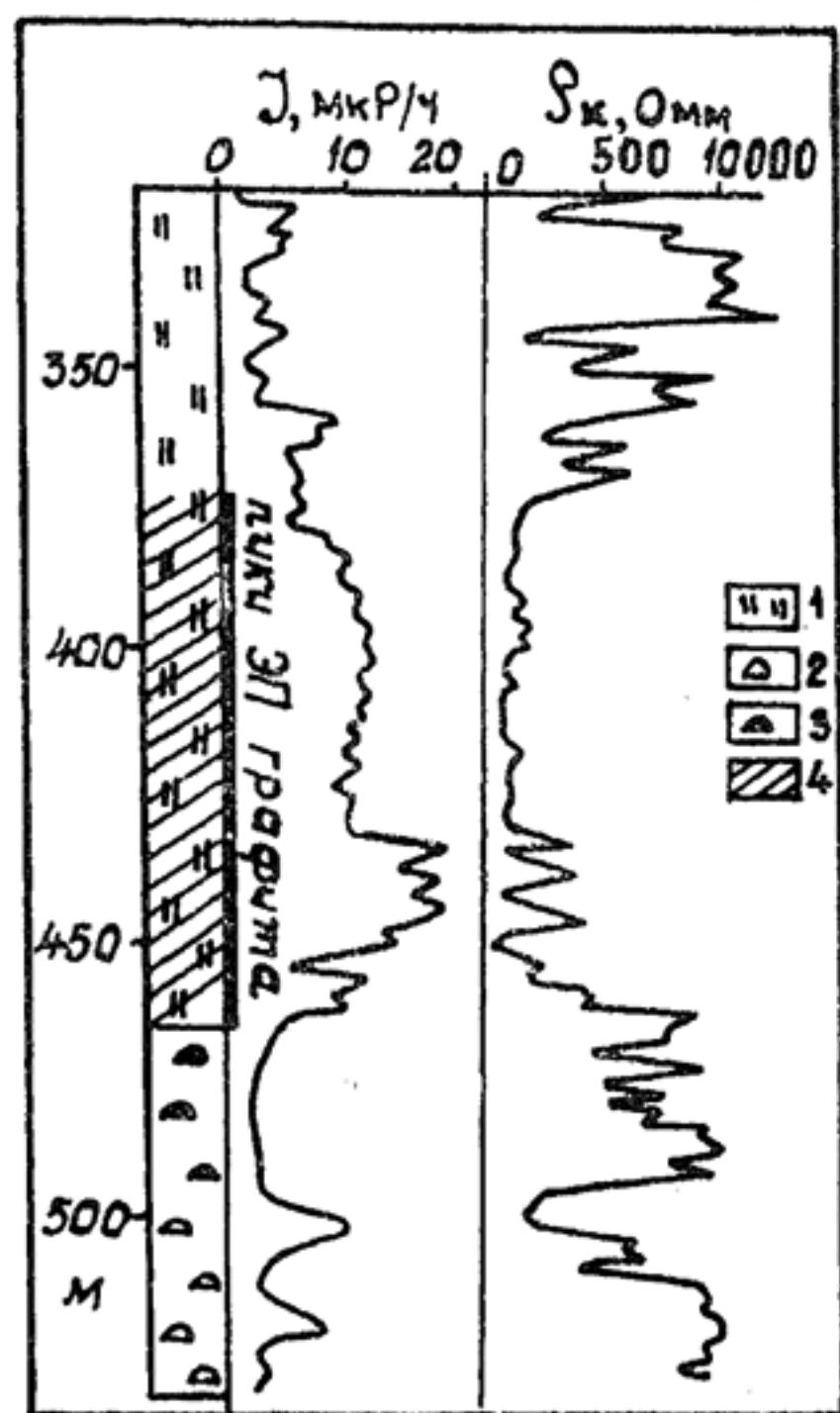


Рис. 7.12. Повышенная радиоактивность углеродистых сланцев:  
1 — кварцево-мусковитовые углеродистые сланцы; 2 — кварцево-карбонатно-слюдистые метасоматиты по сланцам; 3 — то же золотоносные;  
4 — интервал максимальной обуглероженности сланцев

Рис. 7.13. Относительное изменение содержания радиоактивных и рудных элементов при увеличении интенсивности альбитизации гранитоидов (по Е. В. Плющеву, В. В. Шатову, 1985)

Существенное изменение радиоактивности пород происходит при их метасоматическом преобразовании. На рис. 7.12 приведен пример понижения радиоактивности углеродистых сланцев, когда по ним развиваются березитоиды — метасоматиты кварц-слюдисто-карбонатного состава. Происходит



осветление углеродистых пород, сопровождающееся выносом урана и тория в вышележащие породы, в результате чего наблюдается максимум радиоактивности в породах над метасоматитами. Слабая радиоактивность березитоидов имеет в основном калиевую природу. Кривая удельного электрического сопротивления практически зеркально повторяет кривую радиоактивности, что связано с единым влияющим фактором — обуглероженностью пород.

Для метасоматических образований трудно найти общую формулу поведения в них радиоактивных элементов, слишком оно многообразно. Определенно повышенно радиоактивными являются редкометалльные грейзены, высокотемпературные карбонатиты. В общем высокотемпературные фации метасоматитов чаще всего радиоактивны за счет урана и тория. Низкотемпературные метасоматиты, например пропилиты, как правило, отличаются понижением содержания всех радиоактивных элементов, хотя с окварцеванием и карбонатизацией пород могут быть связаны повышения концентраций урана. Для среднетемпературных метасоматитов типа березитов обычен привнос калия, хотя эти породы могут быть обогащены также ураном.

Как бы ни изменялось содержание отдельных радиоактивных элементов или общая радиоактивность, у метасоматических образований есть единый радиогеохимический признак — нарушение конституционных (т. е. обычных для неизмененных пород) соотношений между содержаниями радиоактивных элементов. Наглядно это можно показать на примере, взятом из работы Е. В. Плющева и В. В. Шатова (рис. 7.13).

При альбитизации гранитов радиоактивные элементы ведут себя по-разному. При увеличении интенсивности метасоматоза содержание урана увеличивается значительно (более чем в два раза), содержание тория и калия изменяется в меньшей мере, при этом торий привносится, а калий выносится из метасоматитов. Следовательно, признаком альбитизированных гранитов будет уменьшение торий-уранового отношения и увеличение торий-калиевого в сравнении с таковыми для неизмененных гранитов.

Обратим внимание, что каждый радиоактивный элемент входит в группу одинаково изменяющихся при альбитизации элементов (см. рис. 7.13). Аналогично урану ведут себя олово, фтор и цирконий; поведение рубидия, лантана и молибдена похоже на поведение тория; элементы медь, титан, цинк и другие выносятся из альбитизированных гранитов, так же как калий. Следовательно, по радиоактивности пород с уче-

том выявленных связей можно изучать геохимическую миграцию рудных элементов в гидротермальном процессе.

### **7.3. Свойства горных пород по отношению к нейтронному и гамма-излучению**

Свойства горных пород, связанные с присутствием в них радиоактивных элементов, проявляют себя естественным образом, без воздействия извне. Если же породу облучать каким-либо видом радиоактивного излучения, то проявится другая группа её свойств, связанная с реагированием породы на это излучение. Эксперименты показывают, что при этом изменяется и порода, и излучение, т. е. имеет место взаимодействие. Со стороны излучения основным качеством, влияющим на его взаимодействие с породой, является энергия. Она в ходе взаимодействия радиоактивных частиц с породой изменяется (теряется), характер взаимодействия меняется, что вынуждает горную породу проявлять в ходе взаимодействия уже качественно иные свойства.

В разведочной геофизике для оценки состава пород по их взаимодействию с радиоактивным излучением используются преимущественно два вида частиц: нейтроны и гамма-кванты. Это связано с повышенной способностью данных незаряженных частиц проникать в глубь породы, а также со сравнительно простым способом получения источников гамма- и нейтронного излучения. Свойства горных пород, связанные с их взаимодействием с нейтронами и гамма-квантами, будут предметом нашего дальнейшего изложения.

#### **7.3.1. Понятие сечения взаимодействия**

Нейтроны взаимодействуют с ядрами атомов горной породы, гамма-кванты — с ядрами, атомами и электронами. Взаимодействие носит статистический характер, т. е. на конкретном участке породы оно может произойти или не произойти, проявиться в том или ином качестве. Важно оценить степень возможности каждого вида взаимодействия, влияния на неё состава породы и свойств частиц.

Пусть на плоскую поверхность породы падает параллельный пучок частиц, поток которых обозначим  $N_0$  (рис. 7.14). Частицы, проходя через горную породу, могут с ней взаимодействовать: изменить свое направление движения (рассеяться) или поглотиться. Поток частиц, не взаимодействовавших с горной породой на расстоянии  $x$  от её поверхности,

обозначим  $N$ , а число взаимодействующих частиц на следующем малом отрезке  $dx$  —  $dN$ . Тогда очевидно соотношение

$$dN = -\mu \cdot N \cdot dx, \quad (7.4)$$

где  $\mu$  имеет смысл вероятности взаимодействия частицы с породой на единичном расстоянии. Поскольку в ходе взаимодействия теряется энергия частиц, т. е. происходит ослабле-

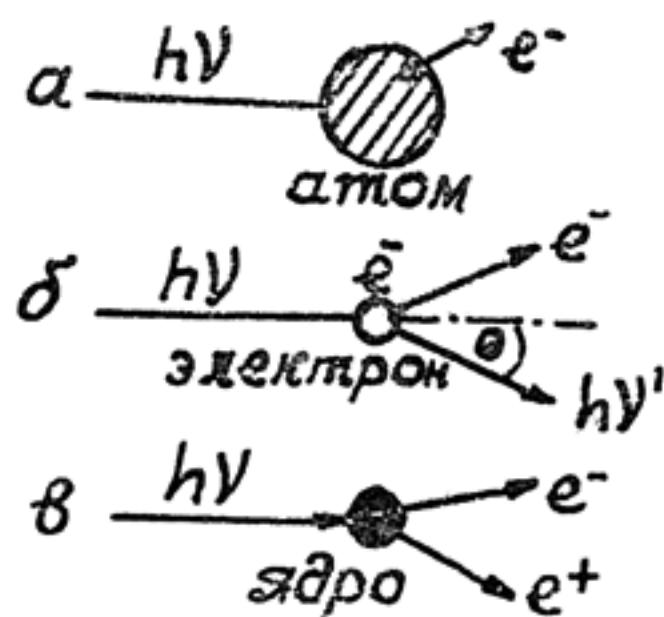
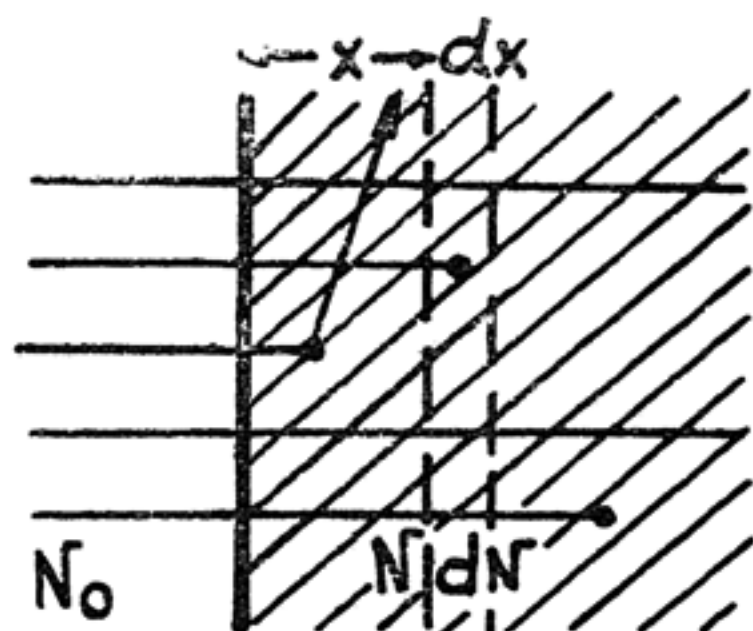


Рис. 7.14. К объяснению закона ослабления излучения

Рис. 7.15. Схемы процессов взаимодействия гамма-квантов с горной породой:

а — фотоэлектрическое поглощение; б — комптоновское рассеяние;  
в — ядерное поглощение

ние излучения,  $\mu$  называют линейным коэффициентом ослабления.

Интегрирование выражения (7.4) приводит к закону ослабления излучения в породе

$$N = N_0 \cdot e^{-\mu \cdot x}. \quad (7.5)$$

Коэффициент ослабления зависит от свойств (энергии) излучения, от свойств атомов в горной породе, а также от количества последних в единице объема породы. Удобно использовать в качестве параметра величину, зависящую от меньшего числа переменных. Таким параметром является сечение взаимодействия  $\delta$ , связанное с  $\mu$  простым соотношением:

$$\delta = \mu / n, \quad (7.6)$$

где  $n$  — число атомов (ядер) в единице объема породы. Если взаимодействие происходит с электронами, то справедливо выражение

$$\delta = \mu / (n \cdot z), \quad (7.7)$$



где  $z$  — порядковый номер элемента, равный числу электронов в атоме.

Сечение взаимодействия имеет смысл вероятности взаимодействия нейтрона (гамма-кванта) с атомом (ядром, электроном), находящимся в единичном объеме. Оно имеет размерность площади и может быть представлено как часть единичной поверхности, которая оказывается «непроходимой» для частицы. Порядок сечения взаимодействия составляют  $10^{-28}$  м<sup>2</sup>. Эта величина принята в качестве внесистемной единицы измерения сечений взаимодействия и называется барном.

Количество атомов (ядер) в единице объема породы связано с её плотностью ( $\sigma$ ):

$$n = \frac{\sigma}{A} \cdot L, \quad (7.8)$$

где  $A$  — атомный вес элементов;  $L$  — число Авогадро. Соответственно число электронов в единичном объеме равно

$$n \cdot z = \sigma \cdot \frac{z}{A} \cdot L. \quad (7.9)$$

Для многих элементов горных пород отношение порядкового номера к атомному весу постоянно и равно 0,5 или мало отличается от этого значения. Взять хотя бы наиболее распространенные элементы земной коры — Si и O, для которых атомный вес ровно в два раза больше порядкового номера, т. е. количество протонов и нейтронов в ядре одинаково. Для тяжелых элементов это соотношение нарушается. Для характеристики взаимодействия с гамма-квантами электронов горной породы вводится понятие электронной плотности  $m_\gamma$ :

$$m_\gamma = 2 \cdot \frac{z}{A}. \quad (7.10)$$

Для большинства горных пород  $m_\gamma$  близка к единице (табл. 7.4).

Соотношения для коэффициентов ослабления с учетом (7.6) и (7.8) принимают вид:

— при взаимодействии с атомами и ядрами

$$\mu = \delta \cdot \frac{\sigma}{A} \cdot L;$$

— при взаимодействии с электронами

$$\mu = 0,5 \cdot \delta \cdot m_\gamma \cdot \sigma \cdot L. \quad (7.11)$$

Гамма-параметры горных пород и минералов [52]

Порода, минерал	$\bar{\sigma},$ г/см <sup>3</sup>	$m_{\gamma}$	$Z_{\text{эф}}$	$\mu, \text{см}^{-1}$ ( $E=0,5 \text{ МэВ}$ )
Галенит	7,5	0,895	77,62	0,577
Гематит	5,1	0,946	23,0	0,415
Магнетит	5,05	0,946	23,55	0,411
Пирит	5,05	0,967	21,6	0,419
Хромит	4,55	0,943	22,0	0,369
Барит	4,45	0,892	45,6	0,340
Халькопирит	4,2	0,955	24,6	0,345
Диабаз	3,0	0,989	15,92	0,260
Известняк	2,75	1,0	15,3	0,237
Гранит	2,75	0,987	13,64	0,236
Доломит	2,67	0,997	13,8	0,229
Мергель	2,4	0,997	14,74	0,206
Песчаник	2,3	1,02	12,39	0,198
Глина	2,1	1,00	13,07	0,181

Как видим, вероятность взаимодействия нейтронов и гамма-квантов с породой зависит от её плотности.

Поскольку в формулу коэффициента ослабления плотность входит линейно, то отношение  $\mu' = \mu/\sigma$  не зависит от плотности и называется массовым коэффициентом ослабления (рис. 7.16).

### 7.3.2. Процессы взаимодействия гамма-квантов с горными породами

Существуют три вида взаимодействия: поглощение гамма-кванта атомом или ядром и рассеяние гамма-кванта электронами (рис. 7.15). Какой из видов взаимодействия будет наиболее вероятен, зависит от энергии гамма-квантов и от свойств породы.

Фотоэлектрическое поглощение энергии гамма-кванта происходит на атомах горной породы. Энергия гамма-кванта расходуется на преодоление энергии связи

электрона на  $i$ -й оболочке и на сообщение электрону кинетической энергии

$$h \cdot \nu = E_i + E_{\text{кин}}^e. \quad (7.12)$$

Чтобы электрон не вылетал из атома со скоростью, близкой к предельной скорости света, энергия гамма-кванта должна быть соизмерима с энергией связи электрона в атоме. Процесс фотопоглощения характерен для гамма-квантов низкой энергии (рис. 7.16) и для атомов с большим порядковым

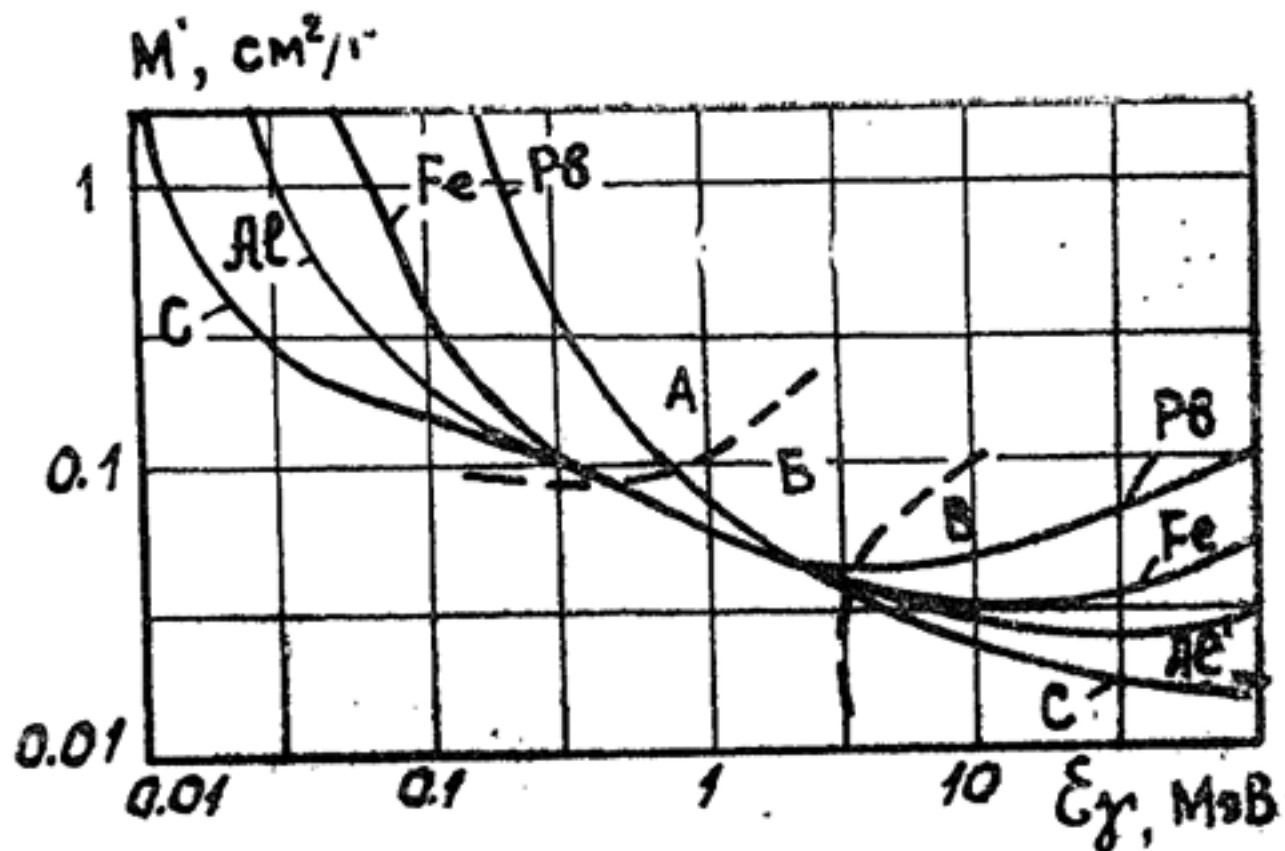


Рис. 7.16. Изменение массового коэффициента ослабления гамма-излучения в различных средах.

Области процессов: A — фотопоглощения; B — комptonовского рассеяния; B — ядерного поглощения

номером  $z$ , поскольку чем больше заряд ядра  $z$ , тем больше энергия связи электронов.  $E_i$  больше на внутренних оболочках, поэтому при фотопоглощении гамма-кванта электрон вырывается с внутренних  $K$ - или  $L$ -оболочек.

Сечение фотоэлектрического взаимодействия также зависит от  $z$  и  $h\nu$ :

$$\delta_{\text{ф}} \simeq a \cdot \left( \frac{1}{h\nu} \right)^{2,8} \cdot z^m, \quad (7.13)$$

где  $m=3-4,5$ ,  $a$  — коэффициент.

Формула (7.13) справедлива для моноэлементной породы. Реальные горные породы состоят из нескольких элементов с различными  $z$ . Для полиэлементной горной породы вводится понятие эффективного порядкового номера  $z_{\text{эф}}$ . Формула для  $z_{\text{эф}}$  получена из исходного предположения о равенстве эффекта фотопоглощения в породе с  $z_{\text{эф}}$  и в моноэлементной среде с порядковым номером  $z$ :



$$z_{\text{эф}} = \left( \frac{\sum_i p_i \cdot z_i^m / A_i}{\sum_i p_i \cdot z_i / A_i} \right)^{1/m-1}, \quad (7.14)$$

где  $p_i$  — относительная доля в горной породе  $i$ -го элемента с порядковым номером  $z_i$ ;  $m$  — показатель, принимающий значения в пределах 3—4,5. Из формулы видно, что  $z_{\text{эф}}$ , а значит, и вероятность фотоэлектрического поглощения сильно зависят от присутствия и содержания в породе тяжелых элементов, каковыми являются все рудные элементы. Например, порядковый номер у железа — 26, у свинца — 82, у ртути — 80, в то время как безрудная горная порода имеет  $z_{\text{эф}}$  порядка 12—14 (см. табл. 7.4).

Комптоновское рассеяние заключается во взаимодействии гамма-квантов с электронами горной породы. Этот вид взаимодействия возможен для гамма-квантов, энергия которых превышает энергию связи электрона в атоме, так что взаимодействие происходит со свободным электроном. Процесс более характерен для сред с низкими значениями  $z$  (рис. 7.16). Его можно рассматривать как столкновение двух шариков, исход которого зависит от их массы, с одной стороны, постоянной массы электрона, с другой — зависящей от энергии массы гамма-кванта:

$$m = h\nu/c^2. \quad (7.15)$$

В результате взаимодействия гамма-квант рассеивается — теряет часть энергии и изменяет направление движения. Энергия рассеянного гамма-кванта зависит от энергии падающего и от угла рассеивания  $\Theta$  (см. рис. 7.15):

$$h\nu' = f(h\nu, \Theta). \quad (7.16)$$

Наибольшие потери энергии происходят при рассеивании на большой угол; чем больше энергия гамма-кванта, тем большая её часть теряется при рассеянии.

Сечение комптоновского рассеяния сложным образом зависит от энергии гамма-излучения. Коэффициент ослабления гамма-излучения за счет комптоновского рассеяния зависит также от плотности породы и электронной плотности (см. табл. 7.4) и практически не зависит от вещественного состава породы, определяемого  $z$  (см. рис. 7.16).

Ядерное поглощение характерно для гамма-квантов с высокой энергией и сред с высокими  $z$  (см. рис. 7.16). Процесс заключается в исчезновении гамма-кванта вблизи ядра и образовании за счет его энергии двух частиц — элект-

рона и позитрона. Этот эффект имеет пороговое значение энергии, равное энергии покоя электрона и позитрона:  $2m_e \cdot c^2 = 1,02$  МэВ. Сечение ядерного поглощения пропорционально  $z^2$  и сложным образом зависит от энергии гамма-кванта: вначале  $\delta_\gamma$  примерно пропорционально  $(h\nu - 1,02)$ , а при больших значениях энергии зависимость близка к логарифмической [22].

В ходе всех трех процессов взаимодействия теряется энергия гамма-излучения. Полное сечение взаимодействия будет представлять сумму сечений всех трех взаимодействий, каждое из которых характерно для определенных энергий гамма-квантов (рис. 7.16): гамма-кванты низкой ( $< 0,5$  МэВ) и высокой ( $> 3$  МэВ) энергий горная порода преимущественно поглощает, причем тем интенсивнее, чем выше её эффективный порядковый номер, а гамма-кванты средних интервалов энергий — преимущественно рассеивает, и этот процесс не зависит от элементного состава породы, т. е. её  $Z_{эф}$ .

### 7.3.3. Гамма-параметры горных пород

Измеряя гамма-излучение, прошедшее через горную породу, можно определить её поглощающие и рассеивающие способности, приближенно оценить элементный состав и плотность породы. Для разделения влияния  $Z_{эф}$  и  $\sigma$  на распределение гамма-квантов используются различные интервалы энергии: для определения  $\sigma$  — область комптоновского рассеяния, для определения  $Z_{эф}$  — область фотоэлектрического поглощения (см. рис. 7.16).

Влияние элементного состава на распределение гамма-квантов сказывается интегрированно, через  $Z_{эф}$ . Безрудные горные породы характеризуются значениями  $Z_{эф}$ , близкими к порядковому номеру кремния — 14 (см. табл. 7.4). Несколько более высокими значениями отличаются породы повышенной основности (за счет железа) и известняки. Увеличение в породах содержания тяжелых элементов приводит к повышению их  $Z_{эф}$  (рис. 7.17) и способности к поглощению гамма-квантов. Так, по аномальному поглощению гамма-излучения могут быть обнаружены баритовые, хромитовые, галенитовые и другие руды тяжелых металлов. Из табл. 7.4 можно видеть более высокие значения  $Z_{эф}$  минералов этих металлов в сравнении с эффективными порядковыми номерами пород. Значения коэффициентов поглощения  $\mu$  показывают, что в этих минералах вероятность поглощения энергии гамма-излучения в среднем в два раза выше, чем в безрудных породах.

Породы, содержащие легкие компоненты (углерод, водород), отличаются пониженной способностью к поглощению гамма-излучения. Для углей характерна зависимость  $Z_{эф}$  от качества углей (см. табл. 7.5): наименьшие значения  $Z_{эф}$

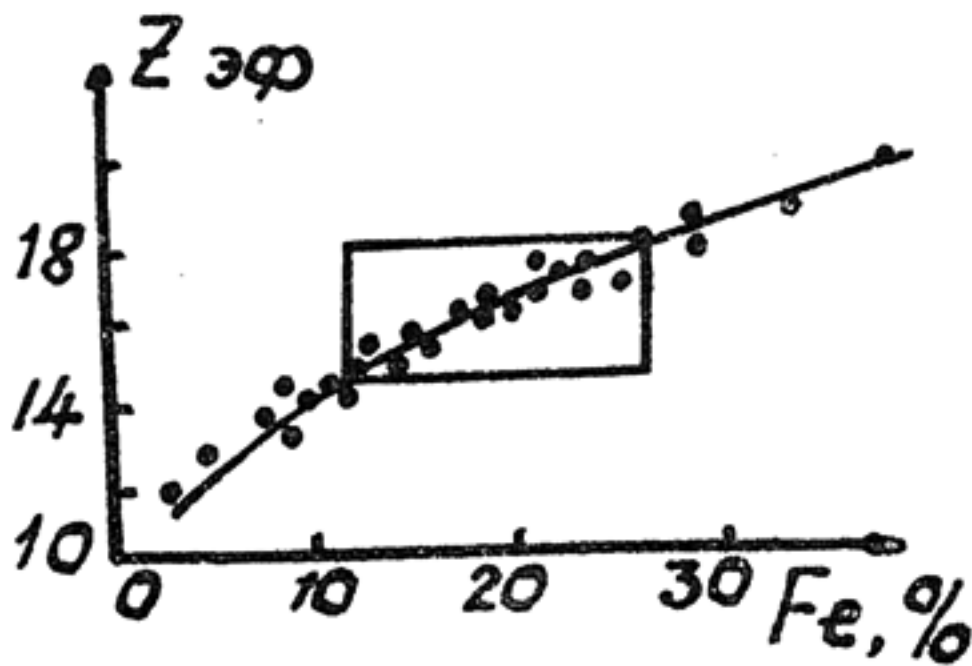


Рис. 7.17. Зависимость  $Z_{эф}$  бокситоносных отложений от содержания в них железа (по А. М. Блюменцеву и др., 1972). Оконтурена область, соответствующая бокситам

соответствуют высокоуглеродистым антрацитам с минимальной зольностью. По гамма-излучению можно не только выделять пласты углей среди вмещающих пород, но и оценивать их зольность.

Таблица 7.5

Гамма-параметры углей и горючих сланцев [52]

Порода	Содержание углерода, %	$Z_{эф}$	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>
Антрацит	92—97	6,4 —7,2	1,4 —1,7
Каменный уголь	75—93	6,5 —8,3	1,2 —1,4
Бурый уголь	67—78	6,8 —8,8	1,15—1,2
Горючие сланцы	56—82	6,8 —8,5	до 2,2
Сапропелит	70—80	6,45—8,1	1,2 —1,45

Показателем состава породы служит также спектр рассеянного гамма-излучения. Наличие в породе элементов с большим порядковым номером делает спектр рассеянного гамма-излучения более высокоэнергетичным (рис. 7.18), поскольку высокая поглощающая способность таких пород не позволяет гамма-квантам рассеяться до низких энергий. Последние преобладают в породах вообще и в особенности в породах с низким  $Z_{эф}$ .

Фотопоглощение гамма-квантов вызывает в породе вторичное рентгеновское излучение. Электрон выбивается гамма-квантом с внутренней электронной оболочки, которая не мо-



жет быть вакантной. Серии переходов электронов на более низкие уровни сопровождаются излучением рентгеновского спектра. Поскольку энергетические уровни электронов у каждого элемента строго индивидуальны, столь же индивидуален для элемента и спектр рентгеновского излучения. В целом в

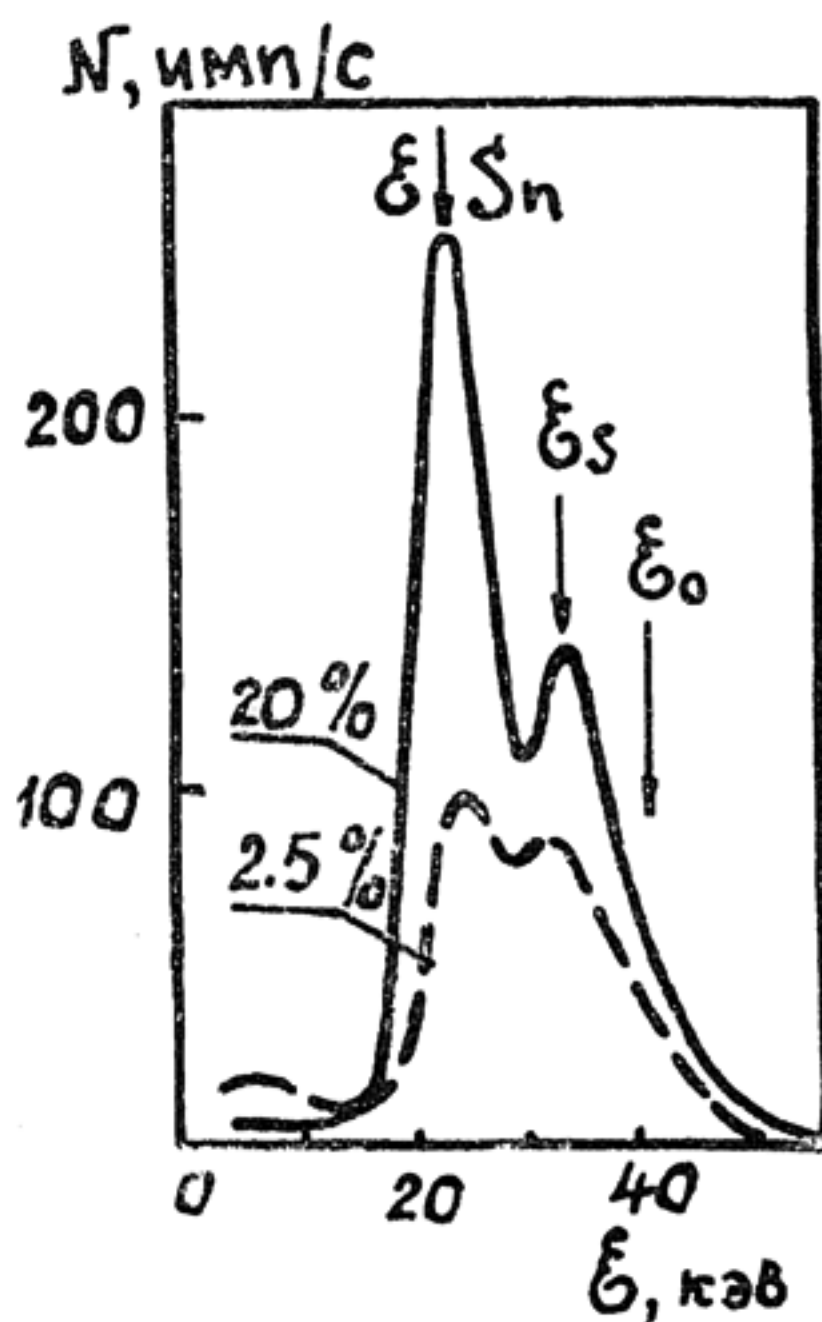
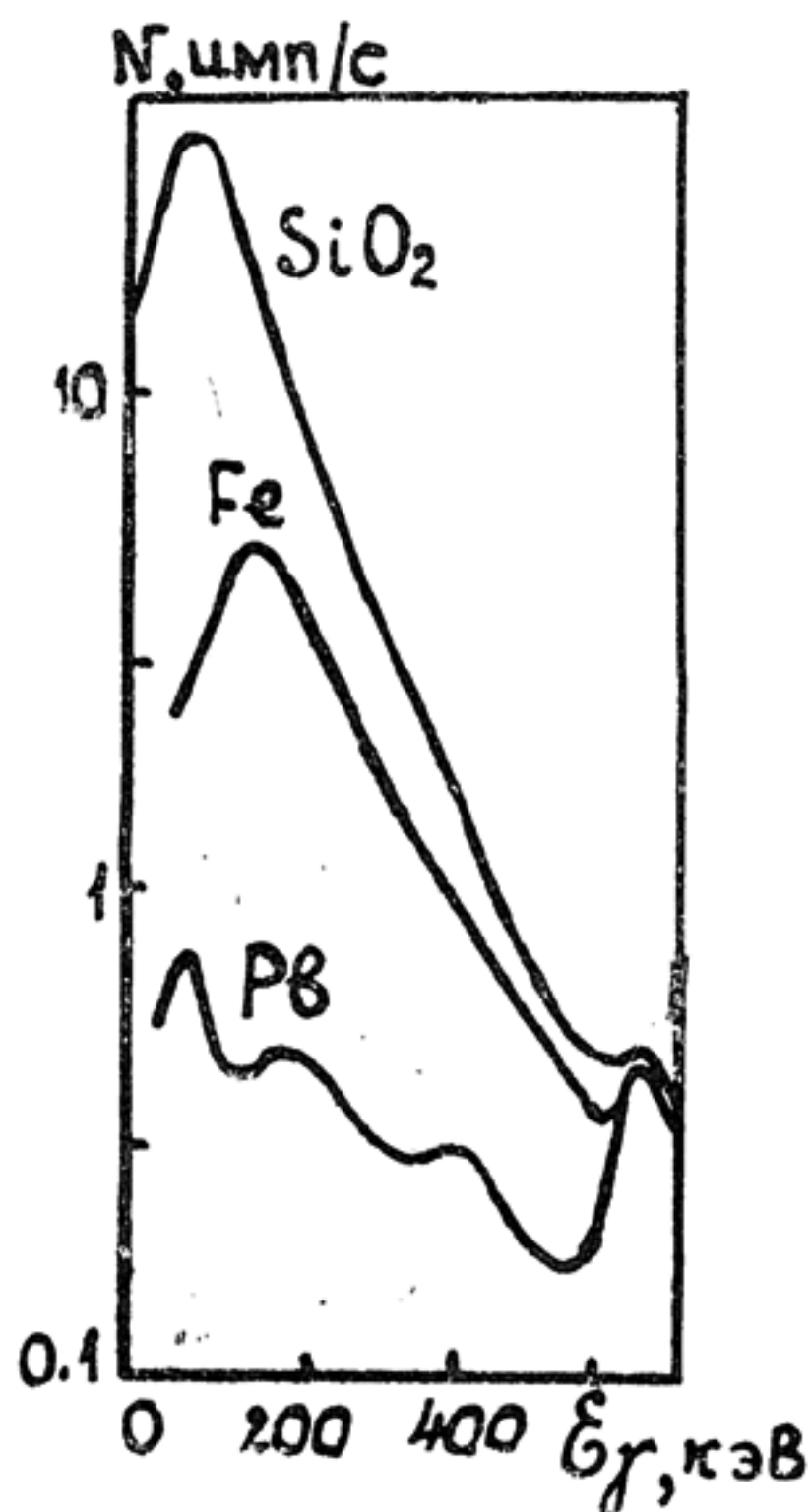


Рис. 7.18. Спектры рассеянного гамма-излучения сред с различным порядковым номером

Рис. 7.19. Спектры вторичного рентгеновского излучения породы, содержащей олово.

$E_0$  — энергия облучения;  $E_s$  — энергия рассеянных гамма-квантов;  $E(S_n)$  — пик рентгеновского излучения олова; 2,5- и 20-процентное содержание олова в породе

спектре породы преобладают энергии рентгеновского излучения тех элементов, которые отличаются повышенной способностью к фотопоглощению гамма-квантов, т. е. элементов с высокими порядковыми номерами, и которые в достаточном количестве содержатся в породе. Интенсивность рентгеновского излучения соответствующей химическому элементу энер-

гии зависит как от сечения фотоэлектрического поглощения этого элемента, так и от содержания его в породе (рис. 7.19).

Плотность как гамма-параметр горной породы проявляется во всем диапазоне энергий гамма-излучений, но в «чистом виде» влияние плотности можно выделить лишь в области комптоновского рассеяния (см. рис. 7.16). Распределение гамма-квантов, прошедших через горную породу, должно быть скорректировано с учетом ещё и электронной плотности  $m_e$ , которая для тяжелых сред отличается от единицы. В рудных минералах наблюдаются понижение электронной плотности (см. табл. 7.4) и относительный дефицит электронов, что понижает вероятность рассеивания гамма-квантов в этих средах [формула (7.11)]. Плотность горных пород была предметом рассмотрения в разд. 2. Отметим лишь, что всем вариациям плотности горных пород и руд подобно будут соответствовать вариации распределения в этих породах и рудах рассеянного гамма-излучения и что с помощью гамма-излучения можно оценить плотность в разрезах скважин, а значит, провести расчленение и корреляцию пород по плотности, выделить полезные ископаемые с аномальной плотностью.

Взаимодействие гамма-квантов с горными породами не ограничивается теми наиболее распространенными процессами, которые мы уже рассмотрели. Горные породы, содержащие тяжелый водород дейтерий, олово в форме касситерита, железо и бериллий, проявляют аномальные свойства поглощать гамма-излучение ядрами названных элементов. При этом поглощение происходит резонансно, только гамма-квантов определенной энергии.

Ядерное гамма-резонансное поглощение характерно для железо- и оловосодержащих пород. Оно заключается в аномальной способности ядер изотопов  $^{119}\text{Sn}$  и  $^{57}\text{Fe}$  этих элементов поглощать гамма-кванты энергий соответственно 23,8 и 14 кэВ, поскольку именно эти энергии необходимы ядрам для перехода их в возбужденное состояние. По этому аномальному поглощению гамма-излучения Sn и Fe могут быть обнаружены в породах. В принципе такое резонансное поглощение характерно для всех элементов, но для его протекания необходимо охлаждение минералов до температуры жидкого азота, чтобы при поглощении гамма-кванта импульс движения передавался не отдельному ядру, а кристаллу в целом [22]. Особенность ядер олова (в касситерите) и железа заключается в том, что для некоторых из них пог-

лощение без потерь энергии на отдачу возможно и при обычных температурах.

Аномальные свойства бериллия и дейтерия связаны с неоптимальным устройством их ядер, проявляющимся в низкой энергии связи нейтрона в ядре. Действительно, ядро бериллия состоит из 5 нейтронов и 4 протонов, в то время как устойчива комбинация с одинаковым числом протонов и нейтронов, соответствующая двум ядрам гелия ( $\alpha$ -частицам); дейтерий содержит лишний нейтрон в сравнении с устойчивым изотопом водорода. Для бериллия энергия связи нейтрона в ядре составляет 1,67 МэВ, у дейтерия — 2,23 МэВ, в то время как у остальных элементов она очень высокая и часто превышает 10 МэВ.

Энергия связи нейтрона в ядре является пороговой для протекания гамма-нейтронной реакции, заключающейся в поглощении энергии гамма-кванта ядром и испускании им нейтрона. Поскольку изотопные источники гамма-излучения, используемые в полевой ядерной геофизике, имеют энергии в основном до 3 МэВ, то при облучении горных пород гамма-квантами таких энергий возможно их гамма-нейтронное взаимодействие только на ядрах бериллия или дейтерия. Вторичная нейтронная активность является исключительным свойством бериллий- или дейтерийсодержащих пород.

#### 7.3.4. Нейтроны и процессы их взаимодействия с горными породами

Нейтроны не имеют заряда и поэтому не испытывают электрического воздействия электронов и ядер и проникают достаточно глубоко в породу. Их взаимодействие с горной породой зависит от энергии. Различают нейтроны: тепловые ( $E_n < 1$  эВ), промежуточные ( $1 \text{ эВ} < E_n < 0,1 \text{ МэВ}$ ) и быстрые ( $E_n > 0,1 \text{ МэВ}$ ). Такие названия для нейтронов с различной энергией обусловлены тем, что в отличие от гамма-квантов, движущихся всегда с постоянной скоростью, скорость движения нейтронов пропорциональна их энергии. Если в результате взаимодействия с породой энергия теряется, то нейтрон превращается в обычную частицу, не испытывающую теплового хаотичное движение. При комнатной температуре энергия теплового нейтрона равна приблизительно 0,025 эВ.

Нейтроны, как и гамма-кванты, испытывают в породе рассеяние и поглощение. Отличие заключается в том, что взаимодействует нейтрон исключительно с ядрами, при рассеянии нейтрон не только изменяет направление движения и теряет



свою энергию, но и замедляется, а при поглощении не исчезает, а входит в состав ядра, поэтому процесс поглощения ядром нейтрона ещё называют захватом.

Рассеяние нейтрона может быть упругим и неупругим. Упругое рассеяние аналогично столкновению двух идеально упругих шариков, при котором ядру передается часть энергии нейтрона.

Потеря энергии нейтрона (а значит, и его замедление) зависит от массы ядра  $M$  и угла рассеяния нейтрона  $\Theta$ . Характеризует её так называемый параметр замедления, равный логарифмической потере энергии на одно соударение. При изотропном рассеянии параметр замедления  $\xi$  имеет выражение

$$\xi = \ln E_0 - \ln E = 1 + \alpha \cdot \ln \alpha / (1 - \alpha), \quad (7.17)$$

где  $\alpha = (M - 1)^2 / (M + 1)^2$ ;  $E_0$ ,  $E$  — энергия нейтрона до соударения с ядром массы  $M$  и после соударения. Как видим из формулы (7.17), наибольшие потери энергии нейтронов происходят при соударении с легкими ядрами, а максимально возможная потеря — при взаимодействии нейтрона с ядром водорода, равным ему по массе. При лобовом соударении нейтрона с водородом возможна полная потеря его энергии. В то же время соответствующие значения для кислорода ( $M = 16$ ) и кремния ( $M = 28$ ) составляют 11 и 6%.

При неупругом рассеянии энергия нейтронов расходуется не только на придание кинетической энергии ядру, но и на его возбуждение, т. е. увеличение его внутренней энергии. Энергия возбужденного ядра в последующем высвобождается в виде гамма-квантов. Поскольку у каждого ядра энергии возбужденных уровней свои, то излучаемый возбужденными ядрами спектр гамма-излучения будет индивидуален для каждого вида ядер и может быть использован для определения элементов в горной породе. Неупругое рассеяние может произойти только с нейтронами, энергия которых превышает энергию первого возбужденного уровня ядра, которая изменяется от нескольких мегаэлектронвольт для легких ядер до 100 кэВ — для тяжелых. Поэтому неупругое рассеяние характерно для быстрых нейтронов и сред с тяжелыми ядрами.

Быстрые нейтроны в результате упругих и частично неупругих соударений замедляются и в области низких энергий могут поглотиться ядрами. В результате радиационного захвата тепловых нейтронов ядром возникает вторичное гамма-излучение. Сечение захвата, как и вообще сечение

Элементы горных пород —  
аномальные поглотители тепловых нейтронов

Элемент	Сечение захвата, барн	Содержание в земной коре, %
Gd	49000	$8 \cdot 10^{-4}$
Sm	5800	$8 \cdot 10^{-4}$
Eu	4600	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Cd	2450	$1,3 \cdot 10^{-5}$
B	754	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Hg	375	$8,3 \cdot 10^{-6}$
In	194	$2,5 \cdot 10^{-5}$
Hf	102	$10^{-4}$
Au	99	$4,3 \cdot 10^{-7}$
Re	88	$7 \cdot 10^{-8}$
Li	71	$3,2 \cdot 10^{-3}$
Ag	64	$7 \cdot 10^{-6}$
Co	37	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Cl	33	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Ta	21	$2,5 \cdot 10^{-4}$
W	19	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Mn	13	$10^{-1}$
Fe	3	4,65

взаимодействия, убывает с увеличением энергии нейтрона; в области промежуточных нейтронов  $\delta$  имеет резонансные пики (рис. 7.20). Сечение захвата зависит также от строения ядер элементов, от степени «недостаточности» в их составе нейтрона. Из рис. 7.20 видно, что кадмий отличается максимальным сечением захвата в сравнении с бором, индием, серебром и литием. Но все эти элементы аномально поглощают нейтроны, о чем говорят значения сечений захвата (рис. 7.20, табл. 7.6). Для сравнения типичные элементы горных пород O, Si, Al, Mg имеют соответственно сечения в барнах: 0,0002; 0,16; 0,241 и 0,063. Наибольшее сечение захвата 3 барна из породообразующих элементов имеет железо (см. табл. 7.6).

### 7.3.5. Нейтронные характеристики горных пород

В соответствии с двумя видами взаимодействий с нейтронами различают две группы нейтронных свойств пород: замедляющие и поглощающие.

Кроме названных параметров замедления и сечения рассеяния в качестве нейтронной характеристики используют так называемую длину замедления нейтронов  $L_s$ :

$$L_s = \sqrt{r^2/6}, \quad (7.18)$$

где  $r$  — среднее значение квадрата расстояния от начала движения в породе быстрого нейтрона до точки его замедления до тепловой энергии.

При постоянной начальной энергии быстрых нейтронов (для одного источника) длина замедления зависит только от

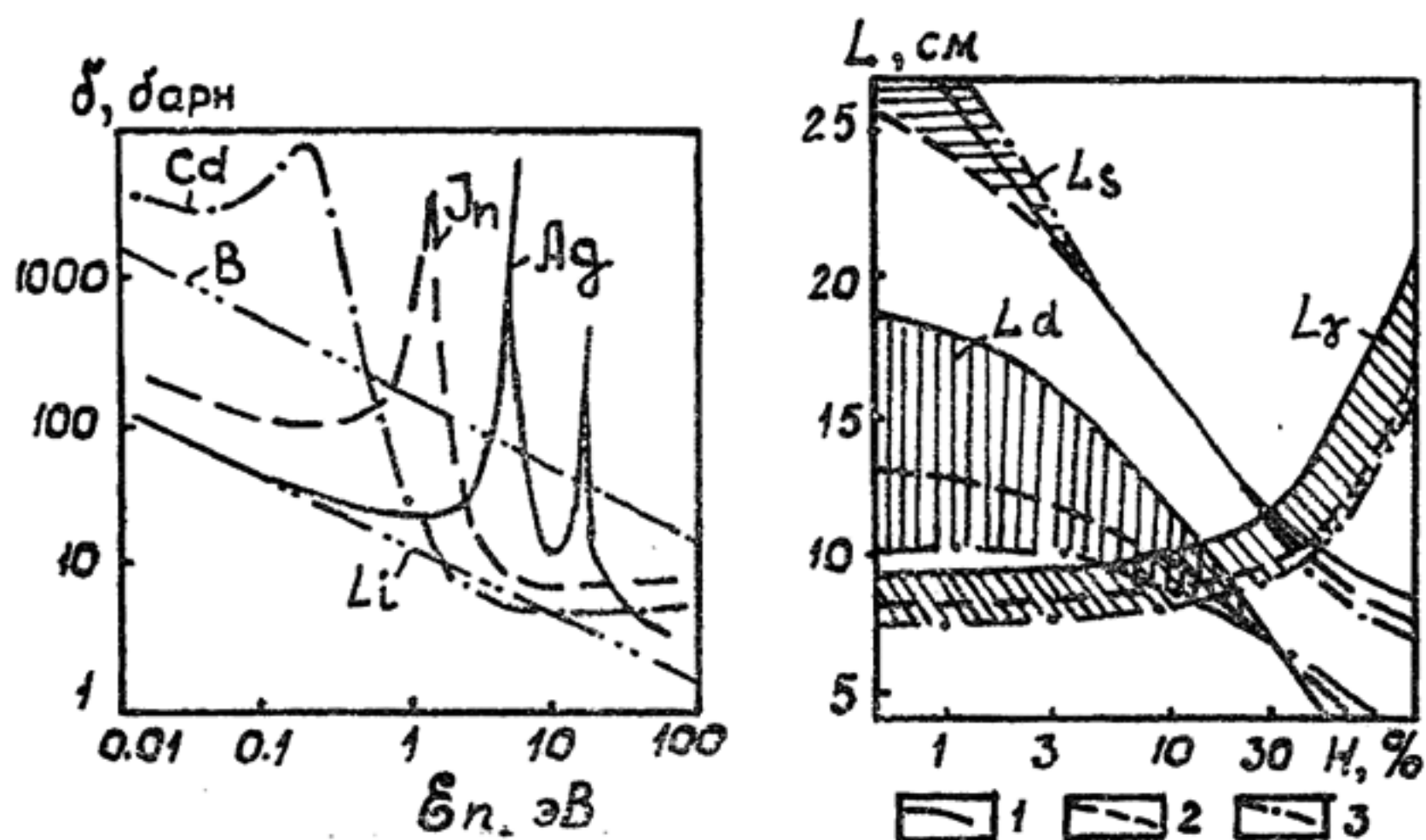


Рис. 7.20. Сечения взаимодействия нейтронов с ядрами элементов

Рис. 7.21. Зависимость нейтронных и гамма-параметров горных пород от содержания в них водорода:

1 — кварцевый песчаник; 2 — известняк; 3 — ангидрит;  $L_s$  — длина замедления нейтронов ( $E=1,46$  эВ);  $L_d$ ,  $L_g$  — длины диффузии тепловых нейтронов и гамма-квантов

замедляющих способностей породы. Последняя же определяется как возможностью рассеяния (сечением), так и потерей энергии нейтрона при столкновении. По последнему свойству элементы горных пород наиболее разнятся между собой, и



именно потерей энергий при столкновении элементов определяются аномальные или нормальные свойства пород.

Аномальным замедлителем в горных породах является водород. На нем теряется максимальное количество энергии нейтрона, он в сравнении с другими легкими элементами (Li, Be, C), обладающими также повышенными потерями, находится в достаточно больших количествах в минеральном скелете породы и в веществе, заполняющем поры. Низкие длины замедления ( $L_s < 15$  см) характерны для водородосодержащих минералов — силикатов, сульфатов, боратов (табл. 7.7,

Таблица 7.7

Сравнительные данные о нейтронных параметрах минералов различной степени аномальности [52]

Минералы	$L_s$ , см	$\tau$ , мкс	Аномальные элементы в минерале
Минералы с нормальными свойствами			
Альбит	28,1	680	—
Микроклин	33,2	305	—
Корунд	21,5	419	—
Аномально рассеивающие минералы			
Цоизит	9,9	333	H
Пеннин	8,7	363	H
Гипс	6,7	259	H
Аномально поглощающие минералы			
Галит	46,7	6	Cl
Борацит	15,2	0,19	B
Кобальтин	32,3	5	Co
Киноварь	67,8	0,6	Hg
Минералы с аномальными $L_s$ и $\tau$			
Ашарит	8,8	0,32	H, B
Гидроборацит	6,5	0,32	H, B

рис. 7.22). Увеличение в породах воды, газа или нефти приводит к существенному понижению длины замедления нейтронов. Из рис. 7.21 видно, что увеличение водородосодержания породы на 30% приводит к уменьшению  $L_s$  в 2,5 раза.

При этом минеральный состав осадочной породы мало сказывается на длине замедления. Наличие же в породах сульфидов и других минералов тяжелых металлов, на ядрах которых потеря энергии нейтронов практически не происходит, увеличит длину замедления породы (см. рис. 7.22).

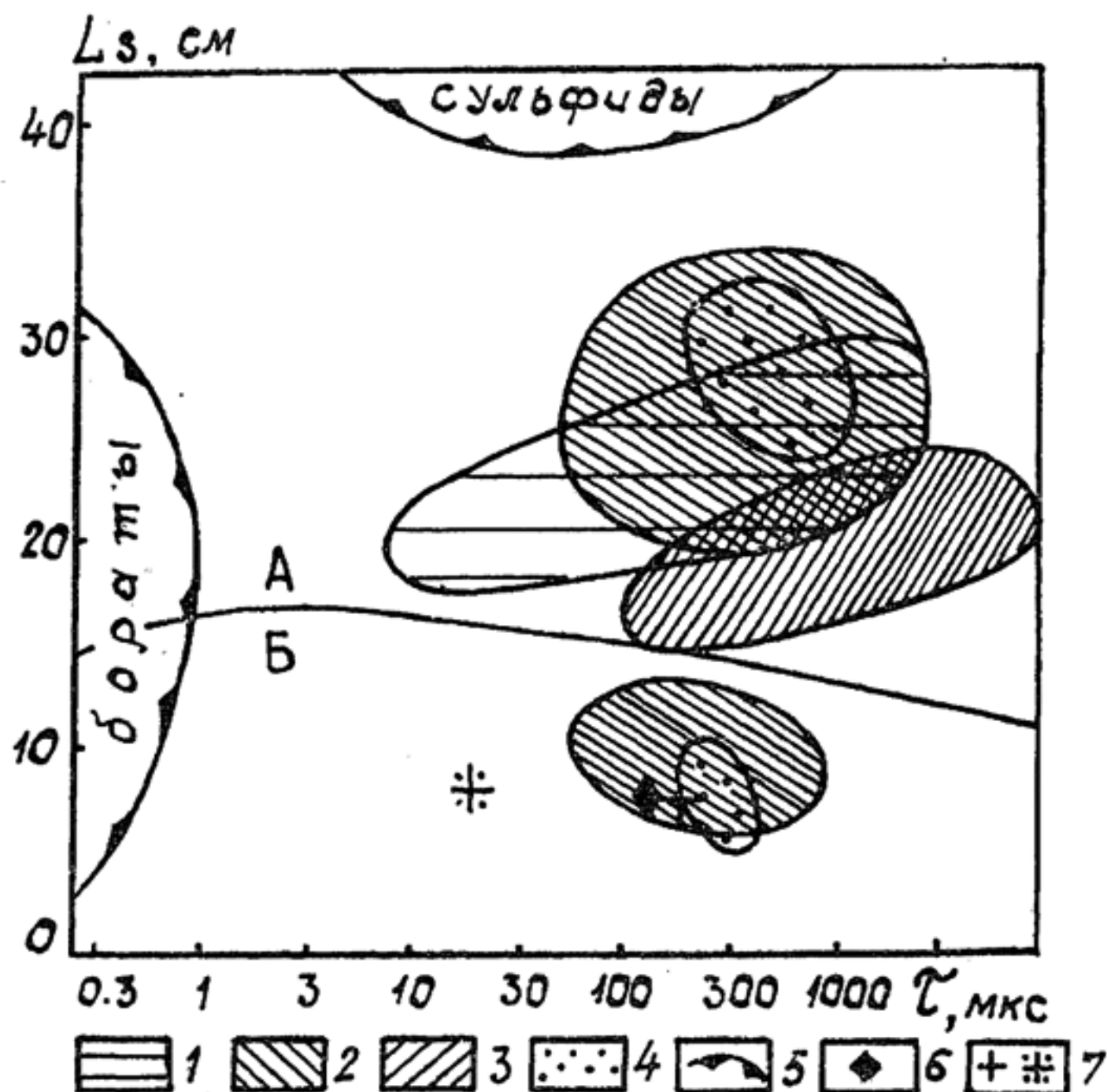


Рис. 7.22. Нейтронные параметры основных групп минералов: 1 — оксиды; 2 — силикаты; 3 — карбонаты; 4 — сульфиды; 5 — минералы с аномальными свойствами; 6 — нефть; 7 — вода (с точками — рассол). А — минералы, не содержащие водород; Б — водородосодержащие минералы

Поглощающие свойства горной породы принято характеризовать двумя параметрами:  $\tau$  и  $L_d$ . Среднее время жизни тепловых нейтронов  $\tau$  в среде определяется отрезком времени между моментом, когда быстрый нейтрон замедлился до теплового, и моментом поглощения теплового нейтрона ядром.  $\tau$  зависит от наличия и содержания в породе элементов — аномальных поглотителей нейтронов, каковыми являются практически все лантаниды, кадмий, бор, ртуть, литий, хлор и др. (см. табл. 7.6, 7.7). Минералы этих элементов (киноварь, борацит, галит и др.) отличаются малыми значениями  $\tau$ , меньше 1 мкс (см. табл. 7.7, рис. 7.22), в то время как

В нормальных минералах тепловой нейтрон может не поглощаться сотни микросекунд.

Малые времена жизни тепловых нейтронов определяют их малую плотность в горной породе. Измеряя последнюю, можно определить наличие и концентрацию в породе элементов, аномально поглощающих нейтроны.

Например, присутствие в непресной паровой воде хлора делает её более способной к поглощению тепловых нейтронов, чем нефть, что может быть использовано для разделения водородосодержащих сред.

Длина диффузии  $L_d$  теплового нейтрона, аналогично длине замедления, характеризует среднее квадратичное расстояние, которое проходит нейтрон от точки замедления до точки поглощения. На величину  $L_d$  влияют как рассеивающие, так и поглощающие свойства среды, что наглядно представлено на рис. 7.21. Длина диффузии в отличие от  $L_s$  зависит не только от водородосодержания породы, но и от содержания в ней элементов, ядра которых с разной вероятностью поглощают тепловые нейтроны. Более низкое значение  $L_d$  у известняка в сравнении с кварцевым песчаником обусловлено относительно хорошо поглощающим тепловые нейтроны кальцием [22].

На величину времени жизни тепловых нейтронов и на их распределение в породе наличие элементов — аномальных поглотителей нейтронов — сказывается интегрированно. Большой вклад в понижение  $\tau$  может внести элемент с более низким сечением захвата теплового нейтрона, но находящийся в породе в больших количествах, чем остальные. Более дифференцированную характеристику поглощающим элементам в породе дает спектр энергий гамма-излучения, испускаемого ядрами при захвате нейтронов (рис. 7.23). Конфигурация спектра, наличие в нем максимумов, соответствующих определенным энергиям, — все это индивидуально для каждого элемента и позволяет распознавать его в горной породе. Спектр захватного гамма-излучения породы есть отражение её состава, вызванное нейтронным облучением.

При захвате ядром теплового нейтрона вновь образованное ядро, изотоп элемента, может оказаться радиоактивным, т. е. с течением времени распадаться, чем себя и обнаружить. Наведенная активность характерна для горных пород, содержащих элементы, которые удовлетворяют следующим требованиям: а) они должны обладать ненизкими сечениями захвата, т. е. относительно хорошо поглощать нейтроны; б) образованный при поглощении нейтрона изотоп дол-



жен быть радиоактивным; в) изотоп должен обладать малым (секунды—часы) периодом полураспада, т. е. быть достаточно радиоактивным; г) содержание элемента в породе не очень низкое. Первое и два последних требования необходимы для создания заметной интенсивности наведенной активности, достаточной для измерения современной аппаратурой

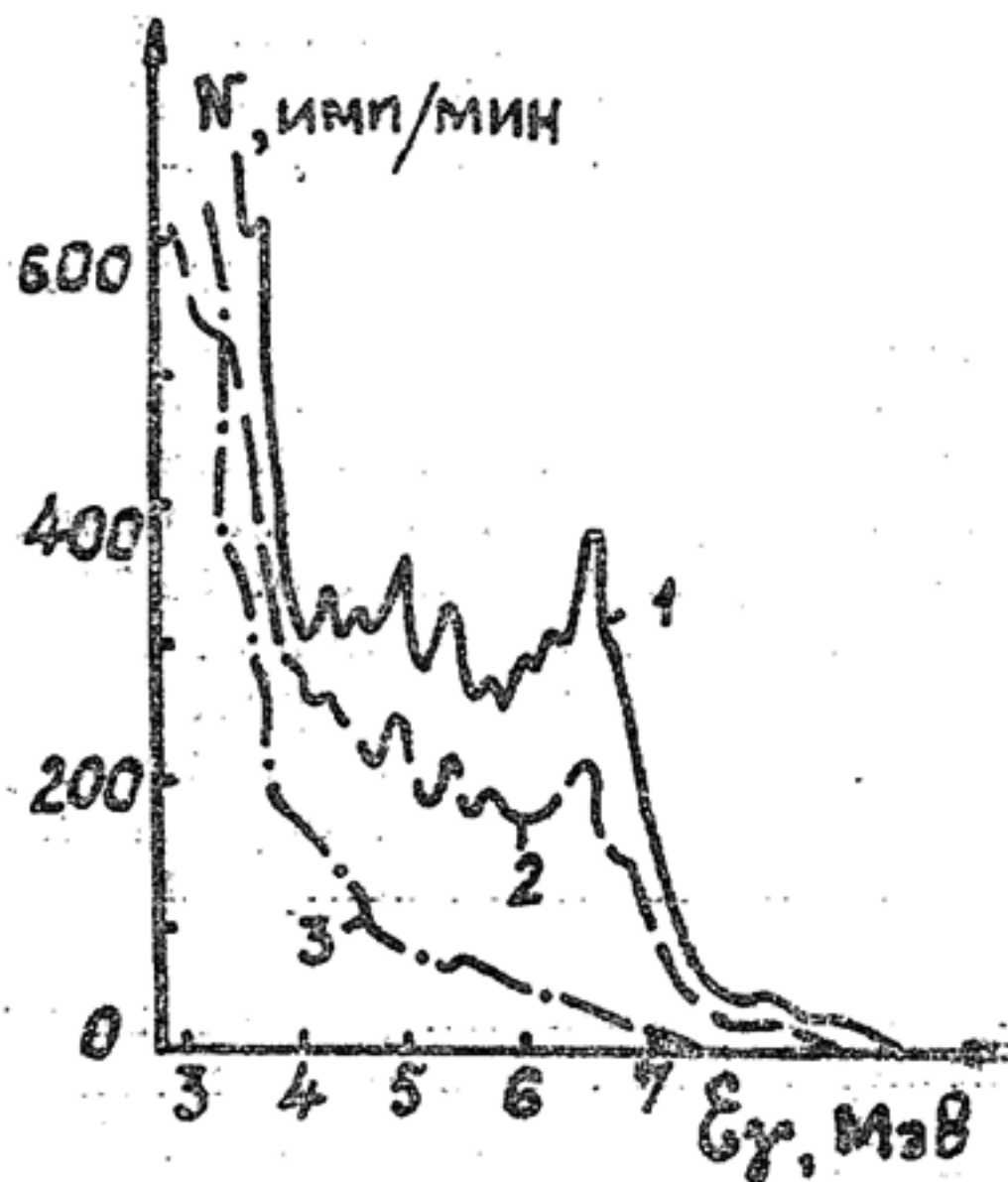


Рис. 7.23. Спектры захвачного гамма-излучения пород: 1 — Fe—100%; 2 — Fe—40%, песок — 60%; 3 — песок

в полевых и скважинных условиях. Такими элементами, определяющими наведенную активность пород, являются фтор, натрий, алюминий, хлор, калий, ванадий, железо, марганец, медь [38]. Эти элементы имеют разные периоды полураспада радиоактивных изотопов и разные энергии гамма-квантов, сопутствующих распаду, по чему они могут быть и идентифицированы.

## ВОПРОСЫ И УПРАЖНЕНИЯ

1. Во сколько раз содержание урана в Земле сейчас меньше, чем в момент её образования, если возраст Земли порядка  $(4,5—5) \cdot 10^9$  лет?

2. В отличие от других посторогенных гранитоидов региона породы массива характеризуются несколько пониженной радиоактивностью при аномально высоком отношении тория к урану. В апикальных частях этого массива зоны гидротермально-измененных пород и кварцевые жилы обогащены ура-

ном. В чем может состоять связь между названными фактами?

3. Какие из пород сеноманских отложений Амударьинского нефтегазоносного бассейна (рис. 7.7) практически неотличимы по содержанию в них урана и могут быть выделены среди остальных по содержанию любого радиоактивного элемента?

4. Песчано-глинистые породы характеризуются: повышенным содержанием  $U$  и  $Th$ , равномерным их распределением, корреляционной зависимостью между содержанием урана и дисперсностью осадочной породы, её обуглероженностью, содержанием в ней тория; относительно низким для подобных пород содержанием калия, отсутствием корреляционных взаимосвязей с другими радиоактивными элементами. Сделайте прогноз об условиях формирования осадков (глубоководных, переходных, прибрежно-морских).

5. Месторождения золота в районе пространственно приурочены к зонам метасоматически измененных пород: березитов и пропилитов. Не исключена ассоциация золота с более высокотемпературными фациями метасоматоза. Назовите радиогеохимический признак, по которому можно выделить перспективные на обнаружение золота участки.

6. Расположите элементы свинец, олово, ртуть и кремний в порядке возрастания их способности к поглощению гамма-излучения.

7. Определите, каким эффективным порядковым номером должны обладать оруденелый песчаник, содержащий 30% галенита. Значение  $t$  в формуле (7.14) примите равным 4. Для ответа на этот и следующие 5 вопросов используйте данные табл. 7.4.

8. Руды полиметаллического месторождения, имеющие на верхних горизонтах преимущественно галенитовый состав, на глубине становятся преимущественно халькопиритовыми. Как изменяется на глубину способность руды поглощать гамма-кванты? Рассеивать гамма-кванты?

9. Какой из названных в табл. 7.4 минералов характеризуется наибольшим дефицитом электронов?

10. Диабаз содержит примесь пирита. Порода облучается гамма-квантами энергии 0,5 МэВ. На расстоянии 1 см 26% гамма-квантов испытали взаимодействие с диабазом. Как изменится процент взаимодействий при прохождении гамма-квантов через включение пирита?

11. Может ли обуглероженный известняк иметь  $Z_{эф}$  больше 20 и меньше 6? Ответ обосновать.

12. Назовите несколько полезных ископаемых, отличающихся аномальными гамма-характеристиками.
13. Где на рис. 7.18 будет находиться спектр рассеянного излучения баритовой руды с  $z_{эф}=30$ : между спектрами Fe и  $SiO_2$  или Fe и Pb?
14. Горная порода содержит железо и марганец в количестве, равном среднему содержанию их в земной коре (табл. 7.6). Какой из элементов больше поглотит тепловых нейтронов?
15. Предложите практическое использование пиков сечения взаимодействия нейтронов с ядрами элементов (рис. 7.20).
16. Назовите минералы, в которых тепловой нейтрон не сможет просуществовать более 1 мкс.
17. Перечислите несколько элементов, содержание которых в горных породах можно определить, изучая их нейтронные характеристики.



## МЕТОДИКА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

---

### 8. ИЗМЕРЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Информацию о физических свойствах горных пород и полезных ископаемых получают разными способами. Главные из них следующие: лабораторные измерения на образцах, каротаж скважин, параметрические измерения на обнажениях в естественном залегании, интерпретация данных полевых геофизических методов. Каждый из этих подходов имеет свои достоинства и ограничения. Лабораторные измерения весьма точны, характеризуются высокой воспроизводимостью, но не всегда достаточно представительны из-за неоднородности массивов горных пород и ограниченного объема образцов. Каротажные исследования отличаются высокой производительностью, но в большинстве случаев опосредованы. При измерениях *in situ* сложно стандартизировать условия эксперимента и нельзя изучать площади, перекрытые наносами. Полевые геофизические съемки дают, как правило, грубый и слишком интегрированный результат.

Лабораторные исследования на образцах и каротажные измерения используют особенно широко. Они достаточно экспрессны, но их надежность во многом зависит от объема образцов, радиуса действия каротажных установок и других факторов. Поэтому вопросы теории петрофизического опробования приобретают важное значение.

#### 8.1. Основы теории петрофизических опробований

Существенным свойством реальных геологических тел является неоднородность их строения, которая в качественном отношении обычно отражается в описаниях структуры месторождений полезных ископаемых или в классификации пород и руд по их текстурно-структурным признакам. Качественные оценки влияния неоднородностей объекта на его свойства (петрофизические, геофизические и др.) субъективны, и их

реальный учет возможен только на основе построения математической модели геологического пространства, включающего в общем случае изучаемый объект и вмещающую его среду.

Реальные геологические объекты любого ранга всегда трехмерные, произвольно неоднородные и многопараметровые. Многообразие возможных реализаций строения минерального вещества, обладающего одной и той же текстурно-структурной характеристикой, практическая невозможность задания огромного числа параметров для описания положения, геометрии и физических свойств каждой неоднородности определяют целесообразность привлечения предложенных А. Ю. Давыденко так называемых стохастических (вероятностных) моделей для описания большинства сложных геологических ситуаций. Основное преимущество таких моделей — относительно небольшое число параметров, достаточных для характеристики особенностей неоднородных сред, под которыми далее в зависимости от конкретно решаемых задач будем понимать геологическое пространство, представляющее собой собственно изучаемый объект сложного строения, либо геологическую среду как таковую. Это свойство стохастических моделей принципиально, поскольку их параметры содержат вероятностную информацию о всех возможных состояниях моделируемого объекта. Рассматриваемые ниже модели, как и любые другие, в той или иной степени идеализируют реальные объекты, но даже ограниченное число предлагаемых стохастических моделей удовлетворительно аппроксимирует достаточно большое количество возможных природных ситуаций [6].

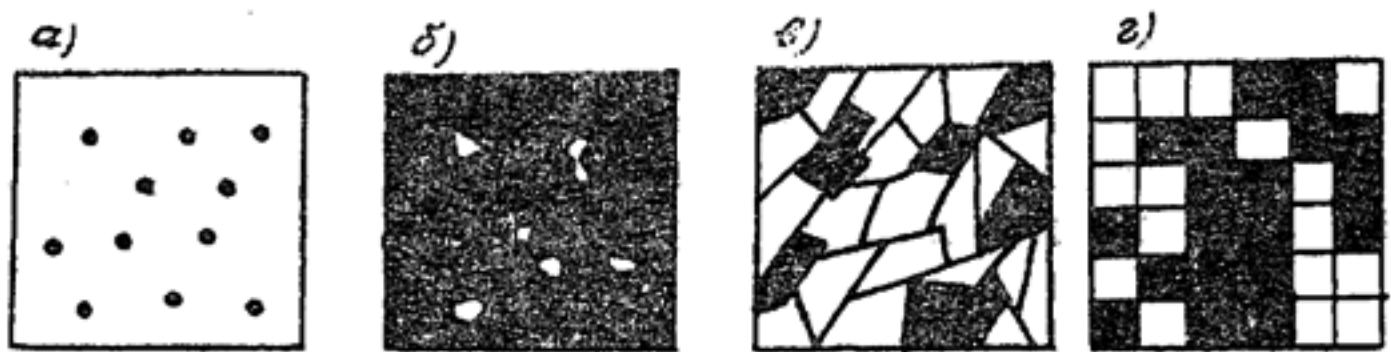


Рис. 8.1. Реализация двухкомпонентных случайных сред с неоднородностями малых (а и б) и конечных (в и г) размеров

Неоднородный геологический объект сложного строения можно аппроксимировать случайной средой, которая представлена неоднородностями малых (рис. 8.1, а, б) либо конечных (рис. 8.1, в, г) размеров.



В основу такого разделения положены соотношения между размерами самих неоднородностей и средним расстоянием между ними. Относительность понятий «однородность» и «неоднородность» позволяет в ряде случаев использовать однотипные описания для объектов, резко отличающихся по характеру своего строения. Например, если на рис. 8.1, а за неоднородности принять зачерненные участки, а на рис. 8.1, б — светлые, то для аппроксимации этих объектов целесообразно использовать однотипные модели с неоднородностями малых размеров.

Вероятностный характер рассматриваемых моделей определяется двумя главными факторами: случайностью расположения неоднородностей в объеме объекта и вариациями свойств самих неоднородностей (их размеров, физических или химических параметров). В дальнейшем для краткости эти неоднородности строения геологического тела будем называть соответственно «пространственным» и «амплитудным» факторами. Разделение моделей по размерам неоднородностей целесообразно именно с точки зрения количественного описания факторов неоднородности.

Модели сред (объектов) с неоднородностями малых размеров. Учитывая точечный характер и случайность расположения неоднородностей в пространстве, на плоскости или вдоль линии, можно предположить выполнение следующих условий, определяющих справедливость модели Пуассона [37]: 1) для двух любых непересекающихся областей число точек, попавших в одну область, не зависит от числа точек, попавших в другую область; 2) вероятность попадания более чем одной точки в бесконечно малую область — бесконечно малая величина высшего порядка по сравнению с размером этой области.

Дальнейшее уточнение моделей требует ввода параметров, определяющих вероятностные свойства самих неоднородностей, т. е. учет их амплитудного фактора, который для определенности дальнейшего изучения будем называть весом  $q$ , вкладывая в каждом конкретном случае в это понятие сущность интересующей нас характеристики. Например, под весом можно понимать какое-либо физическое свойство, плотность частиц или их магнитный момент и т. п. В общем случае вес частиц  $q$  является случайной величиной, распределенной по некоторому закону с плотностью вероятности  $f(q)$ . Для решения рассматриваемых ниже задач достаточно знание двух первых моментов распределения: математического ожидания  $\mu_q$  и стандартного отклонения  $\sigma_q$  веса частиц.



Таким образом, для описания стохастической модели с неоднородностями малых размеров необходимо задать функцию интенсивности  $\nu(\rho)$ , а также параметры  $\mu_q$  и  $\sigma_q$ .

Модели сред (объектов) с неоднородностями конечных размеров. Для описания петрофизических характеристик в этом случае наиболее приемлема модель ячеечного беспорядка. Она позволяет описывать двухкомпонентные среды с неоднородностями конечных размеров, что значительно упрощает и позволяет производить описание без привлечения корреляционных функций. Такая модель была предложена Изингом [9]. Она аппроксимирует среду совокупностью ячеек, каждая из которых может принимать два состояния, например «рудное» и «безрудное» (см. рис. 8.1, 2). Индикатором каждого из этих состояний является переменная, равная 1 для «рудного» состояния и  $-1$  для «безрудного». Тогда амплитуда поля в  $i$ -й ячейке модели может быть задана формулой Изинга

$$X_i = [(1 + K_i) \cdot X_1 + (1 - K_i) \cdot X_0] / 2, \quad (8.1)$$

где  $i = 1 \dots, n$ ,  $X_1$ ,  $X_0$  — значения моделируемой характеристики, соответствующие «рудному» и «безрудному» состояниям.

В общем случае амплитуды  $X_1$  и  $X_0$  являются случайными величинами, для которых как минимум должны быть определены математические ожидания  $\mu_{X_1}$ ,  $\mu_{X_0}$  и дисперсии  $\sigma_{X_1}^2$ ,  $\sigma_{X_0}^2$ . Фактор пространственной неоднородности такой модели полностью определяет функция распределения чисел  $K_i$  по ячейкам модели. Если через  $P_i$  обозначить вероятность появления индикатора  $K_i = 1$  — «рудное» состояние ячейки, то «безрудное» состояние характеризуется значением  $K_i = -1$  с вероятностью  $q = 1 - P_i$ . Задавая на ячейках модели закон изменения  $P_i$  в зависимости от индекса  $i$ , можно моделировать разнообразные ситуации.

Найдем вероятностные характеристики модели Изинга для случая, когда в каждой ячейке определяются две физические характеристики  $X$  и  $Y$ . В качестве ячеек можно представить, например, образцы пород из рудной зоны, на которых изучены два петрофизических параметра  $X$  и  $Y$ . Это могут быть удельное электрическое сопротивление и плотность или удельное электрическое сопротивление и магнитная восприимчивость и т. п. Если через  $X_0$  и  $Y_0$  обозначить физические характеристики «безрудных», а через  $X_1$  и  $Y_1$  — «рудных» ячеек, то модель (8.1) запишется в виде системы уравнений [1]:

$$X_i = [(1 + K_i) \cdot X_1 + (1 - K_i) \cdot X_0] / 2,$$

$$Y_i = [(1 + K_i) \cdot Y_1 + (1 - K_i) \cdot Y_0] / 2, \quad (8.2)$$

а математические ожидания

$$\begin{aligned} \mu_{X_i} &= P_i \mu_{X_1} + q_i \mu_{X_0}; \\ \mu_{Y_i} &= P_i \mu_{Y_1} + q_i \mu_{Y_0}. \end{aligned} \quad (8.3)$$

Дисперсии признаков могут быть найдены по формулам:

$$\begin{aligned} \sigma_{X_i}^2 &= \text{cov}(X_i, X_i) = P_i \sigma_{X_1}^2 + q_i \sigma_{X_0}^2 + P_i q_i (\mu_{X_1} - \mu_{X_0})^2, \\ \sigma_{Y_i}^2 &= \text{cov}(Y_i, Y_i) = P_i \sigma_{Y_1}^2 + q_i \sigma_{Y_0}^2 + P_i q_i (\mu_{Y_1} - \mu_{Y_0})^2. \end{aligned} \quad (8.4)$$

Основное значение приведенных формул заключается в возможности простых расчетов теоретических числовых характеристик случайных параметров двухкомпонентных петрофизических стохастических моделей.

Стохастические модели геологических сред не исчерпывают всех возможных пригодных ситуаций. Тем не менее в подавляющем большинстве случаев они позволяют достаточно корректно аппроксимировать реальные условия измерений физических свойств горных пород, обоснованно выбирать необходимый и достаточный объем единичной пробы, виды анализа и другие элементы методики петрофизического опробования. Рассмотрим некоторые примеры.

*Пример 1.* Допустим, что в результате эксперимента определяется среднее значение физического параметра, характеризующего некоторый объем  $V$ . При измерении петрофизических характеристик объем для каждой пробы либо образца различный, но имеет вполне определенное значение. Чаше объем пробы  $V$  является случайной величиной, для которой необходимо знать либо плотность вероятности, либо математические ожидания  $\mu_u$  и дисперсию  $\sigma_u^2$ . В большинстве ситуаций объем пробы целесообразно считать величиной неслучайной из-за несущественности вариаций объемов. Можно показать, что при  $\sigma_u < 0,3\mu_u$  приводимые ниже выражения, полученные в предположении неслучайности объема пробы, будут отличаться от истинных не более чем на 10%.

Для случайных сред с неоднородностями малых размеров под средним значением физического свойства будем понимать величину

$$C = \frac{1}{V} \sum_{i=1}^m q_i = \frac{1}{V} \sum_{i=1}^m \delta_i V_i, \quad (8.5)$$

где  $V$  — эффективный объем пробы;  $m$  — число частиц, попавших в данный объем  $V$ ;  $q_i$ ,  $\delta_i$ ,  $V_i$  — соответственно вес (мас-

са, магнитный момент, проводимость и т. п.), удельный вес (плотность, намагниченность, удельное электрическое сопротивление и т. п.) и объем  $i$ -й частицы. Корректное использование пуассоновской модели возможно при выполнении условия:  $V_i \ll V$ . В дальнейшем предполагается, что  $\delta$  и  $V$  являются независимыми с числовыми характеристиками соответственно  $\mu_\delta$ ,  $\sigma_\delta$  и  $\mu_V$ ,  $\sigma_V$ .

В силу случайного характера переменных, входящих в (8.5), величина  $C$  также является случайной или, если рассматривать ее как функцию координат  $r = [x, y, z]$ , случайным процессом  $C(r)$ . Задача состоит в определении математического ожидания и корреляционной функции через известные параметры стохастической модели неоднородной среды.

Если среда аппроксимируется моделью ячеистого беспорядка, то для пробы, включающей  $m$  ячеек, среднее значение  $C$  анализируемого признака  $X$  будет

$$C = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m X_i, \quad (8.6)$$

где  $X_i$  — амплитуда признака в  $i$ -й ячейке, задаваемая моделью Изинга (8.1).

С учетом (8.3) математическое ожидание  $C$  можно записать в виде

$$\mu_c(m) = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \mu_{X_i} = P_m \mu_{X_1} + q_m \mu_{X_0}, \quad (8.7)$$

где  $P_m = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m P_i$ ,  $q_m = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m q_i$  — усредненные по объему

пробы вероятности «рудного» и «безрудного» состояний.

Корреляционную функцию  $K_C(m_1, m_2)$ , характеризующую зависимость между средними значениями признака в пробах из  $m_1$  и  $m_2$  ячеек (рис. 8.2), можно определить по формуле

$$\text{cov}(X, Y) = \sum_{i=1}^m \text{cov}(X_i, Y_i),$$

справедливой в силу независимости амплитуд  $X_i$  и  $X_j$ , при  $i \neq j$ . Действительно, так как ковариация  $\text{cov}(X_l, X_l) = \sigma_{X_l}^2$ , при  $l = 1 \dots m_{12}$ , где  $m_{12}$  — количество ячеек в области перекрытия проб (см. рис. 8.2), то

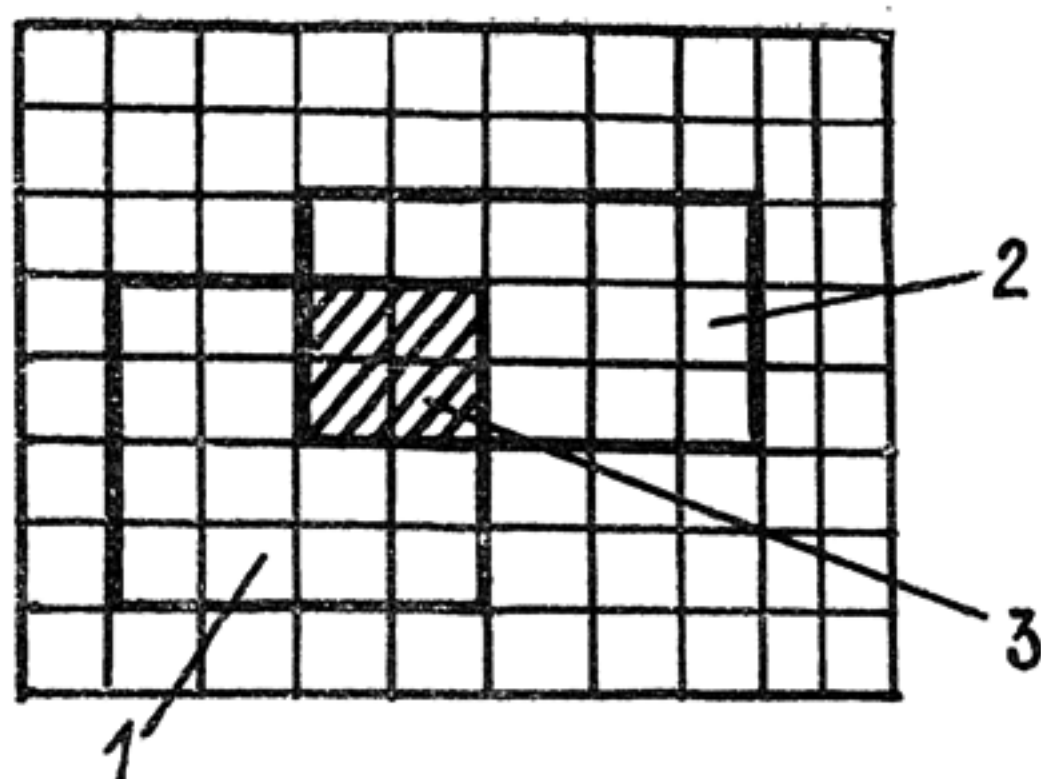
$$\begin{aligned} K_C(m_1, m_2) &= \text{cov}(C_1, C_2) = \\ &= \frac{1}{m} \text{cov}\left(\sum_{i=1}^{m_1} X_i, \sum_{i=1}^{m_2} X_i\right) = \frac{1}{m_1 \cdot m_2} \sum_{l=1}^{m_{12}} \sigma_{X_l}^2, \end{aligned} \quad (8.8)$$



где  $\sigma_{x_l}^2$  — дисперсия признака в  $l$ -й ячейке определяется по (8.4). Используя (8.8), получим дисперсию среднего значения признака

$$\sigma_{\bar{x}}^2(m) = K_C(m_1, m_2) = \frac{1}{m^2} \sum_{i=1}^m \sigma_{x_i}^2. \quad (8.9)$$

Рис. 8.2. Расположение проб: 1 и 2 — контуры проб, включающих соответственно  $m_1$  и  $m_2$  ячеек; 3 — область перекрытия объемов проб, включающая  $m_{12}$  ячеек



*Пример 2.* При решении интерпретационных геолого-геофизических задач петрофизической информации, полученной только по эталонным выборкам образцов, как правило, уже недостаточно. Для снижения неоднозначности, типичной для обратных задач геофизики, необходим максимально точный учет распределения физических свойств в пространстве изучаемого разреза. Результаты лабораторных определений физических свойств образцов в этом случае, как правило, недостаточно представительны. Они характеризуют отдельные одиночные точки изучаемого объема. Более полные петрофизические исследования ограничены, во-первых, экономическими соображениями и, во-вторых, наличием участков с низким выходом керна или вообще пройденных без его отбора. Существенным фактом, который следует учитывать, является влияние текстурно-структурных особенностей геологического разреза, определяющих обычное несоответствие физических свойств, измеренных на образцах и в естественном залегании. О степени влияния этих факторов можно судить по приведенному ниже примеру.

Допустим, что изучается плотность образцов керна, представленного породой сложной текстуры, причем распределение плотности прослоев в колонке керна имеет характер стационарного пуассоновского процесса (рис. 8.3) с математи-

ческим ожиданием  $\mu_\delta$  и экспоненциальной корреляционной функцией

$$K_\delta(\Delta X) = \sigma_\delta \cdot e^{-\alpha(\Delta X)}, \quad (8.10)$$

где  $\sigma_\delta$  — стандарт плотности;  $\alpha$  — частота смены состава пород (среднее количество прослоев на единицу длины керна).

Очевидно, что реальный образец обладает некоторой длиной  $L$  (см. рис. 8.3) и по нему определяется усредненное значение плотности  $\bar{\delta}$ , являющееся случайной величиной, так как

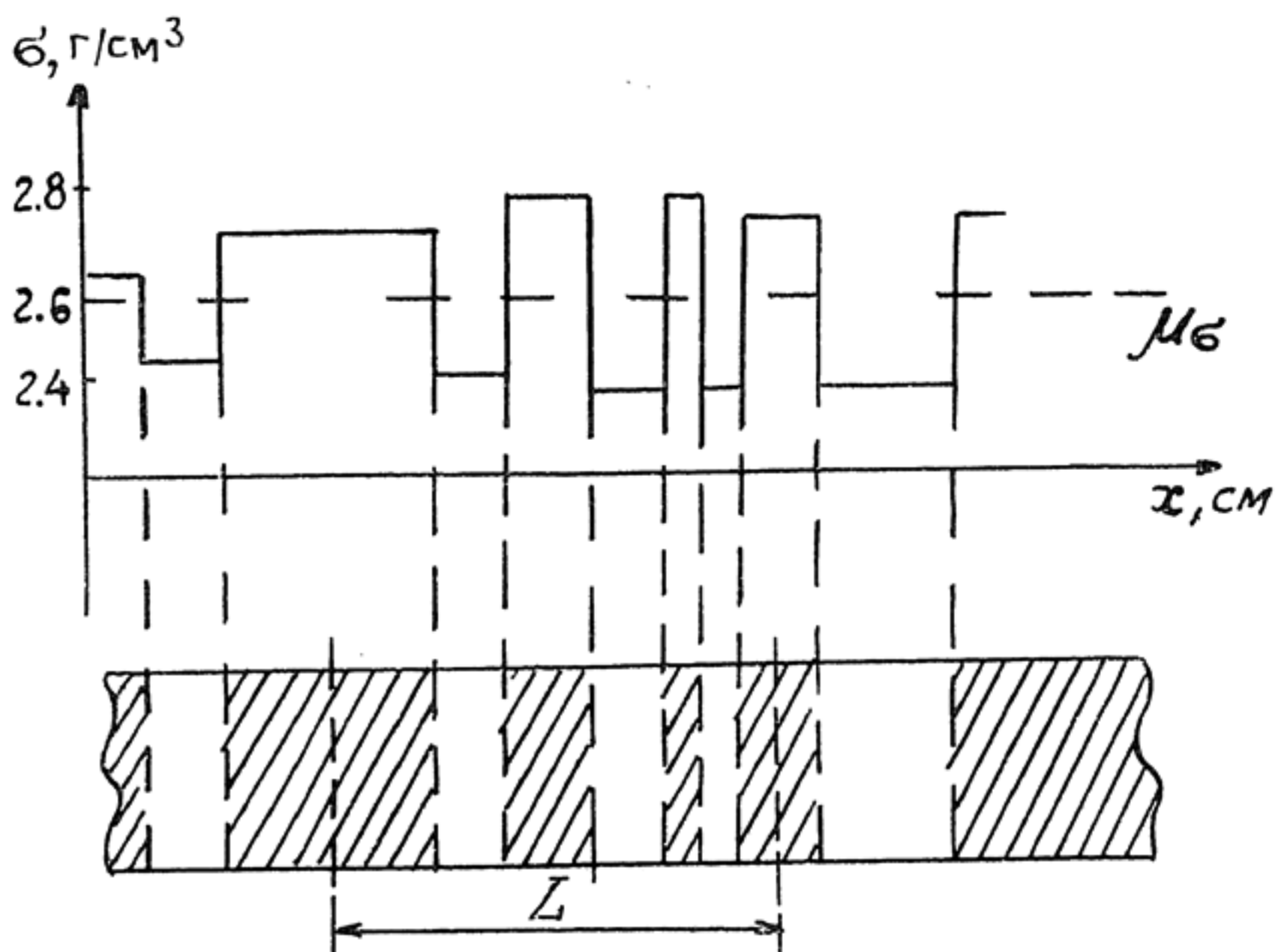


Рис. 8.3. Характер изменения плотности в кернах слоистой породы

образец этой же породы, но взятой в другом месте, будет иметь плотность, отличающуюся от плотности первого. Нетрудно показать [8], что для усредненной характеристики

$$\bar{\sigma} = \frac{1}{L} \int_0^L \sigma(X) dx \quad (8.11)$$

математическое ожидание

$$\mu_{\bar{\sigma}} = \mu_\delta, \quad (8.12)$$

а дисперсия

$$\sigma_{\bar{\delta}}^2 = \frac{2\sigma_{\delta}^2}{\alpha^2 \cdot L^2} (\alpha \cdot L - 1 + l^{-\alpha} L). \quad (8.13)$$

Из (8.10) — (8.13) следует, что в описание физических свойств пород многокомпонентного состава, помимо среднего значения и стандарта, необходимо также вводить параметры (для данной модели  $\alpha$ ), учитывающие особенности распределения физических свойств в объеме горных пород. Зависимость дисперсии интегральной характеристики от размера отбираемого образца (8.13) показывает, что в отличие от математического ожидания (8.12) оценка дисперсии является смещенной. Поэтому увеличение объема выборки улучшает оценку не истинной дисперсии плотности  $\sigma_{\delta}^2$ , а дисперсии усредненной характеристики  $\sigma_{\bar{\delta}}^2$ . Покажем это на простом примере.

Пусть истинное значение  $\sigma_{\delta}^2 = 0,2$  г/см<sup>3</sup>, а параметр  $\alpha = 50$  прослоев/м. Тогда, если значения плотностей  $\delta_1$  и  $\delta_2$  определялись по образцам длиной соответственно  $L = 0,02$  и  $0,1$  по (8.13), получим  $\sigma_{\bar{\delta}_1}^2 = 0,73 \sigma_{\delta}^2$  и  $\sigma_{\bar{\delta}_2}^2 = 0,32 \sigma_{\delta}^2$ . Можно показать, что для выражения (8.13)  $\lim \sigma_{\bar{\delta}}^2 = \sigma_{\delta}^2$ . Отсюда следует нетривиальный вывод, что для оценки истинной дисперсии физического свойства необходимо отбирать образцы возможно меньшего размера.

Из данного числового примера следует, что при  $\alpha \cdot L < 1$  дисперсия усредненной характеристики незначительно отличается от дисперсии истинной. Естественно, что размеры образцов должны выбираться с таким расчетом, чтобы они существенно превышали размеры неоднородностей более высокого порядка (например, минералов). Несмещенность оценки среднего значения из (8.12) позволяет утверждать, что надежность ее определения может быть повышена двумя способами: увеличением числа образцов либо их размеров.

*Пример 3.* Модель ячеистого беспорядка помогает оценивать представительность геологического и магнитного опробования железных руд.

Пусть для рудного тела неоднородного внутреннего строения распределение содержания железа  $C_{Fe}$  в ячейках аппроксимируется двухфазной моделью Изинга. Если проба захватывает  $m$  ячеек, то содержание железа в пробе

$$C_{Fe} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m C_i.$$



Учитывая принятую для модели Изинга независимость содержаний в различных ячейках, определим дисперсию содержания железа в пробе, связанную с неоднородностью опробуемого материала:

$$\sigma_{Fe}^2 = D \left[ \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m C_i \right] = \frac{1}{m} \sigma_C^2, \quad (8.13a)$$

где  $\sigma_C^2$  — дисперсия содержания железа в ячейке, определяемая выражением (8.4) и зависящая от параметров случайной среды.

На всех крупных окарново-магматических месторождениях ангаро-илимского типа (Тагарское, Рудногорское, Коршуновское и др.) 80% рудной массы представлено рудами брекчиевой и пятнистой текстур. Поэтому целесообразно ячейки модели выбирать в форме куба. Учитывая практически линейную зависимость содержания магнитного железа и магнитной восприимчивости, измеряемой при каротаже магнитной восприимчивости (КМВ), в дальнейшем вместо магнитной восприимчивости будем анализировать распределение содержаний железа в пробах керна и зоне исследования КМВ.

Для расчетов примем содержание железа в рудных и безрудных ячейках соответственно  $C_p = 55\%$  и  $C_\delta = 5\%$ , дисперсии этих же содержаний  $\sigma_p^2 = \sigma_\delta^2 = 0$ . Согласно выражениям (8.3) и (8.4) математическое ожидание и дисперсия содержания железа в ячейке

$$\begin{aligned} \mu_C &= P \cdot C_p + (1-P) \cdot C_\delta, \\ \sigma_C^2 &= P(1-P)(C_p - C_\delta)^2, \end{aligned} \quad (8.13b)$$

где  $P$  — коэффициент рудоносности, изменением которого от 0 до 1 можно моделировать средние содержания железа в руде  $\mu_{Fe} = \mu_C$  от 5 до 55%.

Рассмотрим представительность сравниваемых видов опробования для рудных интервалов, пройденных скважиной диаметром 92 мм с номинальным диаметром керна 70 мм. При расчетах учтем, что обычно на химический анализ отбирается половина распиленного вдоль длины оси керна, имеющая в данном случае площадь поперечного сечения  $S_k \approx 19 \text{ см}^2$ . Радиус исследования по КМВ примем равным 10 см, т. е. минимальным для однокатушечных зондов. За вычетом номинального сечения скважины площадь поперечного сечения цилиндрической зоны исследования по КМВ  $S_x \approx 250 \text{ см}^2$ . Примем длину интервала опробования керна  $L = 400 \text{ см}$ . По формулам (8.13a) и (8.13b) при различных

размерах ячеек рассматриваем дисперсии содержания железа в пробах керна и зоне исследования КМВ в зависимости от среднего содержания железа  $\mu\text{с}$ .

Результаты расчетов показывают значительно большую представительность магнитного опробования по сравнению с геологическим опробованием керна, особенно в интервале средних содержаний (20—40%). Еще более существенный выигрыш в представительности опробования должно давать использование двухкатушечных зондов КМВ, обладающих большими радиусами зоны исследования.

Вывод о более высокой надежности КМВ по сравнению с традиционным геологическим опробованием магнетитовых руд нетривиален. Еще в большей степени превосходят общепринятые виды химического анализа руд по чувствительности, точности, воспроизводимости и экспрессности ядерные и физические методы опробования, такие как рентгено-радиометрический, нейтронно-активационный, лазерный и др.

## **8.2. Лабораторные измерения**

### **8.2.1. Требования к коллекциям образцов пород и руд для петрофизических исследований**

Отбор образцов принято проводить по определенным правилам, с учетом следующих требований:

- образцы отбирают равномерно по изучаемому объекту как по площади, так и по глубине;
- в коллекции должны быть представлены все литологические разности, картируемые геологами на данной площади;
- для каждой литологической и петрографической разновидности следует отбирать не менее 20—30 образцов;
- все образцы должны иметь топографическую привязку мест отбора;
- образцы не должны иметь следов механических нарушений;
- размеры образцов должны быть не менее  $40 \times 60 \times 70$  (мм);
- при специальных исследованиях производят отбор ориентированных образцов;
- образцам присваивают определенные номера, под которыми они заносятся в каталог.

Отбор образцов предпочтительно производить по керну скважин, чем из разведочных канав. Это объясняется тем,

Форма журнала подготовки петрофизических данных

№ п/п	№ обр.	№ скв.	Глу- бина Н, м	Геоло- гичес- кий код	Физические свойства					
					$\sigma$	$\kappa$	$\rho$	$\eta$	$K_{по}$	$V_p$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Данные геофизических исследований скважин				Результаты минералогических исследований					Примечание	
КМВ	КС	ГК	КВ							
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	

Примечание. Символами обозначены:  $H$  — глубина отбора образцов;  $\delta$  — плотность;  $\kappa$  — магнитная восприимчивость;  $\rho$  — удельное электрическое сопротивление;  $\eta$  — коэффициент вызванной поляризации;  $K_{по}$  — коэффициент пористости открытой;  $V_p$  — скорость продольной ультразвуковой волны; КМВ — данные каротажа магнитной восприимчивости; КС — данные каротажа кажущегося удельного электрического сопротивления; ГК — данные гамма-каротажа; КВ — данные кавернометрии скважин.

что образцы керна более представительны, так как не подвергнуты процессам выветривания.

В ходе отбора образцов заполняют журнал, при этом следует придерживаться определенной формы, например табл. 8.1.

Кроме номера образца, номера скважины и глубины отбора, в каталоге дается краткое геологическое описание. На основе последнего образцу можно присваивать определенный цифровой геологический код, необходимость в котором возникает при обработке петрофизической информации на ЭВМ.

Минимальное количество образцов  $N$  при петрофизических исследованиях можно оценить следующим образом:  $N = m \times n$ , где  $m$  — количество визуально картируемых литологических разностей на данном объекте, а минимальное число образцов, отбираемых для каждой разновидности,  $n = 20—30$ . Этот объем образцов называют эталонной коллекцией изучаемого геологического объекта. При построении объемных или площадных петрофизических моделей данного объема информации



недостаточно и модель будет выглядеть весьма фрагментарно. В этом случае либо следует отбирать значительно большее количество каменного материала, либо применять приемы прогнозирования физических свойств.

### 8.2.2. Особенности лабораторных петрофизических измерений

Методика измерений физических свойств подробно описана в [9, 40]. В каждой петрофизической лаборатории существует определенная схема, регламентирующая последовательность измерения физических свойств. Как правило, в первую очередь образцы маркируются, проходят более тщательное геологическое описание. После этого на образцах изучают физические характеристики, которые не требуют специальной подготовки образцов к измерениям, такие как плотность, магнитная восприимчивость, естественная радиоактивность и др. Далее образцы готовят к измерениям, распиливают с целью придания им правильной геометрической формы, насыщают минерализованными растворами, сушат, а также проводят другие подготовительные процедуры. Остатки образцов после распиловки дробят для определения минералогической плотности, общей пористости и т. д.

Перечислим некоторые основные физические характеристики, изучение которых требует специальной подготовки образцов: удельное электрическое сопротивление, вызванная поляризация, скорость упругих колебаний, пористость общая и открытая, намагниченность и др.

Все подготовительные операции проводят с целью выполнения корректных измерений. Например, для измерения электрических характеристик, для обеспечения надежных электрических контактов и снижения переходных сопротивлений на границе электрод — образец образец должен иметь два плоскопараллельных среза, через которые осуществляется электрический контакт с образцом. Кроме того, наличие таких плоских поверхностей позволяет определить как площадь поперечного сечения образца, так и его длину. Эти параметры образца нужны для расчета удельного электрического сопротивления. Насыщение образцов различными минерализованными растворами необходимо с целью имитации природных условий. Но и выполнение этих условий еще не гарантирует качественных измерений. Например, процесс замачивания достаточно пористых образцов — длительная и трудоемкая процедура, при этом происходит защемление газов, что иска-

жает результаты измерений. Кроме того, при некоторых исследованиях необходимо, чтобы образец в момент измерения физических свойств подвергался всестороннему давлению и имел определенную отрицательную или положительную температуру.

### **8.3. Измерения в естественных условиях**

#### **8.3.1. Получение массовой петрофизической информации по данным ГИС**

Изучение петрофизических свойств горных пород и руд с целью получения их статистических оценок, а также установление различных зависимостей между физическими характеристиками и петрографическими особенностями пород в принципе возможно на выборках ограниченного объема (эталонные коллекции). В то же время для построения достаточно представительной петрофизической модели необходимо располагать информацией по всему объему изучаемого геологического объекта. Единственным реальным способом решения этой проблемы является прогнозирование петрофизических параметров по данным геофизических исследований скважин. Подобный способ получения петрофизической информации достаточно широко используется при работах на нефть и газ, но относительно мало распространен при изучении месторождений твердых полезных ископаемых.

Рассмотрим сущность предлагаемой методики прогнозирования физических свойств по данным геофизических исследований скважин (ГИС) на примере Октябрьского скарново-магнетитового месторождения.

Используя результаты геофизических исследований скважин для интервалов, соответствующих местам отборов образцов керна, с каротажных диаграмм были сняты значения магнитной восприимчивости  $\chi_{\text{кмв}}$ , кажущегося удельного электрического сопротивления  $\rho_{\text{к}}$ , интенсивности естественного гамма-излучения  $I$  и диаметра скважин  $d$ . В результате были сформированы две цифровые модели: первая характеризует точки опробования скважин результатами лабораторных измерений петрофизических свойств на образцах, а вторая — каротажными данными. Дальнейшая обработка проводится на ЭВМ с целью расчета различных статистических оценок, в частности уравнений множественной регрессии. В результате расчетов получаем: а) статистические оценки измеряемых в лабораторных условиях петрофизических свойств

Петрофизическая характеристика пород и руд  
Октябрьского скарново-магнетитового месторождения

Геоло- гичес- кий код	Породы и типы магнетитовых руд	Петрофизические параметры				
		$\bar{\delta} \pm S, 10^3 \text{ кг/м}^3$	$\tilde{\gamma} \cdot e^{\pm 1},$ $10^{-6} \text{ ед. СИ}$	$\tilde{\rho} \cdot e^{\pm 1},$ $\text{Ом} \cdot \text{м}$	$\tilde{K}_{\text{по}} \cdot e^{\pm 1},$ $\%$	$\bar{V}_p \pm S,$ $\text{м/с}$
1	Руда ( $\geq 45\%$ )	$4,05 \pm 0,25$	$2425000 \times 1,5$	$6,3 \times 2,2$	$4,8 \times 2,4$	$4900 \pm 1000$
2	Руда (25—45%)	$3,65 \pm 0,28$	$1709000 \times 1,7$	$14,0 \times 3,0$	$4,1 \times 3,9$	$4600 \pm 1000$
3	Руда (18—25%)	$3,25 \pm 0,25$	$1181000 \times 1,9$	$20,0 \times 2,3$	$5,5 \times 2,3$	$4500 \pm 900$
4	Интенсивно орудене- лый скарн (10— 18%)	$2,95 \pm 0,19$	$405500 \times 1,9$	$50,0 \times 5,0$	$5,7 \times 2,3$	$4550 \pm 1000$
5	Оруденелый скарн (5—10%)	$2,76 \pm 0,20$	$40200 \times 3,5$	$60,0 \times 3,5$	$4,0 \times 3,5$	$4500 \pm 1000$
6	Скарн (0—5%)	$2,45 \pm 0,29$	$3700 \times 8,7$	$55,0 \times 2,5$	$8,4 \times 1,8$	$4300 \pm 700$
7	Туфы, туффиты, ту- фобрекчи	$2,27 \pm 0,25$	$1630 \times 5,7$	$40,0 \times 1,4$	$12,0 \times 1,8$	$4150 \pm 1100$
8	Траппы	$2,84 \pm 0,19$	$27600 \times 3,3$	$1500,0 \times 1,4$	$2,1 \times 1,2$	$4800 \pm 400$
9	Вмещающие осадоч- ные породы	$2,36 \pm 0,18$	$126 \times 2,1$	$45,0 \times 2,5$	$10,8 \times 1,5$	$3900 \pm 600$

П р и м е ч а н и е. Обозначение символов см. в табл. 8.1. Объем выборки по каж-  
дой разновидности пород 30—50 образцов,  $S(e)$  — стандартное отклонение (безраз-  
мерный множитель в случае логарифмически нормального распределения); в скобках  
дано содержание железа  $\Gamma_{\text{сод}}$ .



(табл. 8.2); б) матрицу парных коэффициентов корреляции; в) коэффициенты уравнений регрессии для расчета значений прогнозируемых петрофизических параметров.

Высокие значения коэффициентов корреляции (от 0,6 до 0,9) указывают на наличие объективных предпосылок для прогнозирования петрофизических свойств разреза скважины по комплексным каротажным данным. Для того чтобы установить предельно возможную точность прогноза, вначале были рассчитаны уравнения множественной линейной регрессии плотности и магнитной восприимчивости на другие петрофизические характеристики по данным лабораторных измерений. В этом случае погрешности сведены к минимуму, поскольку все используемые значения физических свойств измерялись на одних и тех же образцах.

Следующим шагом при получении массовой петрофизической информации является проверка возможности прогнозирования физических свойств через данные геофизических исследований скважин. Этот вопрос заслуживает особого обсуждения в связи с влиянием неточности привязки опорных образцов к каротажным диаграммам, погрешностей регистрации физических полей в скважинах, искажающим влияние технического состояния скважин, и другими неучтенными геологическими помехами. Все эти искажения снижают точность прогнозирования петрофизических параметров по данным геофизических исследований скважин. Удостоверимся в этом на примере прогнозирования плотностных характеристик пород и руд Октябрьского месторождения. Рассчитанное уравнение множественной регрессии плотности по значениям гамма-каротажа (ГК), каротажа магнитной восприимчивости (КМВ) и электрического сопротивления (КС), диаметра скважины (КВ) имеет вид

$$\delta = 4,526 - 0,009 \cdot \text{ГК} - 0,002 \cdot \text{КВ} - 0,177 \cdot \ln \text{КМВ} - 0,072 \cdot \ln \text{КС}. \quad (8.14)$$

Использование уравнения (8.14) привело к следующим результатам: погрешность единичного предсказания возросла до 10%, а для среднего по интервалу длиной в 10 м (4—5 физических расчетных точек) — до 5%, корреляционная зависимость остается достаточно устойчивой, коэффициент корреляции между истинными и прогнозируемыми величинами плотности равен 0,85. Наибольший вес в последнем уравнении имеет магнитная восприимчивость по данным КМВ. Однако другие методы ГИС также вносят заметный вклад в повышение точности предсказания. В этом можно убедиться, сравнив

коэффициент корреляции между плотностью и КМВ, равный 0,80, и соответственно между истинным и предсказуемыми значениями плотности — 0,85. Таким образом, прогнозирование значений плотности только по данным каротажа КМВ, осуществляемое по уравнению

$$\delta = 3,842 + 0,186 \cdot \ln \cdot \text{КМВ}, \quad (8.15)$$

менее надежно, чем по комплексу каротажных данных в уравнении (8.14). Это подтверждает сравнение дисперсий по критерию Фишера, для истинных значений плотности и предсказуемых по уравнениям (8.14) и (8.15). Критерий Фишера в этом случае вычислялся по формуле

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2},$$

где  $S_1$  и  $S_2^2$  — дисперсии плотности относительно средних, соответственно по данным лабораторных измерений и данным, полученным в результате прогнозирования с использованием  $i$ -го уравнения. Так, для рассматриваемых уравнений (8.14) и (8.15) критерий Фишера соответственно равен  $F=1,50$  и  $F=1,64$ . Это свидетельствует о том, что распределение плотности, рассчитанное по комплексу каротажных данных, значительно ближе к таковому по прямым лабораторным определениям.

Уравнения множественной регрессии для прогнозирования других петрофизических параметров, а также содержание железа общего для условий Октябрьского скарново-магнетитового месторождения имеют следующий вид:

$$\ln \kappa = 0,437 + 0,025 \cdot \ln(\Gamma K) - 0,003 \cdot KB + 1,124 \ln(\text{КМВ}) - 0,06 \ln(\text{КС}); \quad (8.16)$$

$$\ln \rho = -11,1 - 0,049 \cdot \ln(\Gamma K) + 0,329 \cdot KB - 0,202 \cdot \ln(\text{КМВ}) + 0,12 \cdot \ln(\text{КС}); \quad (8.17)$$

$$\ln C_{\text{Fe}} = -0,837 - 1,19 \cdot \ln(\Gamma K) + 0,157 \cdot KB + 0,368 \cdot \ln(\text{КМВ}) - 0,24 \cdot \ln(\text{КС}). \quad (8.18)$$

Расчеты по уравнениям множественной регрессии плотности, выполненные при различных объемах выборок в условиях Октябрьского месторождения, позволяют судить, что с увеличением объема исходных данных точность прогноза монотонно возрастает и практически достигает стабильности при выборках, превышающих 200—250 образцов (рис. 8.4).

В дальнейшем уравнения типа (8.16) — (8.18) использовали для получения массовой петрофизической информации с

целью формирования петрофизических моделей исследуемых объектов. Для этого расчет массовой петрофизической информации проводили с шагом 1—2 м вдоль ствола скважин, что позволило сформировать банк петрофизических данных по месторождениям. Естественно, без привлечения каротажной информации эти модели выглядели бы весьма фрагментарно.

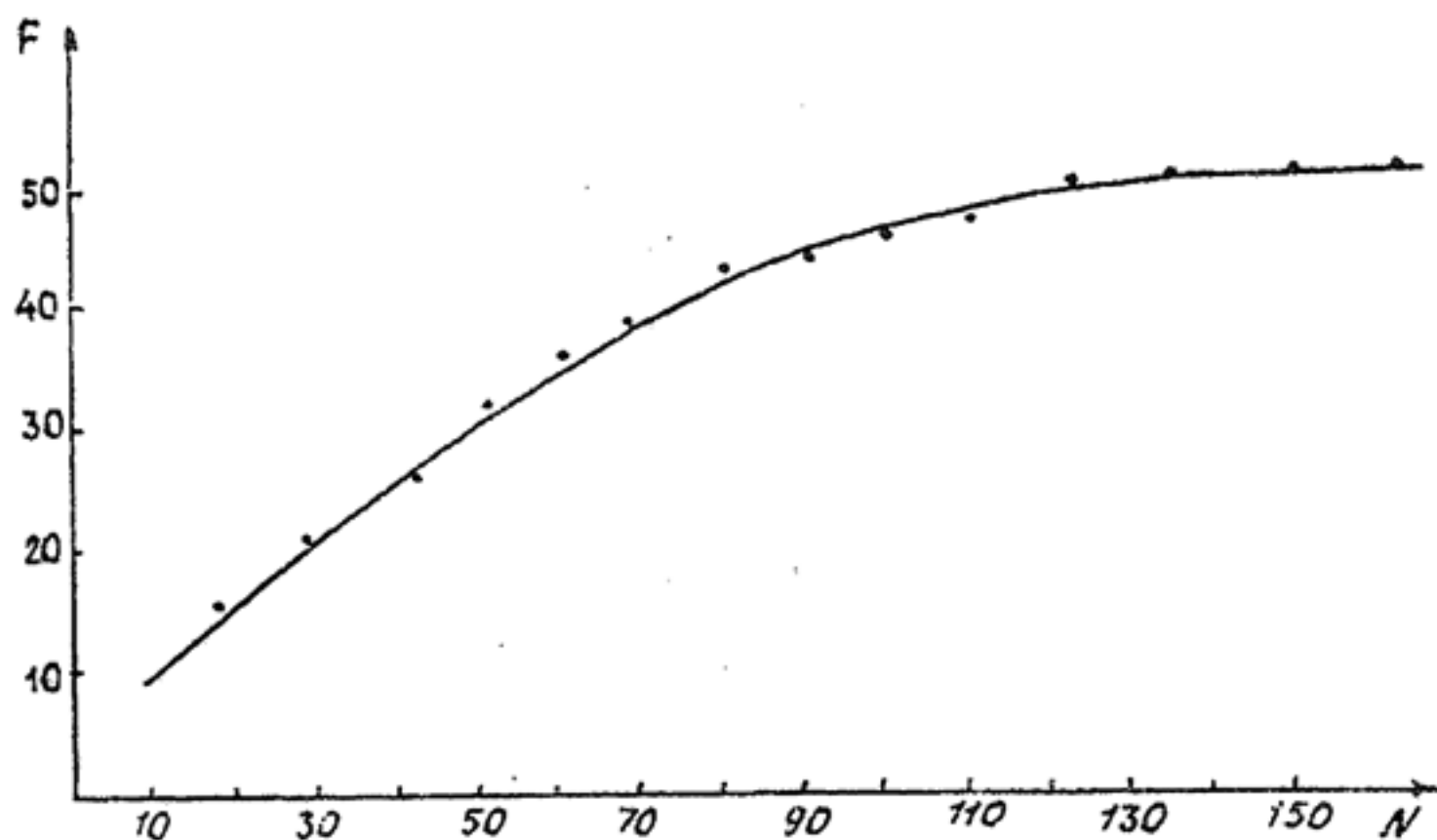


Рис. 8.4. Зависимость критерия Фишера ( $F$ ) от объема исходной выборки ( $N$ ) при расчетах коэффициентов уравнений множественной регрессии (на примере прогнозирования значений плотности)

### 8.3.2. Определение физических свойств в естественных условиях

Изучение физических свойств горных пород можно проводить не только в лаборатории на образцах, но и в естественных условиях залегания. Приемы изучения физических свойств в естественных условиях можно условно подразделить на два вида: измерения на поверхности геофизическими методами и каротажные измерения в скважинах. Эти методы позволяют получить физическую характеристику горных пород в естественных условиях залегания с присущей им трещиноватостью, водо-, газо- и нефтенасыщенностью, минерализацией пластовых и поровых вод. Соответствие между лабораторными, каротажными и полевыми геофизическими данными различно для разных физических свойств вследствие разного влияния трещиноватости и гидрохимии, а также степени разработанности специальных методик геофизических работ.

Наибольшая сходимость наблюдается для намагниченности и естественной радиоактивности, расхождение значений



которых, определенных по образцам, каротажу и расчетным путем по картам аномального магнитного поля, составляет 20%. В большинстве случаев возможно определение скорости распространения упругих волн по этим трем способам с погрешностью до 5—10%, однако в зонах трещиноватости расхождение между значениями  $V$ , полученными в лаборатории и по сейсмокаротажу, может достигать 50% и более.

Значения плотности пород, найденные по образцам, близки к данным плотностного гамма-гамма-каротажа. По картам локальных гравитационных аномалий можно установить относительную плотность массивов, в общем случае соответствующую плотностной характеристике пород, полученной по образцам.

Наибольшее расхождение значений, определенных в лабораторных и естественных условиях, достигающее нескольких порядков, типично для удельного электрического сопротивления. По образцам можно установить общую закономерность изменения удельного электрического сопротивления пород или полезных ископаемых, характер проводимости — ионный, электронный, полупроводниковый, влияние минерализации поровых вод и др. Наиболее точные данные об удельном электрическом сопротивлении пластов дает боковое электрическое зондирование (БЭЗ). Кажущееся электрическое сопротивление успешно устанавливается различными модификациями электрического каротажа и совместно с данными акустического и радиоактивного каротажа служит основой документации разрезов скважин и их корреляции.

Удельное электрическое сопротивление толщ можно получить по параметрическому вертикальному зондированию, выполненному около устья скважины, с известным геологическим разрезом, или по кривым ВЭЗ, типичным для мощных однородных разрезов. Сведения о кажущемся сопротивлении могут быть получены по данным электропрофилирования, выполненного на нескольких разносах питающих линий.

Для построения петрофизических карт используют расчетные значения намагниченности пород по картам  $\Delta T$  и естественной радиоактивности по материалам радиоактивной съемки. Как дополнительные сведения привлекают материалы разных каротажных методов. При построении петрофизических разрезов используют данные электрического, сейсмического, в том числе акустического, магнитного, плотностного и радиоактивного каротажа, и материалы геофизических съемок.

1. Перечислите четыре основных способа получения информации о физических свойствах горных пород и полезных ископаемых.
2. Что понимают под термином «стохастическая модель геологического объекта сложного строения»?
3. Что такое пространственный и амплитудный факторы неоднородности строения геологического тела?
4. Приведите примеры объектов (либо геологических сред) с неоднородностями малых и конечных размеров.
5. Перечислите и поясните требования, предъявляемые к коллекциям образцов пород и руд для петрофизических измерений.
6. Каким образом осуществляют подготовку геологических образцов к лабораторным петрофизическим исследованиям?
7. Каким образом получают сведения о плотности, магнитной восприимчивости, радиоактивности и других физических параметрах горных пород по данным геофизических исследований скважин (ГИС)?
8. Приведите примеры, когда сведения о физических свойствах горных массивов получают по данным полевых геофизических методов исследований.

## 9. СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

### 9.1. Статистическая обработка

#### 9.1.1. Задачи и способы статистической обработки

Результаты петрофизических исследований, как правило, подвергают статистической обработке. Например, статистические методы обработки используют для определения средних значений и дисперсии изучаемых параметров, коэффициентов корреляции между анализируемыми физическими и другими свойствами пород, уравнений множественной регрессии одних петрофизических параметров на другие.

Перечисленные статистические оценки (характеристики) позволяют решать задачи петрофизической классификации пород, устанавливать связи между различными физическими характеристиками пород и их составом, получать необходимые сведения для геологической интерпретации геофизических полей, а также выполнять анализ погрешностей измерений.

Исходной документацией для статистической обработки является каталог фактического материала, который включает результаты измерений физических свойств образцов, их макро- и микроскопическое описание, возраст и пространственное положение пород, а также данные ГИС или других геофизических методов.

Расчет средних и стандартных отклонений проводят следующим образом. На первом этапе строят вариационные кривые. С помощью вариационных кривых можно не только определить среднее (точнее, моду) и дисперсию, но также оценить однородность выборки (петрофизической группы), а также закон вероятностного распределения анализируемого петрофизического параметра.

Построение вариационных кривых производят для петрофизических групп пород (выборок, совокупностей), которые формируются по наиболее общим и устойчивым признакам — генетическому типу пород, составу, текстурно-структурным признакам и т. п.



Вариационный ряд распределения плотности пород  
(для  $\Delta X = 0,04$  г/см)

№ п/п	Интервал группирования, г/см	Частота $n$	Частость, %	Накоп- ленная частота	Накоп- ленная частость, %
1	2,50—2,54	2	7	2	7
2	2,54—2,58	7	25	9	32
3	2,58—2,62	12	43	21	75
4	2,62—2,66	6	21	27	96
5	2,66—2,70	1	4	28	100

Для выяснения характера распределения физического параметра используется вариационный ряд (табл. 9.1), в котором каждому значению параметра соответствует определенная частота попадания измеренной величины исследуемого физического параметра в некоторый заданный интервал.

При построении вариационного ряда в линейном масштабе начало любого  $K$ -го интервала можно рассчитать по формуле арифметической прогрессии  $X_{\min} + \Delta X \times K$ , где  $X_{\min}$  — минимальное значение параметра в исследуемой выборке;  $\Delta X$  — ширина интервала (шаг группирования). Величину  $\Delta X$  можно определить по формуле Стерджесса

$$\Delta X \geq \frac{X_{\max} - X_{\min}}{1 + 3,322 \cdot \lg N},$$

где  $X_{\max}$ ,  $X_{\min}$  — соответственно максимальное и минимальное значения параметра в выборке;  $N$  — количество измерений. Эта формула дает хорошие результаты и чаще используется при больших объемах выборки. При небольших значениях  $N$  количество интервалов группирования  $M$  выбирают в зависимости от объема выборки  $N$  (табл. 9.2).

Таблица 9.2

Количество интервалов группирования  $M$  при построении  
вариационных кривых для выборки объемом  $N < 200$   
(по В. М. Квятковскому)

Количество ин- тервалов группир- ования $M$	4	5	6	7	8	9
---	---	---	---	---	---	---

Количество об- разцов $N$	<30	31—45	46—60	61—84	85—100	101—120
------------------------------	-----	-------	-------	-------	--------	---------

Длину интервала группирования  $\Delta X$  в случае использования табл. 9.2, определяют по формуле

$$\Delta X = \frac{X_{\max} - X_{\min}}{M},$$

где  $M$  — количество интервалов группирования.

Рассчитанное значение  $\Delta X$  должно быть не менее двойной ошибки измерений, то есть  $\Delta X \geq 2\sigma$ .

По результатам составления вариационного ряда строят гистограмму или вариационную кривую распределения параметра. Гистограмма — это ступенчатая кривая, состоящая из прямоугольников, ограниченных по оси абсцисс интервальными значениями параметра и имеющая ординаты, равные значениям относительной частоты в процентах —  $\frac{\Delta n}{N} \cdot 100\%$  (рис. 9.1). Вариационная кривая — плавная кривая, соединяющая средние точки ступеней гистограммы.

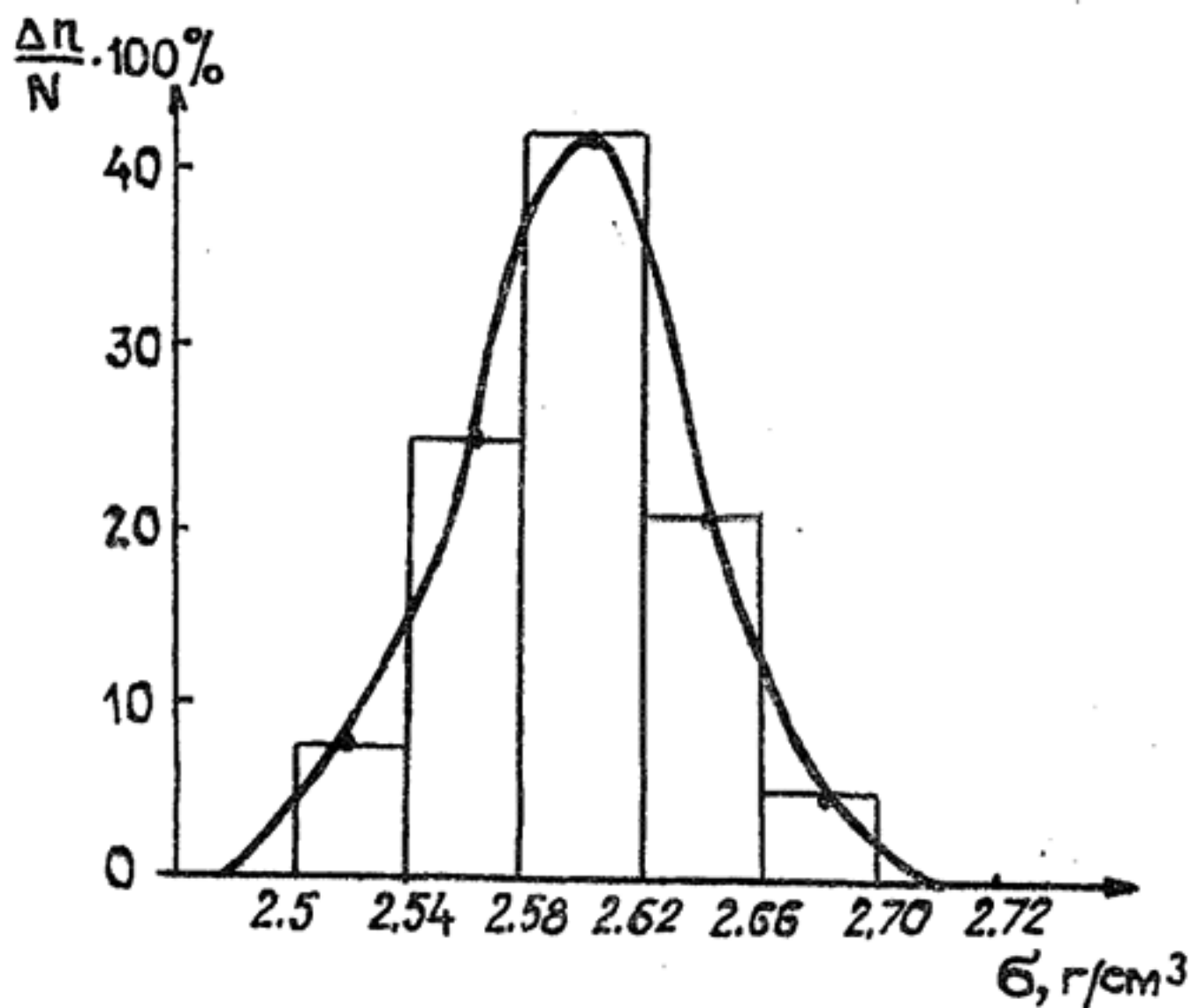


Рис. 9.1. Одномодальная вариационная кривая и гистограмма распределения плотности для нормального закона распределения

Достаточно однородным выборкам соответствуют, как правило, одномодальные плавные кривые. При неоднородных выборках, что соответствует ошибочному объединению различных петрофизических групп (рис. 9.2), необходимо провести разделение анализируемой выборки на отдельные груп-

пы по какому-либо признаку и повторить построение вариационных кривых для каждой новой группы.

Построенные вариационные кривые подлежат анализу с целью нахождения вероятностного закона распределения изучаемого физического параметра. Установление закона распре-

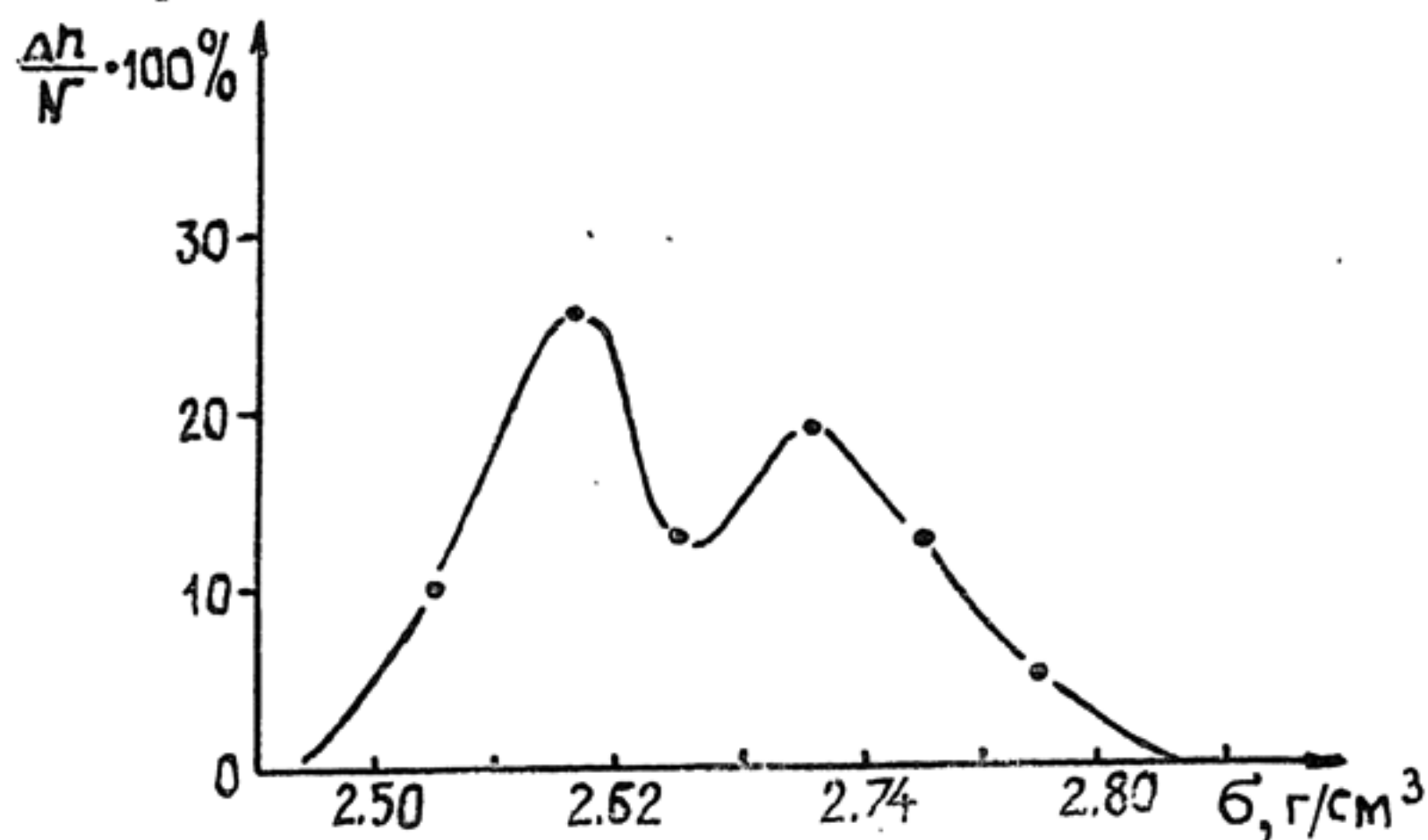


Рис. 9.2. Пример двухмодального распределения плотности в случае неоднородной выборки

деления позволяет описать совокупность анализируемых данных известной математической моделью с необходимыми и достаточными статистиками.

Наиболее распространенными законами распределения петрофизических характеристик являются нормальное и логарифмически нормальное распределения.

Параметрами нормального (гауссовского) распределения являются среднее арифметическое значение —  $\bar{X}$  и среднее квадратическое отклонение —  $S$ . Гауссовское распределение случайной величины  $X$  описывается функцией вида

$$F(x) = \frac{1}{S \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(\bar{X} - x)^2}{2S^2}}.$$

Для оценки закона распределения следует построить кумулятивную кривую, или кривую накопленных частот, на трафарете Н. К. Разумовского, рассчитанном для нормального распределения (рис. 9.3). По оси абсцисс трафарета в масштабе откладывают значение изучаемого параметра (табл. 9.1, графа 2), по оси ординат — значение накопленной частоты (табл. 9.1, графа 6). По этим точкам строят куму-



лятивную кривую, соответствующую практической графике накопленных частот.

Далее строят теоретический график накопленных частот, для этого проводят осредняющую прямую по практическим точкам. Оценку гипотезы нормальности проводят по величине максимального расхождения между теоретическим и практическим графиками накопленных частот  $D$ . Для

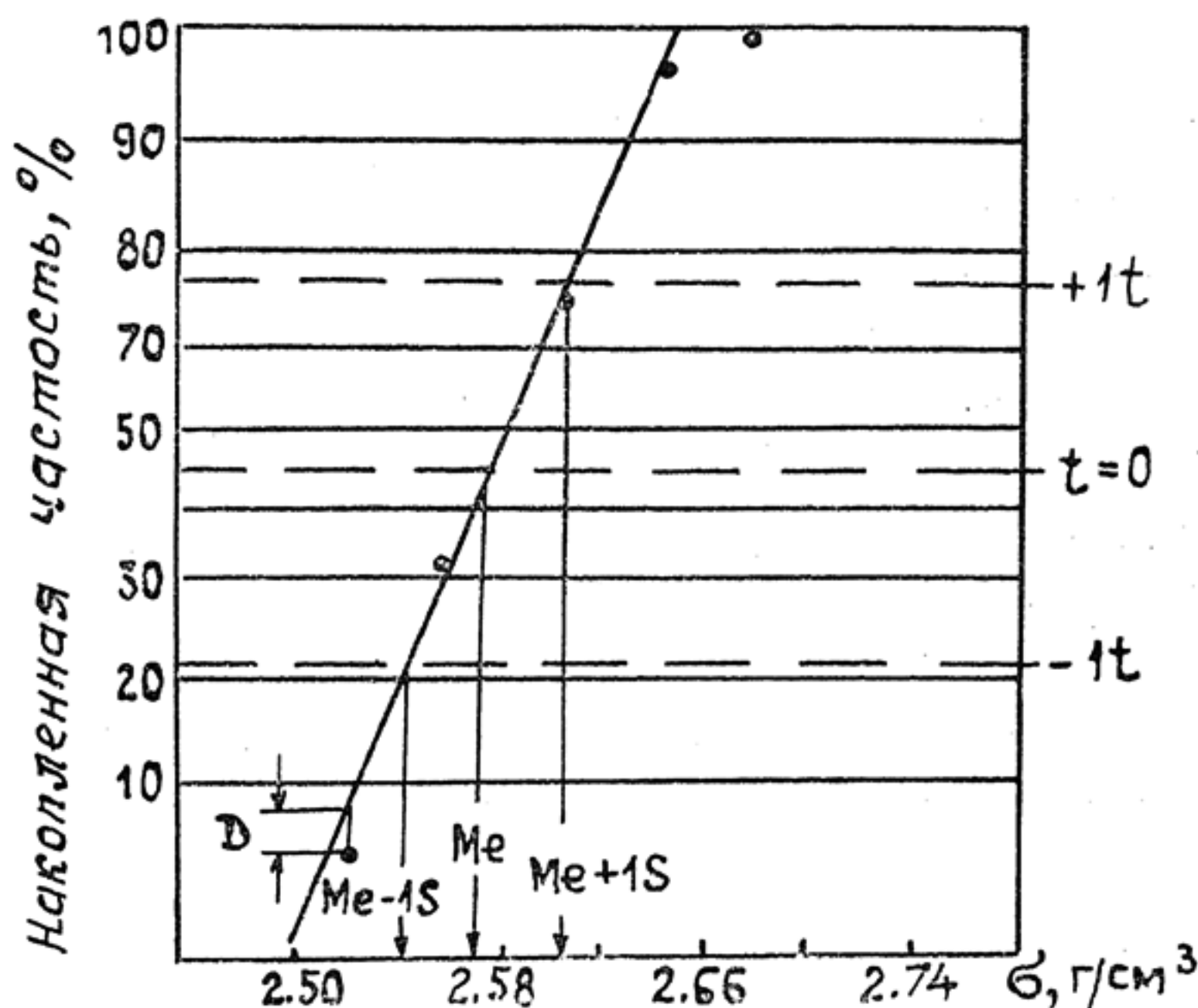


Рис. 9.3. Вероятностный трафарет Н. К. Разумовского

этого используют критерий А. Н. Колмогорова  $\lambda$ . Если величина  $\lambda = D/N < 1,35$ , при уровне значимости 0,05, то принимается основная гипотеза, т. е. считается, что анализируемая случайная величина не противоречит нормальному закону распределения, где  $N$  — объем выборки.

Если это условие не выполняется, то проверяют гипотезу о логарифмически нормальном распределении. Для этого все исходные данные предварительно логарифмируют и выполняют все процедуры, начиная с определения шага группирования  $\Delta X$ , заполнения табл. 9.1 и т. д. А заканчивают тем, что вновь определяют критерий А. Н. Колмогорова. Как показывает практика, в большинстве случаев он будет удовлетворять требуемому условию в первом либо во втором случае.

После определения закона распределения можно переходить к расчету статистических характеристик данной выборки, а именно среднего арифметического значения  $\bar{X}$  и стандартного отклонения  $S$  в случае нормального закона распределения. Для логарифмически нормального распределения определяют среднее геометрическое  $\tilde{X}$  и стандартный множитель  $\varepsilon$ .

Расчет этих характеристик можно проводить тремя способами: аналитически — с помощью формул, графически — по вариационным кривым и кривым накопленных частот.

В случае нормального закона распределения среднее значение  $\bar{X}$  и стандарт  $S$  рассчитывают по формулам:

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{N}, \quad S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\bar{X} - X_i)^2}{n - 1}},$$

где  $X_i$  — единичное значение;  $\bar{X}$  — среднее арифметическое;  $N$  — число измерений.

Второй способ определения  $X$  и  $S$  основан на свойствах вариационной кривой. Значение  $X$  соответствует максимуму вариационной кривой и называется модой —  $M$ , т. е. наиболее часто встречаемым значением в данной выборке. На практи-

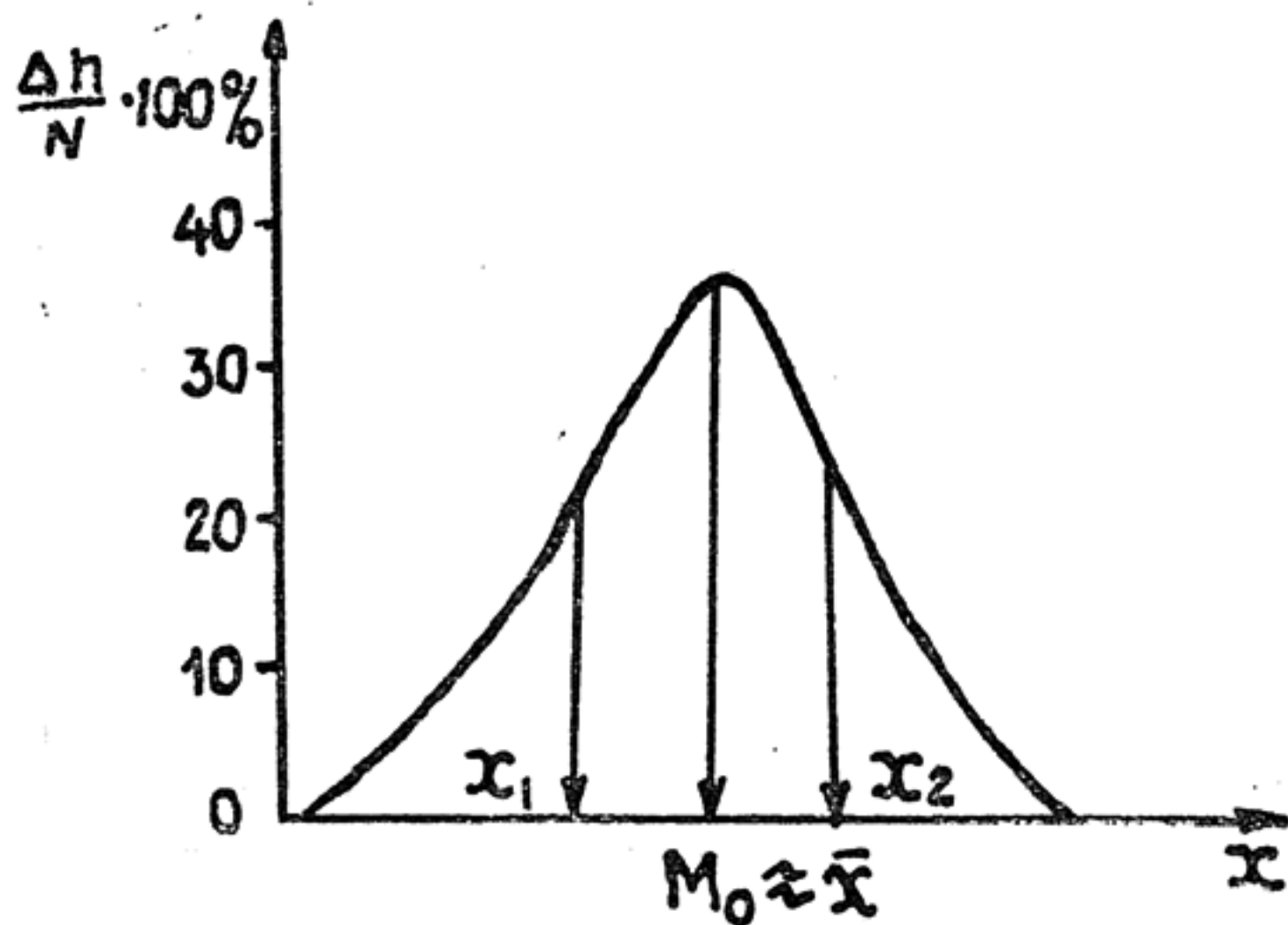


Рис. 9.4. Определение числовых характеристик распределения по вариационной кривой

ке  $M$  принимается за среднее значение  $\bar{X}$ , хотя численно эти две характеристики совпадают лишь в случае нормального распределения. Стандартное отклонение определяют следующим образом. На уровне 0,607 максимума вариационной кривой интервал, заключенный от  $X_1$  до  $X_2$  (рис. 9.4), соответствует двум стандартам, т. е.

$$S = \frac{X_2 - X_1}{2}.$$

Третий способ основан на использовании кривой накопленных частот (см. рис. 9.3). Абсцисса точки пересечения теоретической кумулятивной кривой и линии, соответствующей уровню 50%, равна медиане —  $Me$ , т. е. среднему в ранжированному ряду всех значений выборки от самого малого до самого большого. На практике значение  $Me$  также часто используют как среднее. Хотя, как уже отмечалось, среднее  $\bar{X}$ , мода  $Mo$  и медиана  $Me$  численно равны между собой только в случае нормального распределения, а на практике они могут несколько отличаться друг от друга.

Стандартное отклонение  $S$  также определяют по кумулятивной кривой. Абсцисса точки пересечения кривой и линии, обозначенной  $(+1t)$ , соответствует —  $Me + 1S$ . Зная значение  $Me$  и  $Me + 1S$ , определяют  $S$ .

Среднее значение  $\bar{X}$  и стандартное отклонение  $S$  имеют те же единицы измерения, что и анализируемый параметр.

Если известно, что анализируемый петрофизический параметр распределен по логарифмически нормальному закону и выборка однородна, то для определения среднего геометрического  $\tilde{X}$  и стандартного множителя  $E$  прежде необходимо

все исходные данные прологарифмировать, а затем определить средний логарифм —  $\overline{\lg X}$  и стандарт логарифма случайной величины  $X$  —  $S_{\lg X}$  по следующим формулам:

$$\overline{\lg X} = \frac{\sum_{i=1}^n \lg X_i}{N},$$

$$S_{\lg X} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\lg X_i - \overline{\lg X})^2}{N - 1}},$$

где  $\lg X_i$  — логарифм единичного значения;  $\overline{\lg X}$  — среднее значение логарифма из всех  $\lg X_i$ ;  $N$  — объем выборки.



Эти же характеристики —  $\overline{\lg X}$  и  $S_{\lg X}$  можно определить и графически, по вариационным и кумулятивным кривым, построенным в логарифмическом масштабе по оси абсцисс по правилам, рассмотренным выше.

После определения  $\overline{\lg X}$  и  $S_{\lg X}$  осуществляют обратную процедуру, переход от логарифмов к нормальным значениям. Среднее геометрическое значение рассчитывают по формуле

$$\tilde{X} = \text{ant } \lg(\overline{\lg X}),$$

а стандартный множитель

$$\varepsilon = \text{ant } \lg(S_{\lg X}).$$

Среднее геометрическое значение имеет те же единицы измерений, что и анализируемый параметр, а стандартный множитель — безразмерная величина.

Само собой разумеется, что описанная статистическая обработка, включая оценку гипотезы нормальности (логнормальности), может быть выполнена на ПЭВМ по стандартным программам.

Формы представления результатов петрофизических исследований могут быть разными. Первичная документация заносится в журналы (каталоги) петрофизических измерений (см. табл. 8.1), а далее — в базу данных на ПЭВМ.

На начальном этапе статистической обработки определяют средние значения и стандартные отклонения (см. табл. 8.3). Далее можно рассчитать значения парных коэффициентов корреляции  $R$  между различными параметрами, которыми охарактеризованы исследуемые образцы горных пород. Информацию, получаемую в этом случае, можно представить в виде матрицы парных коэффициентов корреляции, что позволяет анализировать существующие корреляционные связи между различными петрофизическими параметрами.

Кроме информации, представленной в виде таблиц, можно строить различные графики, отражающие зависимость одного физического свойства от элементного состава, глубины и т. д.

Одной из форм представления результатов петрофизических исследований можно считать уравнения регрессии, которые позволяют производить расчет (прогноз) одних петрофизических параметров через другие, например «трудно» измеряемых через более доступные, или с целью получения массовой петрофизической информации. Такие уравнения позволяют рассчитывать не только один параметр через другой, но и один через несколько других. Для этого рассчиты-

ваются уравнения множественной регрессии. Как показывает практика, они работают более надежно, чем уравнения парной регрессии.

Заключительной формой обобщения результатов петрофизических исследований является петрофизическая модель. Тип модели и форма ее представления зависят от решаемой геологической задачи и полноты петрофизической информации.

### 9.1.2. Программное обеспечение, организация обработки результатов измерений физических свойств горных пород

Вопросы организации компьютерного сбора, обработки, хранения и анализа петрофизической информации в процессе геологических исследований весьма актуальны.

С целью повышения эффективности использования петрофизической информации формируют базы данных. Такую возможность представляет современная вычислительная техника при использовании систем управления базами данных (СУБД), которые обеспечивают выполнение любых заданных операций над данными.

Формируют базы данных, следуя определенным правилам. Например, одна база данных должна соответствовать конкретному объекту исследования (рудное поле, месторождение, рудное тело и т. д.).

Порядок записи информации в базу должен быть также определенным, например по форме принятого каталога (см. табл. 8.1), т. е. номер по порядку, номер образца, номер скважины, глубина отбора образца, геологический код образца, каротажные данные, минеральный состав и другие сведения. В случае если какие-либо данные отсутствуют, то записывают определенный цифровой код, например — 7.777, что позволяет при обработке учитывать это обстоятельство. Геологический код нужен при компьютерной обработке с целью формирования выборок для решения конкретных задач.

После подготовки базы данных по определенному объекту можно приступить к обработке этой информации. Для этого необходимо иметь определенное программное обеспечение, которое должно позволять выполнять следующие процедуры:

- формировать выборки с учетом определенных требований (ограничений) по желанию обработчика;
- устранять грубые ошибки в вариационном ряду (выборке);



- рассчитывать и строить вариационные кривые;
- рассчитывать средние и стандартные отклонения;
- рассчитывать коэффициенты корреляции;
- проводить регрессионный и дисперсионный анализы;
- выделять петрофизические структурно-вещественные комплексы.

Кроме этих основных процедур, программное обеспечение позволяет выводить на печать картографическую информацию. Это различные графики, карты, разрезы и т. п.

### 9.1.3. Компьютеризированные комплексы сбора, хранения и обработки петрофизической информации

В связи с появлением в настоящее время достаточно мощных персональных компьютеров представляется удобным формировать базы данных «низкого» уровня интеграции, которые находились бы в подразделениях сравнительно низкого ранга — в экспедициях, партиях. В этом случае собранную, подготовленную и предварительно выверенную первичную информацию по различным объектам надлежит записывать и хранить на магнитных носителях памяти, а дубликаты передавать в кустовые вычислительные центры.

Для этого необходимо разработать методику автоматизации процесса изучения и анализа физических свойств на некотором самоуправляющем измерительном комплексе. По функциональной нагрузке такой комплекс должен позволять следующие основные операции: автоматизацию процесса измерения и вычисления физических характеристик пород и руд; формирование числовых массивов физических свойств и дополнительной полезной информации по отдельным участкам; выполнение вычислительных процедур с массивами; хранение созданных массивов на магнитных носителях памяти.

Опыт создания таких автоматизированных комплексов уже накоплен [Гурьевич, 1985; Юшкин, 1984; Канайкин, 1987]. Облегчает решение этой задачи то, что аппаратура, предназначенная для петрофизических исследований, в настоящее время чаще не аналоговая, а, как правило, цифровая, и многие геофизические приборы оснащаются встроенными микропроцессорами, что в значительной степени расширяет их функциональные возможности. Автоматизация процесса лабораторных исследований петрофизических



свойств достигается за счет включения в комплекс управляюще-вычислительной микроЭВМ.

Рассмотрим один из вариантов создания автоматизированного управляюще-измерительного комплекса, собранного

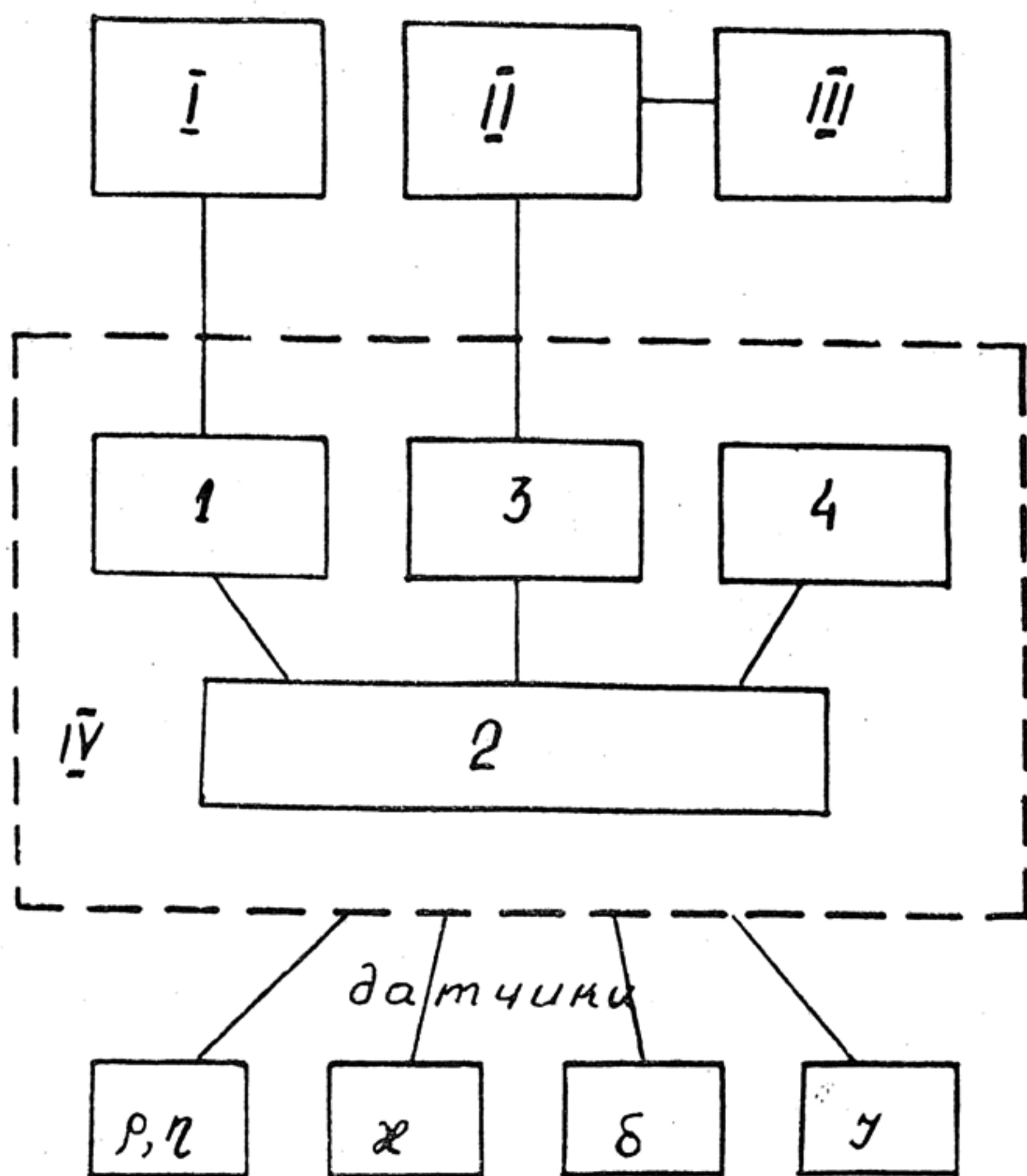


Рис. 9.5. Блок-схема автоматизированного управляюще-вычислительного комплекса

из стандартных блоков (рис. 9.5): I — цифровой вольтметр В7-21, II — микроЭВМ, III — принтер и IV — устройства сопряжения (интерфейс) с измерительными датчиками. Функционально комплекс может работать и вести парал-

тельные измерения петрофизической информации на 16 датчиках. Методика измерений и вычислений может изменяться и зависит от целевого назначения.

Автоматизированный управляюще-измерительный комплекс позволяет производить измерения и расчет различных петрофизических характеристик, например плотности, магнитной восприимчивости, удельного электрического сопротивления, коэффициента вызванной поляризации, естественной радиоактивности. Кроме того, он формирует массивы исходной петрофизической информации по объектам и осуществляет их статистическую обработку.

Интерфейс состоит из блока ввода информации 1, блока подключения датчиков 2, блока управления 3, стабилизатора тока и токового ключа 4 (см. рис. 9.5). Работа устройства сводится к следующему. С выхода микроЭВМ программным путем на шину УПР (управление) подается адрес датчика, подключенного к цифровому вольтметру В7-21, который работает в режиме внешнего автоматического запуска. Цифровая информация с вольтметра, выполняющего роль аналого-цифрового преобразователя (АЦП), через блок ввода поступает на шину ввода микроЭВМ.

Кроме амплитуды измеренной величины, в микроЭВМ передается ее знак, номер шкалы (предел) вольтметра, на которой проводились измерения, а также информация о перегрузке вольтметра. Все эти сведения микроЭВМ анализирует с целью восстановления величины измеренного напряжения и определения ее порядка (положения десятичной точки). В случае перегрузки вольтметра происходит отказ от измерения с выдачей соответствующей информации на печать и производится повторный замер на более грубом диапазоне. После выполнения измерений на одном датчике происходит автоматический переход к обслуживанию второго датчика и т. д.

Процесс измерения и вычисления каждого петрофизического параметра выполняется в строгом соответствии с подпрограммами. Каждая из них регламентирует методику измерения соответствующего физического свойства и входит в состав программы, блок-схема алгоритма которой приведена на рис. 9.6.

Основная программа предусматривает начальный диалог, что позволяет: указывать номера включаемых датчиков в каждом конкретном цикле измерений; изменять количество и номера датчиков, измеряющих параметры в следующем цикле; сообщать номер образца на соответствующем дат-

чике, его геологический код, топографическую привязку и другую необходимую информацию. Все результаты измерений оперативно выводятся на печать и передаются в память ЭВМ в соответствии с номером образца, что дает возможность формировать упорядоченные массивы исходных данных с целью их дальнейшей математической обработки.

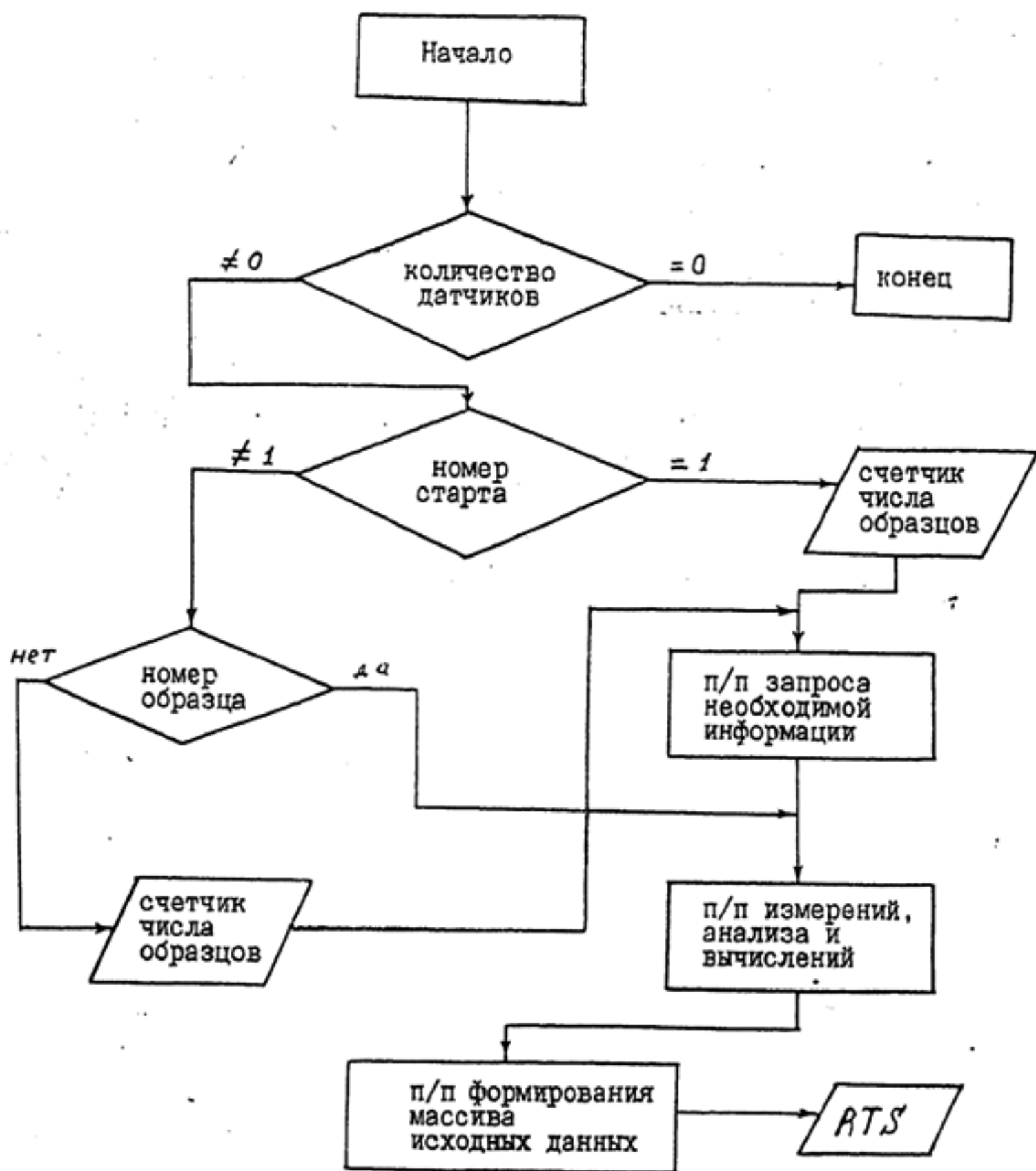


Рис. 9.6. Блок-схема алгоритма, реализованная в автоматизированном управляюще-вычислительном комплексе

Основная программа предусматривает опрос четырех датчиков, что позволяет измерять пять физических характеристик, так как удельное электрическое сопротивление и коэффициент вызванной поляризации регистрируются на одном датчике. По желанию оператора последовательность опроса датчиков и методика измерения на каждом из них может изменяться, что достигается в процессе начального



диалога с ЭВМ; предшествующего каждому циклу измерений.

С целью повышения точности и надежности измерений на каждом образце проводится несколько независимых измерений и вычисление среднего результата, который записывается в упорядоченный массив в соответствии с номером исследуемого образца. Чистое машинное время одного цикла измерения пяти параметров на четырех датчиках с 5—10-кратным дублированием и записью вычисленных средних результатов в массив исходной информации составляет соответственно не более 30—60 с. При необходимости на печать может выдаваться протокол измерений, где отражены средние и стандартные отклонения измеряемых величин.

В качестве датчиков (измерительных ячеек) используется серийная геофизическая аппаратура. Например, для измерения магнитной восприимчивости — прибор ИМВ-2, естественной радиоактивности и плотности — СРП-68. Определение электрических характеристик — удельного электрического сопротивления и коэффициента вызванной поляризации — проводилось с помощью ячейки, выполненной в виде неполяризующихся электродов (рис. 9.7).

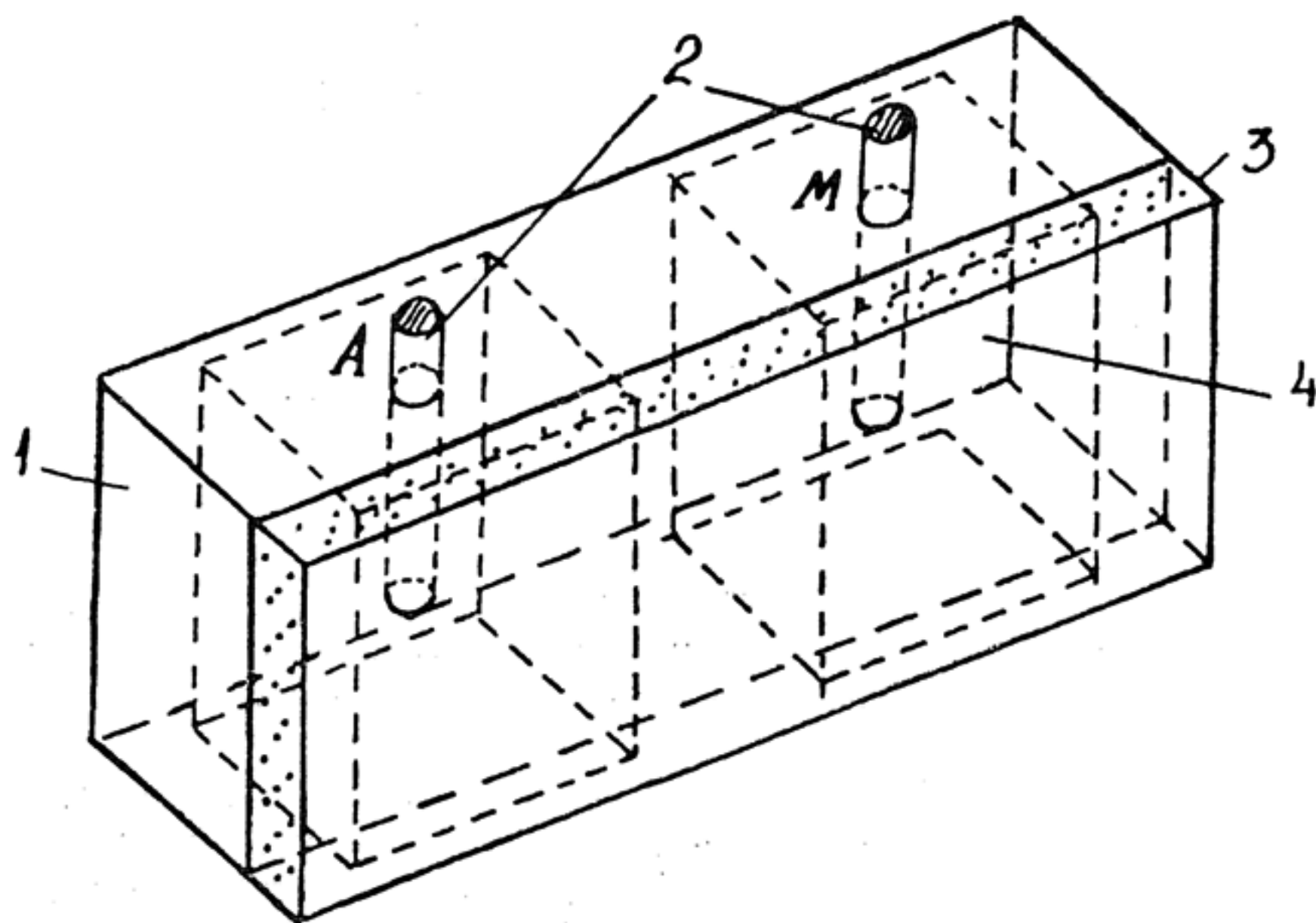


Рис. 9.7. Конструкция лабораторного неполяризующегося электрода:

1 — диэлектрический корпус; 2 — медные электроды; 3 — пористая керамика; 4 — полость, заполненная раствором медного купороса

Рассмотрим более подробно процесс измерения электрических параметров. Для выполнения измерений удельного электрического сопротивления и коэффициента вызванной поляризации с помощью автоматизированного управляюще-вычислительного комплекса программой, обслуживающей эту процедуру, предусмотрено формирование в определенные моменты времени соответствующих комбинаций электрических сигналов на шине УПР микроЭВМ (рис. 9.8). Это

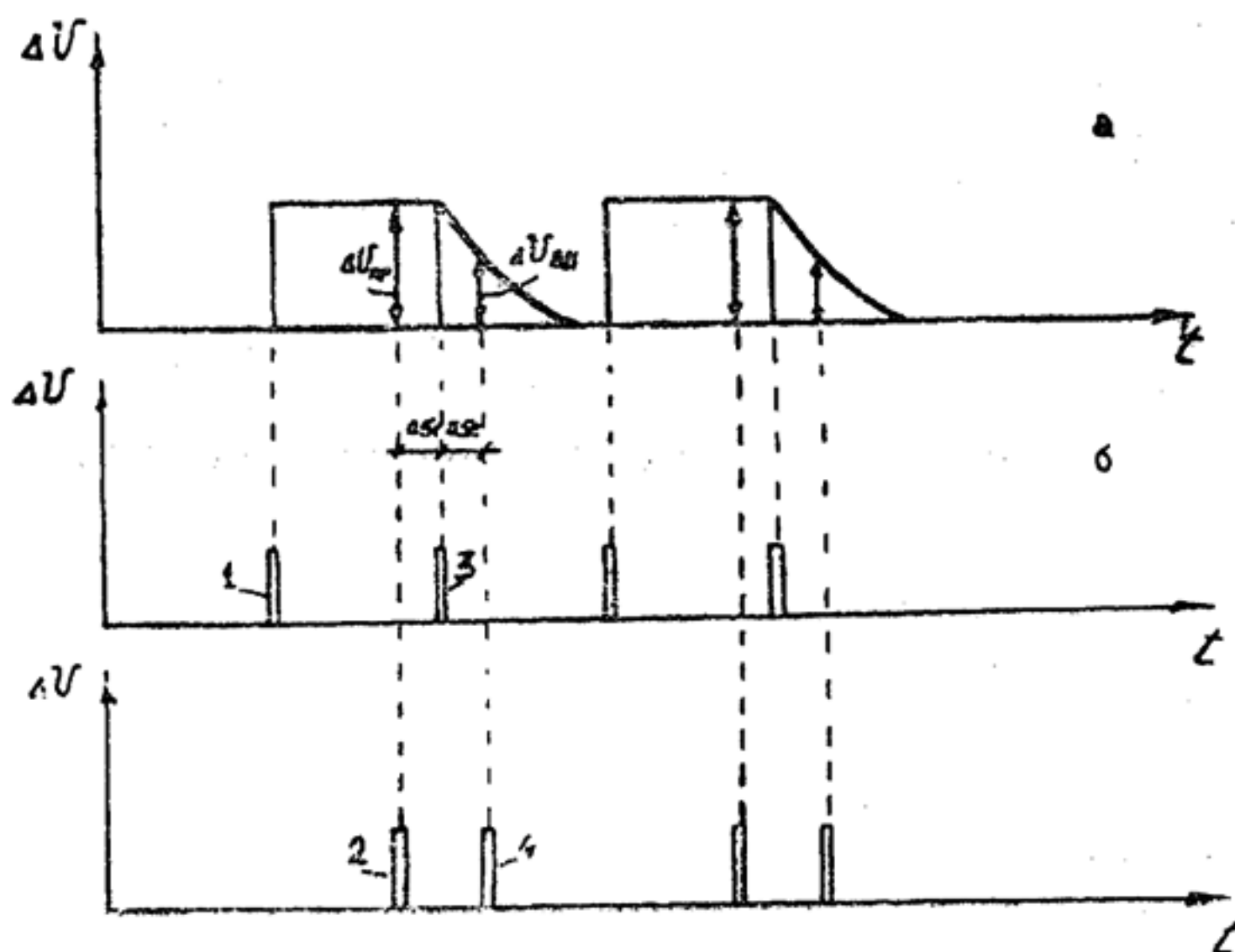


Рис. 9.8. Временные диаграммы токовых импульсов на образце (а), синхроимпульсов (б) и стробирующих импульсов (в) на шине управляющей ЭВМ:

1, 3 — синхроимпульсы, поступающие на токовый ключ и задающие соответственно начало и конец рабочего импульса на образце; 2, 4 — стробирующие импульсы, поступающие на управляющий вход АЦП

позволяет, во-первых, вырабатывать синхроимпульсы (рис. 9.8, а), поступающие на токовый ключ и стабилизатор тока, с помощью которого формируется рабочий электрический импульс на исследуемом образце в виде цикла «заряд—разряд» (длительность и скважность цикла могут меняться программным путем): во-вторых, используя определенные комбинации сигналов в шине УПР, формируются стробирующие импульсы (рис. 9.8, б), разрешающие измерение и ввод информации с АЦП и ЭВМ в строго фиксиро-

ванное время относительно синхроимпульсов. Строблирующие импульсы также задаются программным путем. В связи с этим автоматизированный комплекс позволяет варьировать длительность и скважинность рабочих импульсов на исследуемом образце в широких пределах.

Программой предусмотрено измерение разности потенциалов на образце за 0,5 с и после полусекундного спада положительного импульса тока. За один период цикла «заряд—разряд» на исследуемом образце измеряются два значения напряжения — пропускания  $\Delta U_{\text{пр}}$  и вызванной поляризации  $\Delta U_{\text{вп}}$ . Эти отсчеты через устройство ввода поступают в ПЭВМ, где производится вычисление удельного электрического сопротивления  $\rho$  и коэффициента вызванной поляризации  $\eta$  по формулам:

$$\rho = \frac{\Delta V_{\text{пр}} \cdot S}{I \cdot l}, \quad \eta = \frac{\Delta V_{\text{вп}}}{\Delta V_{\text{пр}}} \cdot 100\%,$$

где  $I$  — ток, проходящий через образец, равный 0,1 мА;  $S$  — площадь поперечного сечения образца;  $l$  — длина образца.

Результаты измерений электрических характеристик, полученных на автоматизированном цифровом комплексе, сравнивали с результатами измерений на этих же образцах в центральной партии ГИС ПГО «Иркутскгеофизика». Измеряя, образцы замачивали минерализованной водой при концентрации поваренной соли 7 г/л. Длительность рабочих импульсов в обоих случаях была равна 2 с, а ток зарядки  $I=0,1$  мА. Результаты свидетельствуют о хорошей сходимости измерений.

При измерении двух названных характеристик использовали измерительную ячейку, изготовленную из неполяризующихся электродов и описанную в работе В. А. Комарова [19]. В интересах автоматизации процесса измерения этих параметров возможно изготовление измерительной ячейки, которая позволит фиксировать не только напряжение  $\Delta U_{\text{пр}}$  и  $\Delta U_{\text{вп}}$ , но и величину площади поперечного сечения образца  $S$ , необходимую для расчета удельного электрического сопротивления. По сравнению с изображенной на рис. 9.7 измерительная ячейка в этом случае готовится в виде набора подвижных электроконтактных площадок. Такая конструкция позволяет формировать дополнительный электрический канал — информационный (рис. 9.9). Если поверхность исследуемого образца контактирует с элементарной площадкой, то последняя смещается и замыкает определенную



электрическую цепь. Набор таких электрических цепей и формирует информационный канал. Сигнал о том, что та или иная цепь замкнута, поступает в управляюще-измерительный комплекс, где подсчитывается число таких площадок и, соответственно, площадь поперечного сечения образ-

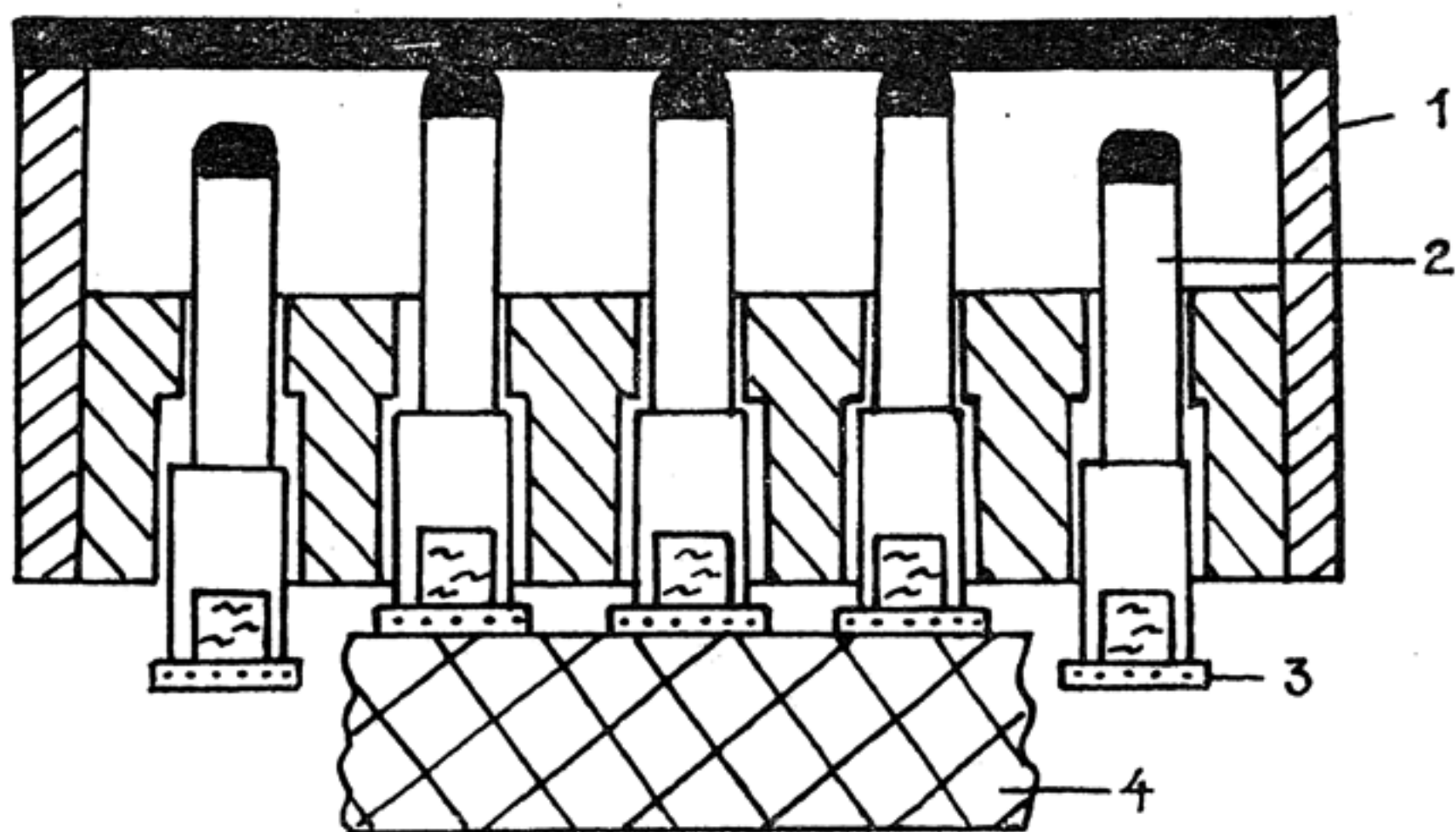


Рис. 9.9. Конструкция измерительной ячейки в виде набора подвижных неполяризуемых электродов:

1 — диэлектрический корпус; 2 — подвижный электроконтактный элемент; 3 — «элементарный» неполяризуемый электрод; 4 — образец

ца, имеющего геометрически неправильную форму. Измерение  $\Delta U_{пр}$  и  $\Delta U_{вп}$  производится по обычной схеме с помощью измерительного канала. Процесс измерения длины образца  $l$  также можно автоматизировать, используя готовые технические решения. Автоматизированный комплекс на базе микроЭВМ позволяет обслуживать до 16 внешних устройств, в роли которых выступает аппаратура, предназначенная для измерения физических характеристик горных пород и руд.

Процесс подключения аналоговой аппаратуры к автоматизированному комплексу достаточно трудоемок и сложен. Результаты измерений после первичной обработки разносятся в оперативной памяти ЭВМ в виде упорядоченных массивов исходной цифровой информации. Методика процесса измерения может быть различна и зависит от программного обеспечения. Представляется возможность проведения первичной статистической обработки и других процедур непосредственно на микроЭВМ, а перезапись этой

информации в ЭВМ базового значения дает возможность формирования баз данных «верхнего» уровня интеграции с последующей более сложной обработкой. При этом не только обеспечивается оперативность и точность измерений, но и сводится к минимуму вероятность появления ошибок, которые неизбежно возникают при ручной подготовке исходных данных для обработки на ЭВМ.

## **9.2. Анализ петрофизической информации**

### **9.2.1. Взаимосвязи между параметрами горных пород. Корреляционный, регрессионный и дисперсионный анализы в петрофизике**

В изменении физических параметров горных пород наблюдается определенная согласованность. Проявляется она в том, что породам определенного состава соответствует вполне конкретное сочетание физических параметров и что изменение одного из них может повлечь за собой пропорциональное изменение другого.

Взаимосвязи между физическими параметрами пород, а также между физическими параметрами и другими свойствами породы носят статистический, корреляционный характер. Корреляционная зависимость существует между величинами в том случае, если изменение одной величины вызывает изменение закона распределения другой. Для пояснения воспользуемся примерами, приведенными в гл. 4 и 7.

На рис. 4.30 изображена зависимость магнитной восприимчивости интрузивных пород от содержания в них оксидов железа. В чем выражается эта зависимость? При увеличении в породе содержания железа закономерно изменяется статистический закон (гистограмма) магнитной восприимчивости пород: доля пород с низкой  $\chi$  последовательно уменьшается, а доля пород с повышенной и высокой магнитной восприимчивостью увеличивается; максимум частот встречаемости пород сдвигается в область высоких значений  $\chi$ ; увеличивается средняя магнитная восприимчивость горных пород. Таким образом, наблюдается прямое соотношение между содержанием железа в породах и их магнитной восприимчивостью, проявляющееся в среднем. Особенность зависимости корреляционного типа заключается в том, что она проявляется в общем плане, для большого числа случаев и не исключает в конкретных частных случаях иных



взаимоотношений между величинами. Так, прямая корреляционная зависимость между магнитной восприимчивостью и содержанием железа не исключает того, что в частном, пусть и редком, случае породы с большим содержанием железа будут менее магнитны.

Статистическая взаимосвязь между физическими параметрами может проявляться и в том, что гистограммы распределений этих параметров согласно изменяются при изменении какого-либо третьего фактора, как это можно видеть на рис. 7.4. Здесь этим фактором является основность породы, при увеличении которой в среднем уменьшаются содержания радиоактивных элементов урана и тория. Содержания урана и тория при этих обстоятельствах оказываются взаимосвязанными.

Оба приведенных примера касаются взаимосвязи величин различных групп горных пород. В пределах каждой группы пород или минералов взаимосвязь физических параметров также может существовать. Примером могут служить данные рис. 4.4, на котором приведена зависимость магнитной восприимчивости железо-магнезиальных силикатов от содержания в них микропримесей ферромагнетика. Прямая зависимость  $\chi$  от содержания ферромагнетика наблюдается как для отдельных минералов (пироксены, биотиты), так и для всей группы железо-магнезиальных силикатов в целом.

Статистические зависимости удобно представлять в виде полей корреляции. Координатами такого поля являются значения коррелируемых параметров. Результаты измерений физических параметров могут быть представлены в виде точек корреляции (см. рис. 4.31, 7.9, 7.17), в виде изолиний плотности точек (см. рис. 4.33, 7.2) или как некоторые области, в которые попадают все или большинство измеренных значений (рис. 4.4, 7.7). Неизометричность области точек корреляции указывает на тесноту корреляционной зависимости: чем более вытянута эта область, чем ближе точки корреляции к линии, тем теснее связь, тем меньше в ней элементов случайности и тем ближе она к функциональной.

Проявление между физическими параметрами пород именно статистических взаимосвязей объясняется сложностью горных пород как природных систем, физические параметры которых обусловлены множеством факторов. Действительно, в первом примере магнитная восприимчивость горных пород определяется не только содержанием железа, но и условиями образования породы, обеспечивающими



формирование ферромагнетика (режим кислорода, температура, давление) в разных количествах, с разными примесями, разных размеров включений. Все эти факторы влияют на магнитную восприимчивость породы, и поэтому связь  $\chi$  с содержанием железа проявляется лишь в среднем.

Связь между свойствами горной породы может носить причинно-следственный или косвенный характер. В рассмотренном выше примере содержание железа является одной из причин изменения магнитной восприимчивости пород. Такой характер типичен для связи геологических и физических параметров. Элементный и минеральный составы породы, ее текстурно-структурные особенности, обусловленные условиями образования и вторичного изменения, являются причинами изменения ее физических параметров. Такого рода зависимости существуют, например, между пористостью, с одной стороны, и плотностью и скоростью упругих колебаний — с другой, между содержанием в породе ферромагнетика и магнитной восприимчивостью и остаточной намагниченностью, между содержанием в породе графита или сульфидов и поляризуемостью породы, между водородосодержанием и нейтронными характеристиками пород. Подобные взаимосвязи являются основой геологической интерпретации геофизических материалов, предсказаний по петрофизическим и геофизическим данным состава, структуры и условий образования пород.

Связь между физическими параметрами горных пород обычно косвенная. Так, в зависимости между плотностью и скоростью упругих волн ни один из параметров не является причиной изменения другого, и все же для большинства пород их изменения согласованные (рис. 9.10, 9.11). Связь между этими параметрами наблюдается потому, что в совокупности причин, влияющих на каждый параметр, имеются общие причины. Для осадочных пород это прежде всего пористость, влияющая и на скорость упругих колебаний, и на плотность; у метаморфических и магматических — минеральный состав и кристаллическая структура породы. Поскольку все это зависит от термодинамических условий образования (изменения) породы, то можно считать конечной причиной взаимосвязи физических параметров изменение этих условий, вызывающее литификацию и метаморфизм осадочных пород (рис. 9.10) и изменение минерального состава интрузивных (рис. 9.11). Поскольку, кроме общих причин, существуют и иные, связь между плотностью и скоростью не функциональная, а статистическая.

Косвенный характер связи между магнитной восприимчивостью и остаточной намагниченностью (см. рис. 4.33) обусловлен общей причиной — содержанием в породе ферромагнетика, а между содержаниями урана и тория в изверженных породах (см. рис. 7.4) он обусловлен близкими химическими свойствами этих элементов, так что они оди-

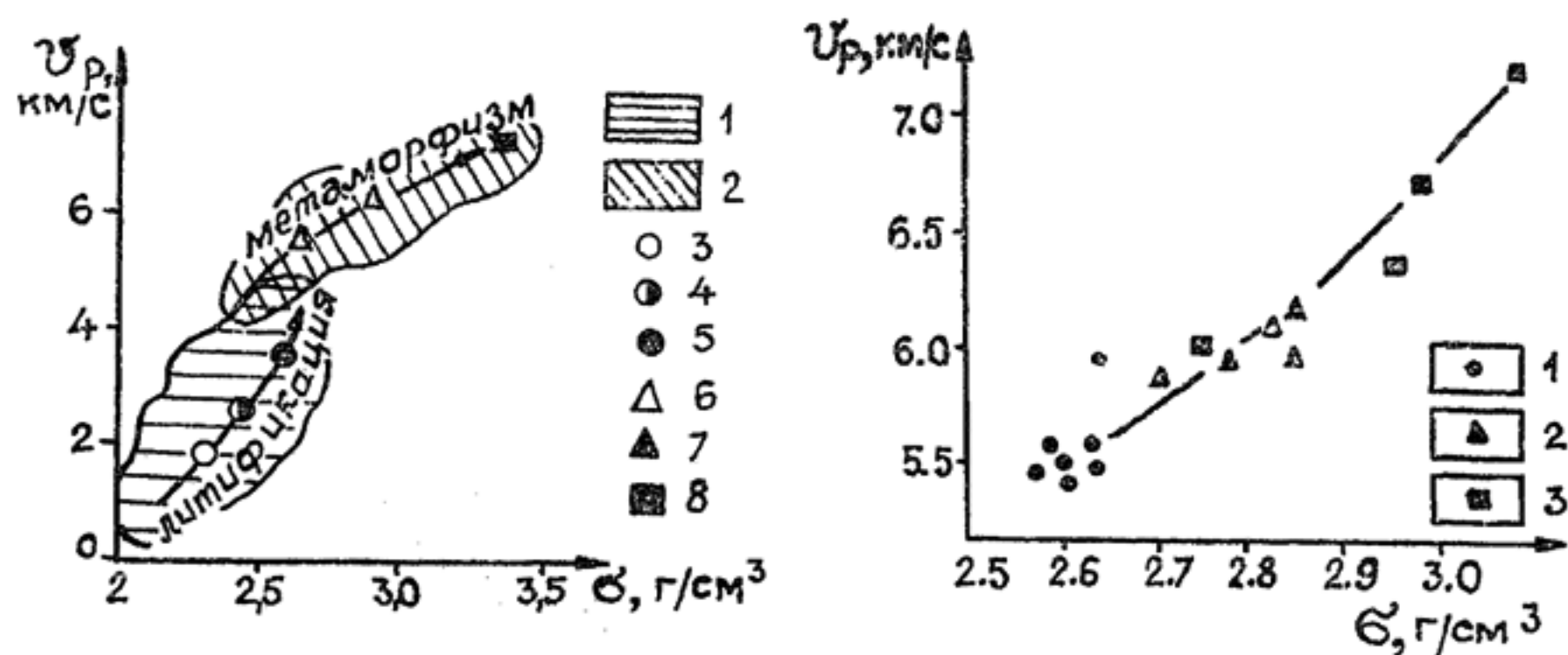


Рис. 9.10. Изменение физических параметров горных пород под влиянием температуры и давления:

1 — осадочные породы; 2 — метаморфические породы; 3—8 — средние значения плотности и скорости упругих волн пород различной степени литификации и метаморфизма: 3 — эпигенез, 4 — катагенез, 5 — метатгенез; фации метаморфизма: 6 — фация зеленых сланцев; 7 — амфиболитовая; 8 — эклогитовая

Рис. 9.11. Зависимость между средними значениями скорости упругих волн и плотностью отдельных разновидностей интрузивных пород.

Породы: 1 — кислые; 2 — средние; 3 — основные

наково реагируют на изменение геохимической обстановки. На рис. 9.12 приведен пример косвенной взаимосвязи между термоэлектрическими и кристалломорфическими свойствами пиритов. Пириты кубического и кубопентагондодекаэдрического габитусов имеют дырочный тип проводимости, а октаэдрического — электронный. Причина взаимосвязи — влияние на оба параметра характера элементов-примесей в кристаллах [Евзикова, 1984].

Рассмотрим некоторые аспекты применения корреляционного анализа петрофизических свойств на примере Октябрьского скарново-магнетитового месторождения. В ходе обработки петрофизических свойств были получены данные о средних значениях и стандартных отклонениях для всех типов пород и руд по разным физическим свойствам (см.

табл. 8.2), кроме того, были рассчитаны коэффициенты парной корреляции.

Анализируя корреляционную матрицу для вмещающих пород по Октябрьскому месторождению, кроме вполне очевидных зависимостей между скоростью, плотностью и коэффициентом пористости, можно отметить надежную корреляцию между плотностью, магнитной восприимчивостью и

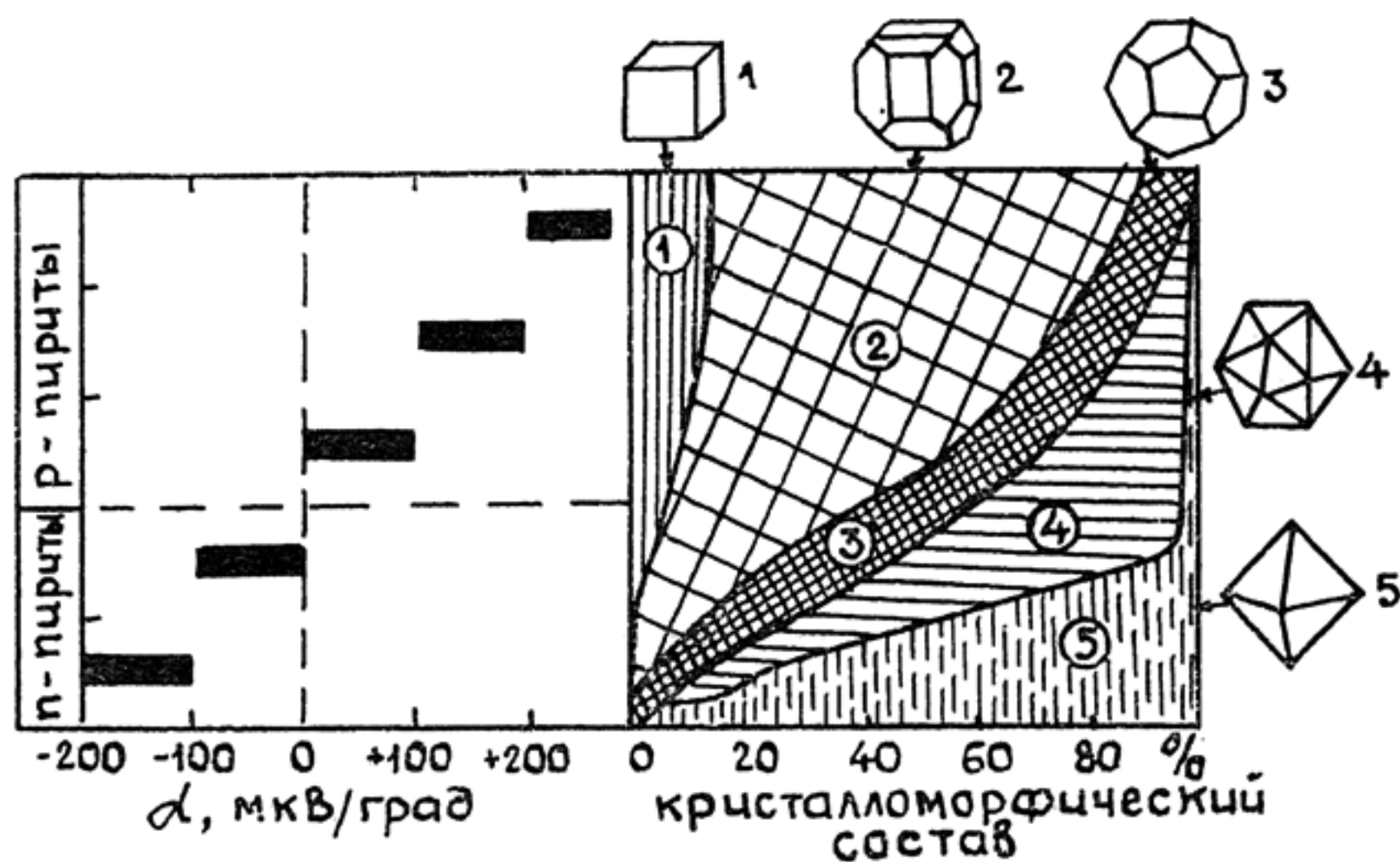


Рис. 9.12. Соотношение термоэлектрических и кристалломорфических свойств пиритов месторождения золота (по материалам Н. З. Евзиковой, 1984).

Морфологические типы пиритов:

1 — кубический; 2 — кубопентагондодекаэдрический; 3 — пентагондодекаэдрический; 4 — икосаэдрический; 5 — октаэдрический

удельным электрическим сопротивлением, а также между скоростью и удельным электрическим сопротивлением. Намечаемая тенденция уменьшения коэффициента пористости и увеличения плотности, скорости и сопротивления с глубиной вполне объяснима. Обнаружено увеличение содержания железа общего с глубиной, что также известно.

Судя по величине и знаку коэффициентов корреляции, в скарново-рудной зоне с глубиной наблюдается повышение содержания железа общего и одновременно увеличение плотности и магнитной восприимчивости при уменьшении пористости пород. Все это косвенно свидетельствует о возрастании интенсивности развития жильных и прожилково-вкрапленных



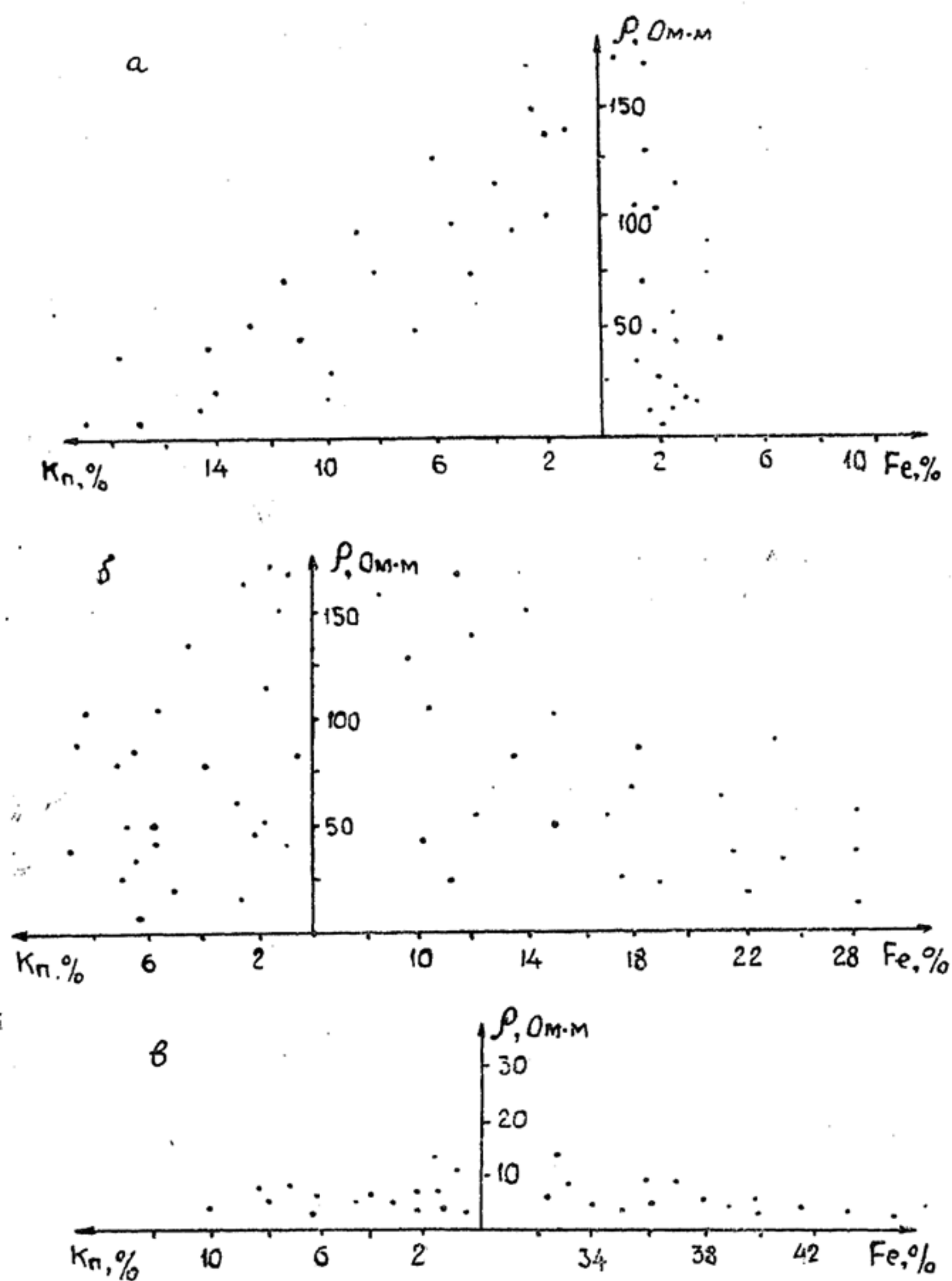


Рис. 9.13. Зависимость  $\rho$  от  $K_n$  и содержания  $Fe_{общ}$  при малых (а), средних (б) и больших (в) концентрациях  $Fe_{общ}$

магнетитовых руд с глубиной и о наличии вертикальной зональности в распределении физических свойств. Более тщательное исследование с помощью корреляционного анализа характера изменчивости удельного электрического сопротивления в зависимости от концентрации железа и коэффициента пористости показало следующие результаты (рис. 9.13): установлена связь между содержанием железа общего и коэффициентов пористости, с одной стороны, и сопротивлением — с другой.

При содержании железа общего 5% сопротивление практически от него не зависит, изменяясь преимущественно за счет пористости (рис. 9.13, а). При изменении содержания железа от 5 до 35% на величину удельного электрического сопротивления влияют и содержание железа общего, и коэффициент пористости (рис. 9.13, б). Для образцов с содержанием  $Fe_{\text{общ}}$  более 35% электросопротивление остается почти неизменным, близким к 15 Ом·м и практически не зависит от пористости и содержания Fe (рис. 9.13, в). Подобное изменение удельного электрического сопротивления от содержания железа общего и величины коэффициента пористости нашло следующее объяснение. При низких содержаниях железа общего атомы его в основном расположены в кристаллической решетке породообразующих минералов и не оказывают существенного влияния на удельное электрическое сопротивление породы, так как в этом случае величину сопротивления определяет коэффициент пористости. При больших содержаниях железа существенно усиливаются электрические связи между рудными включениями и роль пористости снижается до ничтожно малой. В промежуточном случае оба фактора — содержание железа и значение коэффициента пористости — оказывают более или менее одинаковое влияние.

Другим этапом анализа петрофизической информации является регрессионный анализ, с помощью которого можно рассчитывать уравнения регрессии одних параметров на другие. Например, для условий Октябрьского месторождения были рассчитаны уравнения множественной линейной регрессии с целью выявления принципиальной возможности прогнозирования одних физических свойств через другие.

Рассчитанное уравнение множественной регрессии пористости, скорости, магнитной восприимчивости и удельного электрического сопротивления на плотность

$$\sigma = 3,369 - 0,012 \cdot K_n + 0,0002 \cdot V_p + 0,013 \cdot \ln \chi - 0,159 \cdot \ln \rho \quad (9.1)$$

показало, что погрешность прогноза значений плотности по данным лабораторных измерений  $K_n V_{рж}$  и  $\rho$  для единичного предсказания составляет менее 5%, для среднего из серии 10 однородных образцов — всего 2%. Коэффициент корреляции между прямыми лабораторными измерениями плотности на эталонных образцах и прогнозируемыми значениями этого параметра по лабораторным данным равен 0,94.

Прогнозирование магнитной восприимчивости через петрофизические параметры по уравнению

$$\ln \chi = -14,82 + 4,041 \cdot \sigma - 0,0005 \cdot V_p + 0,2108 \cdot \ln \rho \quad (9.2)$$

дало аналогичные результаты.

Уравнение множественной регрессии для прогнозирования содержания общего железа через каротажные данные имеет следующий вид:

$$\ln C_{Fe} = -0,837 - 1,19 \ln(\Gamma K) + 0,15 \cdot KB \cdot 0,368 \cdot \ln(KMB) - \\ - 0,24 \cdot \ln(KC).$$

Более подробно вопрос о прогнозировании физических свойств через комплекс каротажных данных рассмотрен в разд. 8.3.1.

Для одновременного учета изменчивости отдельных петрофизических характеристик и связей между ними удобно использовать дисперсионный анализ, в частности метод главных компонент (МГК) [12]. Для комплексного анализа методом главных компонент использована выборка из 283 образцов по Октябрьскому месторождению, полностью охарактеризованная пятью физическими характеристиками: плотностью, магнитной восприимчивостью, удельным электрическим сопротивлением, скоростью прохождения продольных ультразвуковых волн и коэффициентом пористости. В выборке учтены также содержание железа общего и глубина отбора образцов в скважине. МГК основан на нахождении собственных значений и собственных векторов ковариационной матрицы [12]. Он заключается в определении относительно небольшого числа компонент, исчерпывающих основную долю суммарной дисперсии первоначально измеренных переменных. Именно это свойство главных компонент, являющихся линейными комбинациями исходных признаков, позволяет наглядно отображать классифицируемые объекты.

Главные компоненты — это собственные векторы ковариационной матрицы. Если исходные данные представить в виде облака точек в многомерном пространстве призна-



ков, то первая главная компонента будет направлена вдоль оси максимального разброса (дисперсии) признаков, вторая будет отражать аналогичное свойство, но в направлении, ортогональном первому, и т. п. Поэтому главные компоненты некоррелированы, а максимальное их число в общем случае не превышает числа исходных признаков. В связи с тем, что анализируемые данные выражены в различных единицах измерений, необходимо их стандартизировать переводом в безразмерную форму в показатели контрастности  $\gamma_j = \frac{\bar{A}_j - \bar{A}_{ij}}{S_j}$ , т. е. вычитанием из каждого наблюде-

ния соответствующего среднего  $\bar{A}_j$  и делением разности на стандартное отклонение  $S_j$ . После этого преобразования новые переменные  $\gamma_j$  имеют нулевое среднее и единичную дисперсию. В этом случае главная компонента определяется выражением [6]:

$$t_{ik} = \sum_{j=1}^m V_{jk} (A_{ij} - \bar{A}_j) / S_j, \quad (9.3)$$

где  $A_{ij}$  —  $j$ -й признак  $i$ -го объекта (образца);  $\bar{A}_j$  и  $S_j$  — оценки соответственно среднего и стандарта  $j$ -го признака;  $V_{jk}$  —  $j$ -я составляющая  $k$ -го собственного вектора ( $V_k = [V_{1k}, \dots, V_{mk}]$ ), или иначе нагрузка на  $j$ -й признак;  $m$  — число исходных признаков (порядок корреляционной матрицы). Собственное значение  $\lambda$  ( $k=1, \dots, m$ ) является дисперсией  $k$ -й главной компоненты.

Для анализа петрофизической информации была использована программа SVD, реализующая вычисления сингулярного разложения на языке Фортран.

Исходные измеренные признаки — плотность  $\sigma$ , магнитная восприимчивость  $\chi$ , удельное электрическое сопротивление  $\rho$ , коэффициент пористости  $K_p$ , скорость продольных волн  $V_p$ , содержание железа общего Fe и глубина отбора образцов  $H$  для проведения вычислений стандартизованы и в дальнейшем обозначены соответственно  $\gamma_\sigma$ ,  $\gamma_\chi$ ,  $\gamma_\rho$ ,  $\gamma_{Kp}$ ,  $\gamma_{V_p}$ ,  $\gamma_{Fe}$ ,  $\gamma_H$ .

В результате сингулярного разложения получены (табл. 9.3) нагрузки на признаки (элементы собственных векторов) и сингулярные числа, по которым определен относительный вклад  $k$ -й компоненты в общую дисперсию выборки (%):

$$d_k = (\sigma_k^2 / \sum_{i=1}^m \sigma_i^2) \cdot 100\%. \quad (9.4)$$

Сингулярные числа, соответствующие им собственные векторы  
и вклад главных компонент  $d_k$  в общую дисперсию матрицы  
стандартизированных петрофизических признаков  
Октябрьского скарново-магнетитового месторождения

Призна- ки $\gamma$ и вкла- ды $d_k$	Сингулярные числа						
	30,07	24,61	13,64	13,25	7,90	5,59	3,00
$\gamma_H$	0,13	—0,45	0,87	—0,14	0,02	—0,02	—0,01
$\gamma_{Fe}$	0,46	0,33	0,06	—0,27	0,02	—0,46	—0,62
$\gamma_{\sigma}$	0,54	0,14	0,00	—0,07	—0,14	0,34	0,75
$\gamma_{кп}$	—0,37	0,39	0,18	—0,41	0,66	0,11	0,24
$\gamma_p$	0,35	—0,42	—0,23	0,34	0,72	0,09	—0,05
$\gamma_p$	0,04	—0,49	—0,38	—0,78	—0,06	—0,07	0,01
$\gamma_x$	0,47	0,31	0,04	—0,14	0,13	—0,80	—0,02
	45,80	30,69	9,42	8,89	3,16	1,58	0,46

Более 75% суммарной дисперсии исчерпывают две пер-  
вые компоненты:

$$t_1 = 0,13 \cdot \gamma_H + 0,46 \cdot \gamma_{Fe} + 0,54 \cdot \gamma_{\sigma} - 0,37 \cdot \gamma_{кп} + \\ + 0,35 \cdot \gamma_{V_p} + 0,04 \cdot \gamma_p + 0,47 \cdot \gamma_x,$$

$$t_2 = -0,45 \cdot \gamma_H + 0,33 \cdot \gamma_{Fe} + 0,14 \cdot \gamma_{\sigma} + 0,39 \cdot \gamma_{кп} - \\ - 0,42 \cdot \gamma_{V_p} - 0,49 \cdot \gamma_p + 0,31 \gamma_x.$$

На рис. 9.14 показана проекция исходной выборки на плоскость первых компонент. Анализ свидетельствует, что компонента  $t_1$  отражает ожидаемые зависимости свойств от интенсивности магнетитового оруденения. Компонента  $t_2$  существенно зависит от глубины и, судя по величине и знакам коэффициентов при нагрузках на признаки, скорее всего связана с развитием трещиноватости и пористости руд, причем с увеличением глубины залегания влияние этого фактора убывает. Третья и четвертая компоненты в основном объясняются значительной дисперсией соответственно глубины отбора и удельного электрического сопротивления. На три последние компоненты приходится лишь 5,2% общей дисперсии выборки. Поэтому для классификации исходной выборки наиболее целесообразно и вполне достаточно использовать две первые компоненты.

Выявление статистических связей между петрофизическими параметрами горных пород имеет большое практическое значение.

1. Имея такие взаимосвязи, можно по измеренным значениям одного параметра приближенно оценивать значения

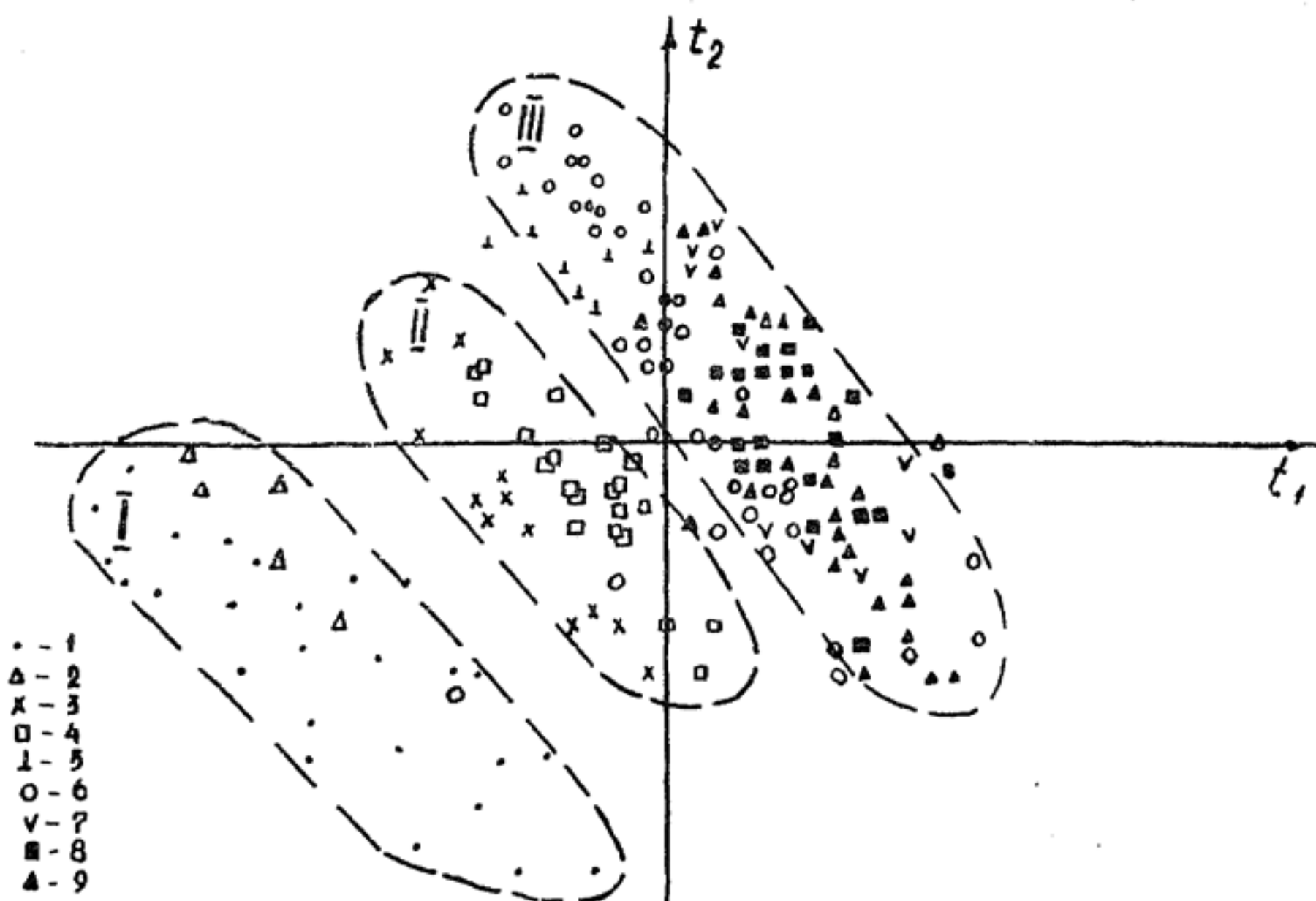


Рис. 9.14. Разделение горных пород и магнетитовых руд Октябрьского железорудного месторождения на три ПСВК в плоскости двух первых главных компонент ( $t_1$  и  $t_2$ ) по семи исходным параметрам:  
1—9 — номера групп по табл. 8.2; СВК — I — рудный; II — рудонесущий; III — рудовмещающий

другого, каковым может быть или изучаемый геологический параметр (пористость, водородосодержание, сульфидность и др.), или другой физический параметр, измерение которого по какой-либо причине затруднено.

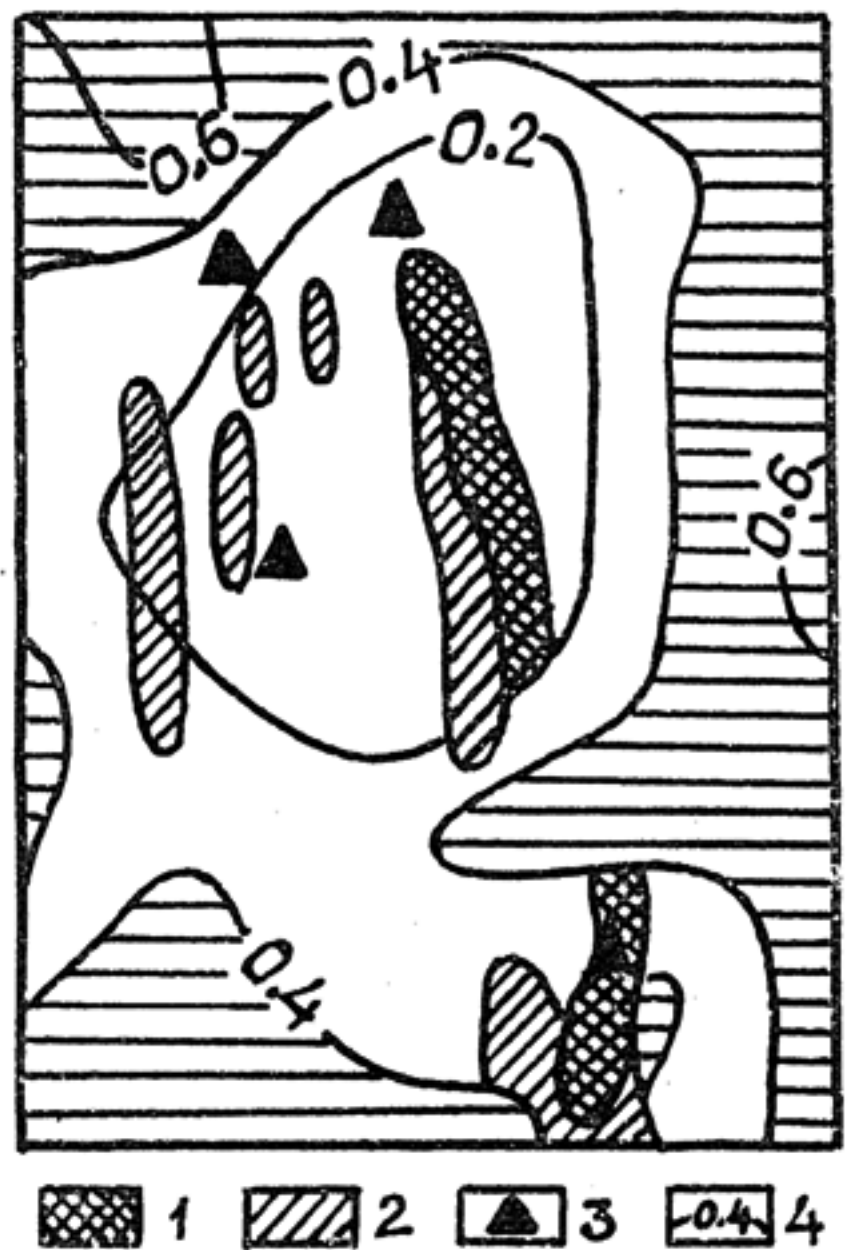
2. Наличие или отсутствие взаимосвязи между физическими параметрами может косвенным образом указывать на преобладающие причины их изменений. Так, если между магнитной восприимчивостью и плотностью интрузивных пород существует тесная корреляционная связь, то на плотность, как и на магнитную восприимчивость, оказывает преимущественное влияние их общая причина — содержание в породе железа, наиболее тяжелого компонента породы,



способного образовывать минералы-ферромагнетики. Если же такая взаимосвязь отсутствует, то для плотности или для обоих параметров следует искать другие, более сильные причины.

3. Характер взаимосвязи между физическими параметрами может служить одним из классификационных признаков породы. Особенно большое значение он принимает при выделении пород, затронутых вторичными и эндогенными процессами, такими, как выветривание, метаморфизм, метасоматоз, рудогенез. Так, положительная корреляционная связь между радиоактивностью и поляризуемостью углеродистых сланцев указывает на определенную степень их метаморфизма в условиях зеленосланцевой фации, когда уже образовался углеродистый минерал-полупроводник, но еще

Рис. 9.15. Нарушение корреляции между магнитной восприимчивостью и плотностью пород в зоне молибденового оруденения (по М. И. и В. И. Пахомовым, 1988): 1—2 — метасоматиты: эйситы (1) и аргиллизиты (2); 3 — рудопроявления молибдена; 4 — изолинии коэффициента корреляции между магнитной восприимчивостью и плотностью



■ 1 ▨ 2 ▲ 3 0.4 4

не началась миграция урана (и тория). М. И. и В. И. Пахомовы (1988) приводят в своей работе убедительные материалы о нарушении корреляционных зависимостей между магнитной восприимчивостью и плотностью, наблюдаемом в зонах метасоматоза. Пример этому для молибденового месторождения приведен на рис. 9.15. И метасоматиты, и известные проявления молибдена располагаются в поле пониженных значений коэффициента корреляции — меньше 0,4.

### 9.2.2. Понятие о петрофизическом структурно-вещественном комплексе (ПСВК). Способы выделения ПСВК

Под термином петрофизический структурно-вещественный комплекс (ПСВК) в общем случае понимают реальную совокупность геологических образований, квазиоднородных по одной или нескольким физическим характеристикам. Именно ПСВК являются реальными объектами геофизического изучения и положены в основу формирования петрофизических моделей (ПФМ). Это понятие было предложено А. С. Барышевым (1980). Из определения следует относительный характер ПСВК, так как критерии объединения пород и руд в те или иные комплексы существенно зависят от решаемых задач, условий залегания изучаемого объекта и фактической разрешающей способности геофизических методов.

Классическими примерами ПСВК могут служить осадочный чехол и кристаллический фундамент в пределах платформ, осадочный, гранитогнейсовый и базальтовый слои в вертикальном разрезе континентальной земной коры. Каждый из перечисленных комплексов характеризуется очень сложным геологическим строением, состоит из разнородных пород, но их обобщенные петрофизические характеристики весьма близки между собой и одновременно резко отличаются от соседнего ПСВК. Например, породы, составляющие кристаллический фундамент платформ, отличаются от покрывающих их осадочных образований более высокими значениями магнитных параметров, плотности, скорости распространения продольных волн, удельного электрического сопротивления.

Понятия «ПСВК» и «петрофизическая группа» принципиально различны, так как ПСВК, как правило, гетерогенны в геологическом отношении. В частном, благоприятном для разведочной геофизики случае поверхности, ограничивающие ПСВК, могут совпадать с границами стратиграфических подразделений или с контактами, разделяющими породы различного литолого-петрографического состава. Но в большинстве реальных ситуаций это не так и число ПСВК в пределах конкретного объекта, как правило, меньше, чем количество выделенных групп горных пород и их разновидностей.

Рис. 9.16 иллюстрирует довольно типичную ситуацию, когда из шести разновидностей пород по величине магнит-

ной восприимчивости выделяется только одна граница между эффузивными и осадочными горными породами. Иными словами, здесь четко проявлены два ПСВК: эффузивный, объединяющий порфиры, андезиты и базальты, и осадочный, в который входят песчаники, сланцы и конгломераты. Значения магнитной восприимчивости для каждого из этих

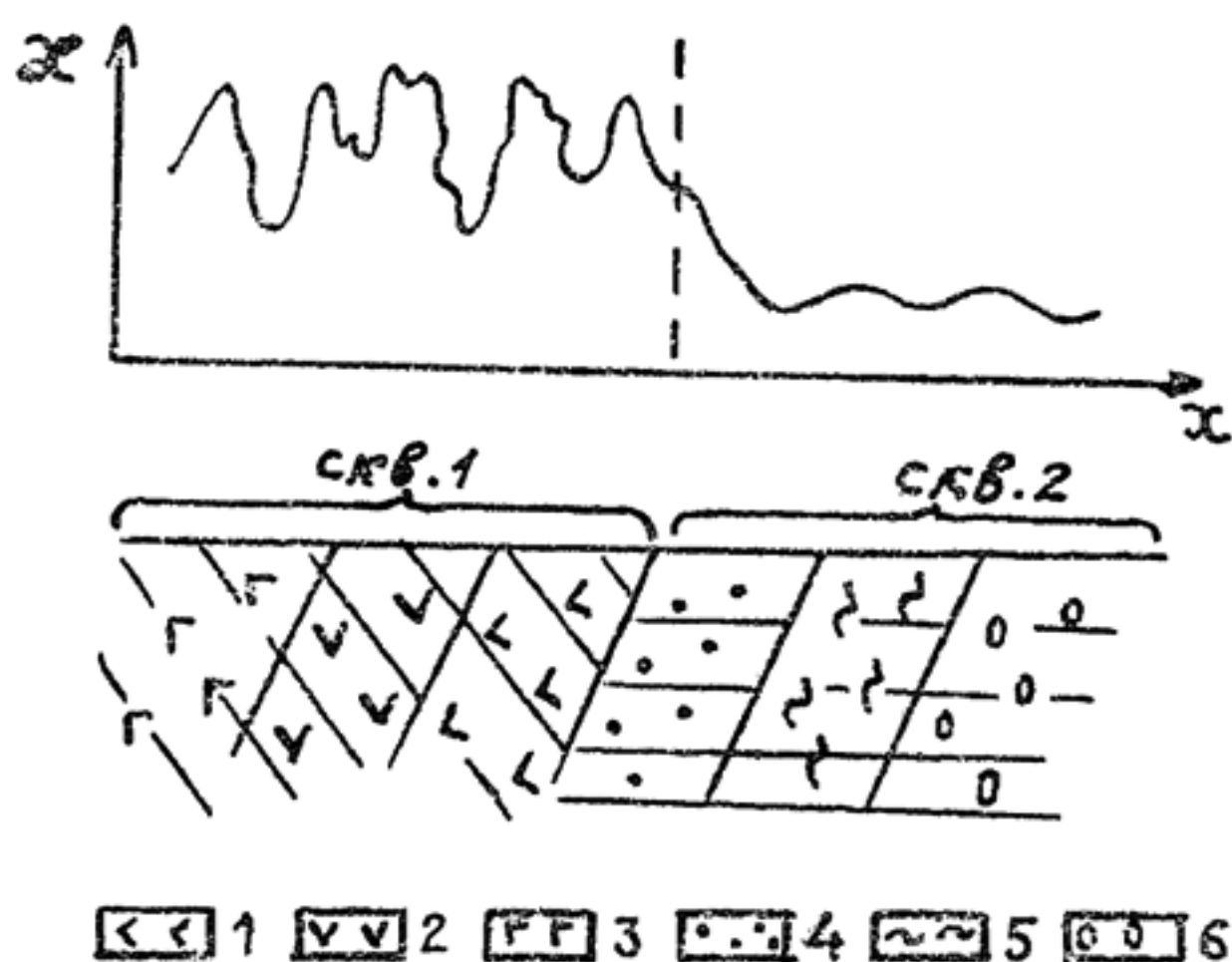


Рис. 9.16. Днабазовые порфиры (1), андезиты (2), базальты (3), слагающие эффузивный ПСВК-1, и песчаники (4), глинистые сланцы (5) и конгломераты (6), объединяемые в осадочный ПСВК-2 по значениям магнитной восприимчивости  $\chi$

ПСВК заметно различаются. Эффузивный ПСВК характеризуется повышенными значениями магнитной восприимчивости с большой дисперсией, а осадочный ПСВК — низкими значениями, которые слабо меняются от точки к точке.

При изучении физических свойств пород объединение образцов в петрофизические группы традиционно осуществляют средствами их геологической классификации по петрографическим (литологическим) признакам, стратиграфической принадлежности, степени метаморфизма и другим признакам [32].

Для выделения ПСВК по несгруппированным данным можно использовать различные способы их автоматической классификации. Рассмотрим три из них: способ построения и анализа вариационных кривых, применяемый для выделения петрофизических структурно-вещественных комплексов



Сравнение средних значений плотности,  
определенных по ПСВК и в пределах известных групп пород и руд  
(см. табл. 8.2)

Номер максимума и соответствующего ПСВК	I			II			III			IV			V			VI		
Среднее значение $\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	3,96			3,70			3,30			3,00			2,70			2,35		
Геологический код по табл. 8.2	1			2			3			4			8		5	6	9	7
Среднее значение $\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	4,05			3,68			3,25			2,93			2,85		2,75	2,45	2,36	2,27

по частным физическим характеристикам: метод главных компонент, предназначенный для обработки данных комплексных петрофизических исследований, а также способ иерархической группировки дендрограмм по какому-либо статистическому критерию.

Все последующие расчеты и построения проведены на материале, представленном в виде файлов данных, сформированных для изученных железорудных объектов, содержащих петрофизическую и каротажную информацию. Все литологические разности пород и руд, картируемые в пределах исследуемых месторождений, представлены примерно в равных количествах.

В первом способе по исходным выборкам физических свойств строятся вариационные кривые, которые, как правило, полимодальны. Предполагая, что каждому максимуму этой кривой соответствует определенный ПСВК, по обобщенной вариационной кривой значений плотности пород и руд Октябрьского месторождения, построенной по данным о 300 образцах, можно ориентировочно наметить средние значения плотности шести ПСВК (табл. 9.4).

Из рис. 9.17 и табл. 9.4 видно, что предварительно выделенные I, II, III и IV петрофизические структурно-вещест-

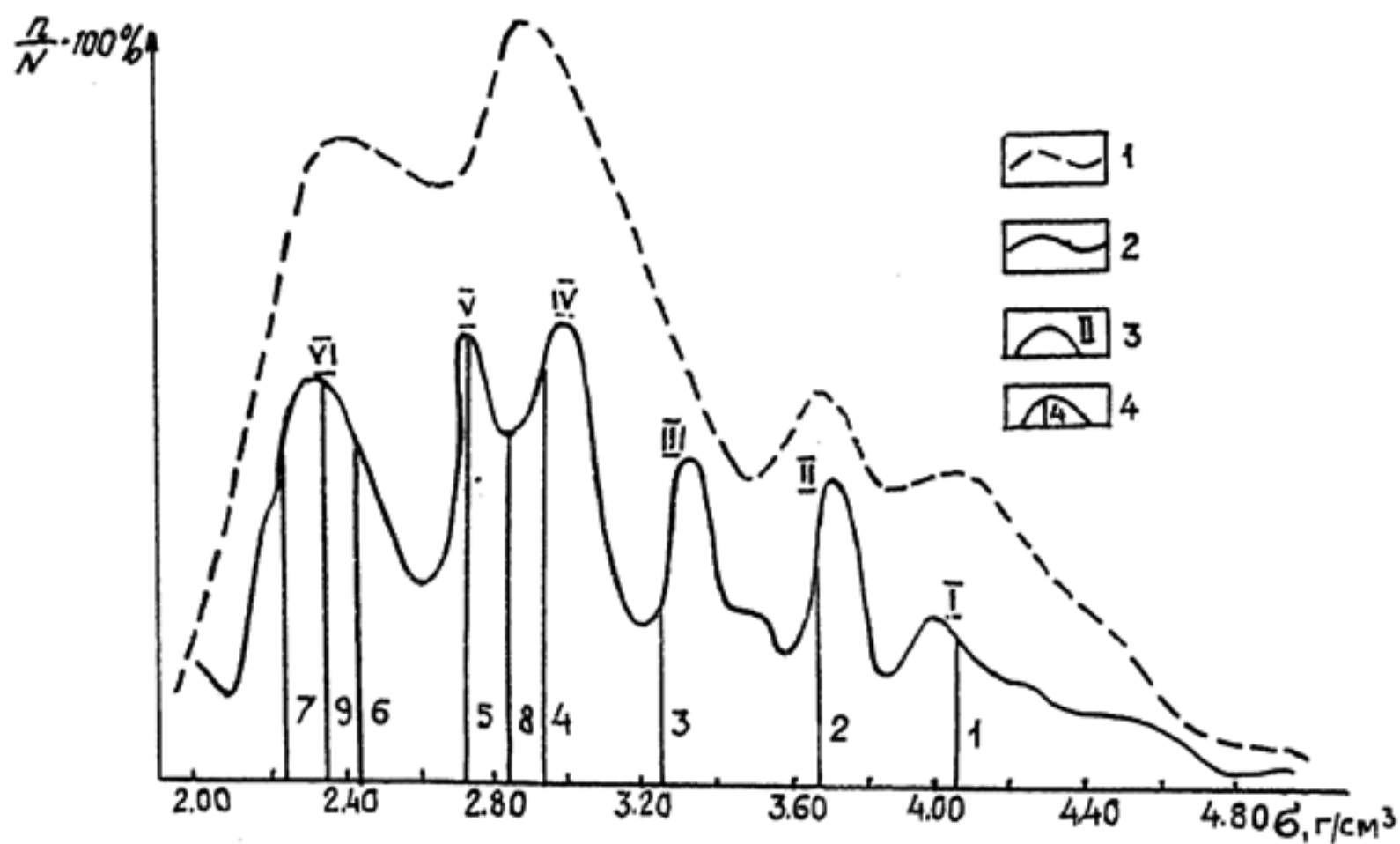


Рис. 9.17. Вариационные кривые распределения плотности горных пород и руд Октябрьского скарново-магнетитового месторождения:

1—2 — вариационные кривые, построенные при 15 и 30 интервалах группирования соответственно; 3 — номер максимума и соответствующего ПСВК по табл. 9.4; 4 — среднее значение плотности, отвечающее группам пород по табл. 8.2

венные комплексы хорошо согласуются соответственно с 1, 2, 3 и 4-м типами пород и руд (табл. 8.2). Об этом свидетельствует корреспондируемость средних значений плотности. А V и VI ПСВК объединили соответственно 8 и 5-ю группы и 6, 7 и 9-ю группы пород, т. е. ПСВК V объединяет интенсивно оруденелые скарны и траппы, а ПСВК VI — скарны (0—5%), туфы, туфобрекчии, туффиты и вмещающие породы (песчаники и алевролиты).

Для проверки гипотез о возможности объединения указанных групп и значимых различий в плотностной характеристике выделенных СВК можно привлечь  $t$ -критерий Стьюдента (проверка гипотез о равенстве центров распределения) и  $F$ -критерий Фишера (проверка гипотезы равенства дисперсий). Результаты проверки статистических гипотез подтвердили незначимость различий в средних и дисперсиях плотности в группах 5 и 8, а также в группах пород 6, 7 и 9.

Использованный для выделения петрофизических структурно-вещественных комплексов способ достаточно прост, но не лишен недостатков, главным из которых является зависимость вида вариационной кривой от величины интервала группирования и представительности литологических разностей в общей анализируемой выборке. Построение вариационной кривой того же параметра, но с другим шагом группирования дает другой результат. Например, при 30 интервалах группирования отчетливо проявлены шесть максимумов, а при 15 — всего четыре (см. рис. 9.17).

Таким образом, изменение числа интервалов группирования существенно отражается на форме вариационных кривых. Ясно и то, что чем меньше число образцов какой-либо группы пород в общей выборке, тем труднее выявить ее присутствие в ней. Рассмотренный способ играет поэтому вспомогательную роль, его целесообразно использовать лишь на начальном этапе обработки и анализа петрофизической информации.

Рассмотрим способ выделения ПСВК, основанный на раздельном анализе каждого из петрофизических параметров, не учитывающий возможных связей между различными физическими характеристиками. Для комплексного анализа их взаимосвязей удобно использовать полуавтоматическую классификацию, основанную на визуальном выделении компактных групп объектов по изображению исходной выборки в двух- и трехмерном пространстве, некоторых обобщенных признаков объектов. Одним из таких способов



является метод главных компонент (МГК). Подробно теория этого метода и весь процесс обработки рассмотрены в разд. 9.2.1. Проанализируем результаты вычислений.

Анализ расположения точек в плоскости двух первых компонент позволяет выделить три компактные группы объектов (см. рис. 9.14). По составу объектов, входящих в эти группы, ПСВК можно обозначить и назвать следующим образом: I — рудный (руды с содержанием железа, превышающим 25%); II — рудонесущий (бедные руды и интенсивно оруденелые скарны ( $C_{Fe\text{ общ}} = 10\text{—}25\%$ )); III — рудовмещающий (слабооруденелые и безрудные скарны, траппы, вулканогенные и осадочные породы) ( $C_{Fe\text{ общ}} < 10\%$ ). Обобщенные параметры выделенных ПСВК приведены в табл. 9.5, и в дальнейшем их целесообразно использовать при построении априорных ПФМ на стадии поисков скарново-магнетитовых месторождений.

Анализ петрофизических данных методом главных компонент отличается значительной степенью обобщения физических свойств, поэтому использование его с целью выделения ПСВК как основных элементов различных петрофизических моделей не всегда целесообразно. ПСВК, формируемые при использовании этого метода, можно называть обобщенными.

Более оптимальным способом формирования петрофизических структурно-вещественных комплексов, на наш взгляд, является иерархическая группировка дендрограмм, базирующаяся на проверке статистических гипотез о сходстве или различии тех или иных статистических характеристик петрофизических свойств [6]. Способ иерархической группировки дендрограмм требует представления информации о физических свойствах в виде статистических оценок, рассчитанных для определенных групп геологических объектов, объединенных на основе некоторой классификации по петрофизическим, стратиграфическим или другим признакам. Данные первичной статистической обработки, оценки средних и стандартов измеренных физических свойств обычно представляют в виде таблиц, аналогичных табл. 8.2.

Учитывая, что основной предпосылкой для изучения геологического разреза геофизическими методами является дифференциация пород по средним значениям физических свойств, в качестве критерия для установления их сходства либо различия выбирают *t*-статистику Стьюдента, правила вычисления которой в общем случае зависят от результатов проверки гипотезы о равенстве дисперсии сравниваемых вы-

Т а б л и ц а 9.5

Обобщенная характеристика петрофизических структурно-вещественных комплексов Октябрьского скарново-магнетитового месторождения, выделенных методом главных компонент

СВК	$\frac{\bar{\delta}, \text{ г/см}^3}{S}$	$\frac{\tilde{\chi}, \text{ ед. СИ}}{\varepsilon}$	$\frac{\tilde{K}_n, \%}{\varepsilon}$	$\frac{\bar{V}_p, \text{ м/с}}{S}$	$\frac{\tilde{\rho}, \text{ Ом}\cdot\text{м}}{\varepsilon}$
Рудный	$\frac{3,87}{0,27}$	$\frac{2,0678}{1,7}$	$\frac{4,5}{3,0}$	$\frac{4750}{800}$	$\frac{9,2}{3,2}$
Рудонесущий	$\frac{3,09}{0,27}$	$\frac{0,6926}{2,3}$	$\frac{5,6}{2,2}$	$\frac{4500}{700}$	$\frac{28,0}{3,3}$
Рудовмещающий	$\frac{2,58}{0,31}$	$\frac{0,0078}{10,0}$	$\frac{5,3}{2,9}$	$\frac{4400}{850}$	$\frac{120,0}{5,4}$

П р и м е ч а н и е. S — стандарт;  $\varepsilon$  — стандартный множитель.

борок по критерию Фишера [12]. В случае, если гипотеза справедлива, т. е.  $S_1 = S_2$ , вычисление коэффициента Стьюдента ведут по формуле

$$t = |\bar{A}_1 - \bar{A}_2| / \sqrt{\frac{n_1 + n_2}{n_1 \cdot n_2} \left[ \frac{(n_1 - 1) \cdot S_1^2 + (n_2 - 1) S_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \right]}. \quad (9.5)$$

Если же  $S_1 \neq S_2$ , то критерий Стьюдента рассчитывают по другой формуле

$$t = |\bar{A}_1 - \bar{A}_2| / \sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} - \frac{S_2^2}{n_2}}. \quad (9.6)$$

Результат вычисления  $t$ -статистики сравнивают с критическим значением, которое определяют по таблицам [2]. Входными данными для них являются степени свободы  $\nu$  и уровень значимости  $p$ . При  $S_1 = S_2$  число степеней свободы вычисляют по формуле

$$\nu = n_1 + n_2 - 1, \quad (9.7)$$

а при  $S_1 \neq S_2$

$$\nu = \frac{(S_1^2 / n_1 + S_2^2 / n_2)^2 \cdot (n_1 + 1) (n_2 + 1)}{(S_1^2 / n_1)^2 (n_2 + 1) + (S_2^2 / n_2)^2 (n_1 + 1)}. \quad (9.8)$$

При проверке подобных статистических гипотез обычно выбирают 5%-ный уровень значимости.

Процедура объединения отдельных петрографических групп в петрофизические структурно-вещественные комплексы по одному из анализируемых физических признаков состоит из следующих операций: 1 — ранжирование петрографических групп по степени увеличения физического признака; 2 — проверка гипотез о равенстве средних значений анализируемых физических характеристик двух соседних групп; 3 — объединение групп с незначимыми различиями средних значений, приоритет на объединение отдается тем группам, для которых величина  $t$ -статистики минимальна; 4 — для объединяемых групп вычисляют новые средние и дисперсию; 5 — повторение второй и третьей операции уже с укрупненными группами до тех пор, пока между ними не будет статистически значимых различий в средних значениях.

Средние и дисперсии укрупненных групп рассчитывают по формулам [6]:

$$A_{k,e} = P_k \cdot \bar{A}_k + P_e \cdot \bar{A}_e,$$



$$S_{k,e}^2 = P_k S_k^2 + P_e \cdot S_e^2 + P_k \cdot P_e (\bar{A}_k - \bar{A}_e)^2, \quad (9.9)$$

где  $k, e$  — порядковые индексы (или геологические коды) объединяемых групп пород;  $P_k = n_k / (n_k + n_e)$  и  $P_e = n_e / (n_k + n_e)$  — относительные частоты встречи объектов каждой группы в укрупненной группе.

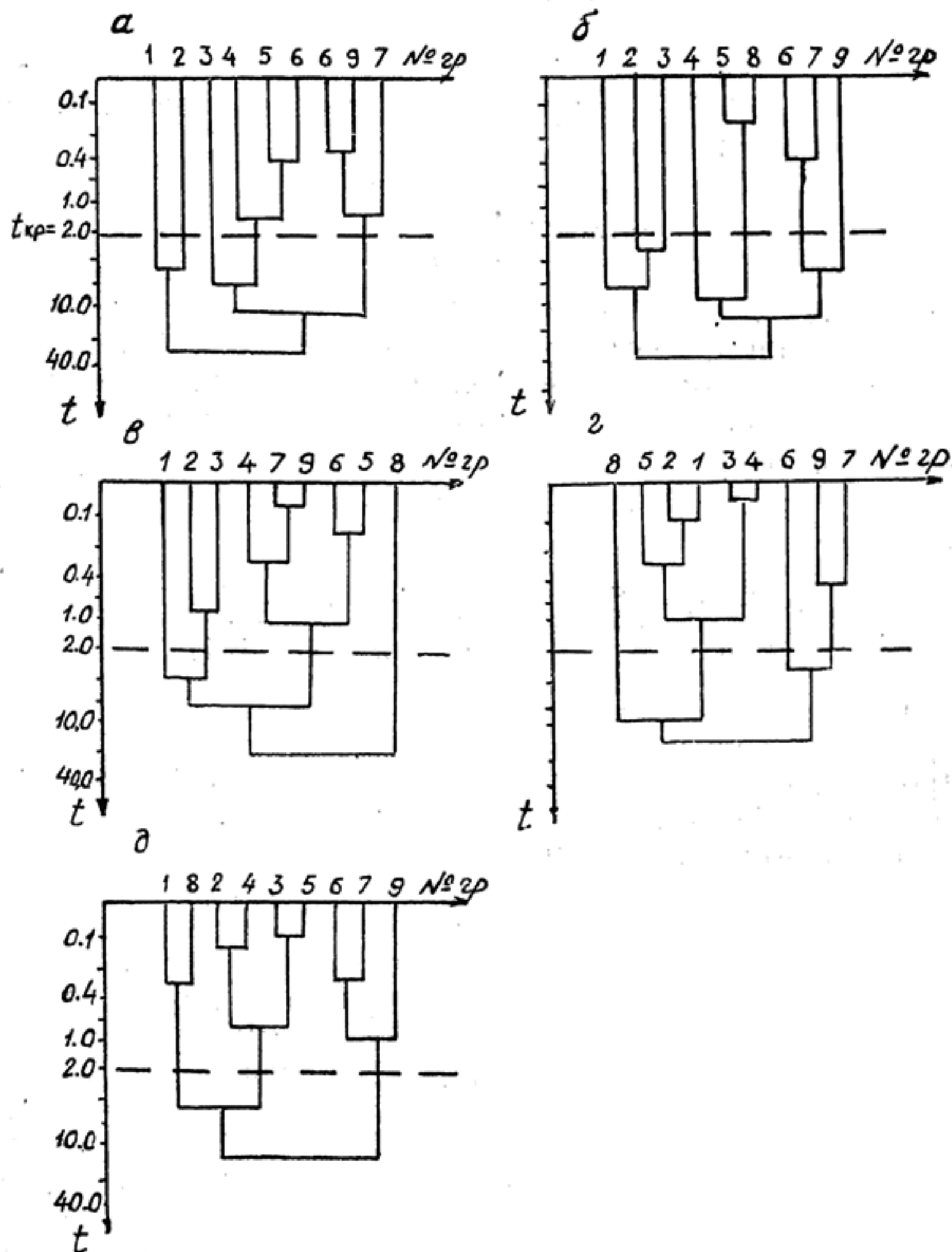


Рис. 9.18. Дендрограммы иерархической группировки пород и руд Октябрьского скарново-магнетитового месторождения по различным физическим свойствам:

а — по плотности; б — по магнитной восприимчивости; в — по удельному электрическому сопротивлению; г — по коэффициенту пористости; д — по скорости упругих продольных волн; расшифровку геологического кода см. в табл. 8.2

**Интегральная петрофизическая характеристика частных ПСВК  
Октябрьского скарново-магнетитового месторождения  
по плотности (а) и по магнитной восприимчивости (б)**

ПСВК	Геологический код объединяемых групп	$\delta$ , $10^3 \text{ кг/м}^3$	$S$ , $10^3 \text{ кг/м}^3$	Наименование ПСВК
I	1	4,05	0,25	Рудный I
II	2	3,68	0,28	—,,— II
III	3	3,25	0,25	—,,— III
IV	4, 5, 8	2,85	0,24	Вмещающий I
V	6, 9, 7	2,36	0,25	—,,— II

ПСВК	Геологический код объединяемых групп	$\kappa$ , $10^6 \text{ ед. СИ}$	$\varepsilon^{\pm 1}$	Наименование ПСВК
I	1	2425000	1,5	Рудный I
II	2	1709000	1,7	—,,— II
III	3	1181000	1,9	—,,— III
IV	4	405500	1,9	Рудовмещающий I
V	5, 8	33350	3,4	—,,— II
VI	6, 7	2470	7,4	—,,— III
VII	9	126	2,1	Вмещающий I

Примечание. Расшифровку геологического кода и символов см. в табл. 8.2.

Процесс последовательного слияния отдельных разновидностей пород и руд наглядно отражен на дендрограммах иерархической группировки. За критическое значение во всех случаях принимали  $t=2,02$ , соответствующее уровню значимости  $P=0,05$  и числу степеней свободы  $\nu=25-30$ .

Проведенные расчеты и классификационные построения (рис. 9.18) позволили оценить информативность тех или иных петрофизических параметров и фактическую способность каждого геофизического метода при решении конкретных геологических задач. Например, при формиро-

вании петрофизических структурно-вещественных комплексов по Октябрьскому месторождению вместо 9 петрологических типов пород и руд (см. табл. 8.2), визуально картируемых на месторождении, установлено следующее. На уровне, соответствующем магнитной восприимчивости, выделяются 7 самостоятельных СВК, что объективно характеризует высокую дифференциацию геологического объекта по этому параметру, зависящему практически от содержания магнитного железа. По магнитной восприимчивости неразличимы оруденелые скарны и траппы, а также безрудные скарны и туфовые образования (табл. 9.6, б, рис. 9.18, б). Число ПСВК, выделяемых по плотности, равно 5. Это, видимо, объясняется тем, что плотность достаточно тесно связана не только с содержанием железа, но и с пористостью (см. табл. 9.6, а, рис. 9.18, а). По значениям последней выделено всего 4 ПСВК. Увеличение значений пористости от руд к рудовмещающим образованиям (см. табл. 8.2) приводит к снижению информативности удельного электрического сопротивления и скорости распространения продольных волн. По этим характеристикам выделено соответственно лишь 4 и 3 ПСВК.

## ВОПРОСЫ

1. Каким образом и для чего строят вариационные кривые относительных частот измеренного физического параметра? По каким правилам при этом выбирают ширину интервала группирования изучаемого физического параметра?

2. Чем гистограмма распределения измеренного физического параметра отличается от вариационной кривой относительных частот того же параметра?

3. В чем отличие одномодальных вариационных кривых какого-либо физического признака (удельного электрического сопротивления, плотности, пористости, поляризуемости или др.) от полимодальных? Что они отражают?

4. Как строят график накопленных частостей на вероятностном трафарете и каким образом используют этот графический способ для установления закона вероятностного распределения изучаемого физического признака и параметров этого закона (моды, стандартного отклонения, стандартного множителя)?

5. По каким формулам рассчитывают параметры нормального (гауссового) распределения значений измеренной физической характеристики при аналитическом способе их оценки?



6. Поясните цели и задачи компьютерной обработки результатов измерений физических свойств горных пород.

7. Разберите и поясните, как организован и работает типовой компьютеризированный комплекс сбора, хранения и обработки петрофизической информации.

8. Что такое поле корреляции? Что используют в качестве координат при построении поля корреляции? Поясните, используя рисунки, приведенные в разных главах учебника.

9. В вертикальном разрезе золото-кварцево-сульфидных месторождений пириты с дырочной проводимостью на глубине сменяются пиритами с электронной проводимостью. Как изменяются кристалломорфические свойства пиритов в вертикальном разрезе этих месторождений (см. рис. 9.12)?

10. Прокомментируйте рис. 9.3, внимательно прочитав перед этим пояснение к нему в разд. 9.2.1.

11. Объясните сущность регрессионного анализа, используя множественные уравнения регрессии (9.1), (9.2). Какие задачи решают с помощью регрессионного анализа?

12. Поясните, в чем сущность метода главных компонент как средства комплексного анализа петрофизических данных.

13. Какое практическое значение имеет выявление статистических связей между петрофизическими параметрами горных пород?

14. Что такое петрофизический структурно-вещественный комплекс? Поясните на примере рис. 9.16. Приведите любой другой пример.

15. Каким образом определяют ПСВК способом построения вариационных кривых частот?

16. В чем заключается выделение ПСВК способом иерархической группировки дендрограмм? Прокомментируйте результат такой группировки, изображенной на рис. 9.18.

## 10. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

### 10.1. Петрофизические классификации геологических объектов

#### 10.1.1. Классификация минералов и горных пород

Под петрофизической классификацией понимают распределение геологических объектов по классам (группам), связанным в систему и различающимся по интересующему нас физическому параметру или совокупности физических параметров.

В условиях большого количества петрофизической информации плохая ее упорядоченность тормозит развитие петрофизики как науки, не способствует эффективному использованию ее в геологической практике. Петрофизические классификации призваны привести результаты петрофизических измерений в определенную систему, сделать легко обозреваемым все множество геологических объектов с точки зрения их физических свойств, выявить внутренние связи и закономерности в петрофизической характеристике геологических объектов.

Петрофизические классификации различаются по предмету классификации и по используемому классификационному признаку. Предметом петрофизической классификации могут выступать геологические объекты различного уровня организации: минералы, горные породы как парагенезисы минералов и геологические формации как парагенезисы горных пород. В качестве классификационного признака используются чаще всего значения какого-либо физического параметра, например магнитной восприимчивости, плотности (рис. 10.1, 10.2), или нескольких физических параметров. Примерами последнего могут служить петрофизическая классификация минералов эндогенных рудных месторождений, приведенная в табл. 10.2, петрофизическая классификация геологических формаций по Н. Б. Дортман (см. табл. 10.3). Кроме значений физических параметров, в качестве классификационного признака может служить наличие у геологического объекта какого-либо физического со-

**Система типовых петрофизических групп (классов)  
горных пород**

**1. Петромагнитные группы**

Породы	слабомагнитные	среднемагнитные	повышенномагнитные	сильномагнитные
Номер группы	1	2	3	4
Интервал $\kappa$ , $10^{-5}$ ед. СИ	0—300	300—3000	3000—25000	25000—50000 и более
Петромагнитные подгруппы	А, Б	В, Г, Д	Е, Ж, З	И, К

**2. Петроплотностные группы**

Породы	малой плотности	низкой плотности	средней плотности	повышенной плотности	высокой плотности
Номер группы	1	2	3	4	5
Интервал $\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	1,9—2,2	2,2—2,55	2,55—2,70	2,70—2,85	2,85—3,1 и более
Петроплотностные подгруппы	а—д	е—м	н—п	р—т	у—э

**3. Петроскоростные группы**

Породы	пониженной скорости	средней скорости	повышенной скорости
Номер группы	1	2	3
Интервал $V_p$ , км/с	2—5 и менее 2	5—7	7—8 и более

**4. Петроэлектрические группы**

Породы	высокой электропроводности	средней электропроводности	низкой электропроводности
Номер группы	1	2	3
Интервал $\rho$ , Ом·м	Менее 10	10—10 <sup>3</sup>	10 <sup>3</sup> —10 <sup>7</sup> и более



стояния. Так, в соответствующих главах учебника минералы горных пород объединены в группы диэлектриков и полупроводников, диамагнетиков, парамагнетиков и ферромагнетиков. В конечном счете о наличии у минерала названного физического состояния также судят по измеренным значениям физических параметров, в нашем случае — по величинам удельного электрического сопротивления, магнитной восприимчивости, по наличию остаточной намагниченности, значениям точки Кюри и др. В петрофизических классификациях наряду с физическими параметрами могут использоваться также минералогические и геохимические признаки.

Решение вопроса о том, какие классификационные признаки и группы использовать, зависит от физико-геологического существа предмета классификации, его петрофизической изученности, а также от цели классификации. Можно воспользоваться системой типовых петрофизических групп, приведенных в табл. 10.1. В ней учтены полные диапазоны изменения физических параметров горных пород, относительная распространенность пород с разными физическими свойствами, а также законы распределения значений физических параметров. Так, значения плотности и скорости упругих колебаний горных пород подчинены, как правило, нормальному закону распределения, и границы петроплотностных и петроскоростных групп выбраны по равномерной (арифметической) шкале значений. Значения магнитной восприимчивости и удельного электрического сопротивления горных пород чаще всего распределены в соответствии с лог-нормальным законом, поэтому границы петромагнитных и петроэлектрических групп проведены по шкале геометрической прогрессии.

Согласно табл. 10.1 все горные породы могут быть распределены по четырем петромагнитным группам с разными интервалами значений магнитной восприимчивости: слабомагнитные, среднемагнитные, повышенно-магнитные и сильномагнитные. Кроме того, внутри каждой петромагнитной группы выделяются подгруппы, имеющие свой индекс:

Индекс подгруппы	Интервал $\chi$ , $10^{-5}$ ед. СИ
А	0—100
Б	100—300
В	300—700
Г	700—1500 и т. д.

(см. шкалу на рис. 10.1 или 10.2). Петроплотностные группы также разделены на подгруппы с интервалом плотности  $0,05 \text{ г/см}^3$ :

Индекс подгруппы	Интервал $\sigma$ , $\text{г/см}^3$
$a_1$	$< 1,90$
$a_2$	$1,90—1,95$
$a_3$	$1,95—2,00$
$b$	$2,00—2,05$
$v$	$2,05—2,10$ и т. д.

При этом подгруппы  $a_1—g$  ( $\sigma$  до  $2,2 \text{ г/см}^3$ ) образуют петроплотностную группу малой плотности, подгруппы  $e—m$  — петроплотностную группу низкой плотности ( $\sigma = 2,2—2,55 \text{ г/см}^3$ ) и т. д. (см. табл. 10.1).

Использование системы типовых петрофизических групп способствует процессу обобщения петрофизических данных, позволяет сравнивать на единой основе результаты систематизации петрофизических наблюдений по различным регионам. С использованием типовых петрофизических групп строятся петрофизические карты (рис. 10,4—10.6). В петрофизических классификациях основных разновидностей пород (магматические, метаморфические, осадочные), построенных по сводным данным для территории России, используются также типовые петрофизические группы (см. рис. 10.1, 10.2) [49]. Чаще же всего петрофизические классификации строятся на основе более сложных систем петрофизических групп.

Петрофизические классификации должны удовлетворять основному требованию — каждый классифицируемый объект не может быть распределен в более чем одну группу. Если при принятой системе петрофизических групп это условие не достигается, изменяют границы групп, увеличивают число классификационных признаков, например, наряду с интервалом значений физического параметра используют числовые характеристики распределения этих значений (среднее, дисперсия и др.), комплекс физических параметров.

Классифицируемый геологический объект может попасть в разные петрофизические группы и по причине его петрофизической неоднородности. Особенно это характерно для случаев, когда для классификации используются сводные данные (см. рис. 10.1, 10.2). Так, биотит-роговообманковый гранит по петромагнитной классификации рис. 10.1 может быть отнесен к трем группам пород: слабомагнитным, сред-

Петрофизическая классификация наиболее распространенных минералов  
эндогенных рудных месторождений

Петрофизическая подгруппа	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$\kappa$ , 10 <sup>-5</sup> ед. СИ	$\rho$ , Ом·м	Минералы
1. Группа минералов-полупроводников (высокая поляризуемость, высокая и повышенная электропроводность, дифференцированные магнитности и плотность)				
1. Очень высокой плотности, вы- соких электропроводности и магнит- ности	4,5—5,2	(0,13—25) · 10 <sup>5</sup>	10 <sup>-6</sup> —10 <sup>-4</sup>	Магнетит Пирротин
2. Очень высокой плотности, вы- сокой электропроводности, малой магнитности	4,1—5,2	—18÷10	10 <sup>-5</sup> —1	Пирит Галенит Арсенопирит Халькопирит Борнит Пентландит Марказит
3. Очень высокой плотности, по- вышенной электропроводности, низ- кой и средней (у гематита) магнит- ности	3,9—8,1	—6÷100 (до 1300 у гематита)	10 <sup>-3</sup> —10 <sup>6</sup> (до 10 <sup>10</sup> у киноварь)	Сфалерит Молибденит Киноварь Вольфрамит Антимонит Касситерит Блеклая руда Гематит
4. Низкой плотности, высокой электропроводности, малой магнит- ности	2,27	—0,5	10 <sup>-6</sup> —10 <sup>-4</sup>	Графит



2. Группа минералов - диэлектриков  
(низкая электропроводность,  
дифференцированная плотность,  
малая и низкая магнитность)

5. Очень высокой плотности, низкой магнитности	3,75—6,2	10—40	$10^7—10^{14}$	Шеелит Лимонит Гранаты Барит
6. Высокой плотности, низкой магнитности	2,9—3,45	10—40	$10^8—10^{12}$	Эпидот Анкерит Турмалин Флюорит Хлорит (жел.)
7. Низкой, средней и повышенной плотности, малой магнитности	2,0—2,9	—1÷10	$10^8—10^{16}$	Кварц Альбит Гипс Кальцит Доломит Хлорит (магн.) Скаполит

немагнитным и повышенно-магнитным. Это обусловлено различными термодинамическими условиями образования гранита, принадлежностью его к различным магматическим формациям.

В ряде случаев петрофизическая неоднородность геологического объекта может указывать на незначительные с минералогической точки зрения метасоматические изменения

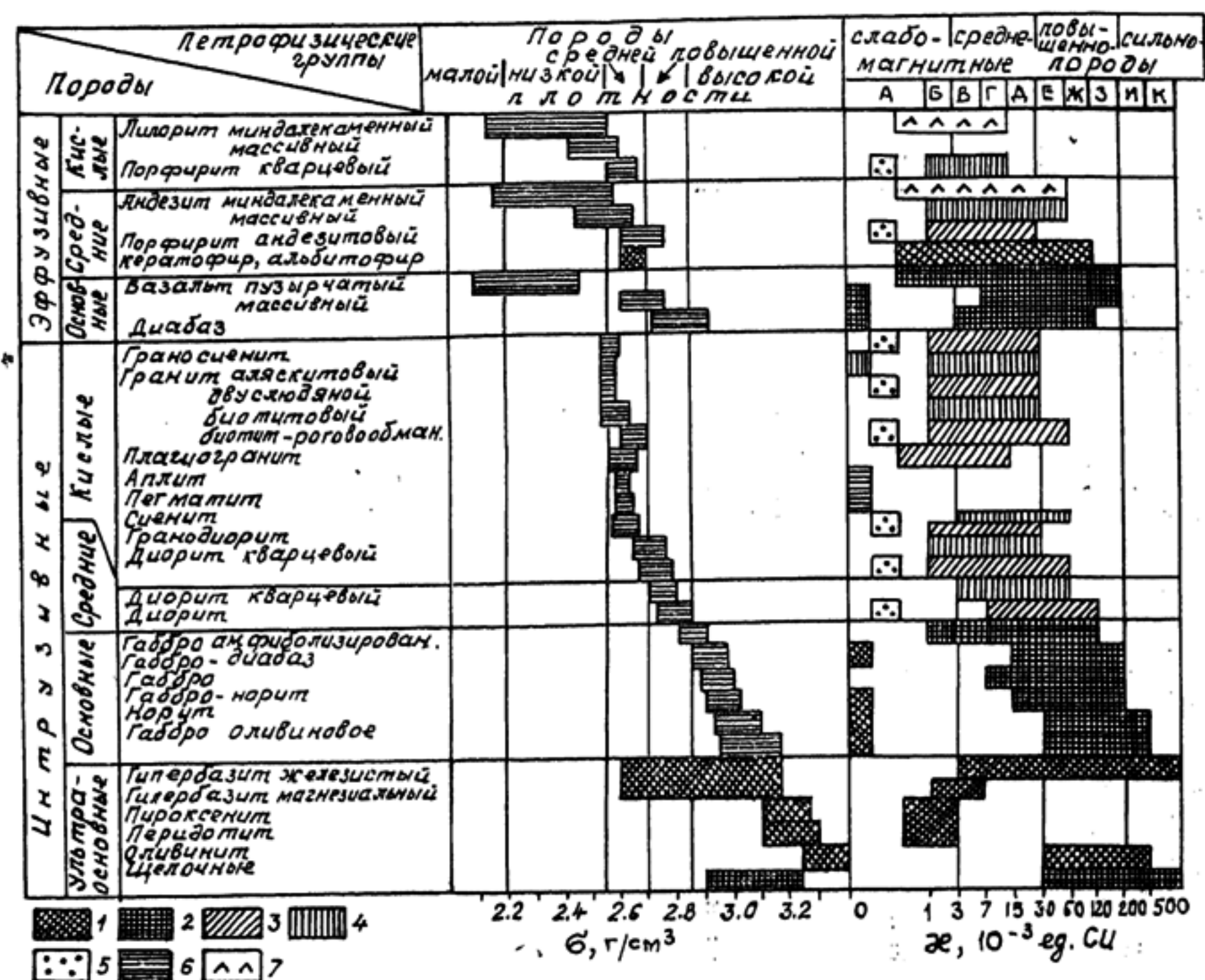


Рис. 10.1. Петроплотностная и петромагнитная классификации магматических горных пород (по Н. Б. Дортман и др., 1984):

1—6 — термодинамические условия образования магматических очагов: мантийные глубинные (1), мантийные подкоровые (2), нижнекоровые орогенные (3) и тектонической активизации (4), верхнекоровые (5); 6 — различные формации; 7 — экструзивные и пирокластические фации эффузивных пород

пород, но весьма заметные в отношении их физических свойств. Например, на алюминиевом месторождении Кия-Шалтырь (см. рис. 10.4) можно выделить по три петромагнитные разновидности уртитов и габбро, занимающих закономерное пространственное положение в структуре месторождения. Следовательно, петрофизические данные в этом

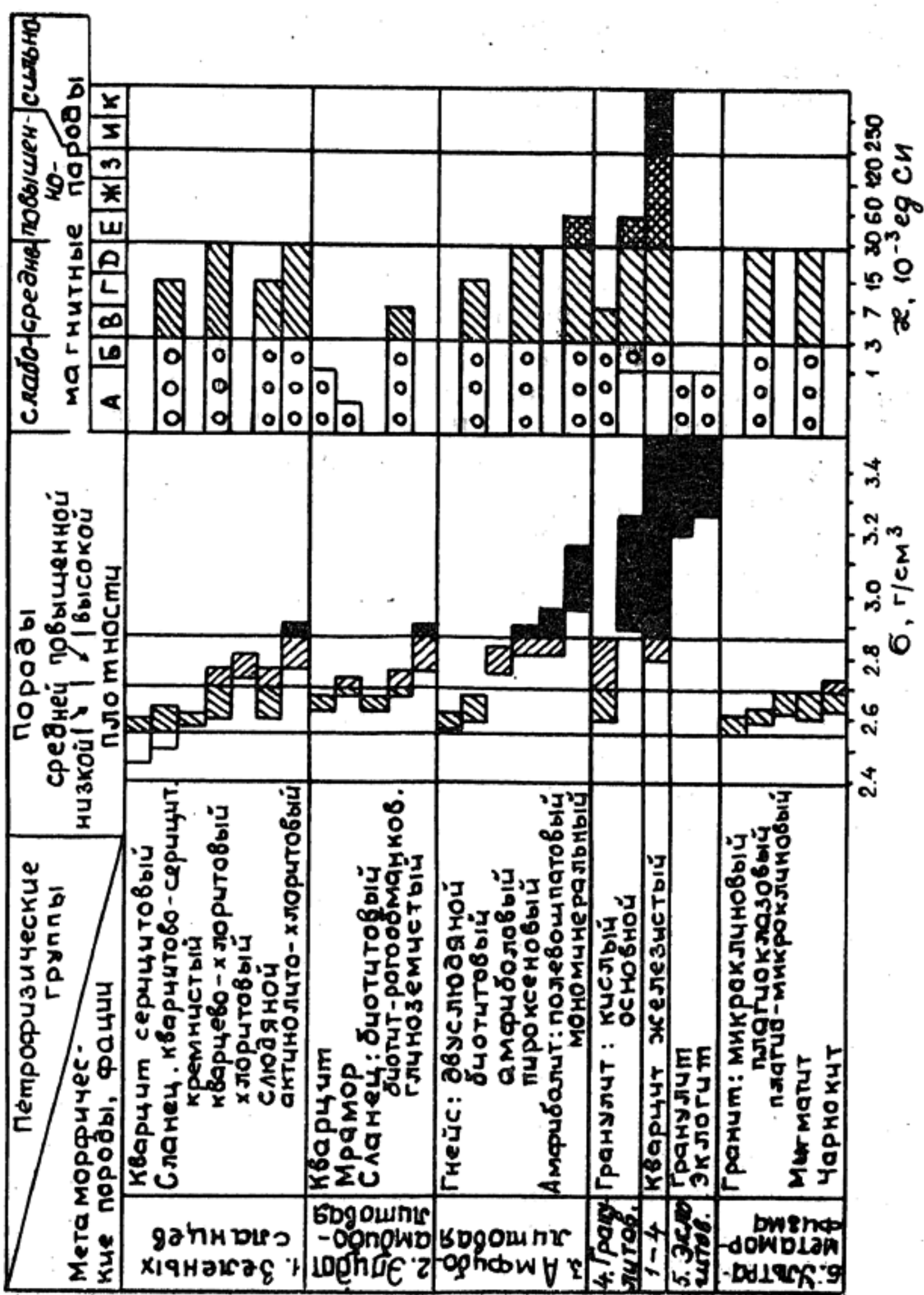


Рис. 10.2. Петроплотностная и петромагнитная классификации метаморфических горных пород (по Н. Б. Дортман и др., 1984)



случае требуют более детального расчленения самого геологического объекта (уртиты, габбро).

При классификации по одному из физических параметров в одну петрофизическую группу попадают, как правило, различные по составу горные породы. Так, слабомагнитными могут быть практически все разновидности магматических, осадочных и метаморфических пород (см. рис. 10.1, 10.2). К группе низкой плотности относятся большинство осадочных пород, миндалекаменные разновидности липаритов и андезитов, кварц-серицитовые сланцы. Каждый отдельно взятый петрофизический параметр отражает состав геологического объекта лишь с одной стороны: магнитная восприимчивость — со стороны содержания в ней ферромагнетиков, радиоактивность — со стороны распределения в геологическом объекте урана, тория и калия и т. д. Поэтому неудивительно, что различные по минералого-геохимическому составу породы по какому-то физическому свойству не различаются между собой. Сам по себе этот факт имеет познавательное значение и не указывает на какие-то недостатки классификации.

В практической геологии с классификациями геологических объектов тесно связаны задачи распознавания геологических объектов по совокупности петрофизических или геофизических признаков. Для решения этих задач к петрофизической классификации предъявляется дополнительное требование — в каждую петрофизическую группу должно попадать минимальное количество классифицируемых объектов, в идеальном случае — один. Практика петрофизических и геофизических исследований показывает, что это требование выполняется только при классификации геологических объектов по совокупности физических параметров, причем чем больше используется признаков, тем надежнее распознаются геологические объекты.

В качестве примера возьмем петрофизические данные по ультраосновным породам (Саянский комплекс, рис. 10.3). Сразу отметим, что метасоматические преобразования ультраосновных пород существенно изменяют их петрофизическую характеристику: при серпентинизации происходит увеличение намагниченности и уменьшение плотности пород; в ходе последующей карбонатизации намагниченность резко понижается, а плотность увеличивается. По каждому из параметров интервалы значений отдельных разновидностей пород существенно перекрываются. Кварцево-карбонатные и тальк-карбонатные метасоматиты практически нераз-

личимы по магнитной восприимчивости, но отличаются по плотности. Кварцево-карбонатные метасоматиты и серпентиниты с ядрами дунит-гарцбургитов близки по плотности, зато хорошо разделяются по магнитной восприимчивости. Таким образом, по значениям двух петрофизических параметров отдельные разновидности пород хорошо обособлены и узнаваемы.

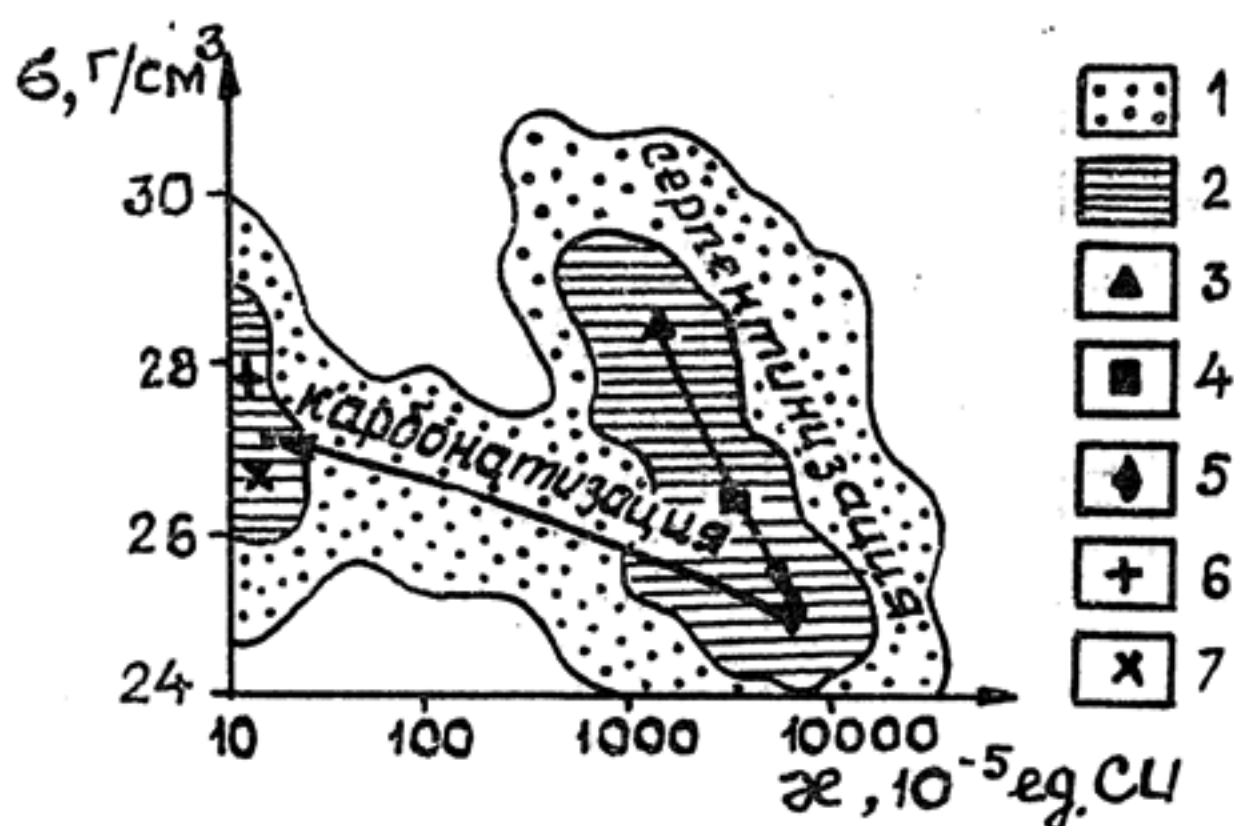


Рис. 10.3. Изменение физических параметров гипербазитов в процессе их метасоматических преобразований (Саянский комплекс):

1—2 — участки поля корреляции с разной плотностью точек; 3—7 — центры распределения; 3 — серпентинизированные дунит-гарцбургиты; 4 — серпентиниты с ядрами дунит-гарцбургитов; 5 — серпентиниты; 6 — тальк-карбонатные метасоматиты; 7 — кварц-карбонатные метасоматиты

Примером может служить петрофизическая классификация пород габбро-долеритовой формации (см. разд. 10.3). При ее формировании использован комплекс классификационных признаков —  $\kappa$ ,  $\sigma$ ,  $Q$ ,  $J_n$ , а также особенности направлений  $J_n$ , стабильность к терморазмагничиванию и переменному магнитному полю, температура Кюри. Рудоносные габбро-долериты образуют обособленную петрофизическую группу и по совокупности физических параметров существенно отличаются от других пород формации.

При классификациях сложных геологических объектов в качестве признаков могут быть использованы физические параметры геологических образований, слагающих эти объекты. Так, Г. А. Соловьев [45] при петрофизической класси-

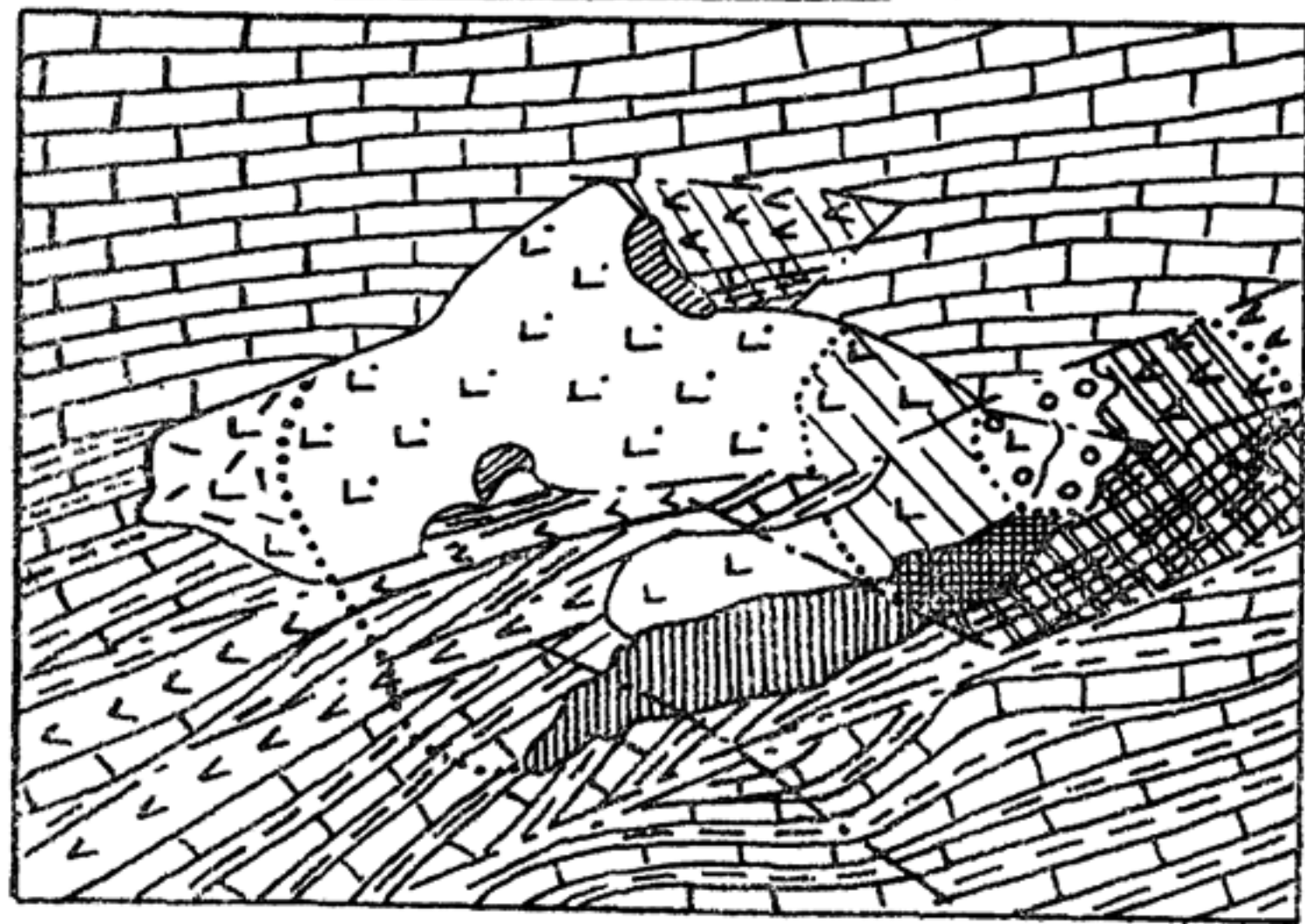


Рис. 10.4. Петромагнитная карта месторождения алюминиевых руд (уртитов, ийолит-уртитов) Кыя-Шал-тырь:

1 — геологические границы; 2 — границы петромагнитных разностей пород; 3 — разрывные нарушения

Возраст	Геологические подразделения	Состав пород	Группы по $\alpha$					
			A <sub>1</sub>	A <sub>2</sub>	B	V	Г	D-E
			$\alpha, 6 \cdot 10^{-4}$ ед сч					
			0.1	1	10	30	70	150
D <sub>1</sub>	Кийский комплекс габбро-щелочных пород	Уртиты	oo					
		Циолит-уртиты						
		Габбро			Г Г Г	Г/Г/Г/Г		
		Лейкократовое габбро	оfo		Г. Г. Г. Г. Г.	Г./Г./Г./Г.		
E <sub>1</sub>	Усинская свита	Известняки						
		Известняки, кремнисто-глинистые породы						
		Туфриты, туфры среднего состава						
		Усть-Кундатская свита						
			слабо-средне-ч магнитные повышенно-магнитные					
			1 2 3					



фикации эндогенных рудных месторождений использовал физические параметры руд, метасоматитов и вмещающих пород. Им выделено три петрофизические группы:

— группа высоких плотности, электропроводности и поляризуемости руд и низкой плотности метасоматитов, к которой относятся месторождения колчеданных формаций;

— группа повышенной поляризуемости и высокой плотности руд и средней плотности метасоматитов, в которую включены месторождения скарновых формаций;

— группа низких плотности и электропроводности, повышенной поляризуемости руд и низкой плотности метасоматитов, к которой относятся жильные и штокверковые гидротермальные месторождения цветных, редких и благородных металлов. Внутри петрофизических групп выделяются подгруппы с разной намагниченностью руд и особенностями петрофизической характеристики вмещающих пород.

### 10.1.2. Классификация геологических формаций

Петрофизическая классификация геологических формаций составлена Н. Б. Дортман [49]. В ее основу положены значения двух физических параметров — намагниченности и плотности горных пород, входящих в состав геологической формации. О скоростях распространения упругих колебаний горных пород выделенных групп можно судить по корреляционным зависимостям между этим параметром и плотностью, приведенным на рис. 9.10 и 9.11. Геологические формации распределены по пяти петрофизическим группам, различающимся как значениями физических параметров пород, так и условиями их образования (табл. 10.3).

Петрофизическая группа I включает геологические формации малой, низкой и средней плотности и слабой намагниченности пород. В нее входят все осадочные формации, а также часть формаций кислых магматических пород. Формирование этих пород происходило в условиях относительно низких температур и давлений, характерных для верхней части земной коры.

Среди осадочных формаций выделяются две подгруппы. Формации слаболитифицированных пород характеризуются малой плотностью, которая в основном определяется пористостью пород и слабо зависит от минерального состава. Слаболитифицированные осадочные формации типичны для

**Петрофизическая классификация геологических формаций**  
(по Н. Б. Дортман и др., 1984)

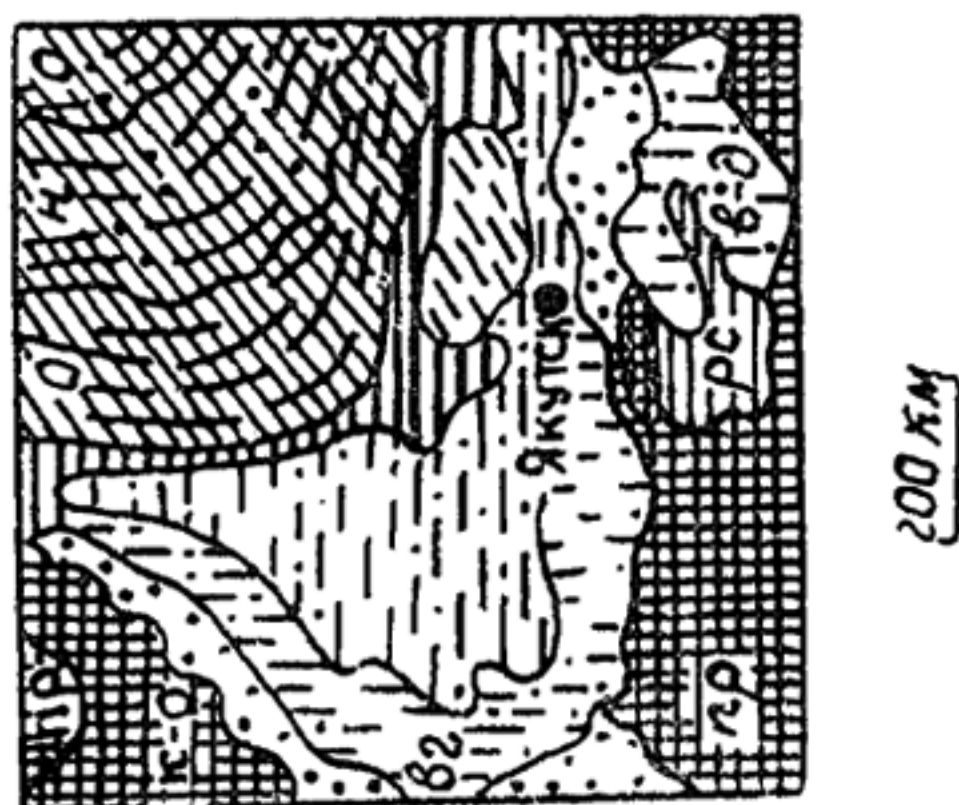
№ п/п	Петрофизическая группа	Интервалы физических параметров		Обобщенная характеристика геологических формаций	Термодинами- ческий режим образования формаций
		$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$J$ , $10^{-3}$ А/м		
Ia	Малой плотности, слабой намагни- ченности пород	$<1,9-2,25^*$ (1,95—2,15) **	0—50	Формации слаболиффициро- ванных осадочных образований молодых платформ	Верхнекоровый приповерхност- ный; $P=0,1-0,2$ МПа $T<100^\circ\text{C}$
Iб	Низкой и средней плотности, слабой намагниченности пород	2,15—2,8 (2,4—2,7)	0—150 (0—50)	Литифицированные осадоч- ные формации древних плат- форм и складчатых областей; гранитовая и липаритовая группы формаций	Верхнекоровый глубокий; $P=0,2-0,8$ МПа $T=100-700^\circ\text{C}$
II	Средней плотности и средней и по- вышенной намаг- ниченности пород	2,4—2,85 (2,55—2,75)	0—4000 и более (0—1500)	Магматические и ультраме- таморфические формации кис- лого и умеренно кислого соста- ва	Нижнекоровый; $P=0,6-1,2$ МПа $T=700-1000^\circ\text{C}$
III	Дифференциро- ванных плотности и намагниченнос- ти пород	2,0—3,1 и более (2,60—2,95)	0—12000 и более (0—4000)	Осадочно-вулканогенные, ме- таморфические и ультрамета- морфические формации сред- него и основного состава	Корово-ман- тийный; $P=0,1-2,0$ $T=$ до $1000^\circ\text{C}$ и больше

IV	Высоких плотностей и намагниченности пород	2,5—3,1 (2,75—3,1)	0—12000 и более (50—12000)	Магматические преимущественно состава	формации основного	Мантийный под- коровый; $P=1,2-2,0$ МПа $T>1000^{\circ}\text{C}$
V	Высокой плотности, слабой намагниченности	2,5—3,1 и более (2,7—3,1)	0—150 (0—50)	Магматические основного и ультраосновного состава; метаморфические формации основного состава	формации ос-	Мантийный глущинный; $P=2,0$ МПа $T>1000^{\circ}\text{C}$

\* Полный интервал.

\*\* Наиболее часто встречающийся интервал.





Возраст	Формации, группы формаций	Петроплотностные группы										
		б	в	г	д	с	ж	з	ч	к	л	м
б	Песчано-глинистая	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5	2.6	2.7	км			
к	Углекопная (БУ)											
у	Углекопная (КУ)											
т	Углекопная (БУ)											
с-р	Глинисто-песчаная											
с-р	Флишевая флишевая	малая										
с-р	Терригенно-карбонатная группа											

Рис. 10.5. Петроплотностная карта района Виллюйской синеклизы: БУ — буроугольная формация; КУ — каменноугольная формация

недислоцированных покровов молодых платформ, ими сложены прогибы и мульды в древних платформах, образующиеся в период тектонической активизации регионов. Например, к подгруппе формаций слаболитифицированных осадочных пород относятся песчано-глинистая, глинистая, глауконит-песчаная, угленосная буроугольная формации поверхностных отложений Западно-Сибирской плиты и Вилуйской синеклизы (рис. 10.5, 10.6).

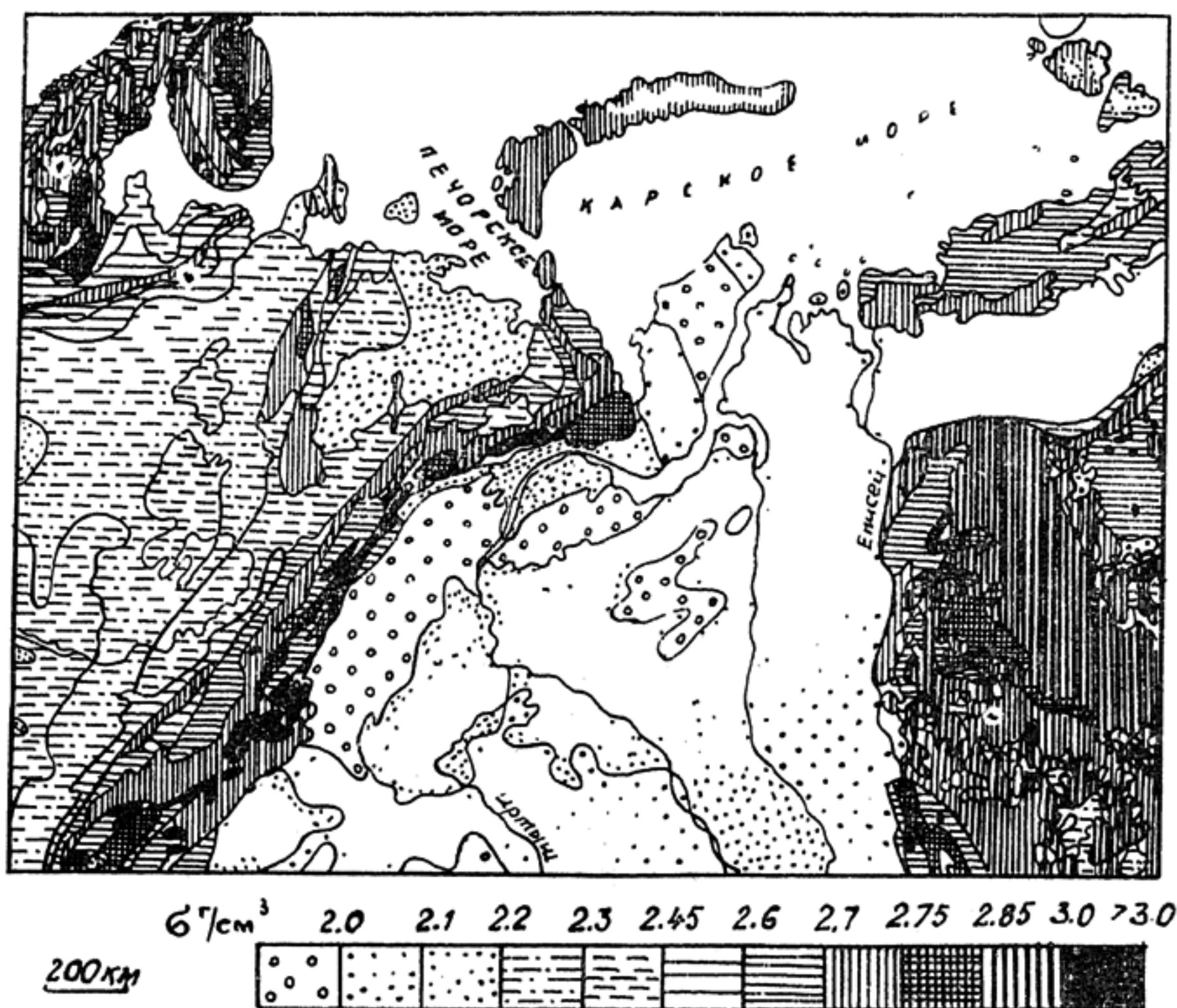


Рис. 10.6. Схематическая петроплотностная карта части территории России (по Н. Б. Дортман и др., 1981)

Подгруппа литифицированных осадочных формаций характеризуется низкой и средней плотностью пород. Плотность пород коррелируется с пористостью и литологическим составом пород. При высокой степени литификации дифференциация пород по плотности уменьшается и зависит только от литологического состава.

Формации литифицированных осадочных пород наиболее полно представлены в пределах Русской платформы и связаны с палеозойским этапом ее развития (см. рис. 10.6). Плотность пород терригенных формаций здесь преимущественно  $2,3—2,4 \text{ г/см}^3$ , карбонатных —  $2,55—2,6 \text{ г/см}^3$ . Более древние (нижнепалеозойские) карбонатные формации Сибирской платформы имеют более высокие плотности —  $2,65—2,85 \text{ г/см}^3$  (см. рис. 10.6). Наибольшими плотностями соответствующих литологических разностей пород отличаются геосинклинальные отложения складчатых систем ( $2,5—2,85 \text{ г/см}^3$ ).

Намагниченность осадочных формаций слабая, в основном не выходящая за пределы  $(0—50) \cdot 10^{-3} \text{ А/м}$ . Наблюдается некоторая дифференциация отдельных разностей пород по вариациям предельных значений намагниченности (см. табл. 4.8). В целом намагниченность формаций слаболитифицированных пород изменяется в меньших пределах, чем намагниченность литифицированных пород, а вариации предельных значений намагниченности пород складчатых областей выше, чем платформ.

Кислые и умеренно кислые интрузивные и эффузивные образования первой петрофизической группы характеризуются средней плотностью и слабой намагниченностью. В нее входят гранитовая и липаритовая формации, формация гранито-рапакиви, а также часть гранитоидных формаций. Этими образованиями сложены крупные баталитоподобные массивы в центральных частях антиклинорных зон, протяженные вулканогенные пояса. Наиболее широко эти группы интрузивных и эффузивных формаций развиты в палеозойских и мезозойских геосинклинально-складчатых системах.

Петрофизическая группа II объединяет магматические и ультраметаморфические формации пород средней и повышенной плотности и преимущественно средней намагниченности.

Магматические породы группы представлены липаритацитовой и гранитоидной группами формаций. Интрузивные формации слагают преимущественно мелкие тела, реже крупные массивы, приуроченные к синклинорным зонам и зонам глубинных разломов. Эффузивными формациями сложены протяженные вулканогенные пояса. Плотность пород формаций геосинклинального этапа, как правило, более высокая в сравнении с формациями орогенного этапа развития подвижных зон.



Плотность пород ультраметаморфических формаций (мigmatит-гранитовый, migmatit-плагиогранитовый и чарнокит-гранитовый) — относительно выдержанная и редко выходит за пределы  $2,55\text{—}2,7\text{ г/см}^3$ . Намагниченность весьма неоднородна и зависит от длительности и глубины ультраметаморфической проработки пород. Продукты длительного метасоматического преобразования пород имеют близкие к гранитному составы и низкую намагниченность.

Петрофизическая группа III включает дифференцированные по плотности, намагниченности и составу осадочно-вулканогенные, метаморфические и ультраметаморфические формации, сформированные в широком диапазоне температур и давлений (см. табл. 10.3).

Осадочно-вулканогенные формации характеризуются существенным различием плотности и намагниченности терригенно-карбонатных и вулканогенных пород: глинистые, песчаниковые и карбонатные породы имеют низкую плотность и слабую намагниченность, а вулканиты среднего и основного состава — среднюю и высокую плотность и среднюю и повышенную намагниченность. Как правило, плотность формаций орогенного этапа ниже, чем геосинклинального. Метаморфизм зеленосланцевой фации в большинстве случаев уменьшает намагниченность вулканогенных образований.

Высокая дифференциация метаморфических пород по физическим параметрам является следствием различия их первичного состава и метаморфизма в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Можно выделить три группы формаций: а) салическую группу сланцев и гнейсов, характеризующуюся очень выдержанной плотностью ( $2,6\text{—}2,65\text{ г/см}^3$ ) и слабой намагниченностью; б) джеспилитовую формацию и салическо-фемическую группу гнейсов и сланцев, имеющих среднюю плотность пород и среднюю или повышенную намагниченность (у железистых кварцитов — очень высокая плотность и намагниченность); в) фемическую группу гнейсов и сланцев, представленную амфиболитами, гранатовыми, кордиеритовыми разностями и имеющую высокую плотность ( $2,8\text{—}2,9\text{ г/см}^3$ ), высокую намагниченность при метаморфизме в гранулитовой фации и слабую — в эклогит-гранулитовой фации.

Ультраметаморфические образования представлены габбро-чарнокитовой и диорит-чарнокитовой формациями. Они имеют в целом повышенную плотность ( $2,65\text{—}2,85\text{ г/см}^3$ ) и среднюю намагниченность ( $50\text{—}3000 \cdot 10^{-3}\text{ А/м}$ ) и образуют

с чарнокит-гранитовой и мигматит-гранитовой формациями II петрофизической группы непрерывный ряд ультраметаморфических формаций.

Особое место в петрофизической группе занимают гипербазитовая (серпентинизированная) и кимберлитовая формации. Дифференциация физических параметров пород этих формаций обусловлена резким отличием термодинамического режима образования пород этих формаций (мантия) от такового последующей жизни (верхняя часть земной коры). Понижение давления приводит к разуплотнению пород, разложению темноцветных силикатов с образованием магнетита. Намагниченность кимберлитовых пород изменяется в пределах  $(50—6000) \cdot 10^{-3}$  А/м, плотность —  $2,05—2,85$  г/см<sup>3</sup>. При серпентинизации гипербазитов плотность уменьшается ( $2,5—3,01$  г/см<sup>3</sup>), а намагниченность увеличивается ( $0—12000 \cdot 10^{-3}$  А/м и более).

Петрофизические группы IV и V объединяют магматические и метаморфические формации основного и ультраосновного состава, характеризующиеся высокой плотностью, высокой (группа IV) или слабой (группа V) намагниченностью.

В петрофизическую группу IV входят магматические породы основного, реже среднего составов, щелочные ультраосновные породы (габброидные, щелочно-ультраосновная, базальтовая и андезит-базальтовая формации). Интрузивные формации характеризуются высокой и устойчивой плотностью в диапазоне  $2,85—3,1$  г/см<sup>3</sup>. В изменении плотности пород эффузивных формаций значительную роль играет пористость ( $\sigma = 2,55—2,95$  г/см<sup>3</sup>). Намагниченность чаще всего высокая, различная для разновидностей пород формаций.

Формации IV петрофизической группы приурочены к эвгеосинклинальным зонам подвижных поясов (габброидные, базальтовая и андезит-базальтовая формации), образуются в посторогенный (габбро-сиенитовая, щелочно-ультраосновная формации) и платформенный (базит-долеритовая трапповая формация) этапы развития регионов.

В V петрофизическую группу входят анартозитовая ( $\sigma = 2,75—2,85$  г/см<sup>3</sup>), пикрит-порфиритовая ( $2,85—3,00$  г/см<sup>3</sup>), эклогитовая ( $\sigma > 3,1$  г/см<sup>3</sup>) формации и габбро-гипербазитовая группа формаций ( $2,9—3,1$  г/см<sup>3</sup> и более). Намагниченность в пределах  $0—50 \cdot 10^{-3}$  А/м и лишь у габбро-гипербазитовых формаций может достигать  $150 \cdot 10^{-3}$  А/м. Петро-



физические особенности пород объясняются глубинными условиями их образования.

Петрофизические группы геологических формаций, отличающиеся особенностями петрофизической характеристики пород, слагают различные крупные геоструктуры земной коры — платформы, геосинклинально-складчатые пояса, щиты, что определяет петрофизическую обособленность этих геоструктур. Из рис. 10.6 можно видеть, что платформы по петрофизическим особенностям отличаются от геосинклинально-складчатых поясов и кристаллических щитов, молодые платформы отличаются от древних, а Сибирская платформа имеет уникальную петрофизическую характеристику в связи с широким развитием в ней трапповой базит-долеритовой формации (IV петрофизическая группа). Складчатые системы и кристаллические щиты выделяются как в среднем более высокими значениями плотности и намагниченности, так и большим диапазоном изменения этих параметров в сравнении с платформами (см. рис. 10.6).

Петрофизическая классификация геологических формаций, описанная в этом разделе, из-за большого разнообразия горных пород в каждой формации и перекрытия интервалов значений плотности и намагниченности носит ориентирующий характер. Однако в привязке к любому конкретному региону она становится значительно более определенной и существенно помогает решать разнообразные задачи геологического картирования.

### 10.1.3. Петрофизика габбро-долеритовой никеленосной формации

Формация относится к группе трапповых формаций, включающих в себя эффузивные (базальты, долерит-базальты) и интрузивные (долериты, диабазы, габбро-долериты) породы, широко развитые в пределах Сибирской платформы.

Геосинклинальный этап региона Сибирской платформы завершился в протерозое. Излияние траппов связано с активизацией тектонического режима платформы в пермо-триасе, развитием разломов, достигающих верхней мантии. Породы трапповой формации относятся к четвертой петрофизической группе, характеризующейся высокими значениями плотности и намагниченности (см. табл. 10.3). С породами трапповых формаций связаны медно-никелевые месторождения Норильского района, а также скарновые магнемагне-



титовые месторождения юго-западной части Сибирской платформы (Тагарское и другие месторождения, разд. 10.5.1).

Норильский район развития габбро-долеритовой никеле-носной формации приурочен к краевой части Сибирской платформы, обладающей повышенной мобильностью и магмаактивностью. Все исследователи отмечают индивидуальный характер расслоенности Норильского транскорового (по В. С. Голубкову) мегаблока (рис. 10.7), сложное блоковое строение, высокую плотность коровых и транскоровых разломов, осложненный рельеф поверхностей «базальтово-

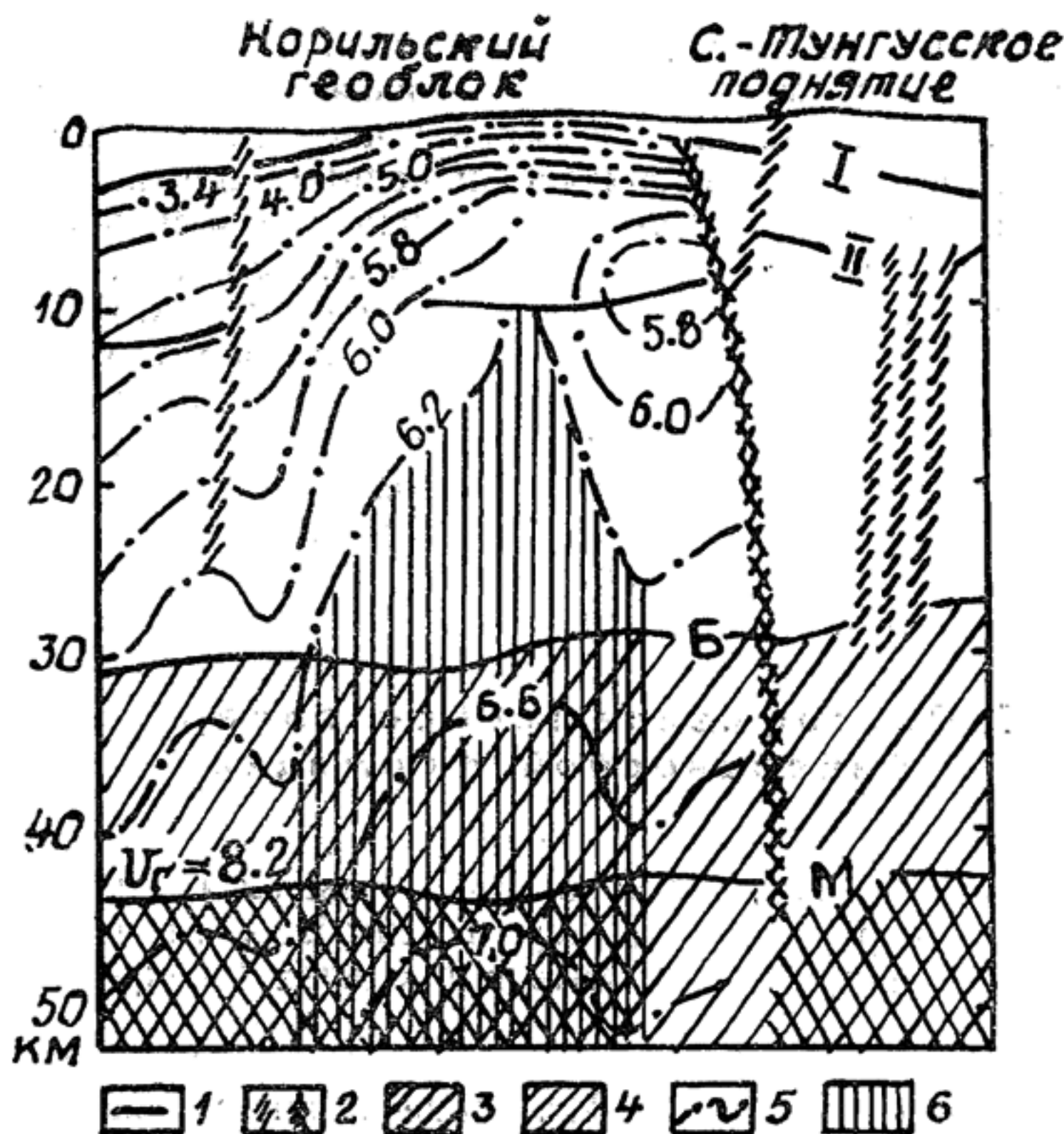


Рис. 10.7. Петроскоростная модель Норильского района [Союзгеофизика, 1975]:

I — основные сейсмические границы: I, II — поверхности доюрского и дорифейского кристаллических фундаментов; Б, М — поверхности «базальтового» слоя и мантии; 2 — разломы в земной коре и верхней мантии; 3 — «базальтовый» слой; 4 — верхняя мантия; 5 — изолинии средних скоростей (км/с); 6 — «высокоскоростной диапир»

го» слоя и верхней мантии, а также поверхности кристаллического фундамента платформы (предположительно архейско-протерозойской). Рифейско-кайнозойские вулканогенно-осадочные образования составляют чехол платформы.

По мнению Е. В. Тугановой и др. (1986), Норильский геоблок уже в рифее представлял собой рифтогенную структуру, о чем свидетельствует область повышенных скоростей в основании структуры (см. рис. 10.7). Развитие блока литосферы над этой областью на протяжении всей последующей истории было обособлено. В пермо-триасовый период произошло возобновление рифтовых процессов, растяжение по древним подновленным разломам мантийного заложения. Следствием этого явился гигантский по масштабам трапповый магматизм, преимущественно толеит-базальтового состава, захватывающий и глубокие части геоблока вплоть до мантии, где зародились более основные, более тугоплавкие магмы, обогащенные сульфидами никеля, меди и другими тяжелыми металлами.

Согласно А. В. Егоркину и др. (1984), зона повышенных скоростей в основании Норильского геоблока (см. рис. 10.7) отвечает реликтам триасовых мантийных диапиров, над которыми блок литосферы отличается высокими проницаемостью и насыщенностью магматических тел в результате проникновения магмы из мантийного диапира. Это подтверждается повышенным гравитационным полем над Норильским геоблоком.

Формирование рудоносных габбро-долеритовых интрузий предполагается по следующей схеме [Кривцов и др., 1985]: формирование магм как результат частичного плавления мантийного вещества → перемещение частично дифференцированных расплавов → разделение определенных порций расплава на силикатную и сульфидную части. Формирование месторождений рассматривается как составляющая процесса эволюции расплава, происходящего при особых условиях, обеспечивающих его разделение на рудную и нерудную компоненты.

В основу петрофизической классификации пород габбро-долеритовой формации положены следующие сведения: законы распределения и числовые статистические характеристики магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности, плотности,  $Q$ -фактора, особенности направлений  $J_n$ , стабильность к терморазмагничиванию и переменному полю, тип ферромагнетика (по температуре Кюри). Учитывался также возраст, минерально-геохимический состав,

степень дифференцированности и рудоносности пород. Э. Н. Линд и др. (1987) выделяют пять петрофизических групп интрузивных пород Норильского района (рис. 10.8, 10.9).

По существу это — обобщенные петрофизические структурно-вещественные комплексы (ПСВК), однако мы сохраняем терминологию, принятую в публикациях авторов.

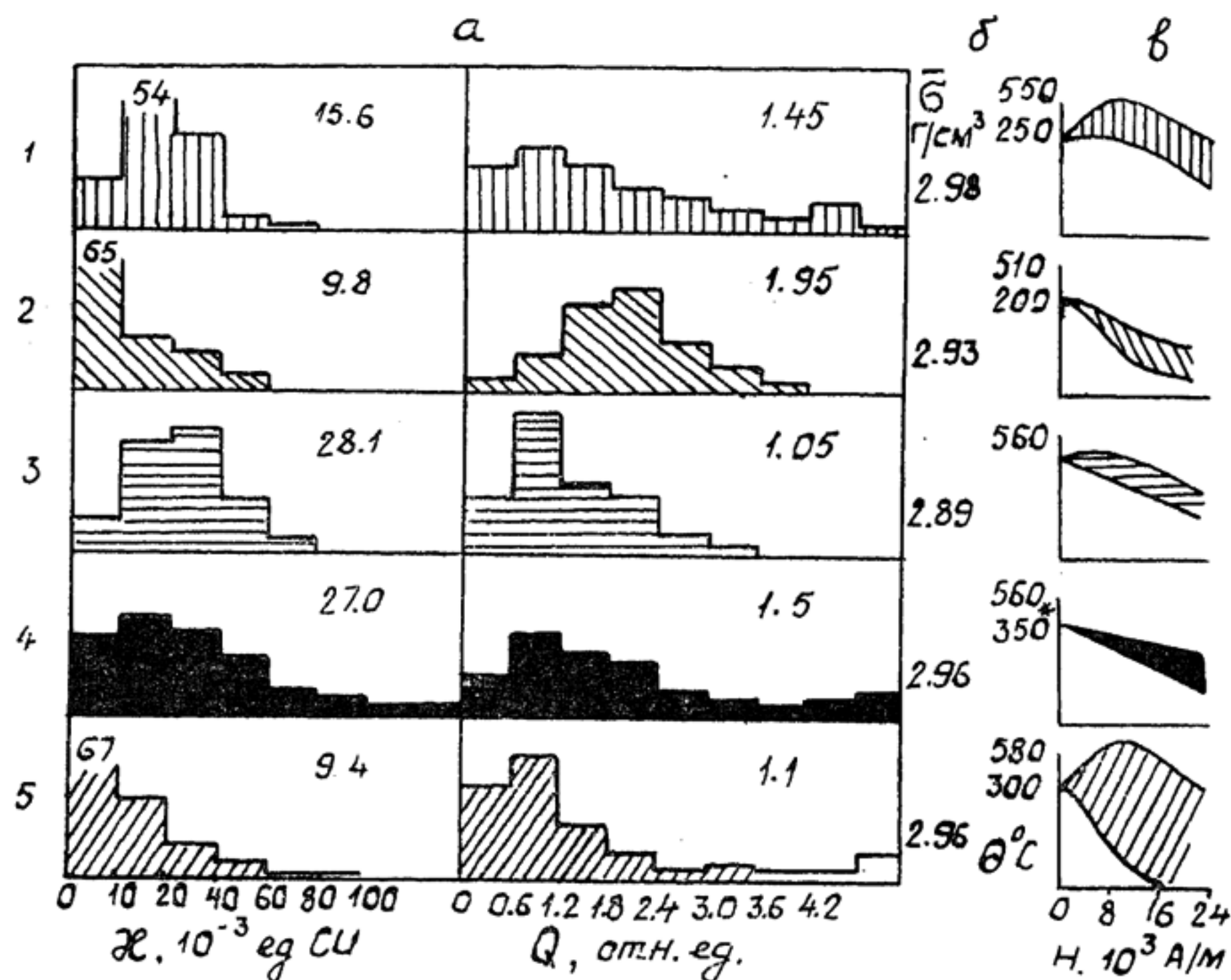


Рис. 10.8. Петрофизические группы (ПСВК) интрузивных траппов Норильского района (по Э. Н. Линду):

*a* — гистограммы магнитной восприимчивости и Q-фактора; *б* — средние значения плотности и температуры Кюри; *в* — типы кривых размагничивания переменным магнитным полем;

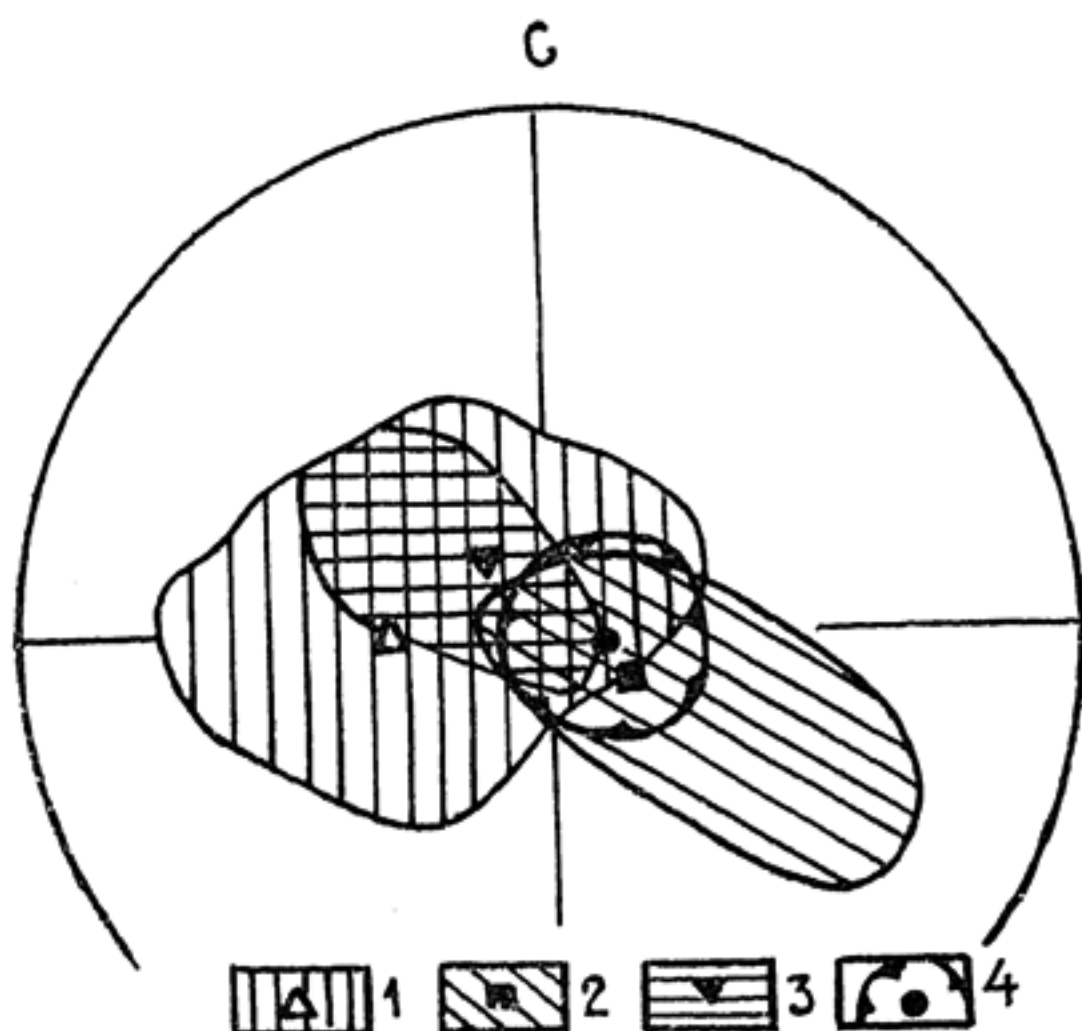
1—5 — номера петрофизических групп, или ПСВК

Первая группа — слабодифференцированные интрузии оливиновых долеритов и габбро-долеритов, слагающие силы и пластообразные залежи мощностью до 250 м. Отличительной особенностью группы является обратная полярность остаточной намагниченности. Носителями магнетизма



в траппах обратной полярности являются титаномагнетит и пирротин. Траппы характеризуются относительной стабильностью к действию переменного магнитного поля. Относительно высокая плотность пород (2,98) и малая величина дисперсии ( $\pm 0,11$ ) отражают слабые постмагматические изменения пород и однообразие состава. По величине

Рис. 10.9. Направления остаточной намагниченности петрофизических групп интрузивных траппов Норильского района (по Э. Н. Линду): 1—4 — петрофизическая группа соответствующего номера. Значок — центр распределения направлений  $J_n$ . Первая группа имеет обратную полярность  $J_n$ . Пятая группа занимает всю поверхность стереографической проекции



остаточная намагниченность в среднем преобладает над индуктивной ( $Q=1,45$ ), что определяет в основном отрицательные магнитные аномалии над породами этой группы интенсивностью 300—1300 нТл.

Вторая группа — слабодифференцированные пойкилофитовые долериты и оливинсодержащие габбро-долериты, слагающие силлы и пологосекущие тела. Термомагнитный анализ указывает на двухфазный состав ферромагнетиков с температурами Кюри 510 и 200°С (титаномагнетит и пирротин). Значения плотности и величины намагниченности относительно невысокие. Направления  $J_n$  положительные с большими углами наклона. Суммарная намагниченность около 1 А/м. По петрофизическим и минералого-геохимическим особенностям вторая группа является аналогом катангского траппового комплекса Тунгусской синеклизы.

Силлы и пологосекущие тела титан-авгитовых долеритов и трахидолеритов мощностью до 50 м выделяются в третью группу. Для них характерны выдержанность состава, отсутствие заметных следов дифференциации, однофазный состав ферромагнетиков — магнетит с  $\Theta=560^\circ\text{C}$ . Характерна

повышенная чувствительность намагниченности к термальным воздействиям. Над выходами пород наблюдаются магнитные аномалии, как положительные, так и отрицательные, с амплитудой до 100—500 нТл.

В четвертую петрофизическую группу Э. Н. Линд включает рудоносные дифференцированные интрузии габбро-долеритов Норильского комплекса. Общей особенностью интрузивов является их расслоенность. В полнодифференцированных телах снизу вверх происходит уменьшение количества оливина: пикритовые и троктолитовые, оливиновые, оливинсодержащие и безоливиновые габбро-долериты, переходящие в лейкократовые габбро и габбро-диориты (рис. 10.10). Для рудоносных интрузивов характерно обязательное присутствие такситовых габбро-долеритов.

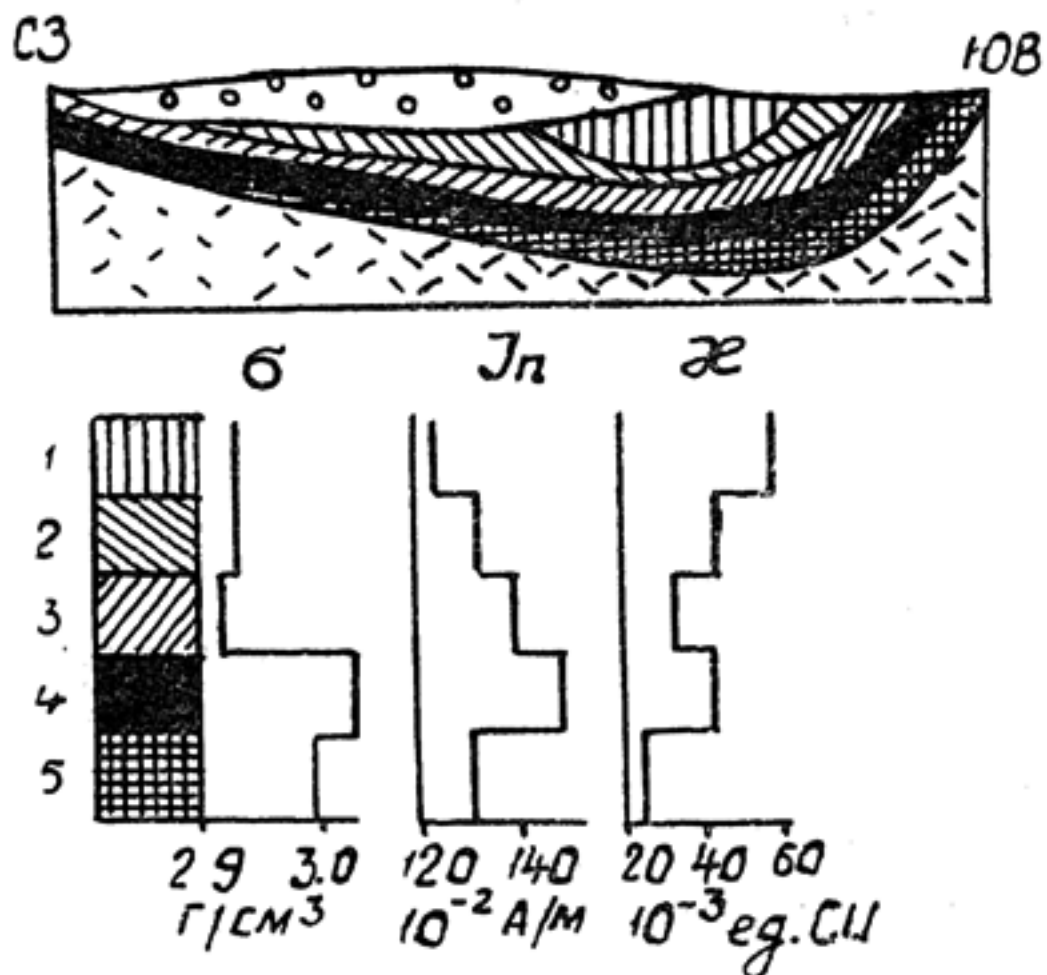


Рис. 10.10. Петрофизическая модель рудоносной интрузии Норильск-1 (геологический разрез по А. П. Лихачеву, физические параметры дифференциатов интрузии по Э. Н. Линду):  
1 — лейкократовое габбро; 2—5 — габбро-долериты: безоливиновые (2), оливиновые (3), пикритовые (4) и такситовые (5)

Породы дифференцированных интрузий четвертой группы отличаются от остальных трапповых пород относительно высокими значениями магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности и плотности, изменяющимися в разных дифференциатах (см. рис. 10.10), высокой стабильностью остаточной намагниченности по отношению к переменному магнитному полю, большой кучностью направлений векторов остаточной намагниченности (см. рис. 10.9), однофазным составом ферромагнетика. В дифференцированных интрузиях он представлен магнетитом с температурой Кюри 560° С; в сульфидных рудах появляется моноклинный пирротин с температурой Кюри 350° С [Линд и др., 1987]. В рудоносных частях породы этой группы обогащены сульфи-



дами — халькопиритом, пирротинном, пентландитом, марказитом и пиритом, а также магнетитом и хромитом.

Интрузии четвертой группы фиксируются локальными аномалиями силы тяжести и сложными по форме преимущественно положительными магнитными аномалиями.

V петрофизическую группу составляют слабодифференцированные оливиновые и троктолитовые габбро-долериты. Они отличаются низкими значениями магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности и высокими — плотностью, что указывает на повышенно-основной состав пород и слабую степень постмагматических изменений. Типоморфными признаками пород группы являются аномально большой разброс направлений остаточной намагниченности и разнообразие кривых размагничивания переменных магнитным полем (см. рис. 10.8).

Таким образом, по совокупности петрофизических признаков каждая из выделенных групп (ПСВК) является индивидуальной, набор признаков каждой группы полностью не повторяется ни в одной другой. Наибольшей индивидуальностью отличается IV петрофизическая группа дифференцированных интрузий, с которыми генетически связано медно-никелевое сульфидное оруденение. Формирование сульфидного оруденения и формирование габбро-долеритов — это единый генетически связанный процесс. И как любой рудообразующий процесс, образование рудоносных дифференцированных габбро-долеритов является уникальным и по стечению обстоятельств и по его результату. Это отразилось в петрофизической индивидуальности дифференцированных интрузий. Кроме того, дифференцированные интрузии Норильского района и связанные с ними сульфидные месторождения являются показательным примером того, что физические свойства пород и минералов являются не только следствием геологического процесса, но могут влиять на ход и результат последнего.

Обратим внимание на факт и характер расслоенности интрузии (см. рис. 10.10). Отражение ее в плотности и магнитных характеристиках трапловых образований обязано тому, что их расслоение произошло, в частности, в результате различия плотности породообразующих и рудных минералов, а ферромагнитные минералы, кроме высокой магнитности, отличаются также и повышенной плотностью.

Сравним плотности основных породообразующих минералов — основного плагиоклаза и оливина; у плагиоклаза она составляет  $2,73—2,76 \text{ г/см}^3$ , у оливина в зависимости



от железистости — 3,22—4,32. Как уже отмечалось, дифференциация заключается в возрастании к нижним горизонтам более тяжелого оливина в сравнении с более легким плагиоклазом, в результате чего в вертикальном разрезе безоливиновые лейкократовые габбро ( $\sigma=2,93$ ) сменяются на глубину оливиновыми породами — пикритовыми и токситовыми габбро-долеритами с плотностью 2,99—3,03 (см. рис. 10.10).

Сульфидная вкрапленность также возрастает к нижним горизонтам интрузии, достигая максимальных значений в нижних токситовых и в пикритовых габбро-долеритах. Сравним плотности рудных минералов медно-никелевых месторождений с плотностями уже названных породообразующих минералов:

Минерал	Плотность, г/см <sup>3</sup>
Петландит	4,8—5,0
Магнетит	5,2
Пирротин	4,83
Халькопирит	4,09—4,03
Пирит	5,02
Хромит	4,4

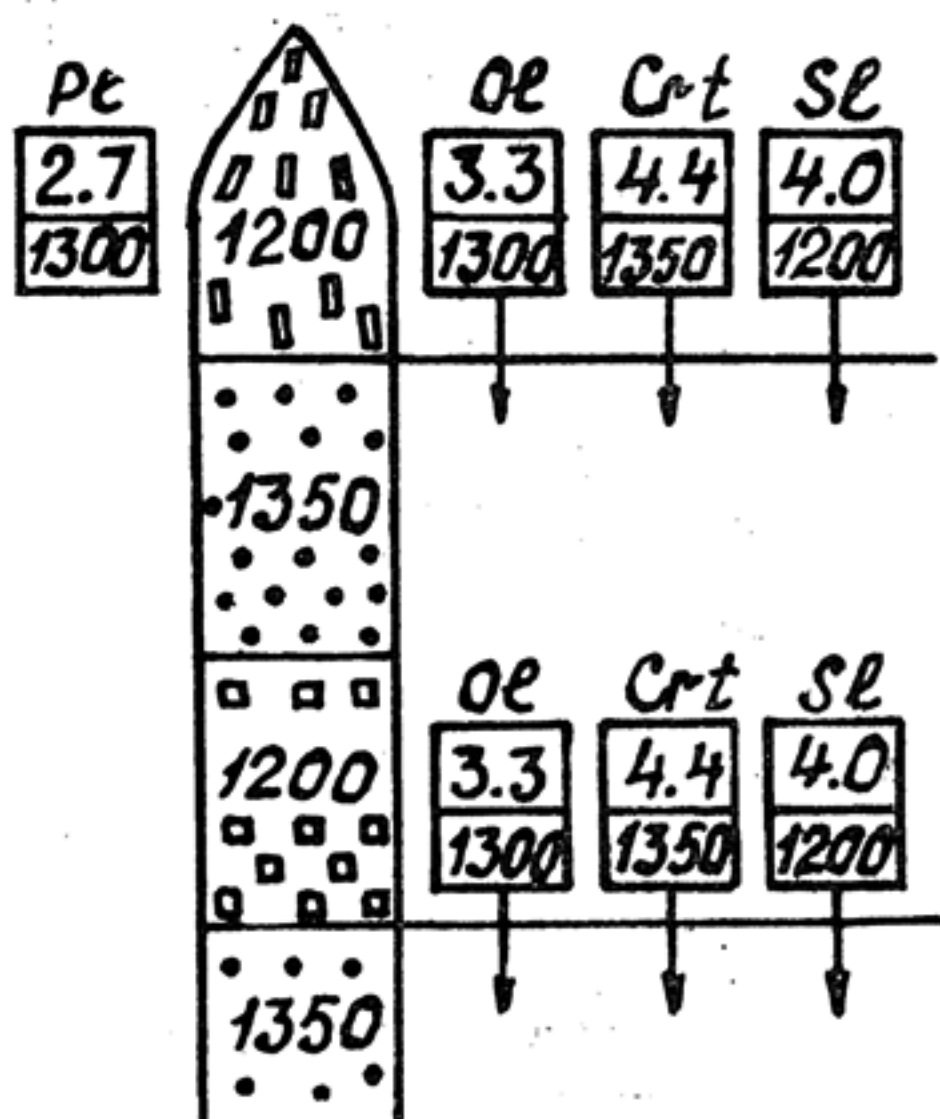
Все эти минералы имеют плотности, значительно более высокие, чем плагиоклазы, и более высокие, чем оливин. Таким образом, генеральной закономерностью дифференцированных интрузий является возрастание сверху вниз тяжелых, в том числе и рудных, компонентов. В соответствии с этим предполагается и механизм формирования дифференцированных пород и медно-никелевых месторождений. Это — гравитационная дифференциация в магматическом расплаве при наличии ликвации. Под последней понимается разделение магмы на две несмешивающиеся части: легкую силикатную и тяжелую сульфидную, аналогично тому, как это наблюдается в металлургических процессах.

Согласно М. Н. Годлевскому и А. П. Лихачеву (1983), промышленные скопления медно-никелевых сульфидов связываются с дифференциацией исходного сульфидсодержащего магнитного вещества на стадиях зарождения, внедрения и кристаллизации магматических масс. Обогащение сульфидами (до 3—5 вес.%) магм на стадии их зарождения в мантии эти авторы объясняют образованием более ранних и бессульфидных базальтовых лав, в результате чего относительная концентрация сульфидов в горизонте магнообра-

зования: увеличивается. Далее идет расслоение сульфидоносной магмы под действием гравитационного поля Земли при ее внедрении и становлении в конечных камерах.

Кристаллизация магмы начинается с головной (верхней) части колонны (рис. 10.11). Здесь накапливается плагиоклаз, обладающий наиболее низкой плотностью. Относи-

Рис. 10.11. Схема дифференциации магматической колонны норильского типа (по М. Н. Годлевскому, А. П. Лихачеву, 1983): Pl — плагиоклаз; Ol — оливин; Cr<sub>t</sub> — хромит; Sl — сульфиды. Цифры в квадратах: вверху — плотности минеральных фаз и сульфидной жидкости; внизу — температура кристаллизации (°C); внутри колонны цифрами обозначена температура, которую имела каждая из частей колонны при достижении субгоризонтального уровня внедрения



тельно более плотные оливин, магнетит и сульфиды опускаются в более глубокие и более высокотемпературные горизонты колонн. При этом оливин и магнетит заново переходят в расплав, обогащая его магнием и железом, а нерастворяющаяся сульфидная жидкость удерживается в расплаве во взвешенном состоянии, обеспечивая тем самым накопление рудного вещества в нижних интервалах колонны, за счет кристаллизации которых в дальнейшем формируется медно-никелевое месторождение.

Обратим внимание на изменение магнитных характеристик в вертикальном разрезе дифференцированной интрузии (см. рис. 10.10). В верхних трех горизонтах изменения  $\chi$  и  $J_n$  противоположные.  $J_n$  растет на глубину по направлению к рудовмещающим пикритовым и такситовым габбро-долеритам, а  $\chi$  уменьшается. Это объясняется разным влиянием на  $\chi$  и  $J_n$  содержаний магнетита и пирротина в породах и рудах (рис. 10.12): на величину магнитной восприимчивости в большей мере оказывает влияние более магнитный магнетит, а на величину остаточной намагниченности — пирротин, обладаю-

ший большей магнитной жесткостью. Относительно более высокое положение накопления магнетита в сравнении с сульфидами объясняется, по-видимому, более высокой температурой его кристаллизации.

Природа остаточной намагниченности дифференцированных габбро-долеритов термоостаточная. На это указывает высокая стабильность  $J_n$  по отношению к переменному маг-

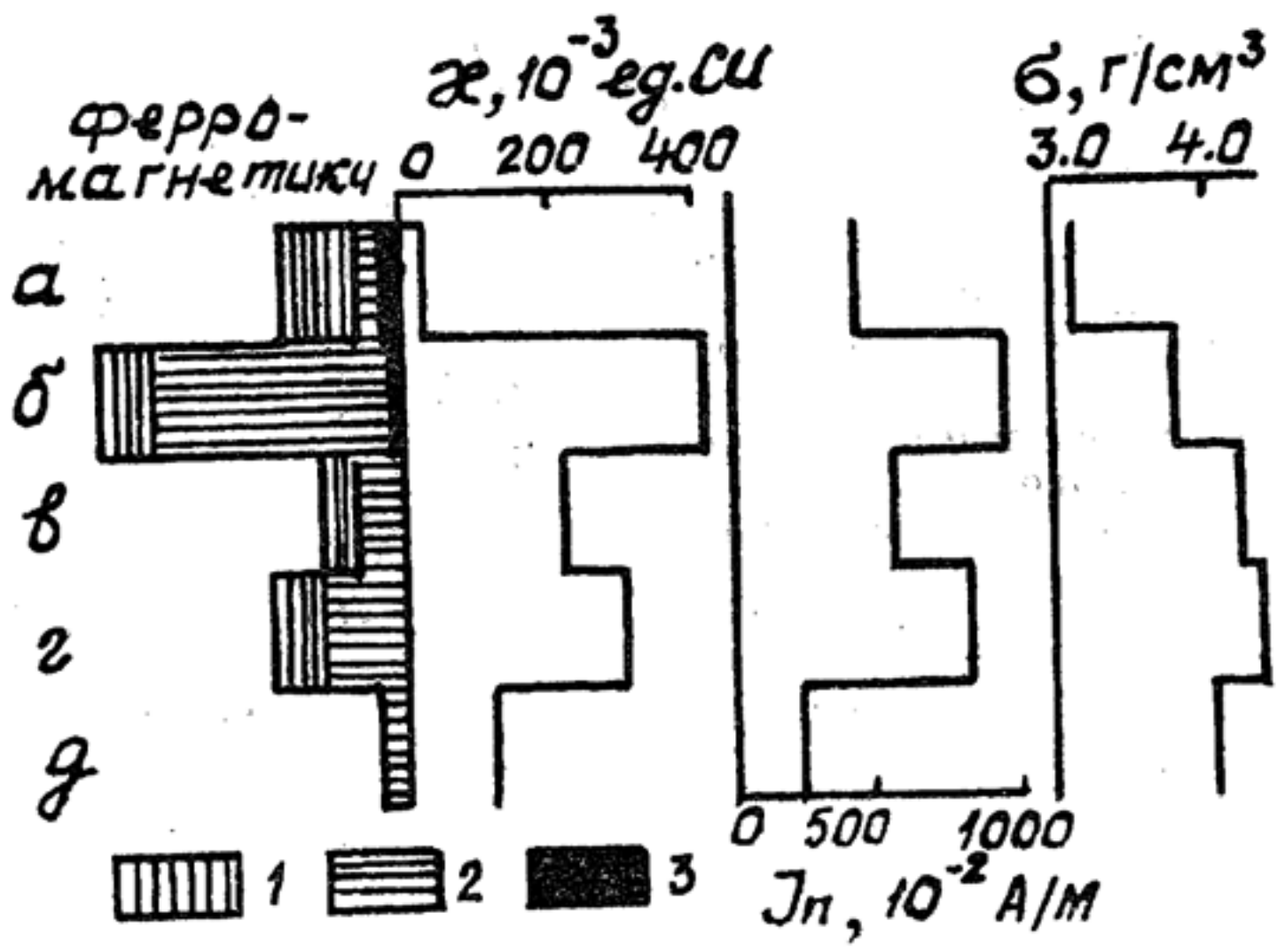


Рис. 10.12. Физические параметры сульфидных руд Норильска-1 (по Э. Н. Линду).

Руды: а — вкрапленные; б — прожилково-вкрапленные; в—д — сплошные, в том числе преимущественно пирротинные (в) и халькопиритовые (д).

Ферромагнетики: 1 — пирротин; 2 — магнетит; 3 — титаномагнетит

нитному полю, идентичность кривых терморазмагничивания и термонамагничивания. Показателями температур формирования медно-никелевых руд являются естественные минеральные ассоциации, минералы (табл. 10.4). Эти температуры превышают температуру Кюри основного ферромагнетика руд — пирротина, что позволяет предполагать термоостаточную намагниченность и у руд. Однако  $J_n$  руд значительно менее стабильна по отношению к переменному магнитному полю, чем это можно было предполагать, исходя из термоостаточной ее природы. Уже при воздействии переменным магнитным полем амплитудой  $8 \cdot 10^3 \text{ A/m}$  остается примерно 10% первоначальной намагниченности, в то время как у пород интрузии сохраняется более 50% намагни-



Минералы сульфидных руд Норильска  
как показатели температур их образования  
(сводка Д. В. Полферова, 1979)

Минералы, ассоциации минералов	Вероятная температура образования, °С
Наличие троилита FeS в рудах	1191—1175
Разъедание титаномagnetита пирротинном с образованием реакционных кайм	900—600
Наличие распада твердых растворов:	
магнетит+ильменит	800—500
пирротин+халькопирит	600
пирротин+пентландит	450

ченности при амплитуде поля  $24 \cdot 10^3$  А/м. Низкая стабильность руд может указывать на их переотложение в ходе постмагматических метасоматических процессов, происходящих при температурах ниже точки Кюри пирротина ( $320^\circ\text{C}$ ).

Полупроводниковый состав медно-никелевых руд Норильского района предполагает, конечно, их высокую электропроводность и поляризуемость. В табл. 10.5 приводятся сведения о скорости распространения продольных сейсмических волн в зависимости от содержания рудных минера-

Т а б л и ц а 10.5

Плотность  $\sigma$  и скорость упругих колебаний  $V_p$   
медно-никелевых руд Норильского района  
(по Э. А. Калининой, 1972)

Содержание рудных компонентов в габбро-долерите, %	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$U_p$ , км/с
10—20	3,11	6,3
12—15	3,13	6,0
15—20	3,16	6,0
22—30	3,27	5,9
40—50	3,54—3,61	5,6—5,8
50—70	3,65—3,95	4,6—5,5
70—80	4,07—4,12	4,5—4,6
80—90	4,26—4,44	3,8—4,2
90	4,51—4,66	3,5—3,8

лов. Обратим внимание на то, что плотность и скорость по-разному реагируют на увеличение сульфидности породы: плотность увеличивается, а скорость уменьшается. Здесь мы имеем случай обратной зависимости между скоростью упругих колебаний и плотностью, типичный для рудных объектов, в то время как для безрудных пород между этими параметрами наблюдается прямое соотношение.

#### 10.1.4. Петрофизика углей и угленосных формаций

Угленосные формации относятся к I петрофизической группе (см. табл. 10.3) со слабой намагниченностью пород. Плотность пород изменяется от малой для буроугольной формации молодых платформ до средней и повышенной — для пород геосинклинальной каменноугольной формации.

Специфической особенностью угленосных формаций является согласованность в изменении физических свойств и состава углей с физическими свойствами вмещающих осадочных пород. Это следствие воздействия на угли и вмещающие породы одних и тех же факторов, приводящих к литификации (окаменению) осадков и метаморфизму углей. В связи с особенностью состава углей, изменение их физических параметров более выразительно, чем вмещающих пород. К тому же угли как полезные ископаемые хорошо изучены. Согласованность в изменении физических параметров пород и углей делает возможным использование свойств углей в качестве индикаторов определенных этапов преобразования осадков. Это позволяет изучить последовательное изменение физических параметров осадочных пород в дометаморфогенный период их преобразования, отдельные этапы которого не выражены заметными минералогическими изменениями.

Уголь возникает при изменении остатков растений. Причиной разложения органического вещества и превращения его в уголь является термодинамическая неустойчивость высокоорганизованной материи в условиях неживой природы. Первой стадией является образование торфа, в которой основное значение имеют биохимические процессы. Вторая метаморфическая стадия включает физические и химические преобразования торфа, обусловленные факторами возрастающих температур и давлений при погружении осадков. В совокупности все эти изменения называются процессом углефикации.

Условия преобразования углей в схематическом виде представлены на рис. 10.13. Возрастание глубины погружения  $H$ , а значит, температуры и давления приводит к увеличению в углях углерода за счет потери ими воды, кислорода (в форме двуоксида углерода) и водорода (в форме

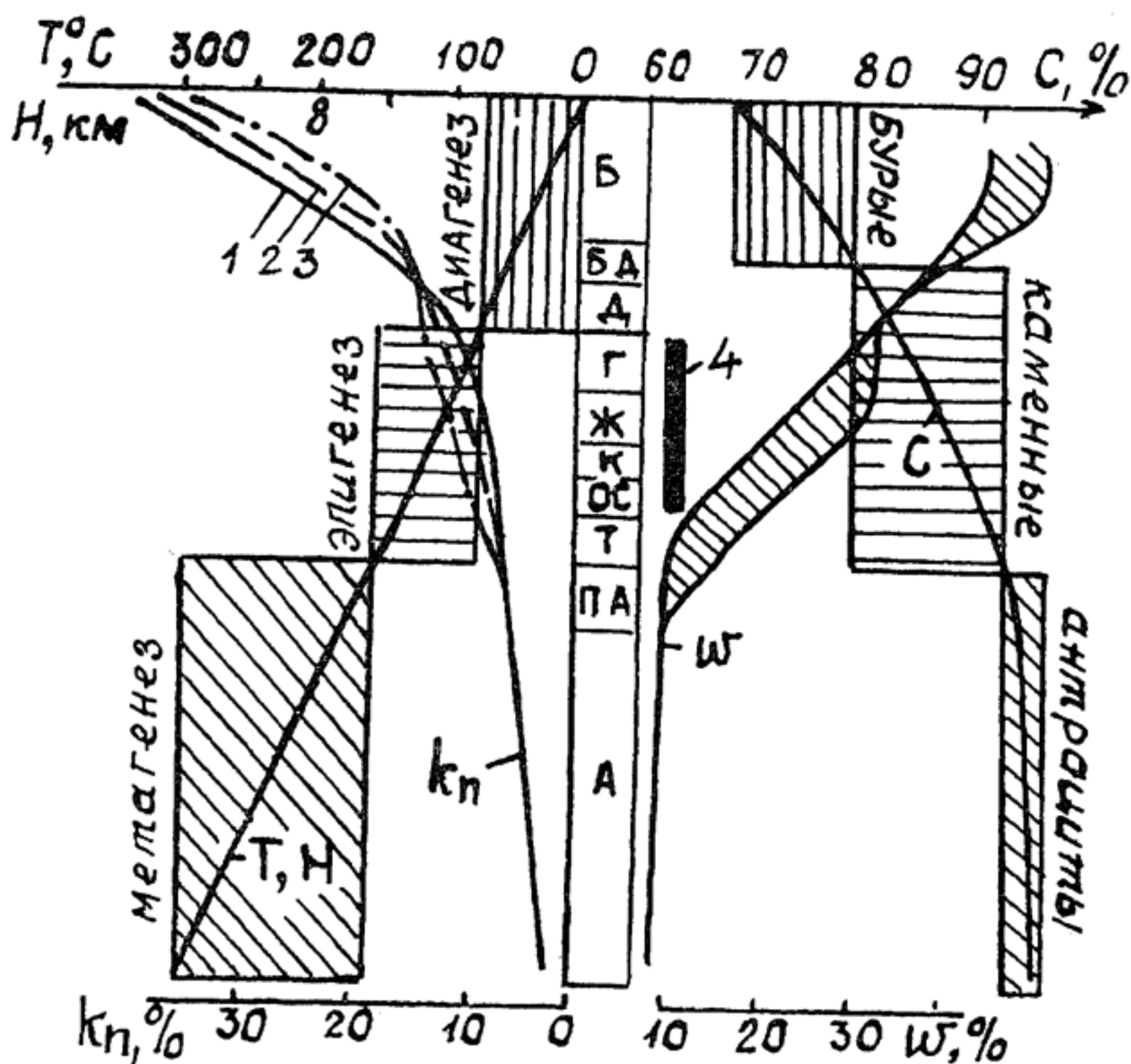


Рис. 10.13. Условия образования и свойства углей и угленосных отложений:

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — интервал спекающихся углей.

Б—А — марки углей в порядке возрастания их метаморфизма и углефикации; С — содержание углерода в углях;  $w$  — влажность углей;  $k_n$  — коэффициент пористости;  $T, H$  — температура и глубина

метана). В результате изменяется качество углей: по мере увеличения степени метаморфизма бурые угли с содержанием углерода меньше 78% сменяются каменными, а затем антрацитами ( $C > 93\%$ ). В свою очередь, каменные угли



разделяются в порядке возрастания содержания углерода на: длиннопламенные (Д); газовые (Г); жирные (Ж), коксовые (К), отощенно-спекающиеся (ОС) и тощие (Т). Названные марки углей являются показателем определенной степени метаморфизма как углей, так и вмещающих пород (рис. 10.14—10.17).

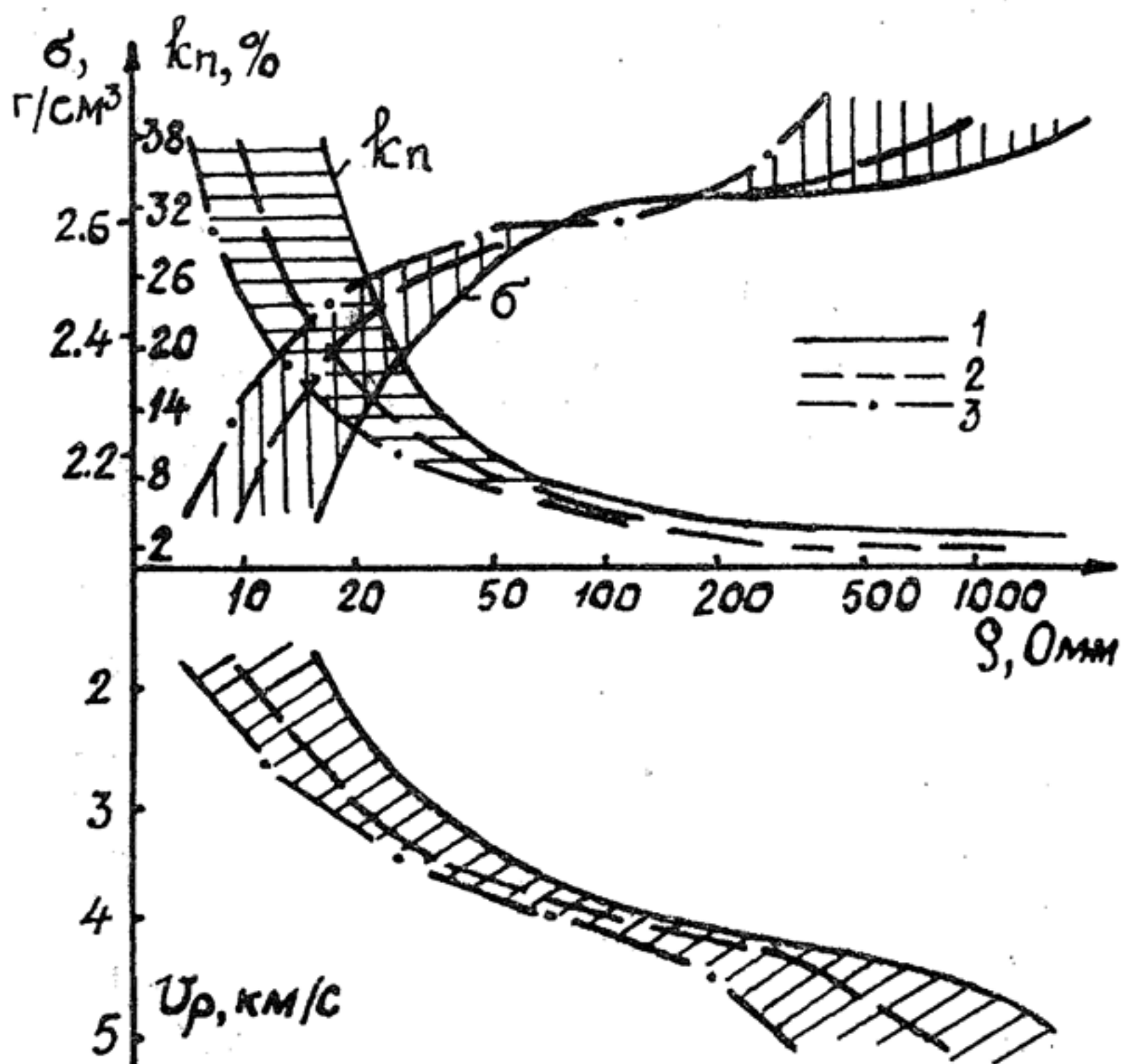


Рис. 10.14. Корреляционные зависимости пористости ( $k_n$ ), скорости упругих продольных волн ( $V_p$ ), плотности ( $\sigma$ ) и удельного электрического сопротивления ( $\rho$ ) песчаников (1), алевролитов (2) и аргиллитов (3) [11]

Физические свойства угленосных пород зависят от двух групп факторов. Первая группа связана с вещественным и гранулометрическим составом, фациальной принадлежностью, вторая обусловлена давлением и температурой. В изменении физических параметров угленосных пород вторая группа факторов играет ведущую роль [11]. Объясняется это относительно высокой пористостью осадочных пород, приоритетным влиянием пористости на физические

параметры, изменением пористости в ходе преобразования угленосных пород и углей (рис. 10.13, 10.16).

Обратимся к рис. 10.14. Зависимости, построенные по осредненным данным, указывают на тесную взаимосвязь между такими физическими параметрами осадочных пород, как плотность, скорость упругих колебаний, удельное электрическое сопротивление. Такая взаимообусловленность  $\rho$ ,  $V_p$  и  $\sigma$  объясняется определяющим влиянием на их значения пористости пород. Рост пористости вызывает уменьшение значений плотности (плотность вещества, заполняющего поры, меньше плотности минерального скелета), скорости упругих волн (передача упругих колебаний через пустоты затруднена) и удельного электрического сопротивления — по причине более низкого удельного сопротивления поровой влаги в сравнении с сопротивлением минерального скелета. Другие физические параметры, например радиоактивные, с  $\rho$ ,  $V_p$  и  $\sigma$  не коррелируются, они обусловлены в основном минеральным составом пород (см. рис. 7.8)

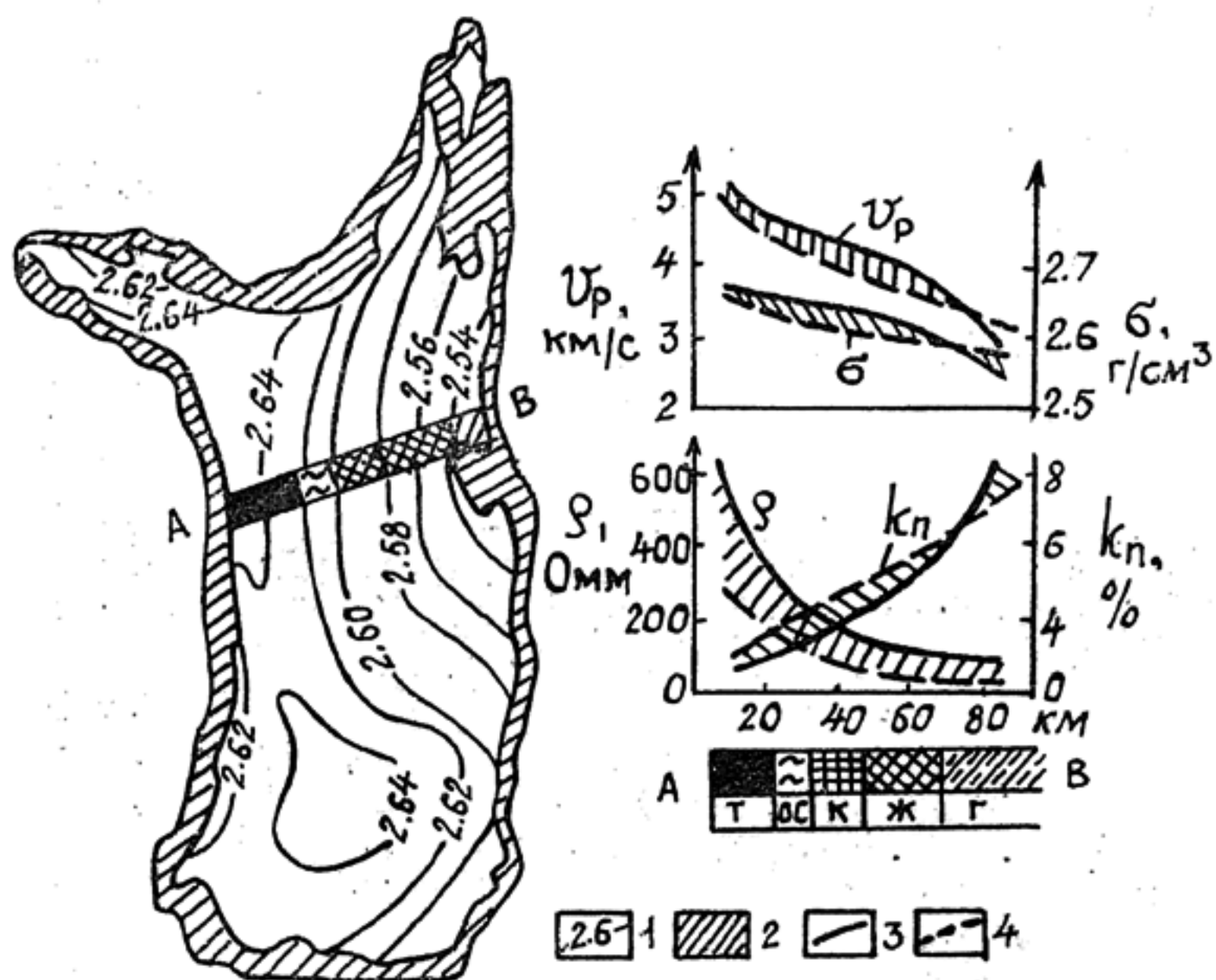


Рис. 10.15. Схематическая карта изменения плотности алевролитов по границе кемеровской и усятской свит Балахонской серии Кузнецкого бассейна и петрофизический разрез по линии АВ:

1 — изолинии плотности, г/см³; 2 — безугольные отложения на границе бассейна; 3 — песчаник; 4 — алевролит

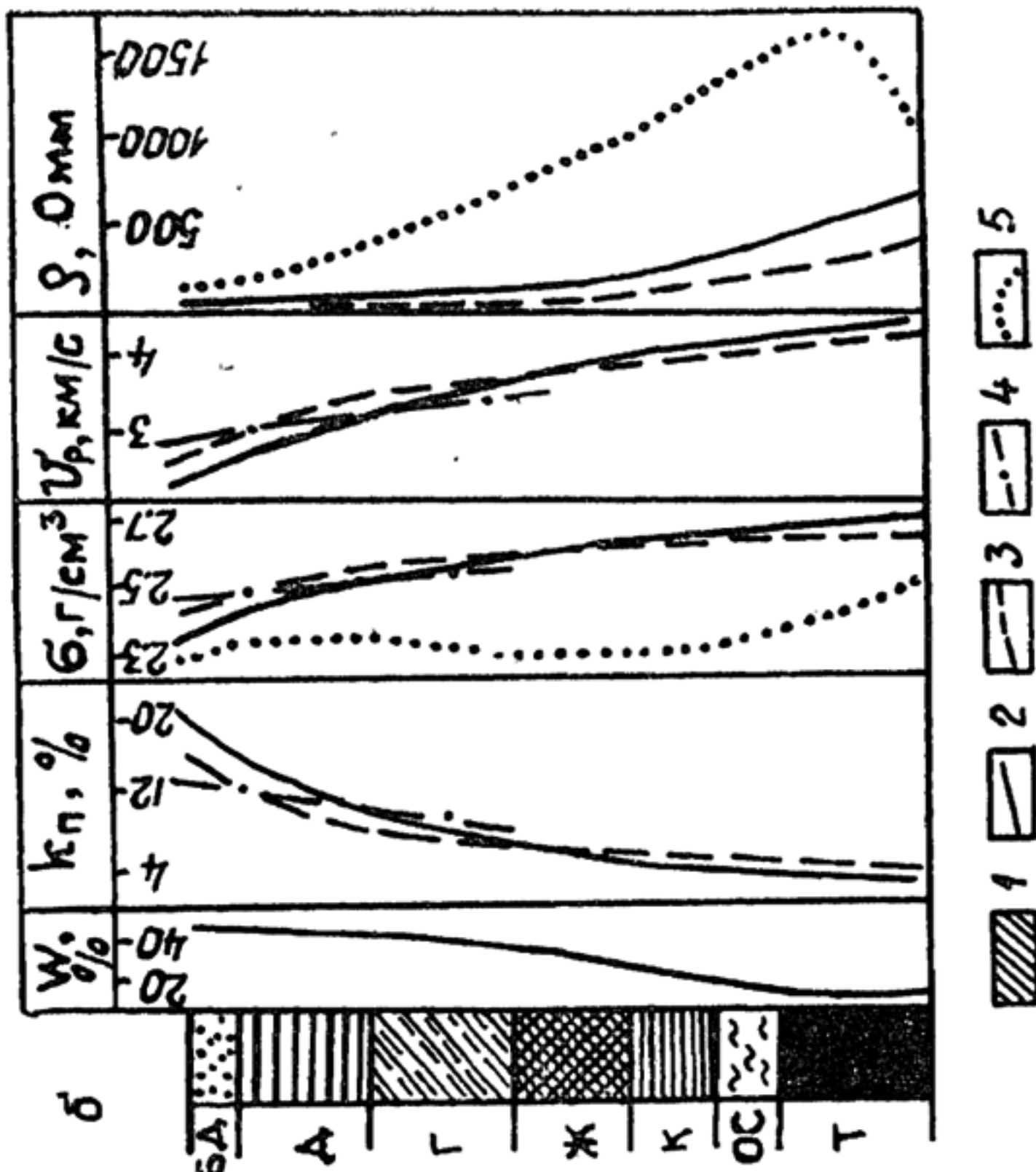
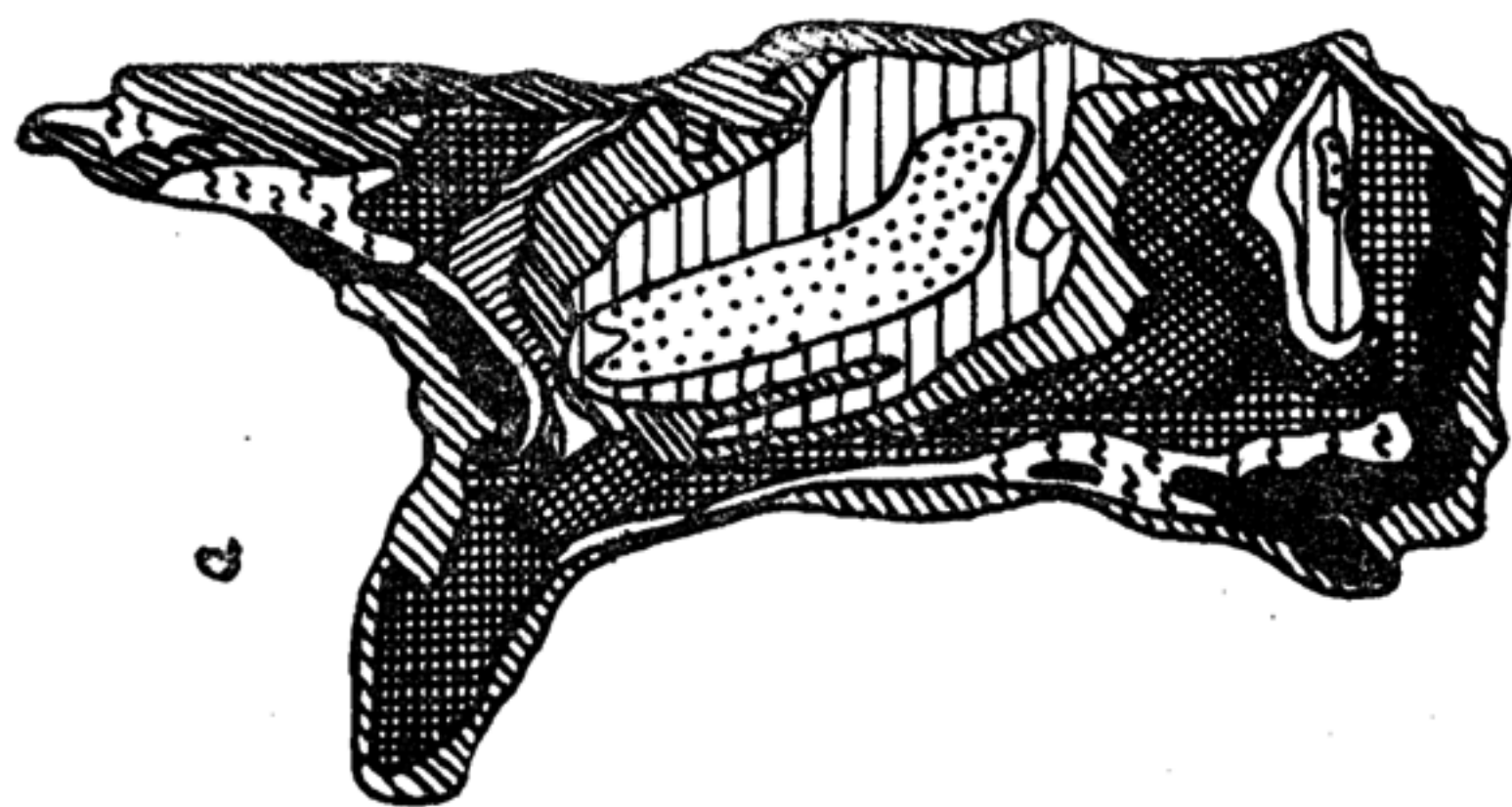


Рис. 10.16. Схематическая карта метаморфизма углей (а) и обобщенный петрофизический разрез угленосных отложений (б) Кузнецкого бассейна [11]:  
1 — безугольные отложения; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — аргиллит; 5 — уголь



и для однотипных литологических разностей мало изменяются.

Изменение физических параметров угленосных отложений рассмотрим на примере Кузнецкого угольного бассейна, детально изученного и описанного в работе В. В. Гречухина [11].

Угленосные отложения бассейна от нижнего карбона до юры включительно разделены на четыре серии: балахонскую и кольчугинскую верхнепалеозойского возраста, мальцевскую и тарбаганскую мезозойского возраста [Юзвицкий, 1970 и др.].

Угленосные отложения характеризуются чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, конгломератов и углей. Из них преобладают в разрезе алевролиты и песчаники. Угли слагают пласты мощностью 1—15 м, отличаются различной степенью метаморфизма — от бурых до антрацитов. Преобладают каменные угли. Результаты петрофизических исследований угленосных отложений Кузбасса приведены на рис. 10.15, 10.16. Выявлены следующие закономерности:

1. Наблюдаются согласованные изменения физических параметров угленосных отложений и метаморфизма углей. В разрезе Балахонской серии (рис. 10.15) удельное электрическое сопротивление, плотность и скорость продольных волн пород закономерно увеличиваются по мере возрастания метаморфизма углей, а пористость пород уменьшается. Наибольшие изменения характерны для пористости и удельного сопротивления. Так, песчаники, вмещающие угли марки «Г», характеризуются средней пористостью 8% и удельным сопротивлением 100 Ом·м, а те же породы той же серии, но вмещающие более метаморфизованные угли марки «Т», имеют значительно более высокое удельное сопротивление ( $>400$  Ом·м) и более низкую пористость ( $<2\%$ ).

2. В зависимости от степени метаморфизма углей, а значит, глубины погружения осадков (см. рис. 10.13) изменяется соотношение по физическим параметрам между отдельными разновидностями пород. Исключение здесь составляет только удельное электрическое сопротивление, которое при всех стадиях преобразования выше у песчаников, чем у алевролитов и аргиллитов. Для плотности, скорости упругих волн и пористости имеют место инверсии, проявляющиеся в пересечении кривых отдельных разновидностей пород при достижении ими определенной степени преобразования.

Так, для алевролитов и песчаников Балахонской серии точка инверсии соответствует уровню метаморфизма границы углей марки «Г» и «Ж» (см. рис. 10.15). Для менее метаморфизованных разностей плотность и скорость у песчаников ниже, чем у алевролитов, а пористость — выше. Для пород, вмещающих более метаморфизованные угли, соотношения обратные: более плотными и скоростными являются песчаники, а алевролиты — более пористые. На обобщенном петрофизическом разрезе Кузнецкого бассейна (см. рис. 10.16) можно видеть инверсию для пары «песчаник—аргиллит». Она происходит при меньшей степени метаморфизма углей и меньшей глубине погружения осадков. Инверсии, наблюдаемые и в других угольных бассейнах [11], являются результатом разных скоростей уплотнения глинистых и песчанистых осадков по мере их погружения.

3. Имеет место закономерная пространственная изменчивость физических параметров отдельных разновидностей пород в пределах угольного бассейна, согласующаяся с изменчивостью метаморфизма и качества углей. Для Балахонской серии она проявляется в возрастании плотности, удельного электрического сопротивления и скорости упругих колебаний в западном и юго-западном направлении (см. рис. 10.15), для пород эрозионной поверхности бассейна (см. рис. 10.16) — в возрастании степени метаморфизма углей, значений  $\rho$ ,  $U_p$  и  $\sigma$  угленосных отложений от центральной части бассейна к его периферии. Аналогичное изменение наблюдается в вертикальном разрезе угленосных отложений.

Сопоставление петрофизических данных различных угольных бассейнов показывает [11], что однотипные породы, например алевролиты, столь сильно различающиеся по физическим параметрам в пределах одного бассейна, имеют близкие значения физических параметров в различных угольных бассейнах России, если они вмещают угли одинаковой степени метаморфизма. К примеру, скорости упругих колебаний алевролитов Кузнецкого и Печорского бассейнов изменяются в одинаковых пределах — от 2,8 до 4,3 км/с в связи с близким диапазоном метаморфизма углей от «БД» до «Т», а значение скорости алевролитов, вмещающих угли одной марки, практически совпадают с точностью до 0,1—0,2 км/с. Например,  $\bar{U}_p$  для уровня метаморфизма «К» равняется  $\sim 3,9$  км/с в обоих бассейнах.

Тесные корреляционные связи между физическими параметрами угленосных отложений и марочными показателями



углей позволяют, используя последние в качестве опорных уровней метаморфизма, выявить стадийность процессов преобразования осадочных пород. В. В. Гречухин выделяет три стадии изменения физических параметров угленосных отложений, соответствующих погружению осадков, повышению температуры и давления и уровня метаморфизма углей: диагенез, эпигенез (катагенез) и метагенез (см. рис. 10.13).

Диагенез — процесс преобразования осадка в горную породу, соответствует интервалу глубин погружения осадков до 3 км и уровню метаморфизма углей от бурых до длиннопламенных включительно. На этой стадии минералогических изменений в породах не наблюдается, а изменение физических параметров происходит за счет механического уплотнения пород. Наибольшей пористостью и наименьшими значениями  $\rho$ ,  $U_p$  и  $\sigma$  характеризуются песчаные породы в сравнении с глинистыми. Однако скорость уплотнения песчаных пород выше, чем у глин, в результате чего к концу стадии наблюдается сближение физических параметров всех разностей пород, инверсия зависимостей. Конец стадии знаменуется преобразованием песков в песчаники. Аргиллиты теряют прочносвязанную воду. Стадия диагенеза отличается максимальными градиентами повышения значений параметров  $\rho$ ,  $U_p$  и  $\sigma$  как у угленосных отложений, так и у углей (см. рис. 10.16, 10.17) в связи с относительно свободным уплотнением осадков.

Вторая стадия — эпигенез (или катагенез) соответствует глубинам погружения в среднем до 6—7 км и уровням метаморфизма каменных углей. Стадия характеризуется затрудненным уплотнением пород. Уплотнение аргиллитов на этой стадии происходит за счет перекристаллизации, т. е. метаморфизма глинистого вещества. Для песчаников характерно механическое уплотнение. В связи с инверсией в конце предыдущей стадии плотность, скорость упругих колебаний у песчаников на стадии эпигенеза начинают превышать таковые у алевролитов и аргиллитов. Удельное электрическое сопротивление пород и углей возрастает в связи с закрытием трещин. У углей к концу стадии (уровень «Т») удельное сопротивление достигает своих максимальных значений (см. рис. 10.17).

Третья стадия — метагенез соответствует глубинам погружения более 6—7 км и температурам  $>150^\circ\text{C}$ . Пористость у пород становится низкой и мало отличается у отдельных разностей пород. На физических параметрах



начинают сказываться минералогические изменения, связанные с перекристаллизацией и метаморфизмом.

Плотность, скорость упругих колебаний у пород и углей максимальные. Удельное электрическое сопротивление пород продолжает расти, при этом наблюдаются наибольшие расхождения значений этого параметра у песчаников и ар-

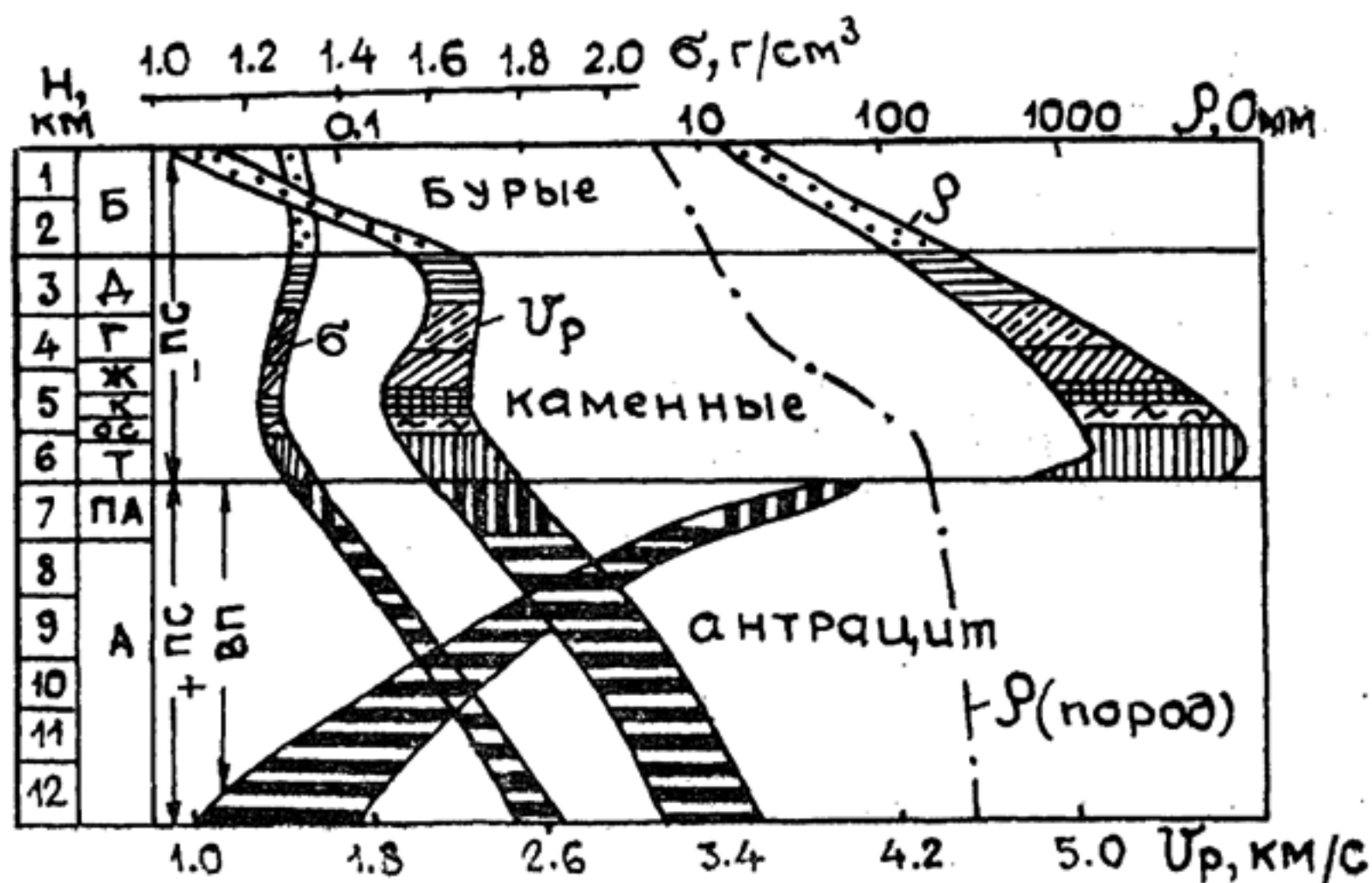


Рис. 10.17. Физические свойства углей в зависимости от глубины погружения осадков (H) и метаморфизма (по материалам В. В. Гречухина, 1980).

Зольность углей 0—20%. Для вызванной поляризации отмечен интервал повышенных значений; для естественной поляризации — интервалы положительных и отрицательных значений

гиллитов. Удельное электрическое сопротивление углей на границе с предыдущей стадией испытывает инверсию (см. рис. 10.17).

На стадиях диа- и эпигенеза угли в отношении электропроводности ведут себя как обычные породы: при увеличении степени метаморфизма, уменьшении в углях проводящей влаги их удельное электрическое сопротивление увеличивается, достигая максимальных значений к концу эпигенетической стадии у углей марки «Т» (см. рис. 10.17). Дальнейшее увеличение метаморфизма углей вызывает не только смену качества углей, но и изменение типа их электропроводности. Образуется минерал-полупроводник антрацит с высокой электропроводностью, и удель-

ное сопротивление углей резко падает. По мнению В. В. Гречухина (1980), точка инверсии электрического сопротивления углей, наблюдающаяся при глубинах погружения отложений порядка 6—7 км и температурах около 160° С, и есть граница между эпигенезом и метагенезом. Следствием возникновения в углях электронной проводимости является и возрастание вызванной поляризации углей, смена отрицательного потенциала естественной поляризации на положительный большей амплитуды (рис. 10.18).

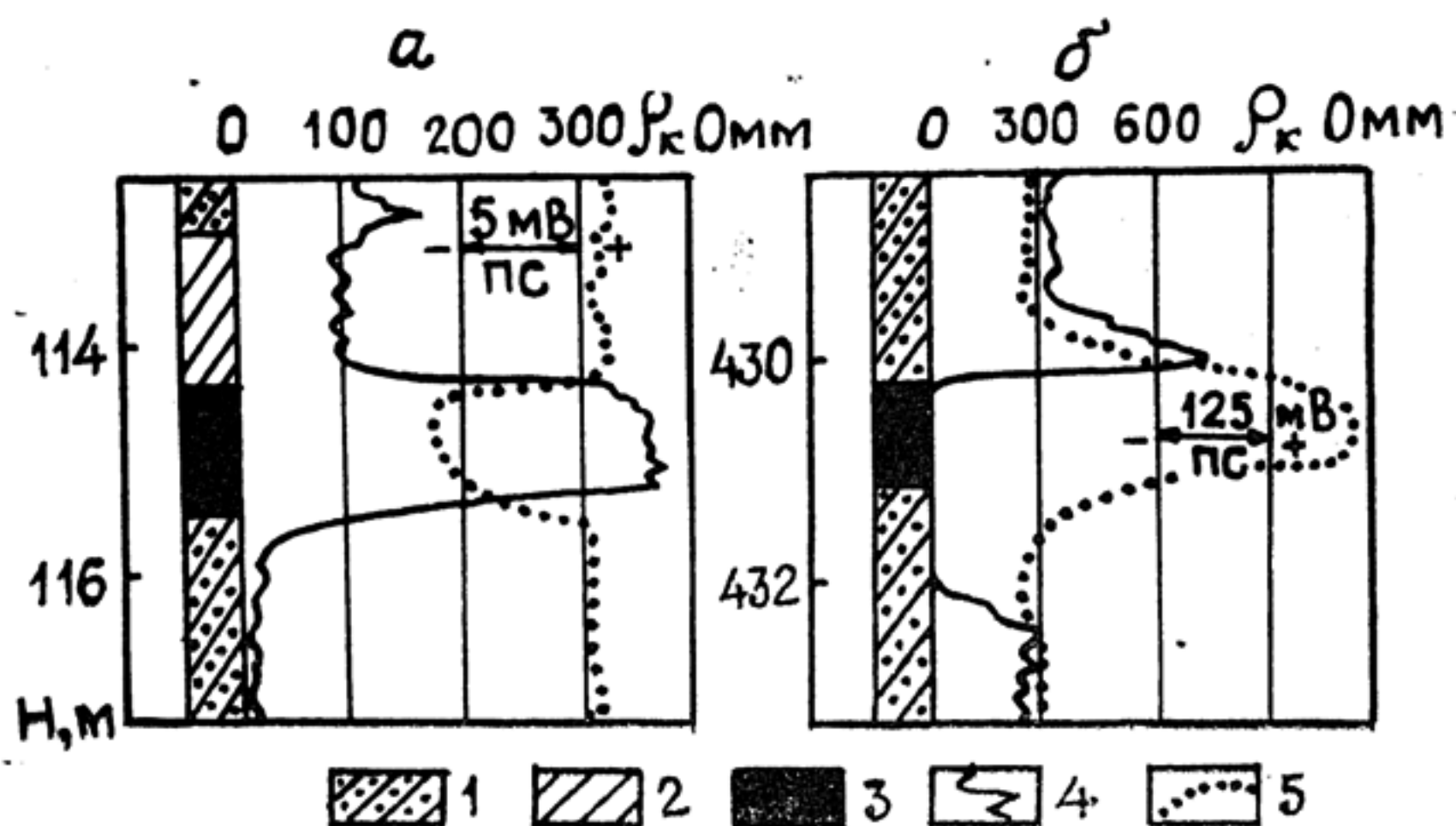


Рис. 10.18. Различия в выделении на каротажных диаграммах каменных углей (а) и антрацитов (б):

1 — алевролиты; 2 — аргиллиты; 3 — угли; 4—5 — каротажные диаграммы удельного электрического сопротивления (4) и естественной электрической поляризации (5)

Обратим внимание на то, что на границе стадий происходит не только инверсия в характере изменения сопротивления углей: рост сопротивления резко сменяется его падением. Изменяется на противоположное и соотношение удельного сопротивления углей и вмещающих их пород. У бурых и особенно каменных углей удельное электрическое сопротивление выше, чем у вмещающих их пород, у антрацитов, напротив, ниже. Следствием этого является разный знак аномалий сопротивления над углями разного качества.

Ход изменения плотности и скорости упругих колебаний углей при их метаморфизме принципиально не отличается для таковых у вмещающих пород: при увеличении метаморфизма и увеличении содержания в углях углерода

закономерно увеличиваются их скорость и плотность (см. рис. 10.17). Некоторое отличие заключается лишь в «прогибании» зависимостей на уровне марок «Ж»—«ОС», что объясняется особенностями выхода летучих компонентов углей и их минералогическими преобразованиями.

В связи с особенностями элементного состава углей (относительно легкий углерод с низким порядковым номером), они отличаются значительно более низкой плотностью на всех уровнях метаморфизма и меньшими значениями эффективного порядкового номера (см. табл. 7.5) в сравнении с таковыми вмещающих пород. Кроме определенного гравитационного эффекта, эти особенности состава углей определяют их аномальные ядерно-физические свойства: пониженные способности к рассеянию и поглощению гамма-излучения и повышенную — к замедлению нейтронов. Угли, как правило, отличаются аномально низкой естественной радиоактивностью, соизмеримой с радиоактивностью известняков (см. рис. 7.8). Исключение составляют некоторые разновидности углей, обогащенных ураном в ходе эпигенетических процессов.

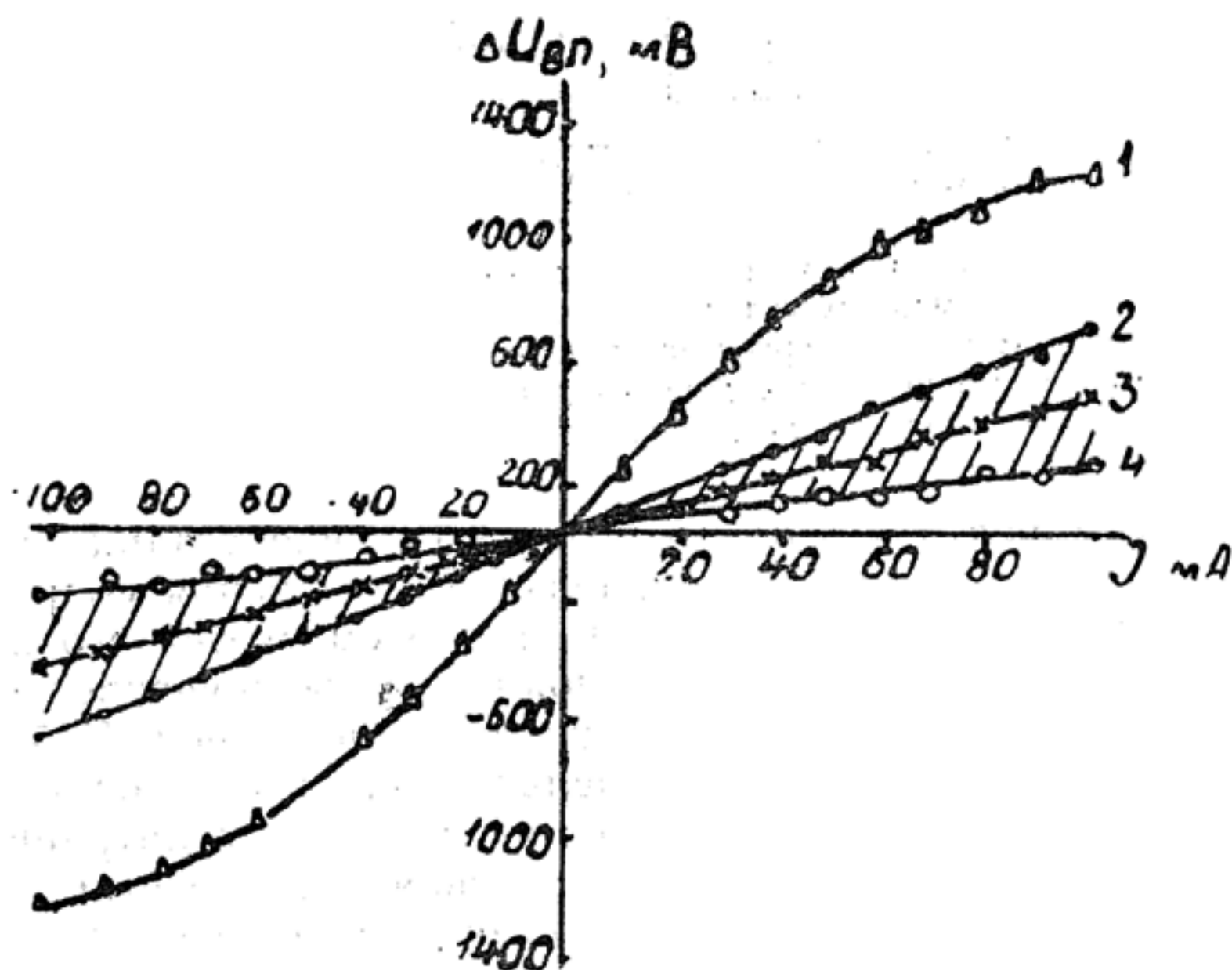


Рис. 10.19. Поляризационные кривые для угля и вмещающих пород:

1 — уголь; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — аргиллит



Наибольшее различие углей и вмещающих пород наблюдается по электрическим параметрам. Особенно это касается антрацитов, обладающих качественно иным типом электропроводности, а следовательно, уникальной способностью к естественной и вызванной поляризации (рис. 10.18, 10.19). Значительное различие наблюдается и по удельному электрическому сопротивлению (см. рис. 10.16, 10.17).

Угли содержат определенное количество компонентов вмещающих пород. Их долю в составе углей принято называть зольностью, поскольку при сгорании углей она определяет выход золы. Характер влияния зольности на физические параметры углей легко уяснить, если принять во внимание различие в свойствах углей и вмещающих пород: возрастание зольности можно рассматривать как последовательное приближение углей по составу и свойствам к вмещающим осадочным породам. Отсюда при увеличении зольности увеличивается плотность и скорость упругих колебаний углей, их эффективный порядковый номер и естественная радиоактивность, длина замедления нейтронов, а также удельное электрическое сопротивление антрацитов. Увеличение зольности снижает такие физические параметры углей, как естественная и вызванная поляризуемость антрацитов и удельное электрическое сопротивление каменных углей.

Зависимость между зольностью и значениями физических параметров углей тем более тесная, чем больше разница в их значениях для углей и вмещающих пород и чем точнее измеряется физическое свойство современной аппаратурой. Немаловажное значение имеет возможность изучения физического параметра в скважинных условиях. Например, различие в плотности углей разной зольности может быть изучено с помощью плотностной модификации метода рассеянного гамма-излучения, а различие в эффективном порядковом номере — с помощью селективной модификации этого метода [38]. Кроме того, зольность углей определяют по исследованиям естественной радиоактивности и удельного электрического сопротивления в скважинах.

## **10.2. Определение и классификация петрофизических моделей**

Каждый геологический объект обладает комплексом свойств, в том числе и физических. Сами по себе эти свойства играют в «существовании» геологического объекта принци-

24. Заказ 2630. «Петрофизика».

пиально одинаковую роль, так как «в природе не существует критериев или позиций, с которых одно качество должно быть выделено среди других как наиболее важное, существенное» [Васильченко, 1968]. Понятие существенных или несущественных признаков геологического объекта появляется тогда, когда мы начинаем изучать его с какой-либо целью.

Обратим внимание, как по-разному оценивают одни и те же геологические объекты минералог и геофизик, использующие для своих целей соответственно минералогические и физические особенности этих объектов. Возьмем, к примеру, околорудный процесс березитизации пород, характерный для большинства золоторудных месторождений и заключающийся в новообразованиях кварца, карбоната, серицита и пирита. Для минералога все новообразования важны, поскольку хорошо обнаруживаются под микроскопом и могут служить признаками березитов. В меньшей степени, может быть, это касается пирита, поскольку его идентификация требует дополнительных затрат — изготовления шлифов.

Для геофизика, напротив, наиболее важным в процессе березитизации является замещение магнетита пород пиритом, поскольку при таком замещении резко понижается намагниченность породы и последующие минералогические замещения уже практически не изменяют названного параметра. При типизации колчеданных месторождений геолог-поисковик использует соотношение в рудах галенита, сфалерита и халькопирита, а геофизик — наличие в рудах ферромагнитного пирротина, поскольку остальные сульфиды по физическим параметрам мало отличаются. Геологические процессы, которые могут привести к структурной упорядоченности рассеянного углеродистого вещества, к изменению соотношений в пирротинах серы и железа, являются наиболее значимыми именно с геофизической точки зрения, поскольку в ходе их может образоваться минерал-полупроводник графит, а пирротин может приобрести или потерять ферромагнитные свойства.

Значимость тех или иных свойств геологического объекта зависит от стадии поисково-разведочного процесса. Отмеченное выше понижение намагниченности пород при околорудной березитизации является важным признаком золоторудных объектов при детальном магнитном съемке, в задачу которых входит непосредственное обнаружение рудных тел. На ранних стадиях изучения территорий используются менее де-



тальные работы с большими расстояниями между точками наблюдений. В измеренных с такой невысокой детальностью магнитных полях околорудные березиты могут не выделяться из-за их малых размеров в сравнении с расстоянием между точками наблюдения магнитного поля. Более важное поисковое значение будут иметь геологические процессы, приводящие пусть к не столь интенсивному изменению физических параметров, но затрагивающие большие объемы пород. На месторождениях золота это может быть процесс биотитизации рудсвмещающих пород, сопровождающийся новообразованиями магнетита и повышением намагниченности пород.

Таким образом, в зависимости от цели исследования один и тот же геологический объект рассматривается с разных позиций. При этом свойства объекта, значимые при его изучении для конкретной цели, могут оказаться несущественными, если цель исследования изменилась. Каждый раз исследователь создает себе некоторый идеальный образ геологического объекта, отвлекаясь от его несущественных свойств. Этот образ адекватен реальному геологическому объекту лишь в отношении определенного набора свойств, зависящего от цели исследования. Абстрактное отображение объекта, адекватное исследуемым объектам в отношении некоторых заданных критериев, называется моделью объекта.

Что составляет содержание петрофизической модели? Согласно Н. Н. Боровко (1979), модель объекта должна содержать совокупность имеющихся о нем сведений, способствующих решению поставленных геологических задач. Эти сведения могут быть представлены в виде таблиц, текста, графиков, формул, при этом форма представления модели также зависит от геологической задачи, для которой эта модель создается. Так, если задача заключается в определении коэффициента пористости ( $k_n$ ) по измеренным значениям удельного электрического сопротивления  $\rho$ , то петроэлектрическая модель осадочной породы с коэффициентом пористости от 3—5 до 20—40% может быть представлена следующим аналитическим выражением [Дахнов, 1962]:

$$\rho = \rho_v \frac{a}{k_n} \cdot m,$$

где  $\rho_v$  — удельное сопротивление поровой влаги, а  $m$ ,  $a$  — параметры модели.



Наиболее сложными являются петрофизические модели, создаваемые для решения поисково-картировочных и разведочных задач геофизическими методами. Именно о таких петрофизических моделях далее пойдет речь. Петрофизическая модель в этом случае является основой формирования так называемой физико-геологической модели [Вахромеев, 1978], необходимой для обоснования возможностей геофизических методов при решении различных геологических задач.

Под петрофизической моделью (ПФМ) понимают объемное распределение в геологическом пространстве различных физических параметров, характеризующих главные петрофизические структурно-вещественные комплексы изучаемого рудного поля, месторождения полезного ископаемого, рудного тела или другого геологического объекта.

Сведения о форме, размерах, условиях залегания и физических свойствах моделируемого класса объектов получают в ходе изучения и обобщения геометрических и физических параметров выбранных заранее природных эталонов.

Общая последовательность формирования ПФМ включает такие операции: а) формулирование геологической задачи и выбор объекта моделирования (блока земной коры, месторождения определенного генотипа, рудной залежи и т. п.); б) анализ любой геолого-геофизической информации, имеющейся по эталонным объектам; в) сбор эталонной коллекции образцов, измерение физических свойств основных разновидностей горных пород и руд; г) статистическая обработка результатов этих измерений и выделение ПСВК; д) построение собственно ПФМ, т. е. геометризация в геологическом пространстве отдельных ПСВК по возможности в виде тел правильной геометрической формы.

Таким образом, петрофизическая модель отображает пространственное распределение петрофизических неоднородностей геологического объекта и вмещающей среды, а также описывает физические и структурно-вещественные свойства этих неоднородностей. При этом под петрофизической неоднородностью (петрофизическим телом) понимается часть геологического пространства, отличающаяся от остального по физическому параметру или совокупности физических параметров, по которым могут быть проведены ее границы. Границы петрофизической неоднородности не обязательно должны совпадать с границами геологических тел, выделенных по иным свойствам. Петро-

физические неоднородности как структурные элементы модели должны удовлетворять двум требованиям: а) выделение петрофизических неоднородностей должно способствовать решению поставленной геологической задачи; б) выделенные петрофизические неоднородности должны находить отражение в геофизических полях заданной детальности.

Отметим основные свойства моделей. Во-первых, модели являются адресными, т. е. эффективно могут быть использованы для решения геологической задачи, для которой они создавались. При изменении геологической задачи в петрофизическую модель объекта необходимо внести изменение либо создать новую модель.

Во-вторых, модель подобна геологическому объекту только в пределах рассматриваемых свойств. Речь здесь идет о том, что петрофизическая модель отображает геологический объект не только со стороны его физических свойств. В конкретных моделях, соответствующих разным геологическим задачам, могут отображаться разные особенности физической характеристики геологического объекта.

В-третьих, петрофизическая модель зависит от физико-геологической изученности объекта и среды и является ее результатом. Появление новых геологических, минералогических, петрофизических и геофизических сведений об используемом объекте может существенно изменить его петрофизическую модель.

В-четвертых, ПФМ почти всегда носит комплексный характер, т. е. описывает моделируемый объект с точки зрения его отличия от вмещающей среды по нескольким петрофизическим параметрам (магнитная восприимчивость, радиоактивность, поляризуемость и др.).

Существует несколько разных классификаций ПФМ. По способу формирования в зависимости от степени различия физических свойств моделируемого объекта и несущей его среды ПФМ подразделяют на детерминированные, статистические и стохастические.

Детерминированные ПФМ формируют для геологических объектов относительно простого строения, контрастно отличающихся от вмещающей среды по своим физическим параметрам. В этом случае ПФМ представляет собой сочетание нескольких возмущающих тел правильной геометрической формы, каждое из которых аппроксимирует соответствующий ПСВК. Построение физико-геологической модели от таких ПФМ сводится к строгому аналитическому

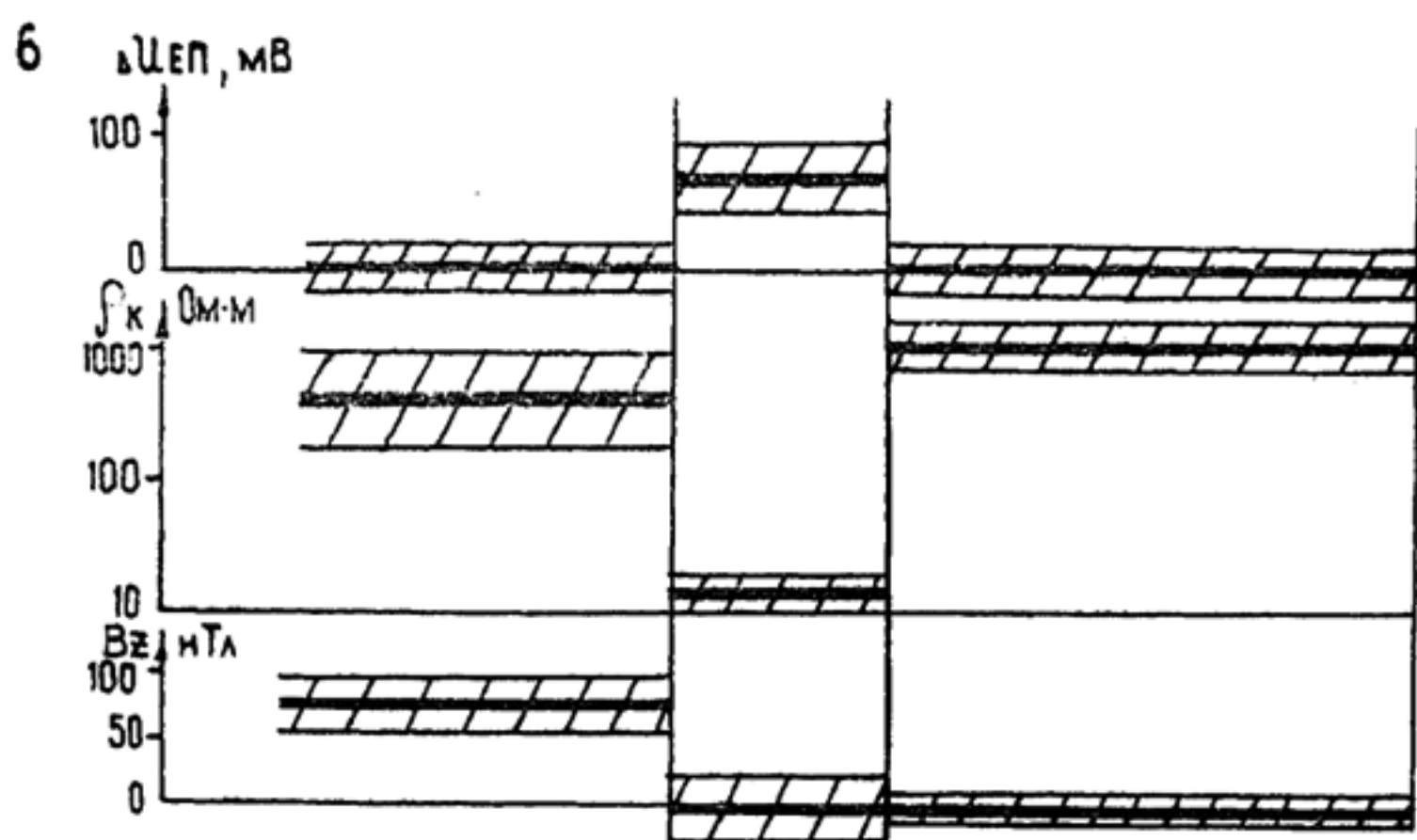
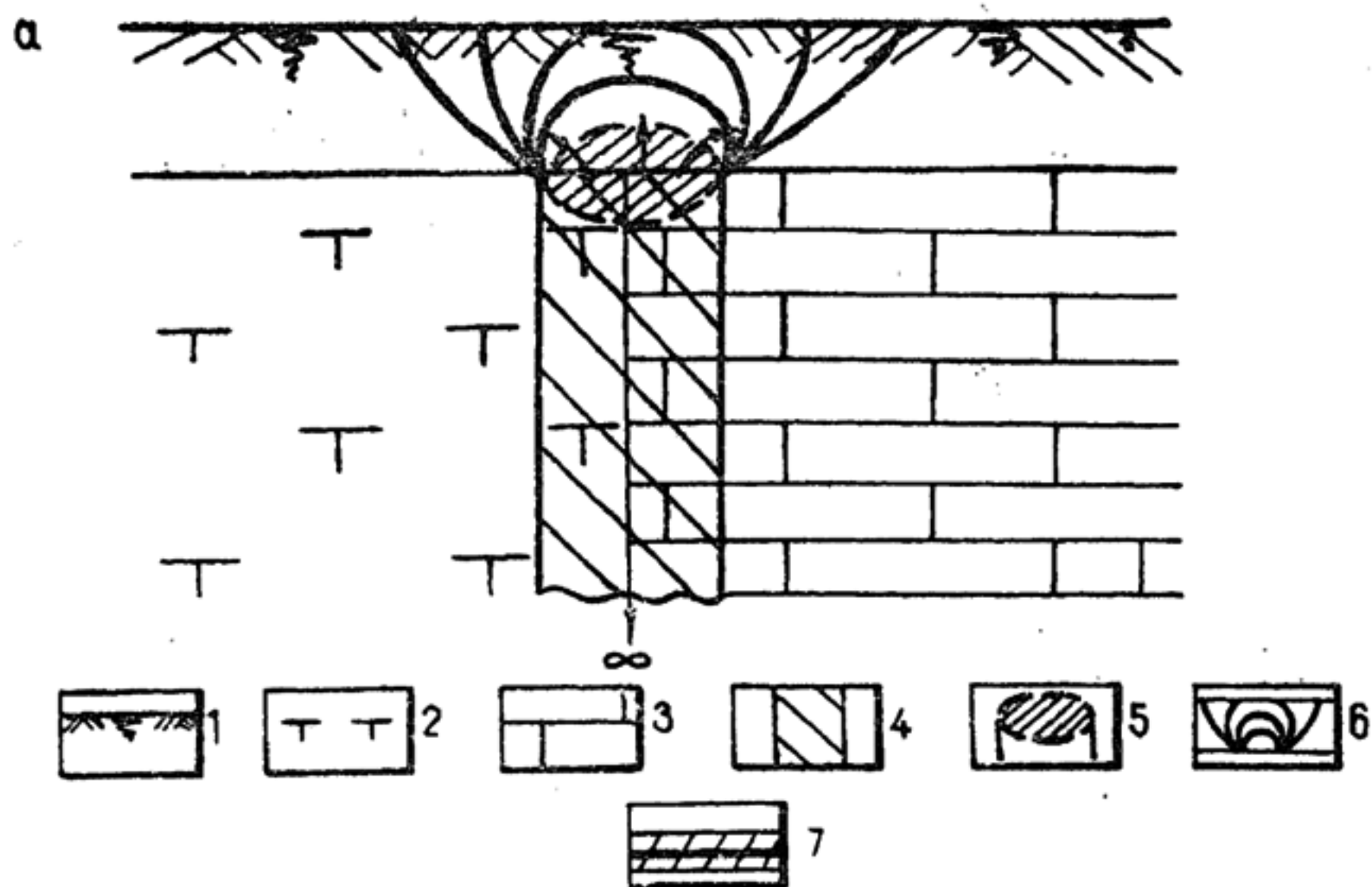


Рис. 10.20. Детерминированная (а) и статистическая (б) ПФМ зоны разгрузки загрязненных нефтепродуктами подземных вод трещинного коллектора на контакте эффузивов с карбонатными породами:

1 — рыхлые отложения; 2 — трахиты; 3 — известняки; 4 — зона дробления; 5 — область активной фильтрации подземных вод; 6 — вторичный ореол рассеяния свинца, бензапирена и других поллютантов; 7 — среднее значение и диапазон изменения в пределах одного стандарта значений магнитного поля, кажущихся сопротивлений и естественного электрического поля



решению прямых задач геофизики с помощью уравнений математической физики.

В качестве примера приведем ПФМ зоны истечения подземных вод, загрязненных нефтепродуктами (рис. 10.20, а). Она состоит из нескольких возмущающих тел: 1) вертикального пласта пониженных значений электросопротивления и магнитной восприимчивости, аппроксимирующего зону дробления на контакте эффузивов с известняками; 2) эллиптического горизонтального цилиндра аномальной электрической активности, отвечающего объему активной фильтрации нефтенасыщенных вод; 3) системы веерообразных вторичных ореолов рассеяния свинца, бензапирена и других токсичных ингредиентов в элювиоделювии.

Статистические ПФМ формируют в том случае, когда интересующий нас геологический объект слабо отличается от несущей его среды по физическим характеристикам. В этом случае опираются на средние, дисперсии, коэффициенты корреляции и другие статистические параметры, рассчитываемые как по значениям физических свойств, так и по физическим полям, измеренным на дневной поверхности, в воздухе, вдоль оси скважины (рис. 10.20, б). Надежность выделения тех или иных объектов, описываемых статистическими моделями, оценивают путем проверки статистических гипотез по эмпирическим данным.

При сложном строении изучаемого геологического объекта, когда хотя бы один его параметр носит случайный характер, строят так называемые стохастические, или вероятностные, модели. Необходимость в них возникает при поисково-разведочных работах на вольфрам-молибденовые штокверки, джеспилиты, участки скопления пегматитовых тел и т. п. Используя предложенный А. Ю. Давыденко (1989) математический аппарат для анализа функций случайных величин, можно сформировать стохастическую ПФМ, рассчитав взаимные корреляционные случайные параметры объекта и интенсивности ожидаемых геофизических полей.

Создавая и изучая ПФМ геологических объектов, допустимо и правомерно использовать те же классификации, которые разработаны для физико-геологических моделей [Вахромеев, Давыденко, 1989; Вахромеев, 1995].

Поскольку моделирование в разведочной геофизике ведут методом последовательных приближений, принято различать так называемые априорные ПФМ, или модели стадии проектирования, и апостериорные ПФМ, т. е. мо-

дели стадии интерпретации результатов полевых геофизических исследований.

Само собой разумеется, что последняя служит стартовой моделью для формирования априорной ФГМ последующей стадии более детальных геологоразведочных работ.

С позиций геоисторизма наряду со статическими ПФМ геологических тел, структур, месторождений можно формировать и использовать динамические ПФМ, отражающие особенности строения изучаемого объекта на разных этапах развития того или иного геологического процесса.

По глубине залегания источника аномалий относительно границы раздела «земля—воздух» ПФМ могут быть двух типов: близповерхностные, локализующиеся в верхней части геологического разреза на глубине не более 10 м и изучаемые преимущественно в геоэкологических целях, и глубинные, отвечающие залежам полезных ископаемых и другим объектам в геологии.

По характеру создаваемых аномалий различают два класса ПФМ: модели излучателей, генерирующих естественные и искусственные геомагнитные, геотермические, радиоактивные, электромагнитные, волновые поля, и модели источников рассеяния или выбросов твердых, жидких и газообразных ингредиентов (например, источники ореолов рассеяния химических элементов, дымящая труба фабрики). Довольно часто встречаются комплексные аномальные источники, рассеивающие вещество и энергию каких-то физических полей одновременно. Примером может служить транспортная магистраль, совмещенная с линиями электропередач, связи и другими коммуникациями.

Петрофизические модели используют для решения многих практических задач современной геологии. Отметим наиболее важные из них:

- формирование физико-геологических моделей изучаемых геологических объектов;
- объемное геологическое картирование рудных полей, поиски скрытого оруденения на основе выявления осевой, продольной и поперечной зональности в распределении петрофизических характеристик;
- установление статистического сходства либо различия горных пород, руд и других геологических образований, петрофизических портретов надрудной и подрудной зон месторождений полезных ископаемых;



— увязка геологических разрезов в межвыработочном пространстве на основе формирования корреляционных петрофизических моделей типа «рудный прослой», «безрудный маркер», «чередование интервалов промышленных и забалансовых руд»;

— выявление благоприятных и запрещенных диагностических петрофизических ассоциаций разных типов месторождений, рудных тел и несущих оруденение сред.

С петрофизическими моделями нефтегазовых и рудных объектов познакомитесь в заключительных разделах.

### **10.3. Петрофизические модели нефтегазоносных объектов**

#### **10.3.1. Физические свойства флюидов**

Газонефтяные месторождения локализуются в породах-коллекторах, отличающихся от нормальных пород повышенным объемом порового, трещинного или карстового пространства. Наряду с нефтью и природным газом в породах-коллекторах месторождений находится также вода.

Нефть и природный газ представляют собой углеводородные соединения (нафтиды). Элементный состав нефти по содержанию углерода изменяется от 79 до 89%, а по содержанию водорода — от 9 до 15%. Водород является наиболее легким компонентом нефтей, поэтому его повышенные содержания определяют пониженную плотность нефтей.

Основную часть углеводородов, обнаруженных в нефтях, можно разделить на три группы: насыщенные углеводороды (парафин), в которых все углеводородные валентности расходятся на связи с атомами углерода и водорода и которые в силу этого склонны к химической инертности, ненасыщенные соединения (ароматические углеводороды), и углеводороды со смешанной структурой. Углеводороды нефтей отличаются углеродными числами (количеством атомов углерода в формуле) и температурами кипения. Наименьшими значениями углеродного числа (5—13) и точек кипения (до 250°C) характеризуются бензиновая и керосиновая фракции, наибольшими значениями этих параметров — смазочные нефти (более 26 и 300°C соответственно).

Неуглеводородные соединения в нефти обычно составляют 5—10%, но в некоторых тяжелых нефтях их количество может быть более значительно. Обычно это сернистые, кислородные, азотные и металлические соединения, из металлов преобладают ванадий и никель.



Природный газ—это газовая фаза нефтидов. Обычно газ в залежах содержит 70—100% метана ( $\text{CH}_4$ ), 1—10% более высокомолекулярных углеводородов (этан, бутан и др.). Содержание неуглеводородных соединений (углекислого газа, азота и сероводорода) колеблется от очень низких концентраций до 100%. Природный газ называется сухим, если он содержит менее 0,013 л/м<sup>3</sup> способных конденсироваться жидкостей, и жирным, если содержание последних превышает 0,04 л/м<sup>3</sup>. В залежах газ находится в свободном газсвом или сжиженном состоянии или растворен в нефти или воде.

Вода  $\text{H}_2\text{O}$  — это жидкость при стандартных температуре и давлении. Водород молекулы воды имеет настолько сильное сродство с кислородом, что образует временные водородные связи с атомами кислорода соседних молекул воды. Поэтому в стандартных условиях вода является жидким полимером.

Вследствие полимеризации вода обладает рядом аномальных физических свойств. Она имеет самую высокую теплоемкость и проводит тепло лучше, чем любая другая

Т а б л и ц а 10.6

Физические параметры жидких и газообразных флюидов

Параметр	Вода	Нефть	Газ
Плотность, г/см <sup>3</sup>	1,01—1,24	0,72—1,0	0,0007—0,0032
Скорость продольных волн, км/с	1,4—1,53	1,3—1,4	0,316—338
Удельное электрическое сопротивление, Ом·м	$10^{-2}$ — $10^5$	до $10^{14}$	$10^{14}$
Диэлектрическая проницаемость, отн. ед.	81	2	1—1,01
Теплопроводность, Вт/(м·К)	0,582	0,13—0,14	0,04—0,021
Содержание урана, %	$10^{-5}$ — $10^{-2}$	$10^{-9}$ — $10^{-7}$	

жидкость, растворяет больше веществ и в большем количестве. Вода имеет высокую для жидкости диэлектрическую проницаемость (табл. 10.6). Эти аномальные свойства воды играют важную роль в геологических процессах, в том числе и в процессах образования, миграции и аккумуляции углеводородов.

Сродство водорода и кислорода выражается также в связывании воды на поверхности минералов — водород молекул воды образует связи с кислородом минералов. При соприкосновении с водой некоторые глинистые минералы набухают, потому что у связанной воды свободная энергия меньше, чем у свободной. Связанная вода по многим параметрам, например по коэффициенту теплового расширения и вязкости, отличается от свободной воды. Ниже уровня грунтовых вод свободная вода занимает все поровое пространство в осадочных породах, за исключением пор, заполненных нефтью и газом. В поровой воде присутствуют ионы растворенных веществ в концентрации, зависящей от их источника и условий диагенеза. Источником основной массы ионов является морская вода [Хант, 1982].

Физические свойства природных флюидов приведены в табл. 10.6. Нужно отметить аномальные физические свойства флюидов в сравнении со свойствами минерального скелета осадочных пород, что является причиной зависимости последних от пористости, а вариации физических параметров флюидов — от водо-, нефте- и газонасыщенности.

Плотность и скорость продольных волн понижаются в ряду вода→нефть→газ. Вариации плотности воды связаны со степенью ее минерализации и термодинамическими условиями: повышение минерализации воды и давления приводит к повышению плотности. Плотность нефтей зависит от их химического состава. Легкие нефти содержат больше водорода. Средняя плотность газовых углеводородов приближенно равна плотности атмосферного воздуха ( $0,0012 \text{ г/см}^3$ ): у метана она меньше ( $0,000715$ ), у пентана — больше ( $0,0037$ ). Все флюиды характеризуются отсутствием поперечных упругих колебаний.

Удельное электрическое сопротивление углеводородов, особенно газа, очень высокое и значительно превышает таковое воды и минерального скелета породы. Поэтому насыщение углеводородами пород приводит к повышению их удельного электрического сопротивления пропорционально пористости. Большой диапазон изменения электропроводности воды связан с различной ее минерализацией; в воде проводят растворенные в ней ионы. Наибольшими удельными сопротивлениями отличаются приповерхностные относительно пресные воды:  $8\text{—}1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ . Морские соленые воды имеют значения этого параметра порядка  $0,2 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ .

В порах горных пород вода может быть смешана с углеводородами. Удельное электрическое сопротивление водо-

газонефтенасыщенных пород зависит не только от пористости и процентного отношения воды, газа и нефти в порах, но и от способности твердой поверхности породы смачиваться (гидрофильность) или не смачиваться (гидрофобность) водой.

В природе распространены преимущественно гидрофильные коллекторы, у которых вода смачивает твердую фазу (см. рис. 2.11). Плохопроводящие включения нефти и газа среди воды обеспечивают достаточно высокую электропроводность водонефтесодержащих пород. Напротив, в случае гидрофобных коллекторов (углистых, битуминозных) удельные сопротивления оказываются относительно высокими, так как в изолированных включениях находится электропроводящая влага.

Из других свойств нужно отметить очень низкие значения диэлектрической проницаемости и теплопроводности углеводородов. Низкая теплопроводность нефтей и газов способствует повышению геотермических градиентов в залежах и в нефтематеринских породах, вызывающих метаморфизм нефтей [Хант, 1982].

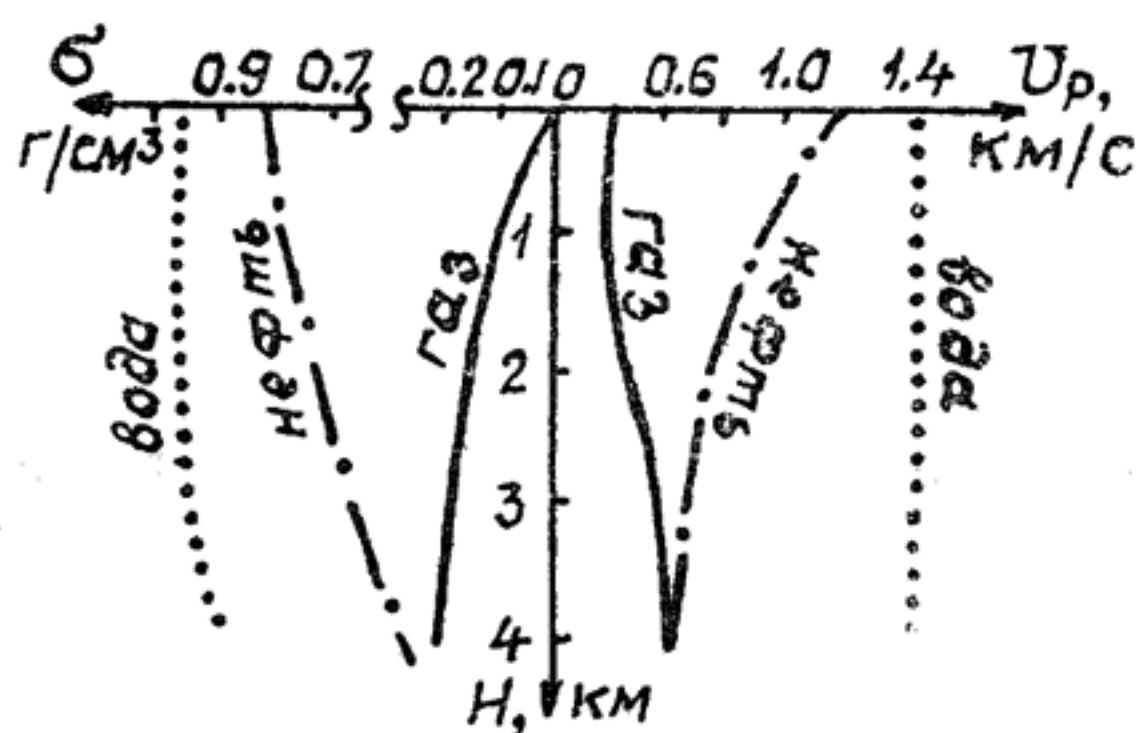


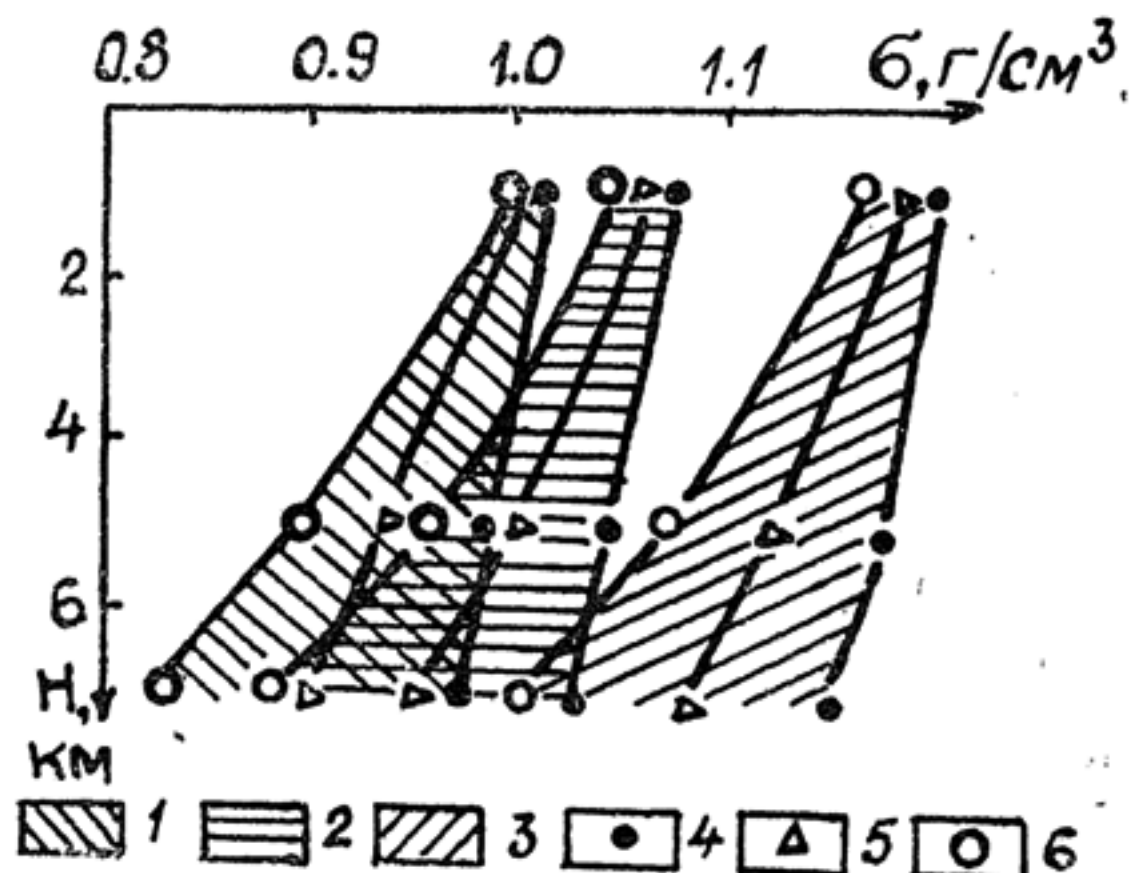
Рис. 10.21. Изменение скорости продольных волн и плотности флюидов с глубиной (по А. Г. Авербух и др., 1976)

Физические параметры флюидов зависят от глубины их нахождения в горных породах. Сказываются влияние возрастающих температуры и давления при увеличении глубины, а также повышение смешиваемости флюидов в глубинных условиях. При увеличении давления увеличивается насыщение воды и нефти газами, при увеличении температуры — растворимость нефти в воде. По данным Дж. Ханта (1982), на глубинах 500 м отношение газ/вода составляет в среднем 1,3, а на глубине 1500 м газа по объему в 2,2 раза больше, чем воды.



Плотность и скорость упругих колебаний у нефти и воды с глубиной уменьшаются, у газа — увеличиваются (рис. 10.21, 10.22). Удельное электрическое сопротивление заметно изменяется только у воды. Во-первых, на глубину растет степень ее минерализации, поскольку при высоких температурах и давлениях возрастает растворимость мине-

Рис. 10.22. Изменение плотности воды разной минерализации с глубиной с учетом геотермического градиента [49]. Концентрация NaCl: 1 — 1%; 2 — 10%; 3 — 26%; геотермический градиент ( $^{\circ}\text{C}/\text{км}$ ): 4 — 20; 5 — 30; 6 — 40



ралов в воде. Во-вторых, повышение температуры увеличивает в воде подвижность ионов-носителей тока. По данным И. Е. Эйсмана [3], в условиях Нижнего Поволжья удельное сопротивление пластовых вод с глубины 500 м до 5 км уменьшается более чем в 6 раз.

### 10.3.2. Термодинамические и петрофизические условия образования нефти и газа

Подавляющее количество геологических и геохимических данных, собранных при изучении осадочных образований и нефти, свидетельствует о том, что большая часть последней образовалась из органического вещества, захороненного в осадочном чехле седиментационных бассейнов. Масса углерода, рассеянного в горных породах, на два и более порядка превышает массу углерода в месторождениях. В осадочных горных породах углерод находится в виде керогена — рассеянного органического вещества.

Содержание органического вещества, сохраняющегося в осадках, меняется в очень широких пределах. Наибольшее его количество характерно для тонкозернистых глинистых и глинисто-карбонатных осадков, образованных в условиях прибрежно-морских и внутриконтинентальных седиментаци-

онных бассейнов. Нефть образуется из керогена преимущественно сапропелевого ряда в отличие от углей, источником которых является в основном гумусовое органическое вещество. Сапропелевый кероген в сравнении с гумусовым обогащен водородом.

В уплотняющихся отложениях осадочного бассейна органическое вещество подвергается воздействию все более высоких температур по мере увеличения глубины его погружения (рис. 10.24). Повышение температуры вызывает термическое перерождение керогена в углеводороды — нефть и газ. Условиями такой реакции являются восстановительный режим, температура в интервале  $50\text{—}200^\circ\text{C}$  и наличие поверхностно-активных веществ, выполняющих роль катализаторов. Наилучшими каталитическими свойствами при образовании легких углеводородов из керогена обладают глины и глинистые породы. Примером такого процесса, осуществленного экспериментальным путем, служит нагревание глинистых органических комплексов, во время которого возникали разнообразные углеводороды.

Распределение нефти и газа в осадочных породах земной коры следующее. Около 7% углеводородных газов, 9% жидких углеводородов и 40% асфальтовых углеводородных соединений находится в зоне диагенеза. Основная масса нефти и газа приходится на зону катагенеза (эпигенеза).



Рис. 10.23. Метаморфическое преобразование рассеянного органического вещества (керогена) сапропелевого ряда

Она содержит 82% газа, 91% жидких углеводородов и 60% асфальтовых веществ. В зоне метаморфизма находится около 11% углеводородных газов и следы нефти [Хант, 1982].

Такое распределение месторождений углеводородов в вертикальном разрезе земной коры связано с двояким воздействием температуры на преобразование органического вещества. Сначала повышение температуры вызывает превращение керогена в нефть (рис. 10.23, 10.25). Оптималь-

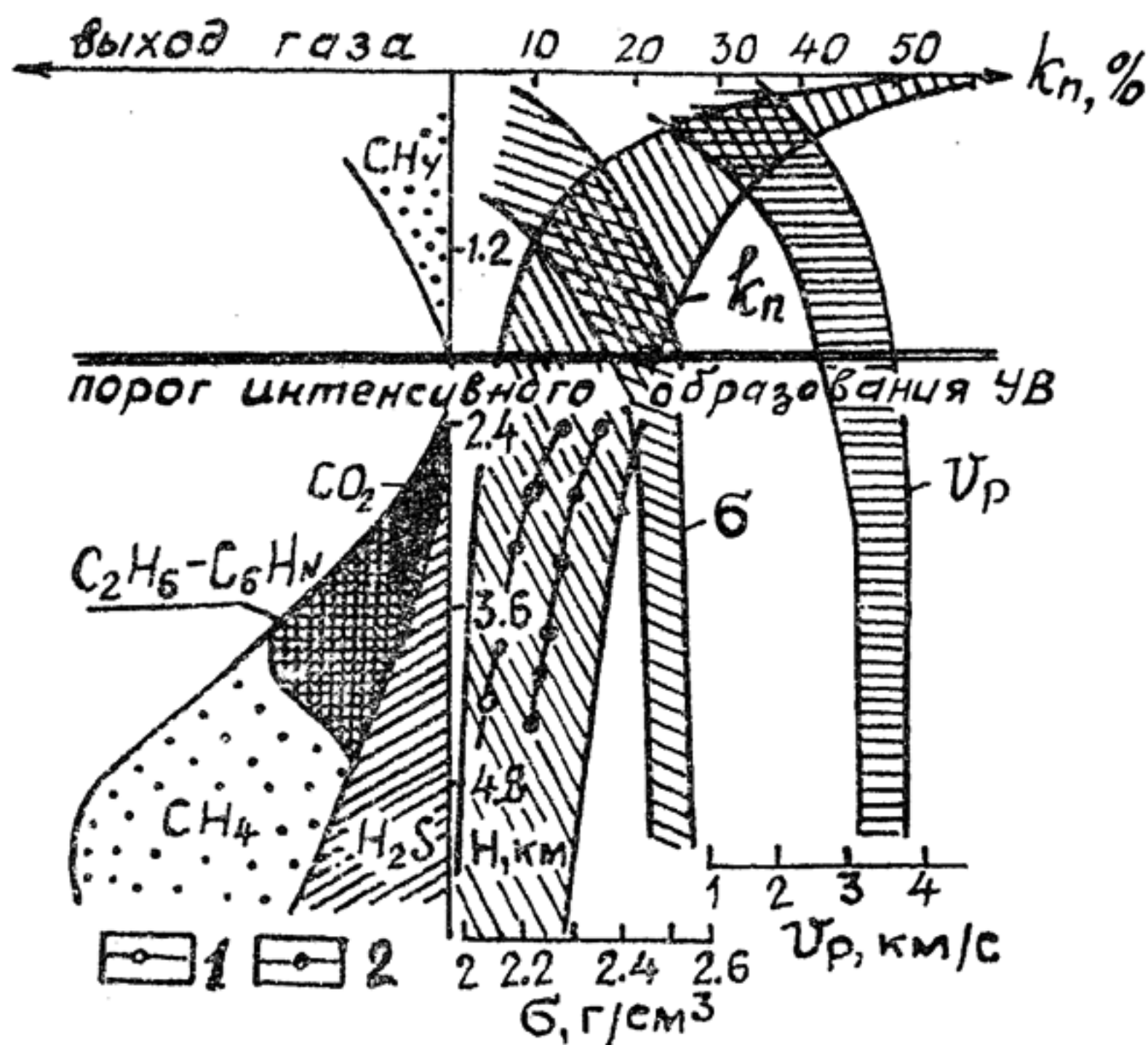


Рис. 10.24. Относительный выход газов из органического вещества глин и изменение их параметров при уплотнении (принципиальная схема) (по Дж. Ханту, 1982; А. Г. Дурмишьяну, 1973).

Данные по майкопским глинам: 1 — чередование песчаных и глинистых слоев; 2 — глины на расстоянии 10—50 м от песчаных слоев

ный уровень нефтеобразования соответствует приближению 100—120°С. Дальнейшее повышение температуры вызывает разрушение (деградацию) нефти, проявляющееся в увеличении ее плотности и выделении газа. Конечным продуктом разрушения (метаморфизма) нефти является газ метан и высокоуглеродный твердый продукт графит. На этом за-



канчивается процесс преобразования органического вещества. Соответствует это температуре  $\sim 200^\circ\text{C}$  и средней глубине погружения 5—7 км в зависимости от геотермического градиента, началу метаморфического преобразования пород.

Поскольку газ образуется при разрушении нефти, то максимум его накопления в осадочных породах находится

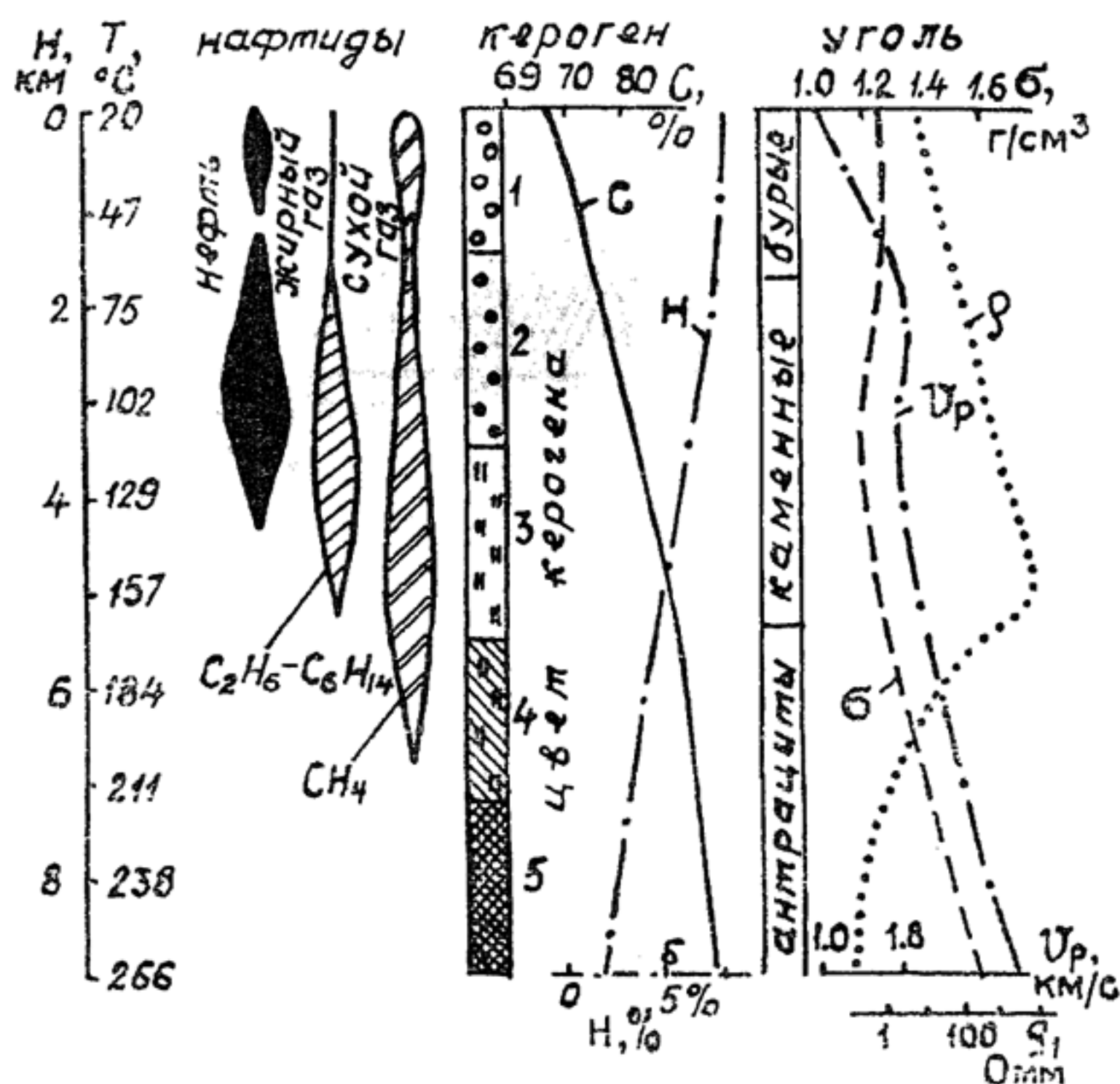


Рис. 10.25. Свойства керогена и углей как показатель условий образования углеводородов (по Дж. Ханту, 1982; В. В. Гречухину, 1980).

Цвет керогена: 1 — желтый; 2 — оранжевый; 3 — коричневый; 4 — темно-коричневый; 5 — черный

гипсометрически ниже максимума накопления нефти (рис. 10.25). В вертикальном разрезе изменяется его состав. При увеличении глубины содержание водорода в газе увеличивается, в то время как для керогена характерна обратная тенденция. Самым глубоким горизонтом газообразования соответствует высокая доля в составе газов сероводо-

рода ( $H_2S$ ), который является высокотемпературным продуктом преобразования органического вещества.

Имеются геолого-геохимические критерии условий образования углеводородов. Это прежде всего состав и цвет керогена и состав газов, изменяющихся в вертикальном разрезе седиментационных бассейнов (см. рис. 10.25). Интервалу нефтеобразования соответствует оранжевый и светлорыжий цвета органического вещества пород, атомное отношение в нем водорода к углероду от 1,3 до 0,85. Показателем условий образования углеводородов является также состав углей, пласты которых постоянно ассоциируют с месторождениями углеводородов в осадочных бассейнах. Нефтяные месторождения преобразуются в газовые в зоне, где содержание углерода в углях превышает 60%; газовые скопления исчезают там, где содержание углерода в углях было выше 65—70% [Хант, 1982].

Возможность прогнозирования условий образования углеводородов по петрофизическим данным основана на том, что те же геологические факторы, которые вызывают образование и разрушение нефти, влияют на вмещающие породы и на их физические свойства. Благоприятен и тот факт, что интервал образования углеводородов ограничивается зоной катагенеза (эпигенеза), изменение физических параметров в которой отличается от таковых в зонах диагенеза и метаморфизма, в чем мы убедились при рассмотрении угленосных формаций.

Из-за значительных вариаций петрофизических свойств в зависимости от состава и конкретных условий залегания пород практически невозможно привести конкретных значений физических параметров, соответствующих границам зоны эпигенеза. Из рис. 10.24 видно, в каком широком интервале изменяется пористость глинистых пород, которая определяет вариации их плотности, скорости упругих колебаний и удельного электрического сопротивления. На этом же рисунке приведены данные по майкопским глинам, показывающие, что степень уплотнения глин зависит от условий их залегания с песчаными слоями и что с учетом этих условий изменение пористости глин с глубиной становится более определенным и закономерным, как более определенным будет прогноз по физическим параметрам пород интервалов образования углеводородов в конкретных условиях седиментационных бассейнов. Здесь мы отметим закономерности самого общего плана.

Зона образования углеводородов отличается от вышележащей зоны диагенеза более высокими значениями плотности, скорости упругих колебаний и удельного электрического сопротивления всех разновидностей осадочных пород в связи с большей степенью их уплотнения, значительно более низкими градиентами изменения этих параметров с глубиной, меньшим влиянием пористости на значения названных физических параметров и меньшей их взаимной коррелируемостью, более узким диапазоном изменения физических параметров в пределах отдельных разновидностей пород. Более определенным является прогноз по физическим параметрам пластовой воды. Согласно температурным зависимостям, приведенным в работе В. Н. Кобрановой [17], зоне катагенеза соответствуют значения плотности поровой воды в интервале 1,0—0,9 при минерализации 1% NaCl и удельное электрическое сопротивление  $< 0,7$  Ом·м при минерализации 0,5% NaCl.

Нижняя граница зоны образования углеводородов выглядит менее рельефно. Ниже зоны катагенеза органического вещества осадки в полной мере уплотнены и значения пористости пород уравновешены у всех разновидностей и мало влияют на плотность, скорость упругих колебаний и удельное электрическое сопротивление, которые в большей мере определяются минеральным составом пород. Значения этих физических параметров в среднем более высокие, чем в вышележащей зоне нефтегазообразования. Скорость упругих продольных колебаний, как правило, превышает 4 км/с, а плотность — 2,5 г/см<sup>3</sup>. В тонкозернистых породах возникает минерал-полупроводник графит, что определяет их повышенную поляризуемость. Появляются связи плотности и скорости упругих колебаний с теми физическими параметрами, которые не зависят от пористости, а определяются исключительно минеральным и элементным составом горных пород — с магнитной восприимчивостью и радиоактивностью.

Более определенной является характеристика условий образования углеводородов по физическим параметрам углей в разрезах нефтегазоносных бассейнов. Согласно исследованиям В. В. Гречухина (1980), физические параметры углей зависят только от степени их метаморфизма и зольности и практически не отличаются в различных седиментационных бассейнах. В связи с закономерным и хорошо изученным изменением физических параметров углей от степени их метаморфизма при различной зольности они могут



служить надежными петрофизическими реперами условий образования углеводородов (см. рис. 10.25). Так, при 20% зольности границами зоны образования углеводородов являются следующие значения физических параметров углей:  $\sigma = 1,3—1,4$  г/см<sup>3</sup>;  $V_p = 2,2—2,8$  км/с;  $\rho > 100$  Ом·м. Резкое понижение удельного сопротивления углей на глубину, смена знака естественной поляризации с отрицательного на положительный и увеличение ее амплитуды будут указывать на переход через границу «катагенез—метагенез», ниже которой образование углеводородов невозможно.

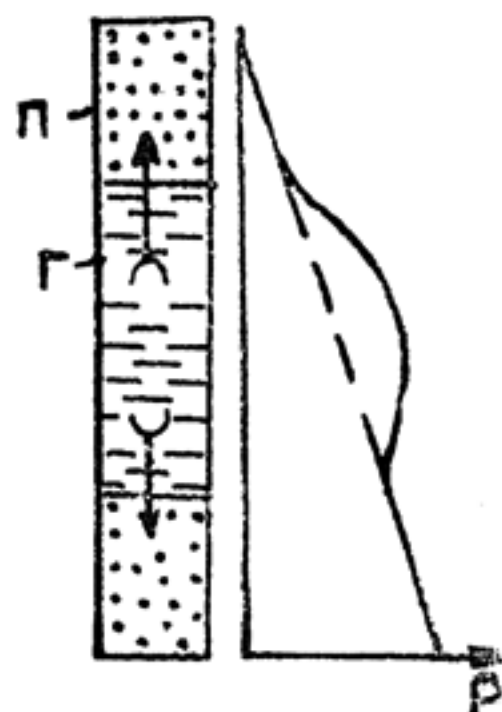
Это не исключает нахождение здесь месторождений нефти и газа, если последние мигрировали сюда из менее метаморфизованных отложений и если современная температура здесь не превышает 200° С.

### 10.3.3. Петрофизические параметры нефтегазоносных пород

Нефть образуется в тонкозернистых глинистых отложениях, не обладающих свойствами коллекторов. Погружение осадков приводит к их уплотнению, дифференцированному в различных разновидностях: в большей мере уплотняются песчаные отложения, в меньшей — глинистые, что связано с наличием в них связанной воды. Это приводит к аномальным давлениям растворов в глинистых отложениях, к миг-

Рис. 10.26. Повышение давления флюидов с глубиной (по Дж. Ханту, 1982):

*п* — песчаники; *г* — глины. Стрелками показано направление миграции флюидов



рации флюидов (вода, нефть, газ) из тонкозернистых осадков в более грубозернистые и проницаемые отложения (рис. 10.26). Миграция нефти и газа в последних может привести к формированию месторождений, как только на пути этой миграции, осуществляемой под действием гравитационных сил, встанет препятствие из непроницаемых по-

род. Таким образом, повышение количества углеводородов может быть встречено, кроме месторождений, также в нефтематеринских породах, на путях миграции нефти и газа в залежи, а также в породах над разрушенными нефтяными и газовыми месторождениями.

Основная масса нефти и газа находится не в месторождениях, а рассеяна в горных породах [Воссаевич и др., 1967]. Отношение нефти, заключенной в материнской породе (так называемой микронефти), к нефти, находящейся в залежах, составляет, по данным Дж. Ханта, 240:1, хотя в нефтепродуктивных районах оно может понижаться до 10:1. Обогащенность горных пород нефтью и газом в областях образования, миграции и накопления углеводородов позволяет использовать этот признак для регионального прогноза нефтегазоносности территорий, в том числе и по комплексу петрофизических характеристик [3]. Последнее возможно в связи со значительным отличием физических параметров углеводородов не только от таковых минерального скелета горных пород, но и от физических параметров воды, заполняющей вместе с углеводородами поры пород (см. табл. 10.6).

На физические параметры нефтегазонасыщенных пород влияют следующие факторы: 1) литологический состав пород; 2) пористость пород; 3) температура и давление, при которых находятся породы в естественном залегании и 4) свойства флюида, насыщающего поры и трещины. В рассматриваемой проблеме влияние лишь четвертого фактора создает полезный «петрофизический сигнал», влияние остальных факторов из-за невозможности их полного учёта необходимо отнести к помехам геологического содержания, затрудняющим прогнозирование нефтегазонасыщенности пород по их физическим свойствам.

Условия использования физических параметров горных пород были изучены Г. И. Барулиным (1983). Исследовалось относительное влияние перечисленных геологических факторов на величину физических параметров пород и относительное изменение величины физического свойства нефтегазонасыщенной породы в сравнении с таковыми водонасыщенной породы (рис. 10.27, 10.28). В качестве аргумента зависимостей взят коэффициент нефтегазонасыщенности ( $K_{нг}$ ), показывающий долю углеводородов в составе флюида, заполняющего поры при пористости пород 15 и 7%, типичной для терригенных и карбонатных пород соответственно. На графиках приведены разностные параметры, представляющие собой

разность между значением физического параметра водонасыщенной породы и значениями физического параметра породы, поры которой частично заполнены также углеводородами. Кроме скорости упругих волн, в породе использован трансформированный параметр — скорость во флюиде, рассчитанная из соотношения

$$\frac{1}{V} = \frac{\kappa_n}{V_{\phi}} + \frac{1 - \kappa_n}{V_m},$$

где  $V$ ,  $V_{\phi}$  и  $V_m$  — скорости соответственно в породе, флюиде и минеральном скелете породы;  $\kappa_n$  — коэффициент пористости.

Изменение пористости породы на 10% влечет за собой изменение скорости продольных упругих колебаний на 20—30%. На скорость флюида коэффициент пористости и литоло-

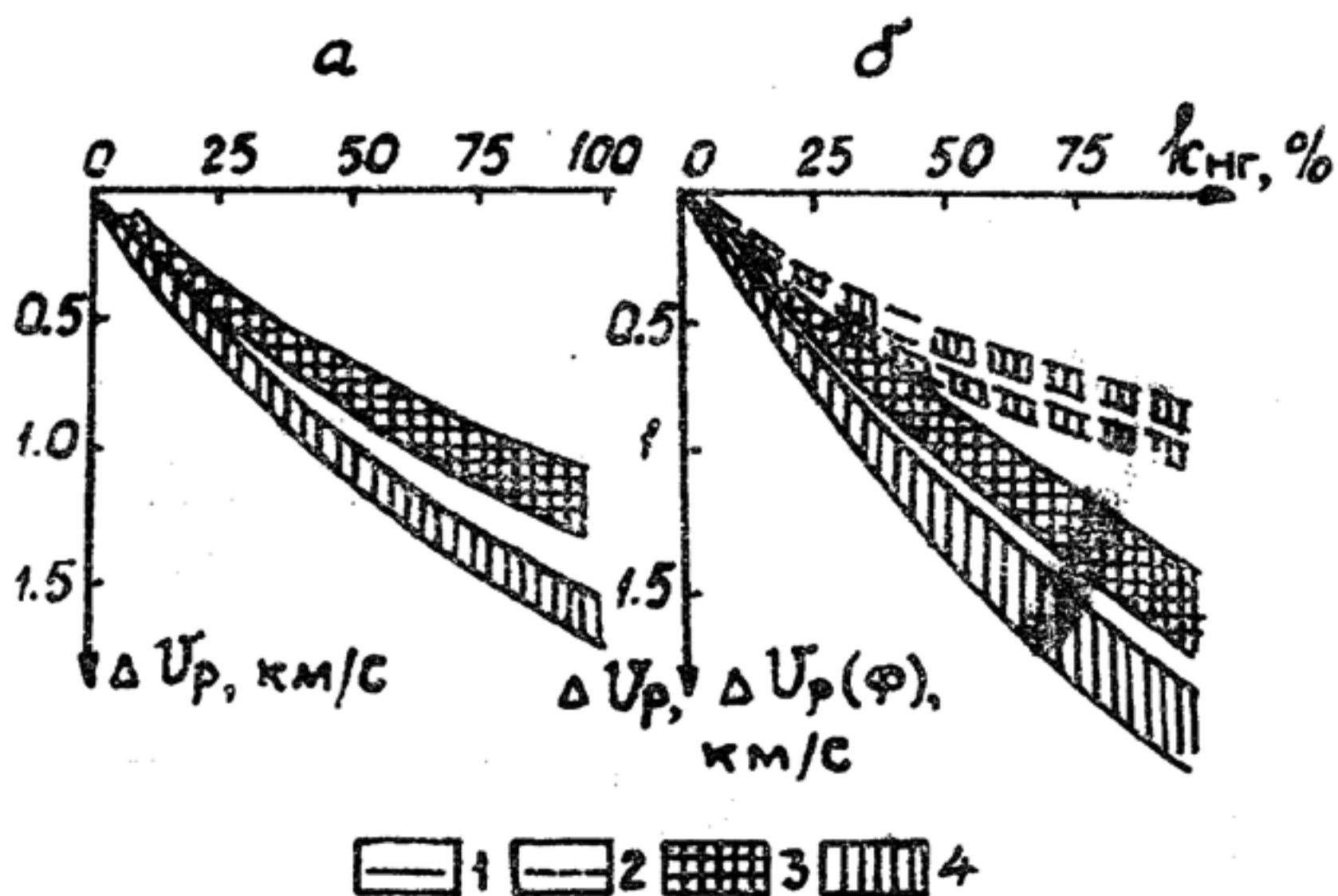


Рис. 10.27. Понижение скоростей продольных упругих волн при замещении в породах воды углеводородами [3]:

1 — пластовая скорость; 2 — флюидная скорость; пласты: 3 — нефтенасыщенный; 4 — газонасыщенный.

а — терригенные породы ( $\kappa_n = 15\%$ ); б — карбонатные породы ( $\kappa_n = 7\%$ )

гический состав не влияют. С ростом глубины от 0 до 5 км в газонасыщенной породе  $V_p$  увеличивается на 20—30%, а  $V_p(\phi)$  — на 20—40%, в нефтенасыщенной породе  $V_p$  уменьшается на 10—15%,  $V_p(\phi)$  — на 10—50%. Повышение коэффициента нефтегазонасыщенности ( $\kappa_{нг}$ ) до 100% может повлечь



за собой понижение скорости породы на 30—60%, а флюидной скорости — на 140—170%. Относительные изменения скоростей под воздействием анализируемых геологических факторов в карбонатных породах менее выражены, чем в терригенных [3]. Таким образом, основное влияние на скорость продольных волн оказывает параметр нефтегазонасыщенности (см. рис. 10.27). Это влияние в 2 раза больше, чем воздействие других факторов и в 5—10 раз больше относительной погрешности определения скорости. Параметр  $V_p(\phi)$  более чутко реагирует на изменение количественного и качественного состава углеводородов во флюиде в сравнении с  $V_p$  породы.

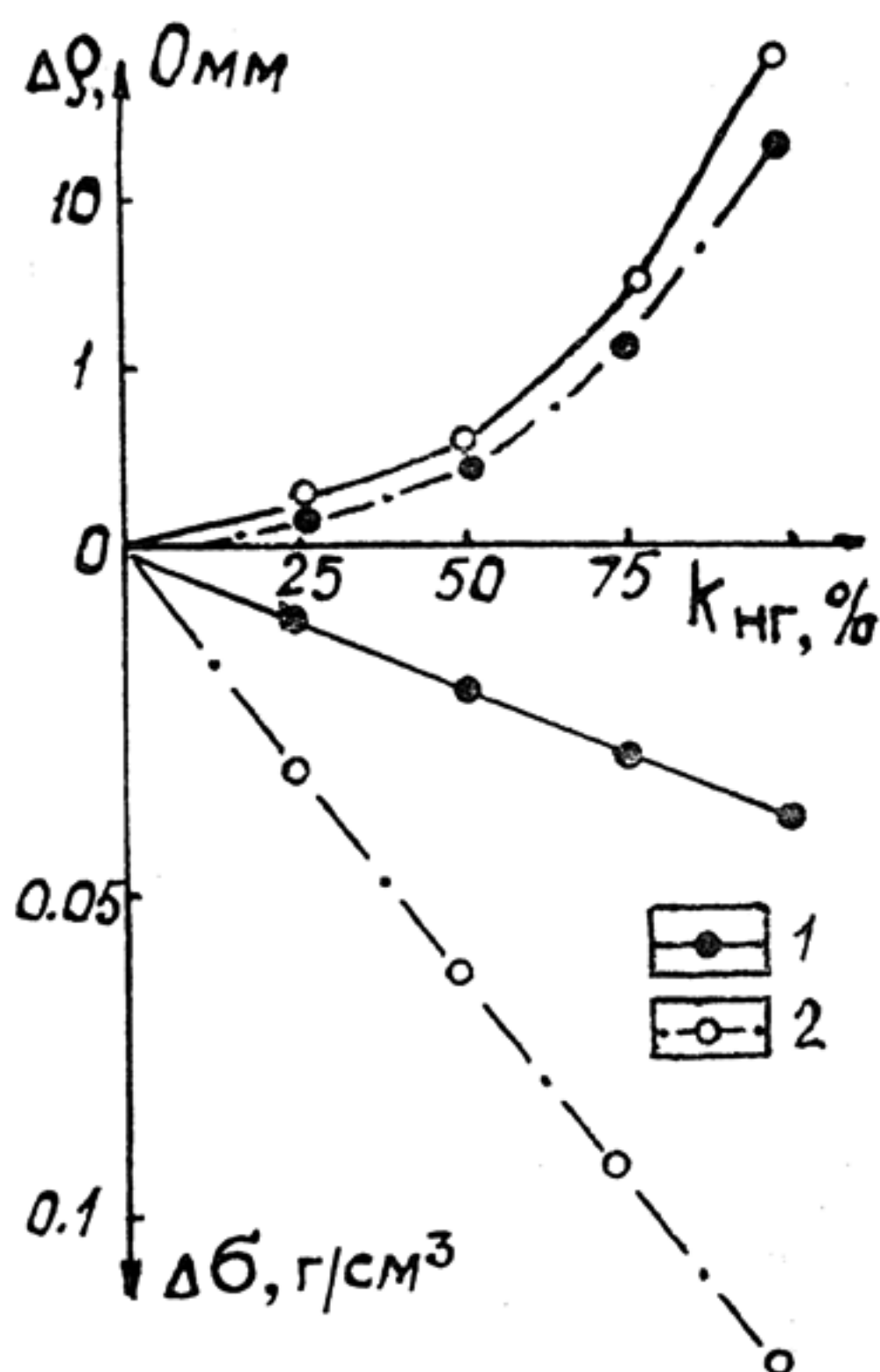


Рис. 10.28. Изменение удельного электрического сопротивления и плотности терригенных пород ( $k_n = 15\%$ ) при замещении в породах воды углеводородами [3].

Пласты: 1 — нефтенасыщенные; 2 — газонасыщенные

Коэффициент нефтегазонасыщенности оказывает доминирующее влияние и на удельное электрическое сопротивление породы (см. рис. 10.28). При его увеличении от 0 до 100% значения  $\rho$  возрастают в сотни раз. Рост глубины залегания пород при малых  $k_{нг}$  (до 50%) обуславливает уменьшение удельного электрического сопротивления на 1—

50%, а при больших  $k_{нг}$  (75—100%) — увеличение его в 3—4 раза. Повышение пористости породы способствует уменьшению сопротивления в 2—3 раза; при большом нефтегазо-насыщении ( $k_{нг} > 80\%$ ) влияние пористости становится малозначительным. Увеличение глинистости пород незначительно понижает ее удельное электрическое сопротивление.

На плотность пород очень сильное воздействие оказывает их пористость. Это влияние для терригенных пород составляет 7—8%, для карбонатных — 3—4%, т. е. примерно 0,7—0,8% от величины плотности на 1% значений пористости. Возрастание коэффициента газонасыщения от 0 до 100% влечет за собой понижение плотности для карбонатных пород на 2%, для терригенных пород — на 5% (см. рис. 10.28), а аналогичное увеличение коэффициента нефте-насыщения — соответственно на 0,7 и 1,6%. Результаты показывают, что эффект нефтегазонасыщенности породы сопоставим с влиянием других геологических факторов и не может быть достоверно выявлен по плотности. Подобное же заключение можно сделать и в отношении водородосо-держания, оцененного по данным нейтронного каротажа.

Итак, исследования показали, что величины основных физических параметров ( $V_p$ ,  $V_p(\phi)$ ,  $\rho$ ) существенно зависят от концентрации углеводородов во флюиде, т. е. эти параметры достаточно информативны в отношении нефтегазоносности пород.

Нужно иметь в виду, что значительное воздействие нефтегазонасыщенности на физические параметры пород сказывается только при значениях  $k_{нг}$  в несколько десятков процентов. Нефтяные залежи по этим параметрам безусловно выделяются. При региональном прогнозировании нефтегазоносности объектом исследования являются не залежи, а достаточно мощные литолого-стратиграфические комплексы отложений, включающие как продуктивные, так и непродуктивные пласты, а общая нефтегазонасыщенность породы складывается не только из углеводородов, аккумулярованных в ловушках и сосредоточенных на путях миграции, но и из рассеянных, связанных, нефтерастворенных и водорастворенных газов в перекрывающих и подстилающих продуктивные горизонты породах.

Приближенные оценки газонасыщенности пород, выполненные для территории Нижнего Поволжья [3], показывают, что газонасыщенность на продуктивных площадях изменяется в интервале 3,5—56%, а на непродуктивных — 0,04—28%. С учетом фактических данных о нефтегазона-

**Характеристика геологического разреза III  
литолого-стратиграфического комплекса Нижнего Поволжья**

Месторождение	Мощность комплекса, м	Суммарная мощность коллектора, м	$k_n$ , %	$k_{нг}$ , %
Бахметьевское	100	55—80	20	87
Жирновское	100	60—85	20	90
Урицкое	70	20—50	19	75

сыщенности продуктивных толщ некоторых известных месторождений Нижнего Поволжья (табл. 10.7) суммарная нефтегазонасыщенность литолого-стратиграфических комплексов в среднем составляет 25—30%, иногда до 60% и больше. Подобная степень нефтегазонасыщенности должна привести

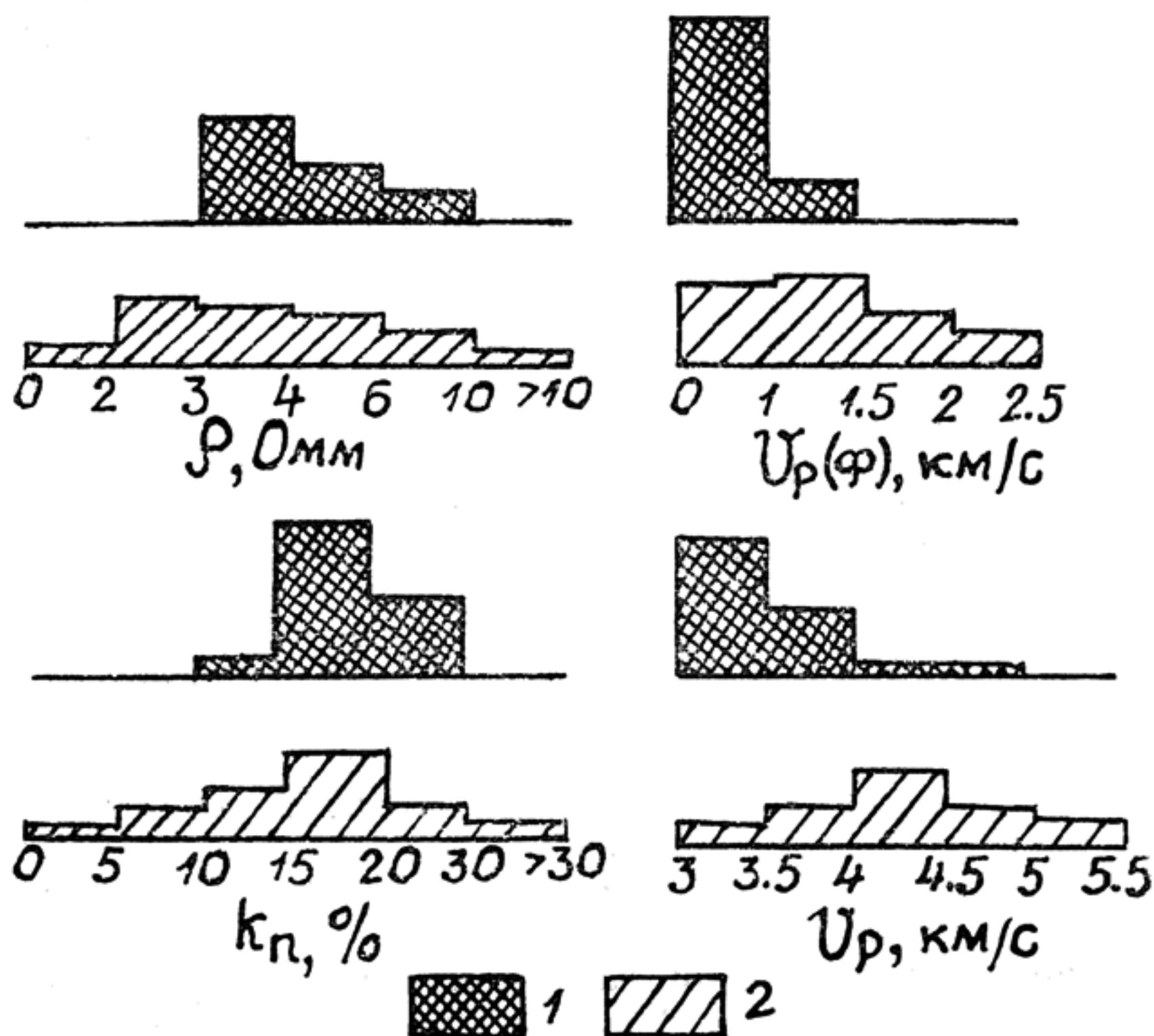


Рис. 10.29. Гистограммы значений физических параметров горных пород III литолого-стратиграфического комплекса Нижнего Поволжья (по материалам Г. И. Барулина, 1983):

1 — в пределах нефтегазоносных территорий; 2 — за их пределами



к изменению скорости продольных волн на 500—600 м/с, плотности — на 0,02—0,025 г/см<sup>3</sup>, удельного электрического сопротивления — в десятки и сотни раз.

На рис. 10.29 приведены гистограммы распределения значений физических параметров для III литолого-стратиграфического комплекса, в котором сосредоточено более половины запасов нефти и газа каменноугольного возраста Нижнего Поволжья. Гистограммы построены отдельно для территорий с известной нефтегазоперспективностью и для территорий бесперспективных или перспективы которых еще не выяснены. Петрофизические данные по одному и тому же горизонту зависят от того, где, в нефтеносной или бесперспективной области, проведено измерение физических параметров. Они подтверждают влияние на физические свойства пород повышенного содержания углеводородов на перспективных территориях, а значит, возможность прогнозирования нефтеносности по петрофизическим данным.

Некоторое перекрытие гистограмм распределения физических параметров связано с тем, что на них, кроме нефтегазонасыщенности, влияют еще другие геологические факторы. Надежность прогноза по каждому петрофизическому параметру недостаточно велика. Например, значения флюидной скорости от 0 до 1,5 км/с могут встречаться хотя и с разной частотой и на перспективных территориях, и за их пределами (см. рис. 10.29). Использование при прогнозе четырех петрофизических параметров, по-разному испытывающих влияние мешающих геологических факторов, а также, если это позволяет изученность, учет этих факторов, делают прогноз нефтегазонасыщенности достаточно надежным [3].

#### 10.3.4. Модели залежи углеводородов и нефтегазонасыщенной структуры

Миграция углеводородов по пористым проницаемым породам может в благоприятных условиях привести к формированию газонефтяной залежи. Таким условием является наличие высокопористых пород-коллекторов и непроницаемых покрышек (рис. 10.30). Роль последних выполняют, как правило, глинистые породы.

Породы-коллекторы подразделяются на две большие группы: терригенные, представленные в основном песчаниками и пористыми алевролитами, и карбонатные, сложенные трещинными известняками и доломитами. Средняя пористость коллекторов составляет 10—20%, обычно бо́льшая

у терригенных. Коэффициент нефтегазонасыщения достигает 70—90% (см. табл. 10.7).

Залежь углеводородов имеет зональное строение по вертикали, что является результатом дифференциации флюида по плотности: самую верхнюю часть залежи занимает газ, ниже располагается нефть, еще ниже — вода. Границы между флюидами разного качества могут быть достаточно резкие, и в силу разных скоростей прохождения упругих колебаний в воде, нефти и газе — отражающими, т. е. их присутствие можно обнаружить с помощью наземной сейсморазведки. Смешиваемость флюидов увеличивается при повышении давления и температуры.

Углеводородная часть залежи характеризуется, как правило, более высокой пористостью, чем водонасыщенная. Это связано с тем, что в водонасыщенной части залежи происходят эпигенетические процессы преобразования пород — цементация, вторичное минералообразование. Все это приводит к понижению пористости пород и к «закупориванию» углеводородной части залежи. Нефть, напротив, отличается консервирующими свойствами, затормаживает эпигенетические изменения в породах. Различие пористости углеводородной и водонасыщенной частей залежи сказывается на физических свойствах пород-коллекторов. На границе с вмещающими породами и с водой углеводороды частично разрушаются с образованием твердых асфальтовых битумов [Хант, 1982] с более высокими, чем у нефти, плотностью и скоростью упругих колебаний. Асфальтовая корочка уменьшает проницаемость пород и способствует «запечатыванию» нефти.

Принципиальная петрофизическая обстановка нефтяной залежи приведена на рис. 10.30. Изменение физических свойств пород ее различных частей обусловлено различием их пористости, определяющей разную долю жидкой и твердой фазы в породе, различием физических параметров минерального скелета и флюидов и флюидов разного качества, т. е. воды, нефти и газа. Наиболее информативны свойства, сильно зависящие от пористости, — плотность (рис. 10.31) и скорость упругих волн, линейный коэффициент поглощения гамма-излучения и удельное электрическое сопротивление, а также имеющие аномальные значения у флюидной фазы — длина замедления нейтронов, время жизни теплового нейтрона, коэффициент теплопроводности. Удельное электрическое сопротивление и упругие параметры пород некоторых нефтяных месторождений приведены



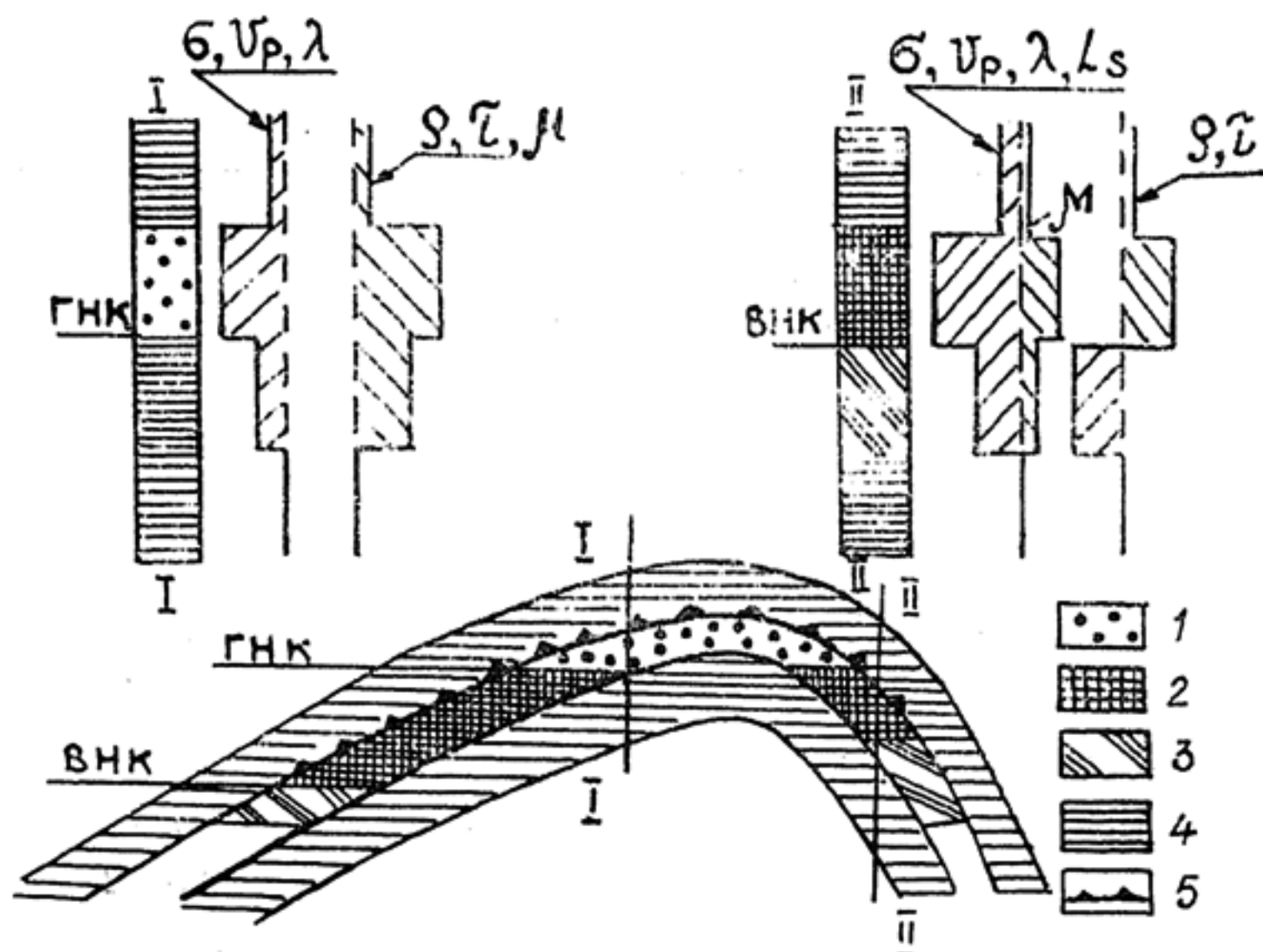
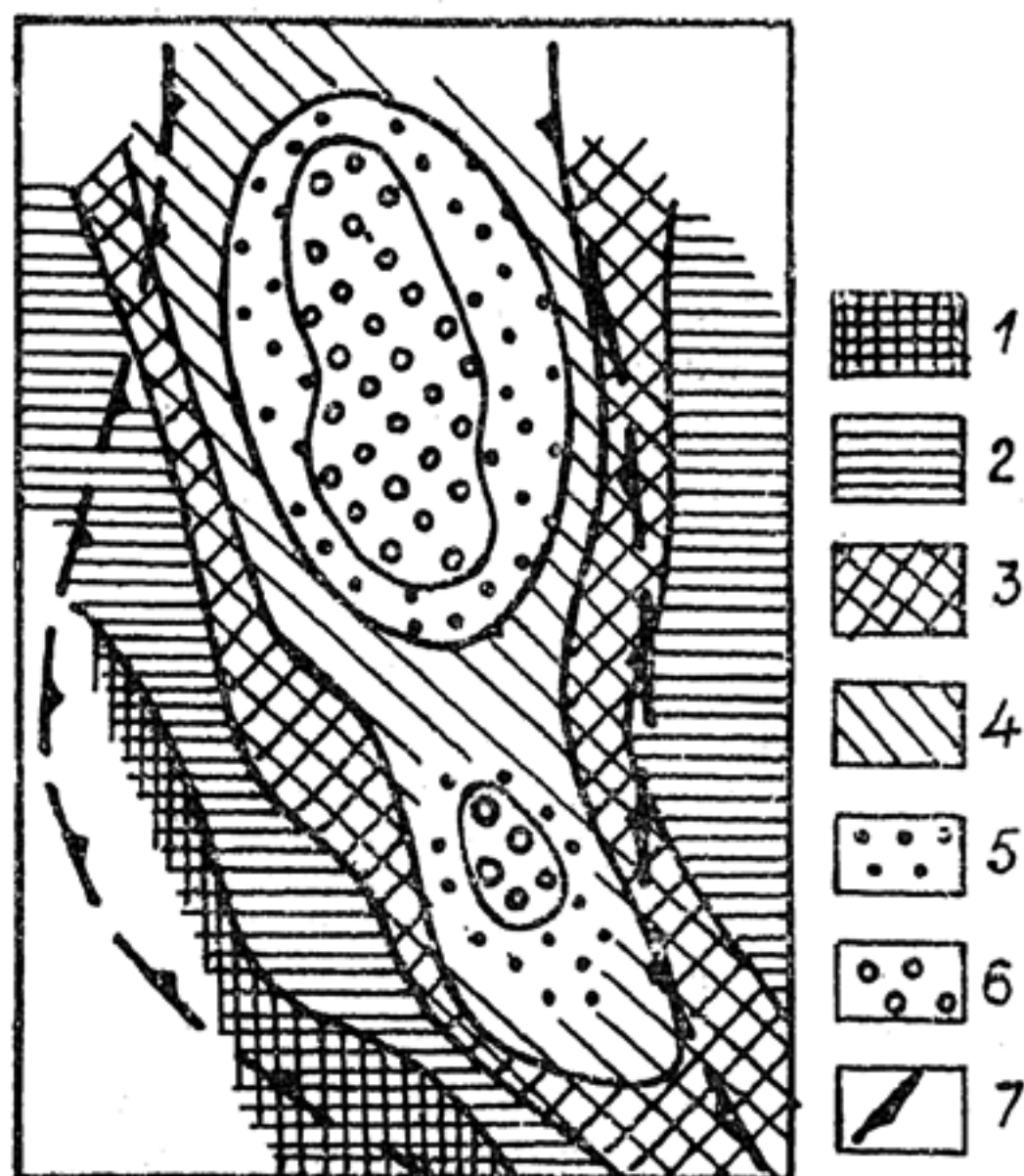


Рис. 10.30. Петрофизическая модель нефтегазовой залежи:  
1 — газ; 2 — нефть; 3 — вода; 4 — вмещающие породы; 5 — отражающая поверхность с максимальным поглощением упругой энергии

Рис. 10.31. Схематическая карта плотности водонефтенасыщенных песчанников продуктивных пластов Б<sub>1</sub>—Б<sub>3</sub> Усть-Балыкского месторождения (по материалам Н. А. Туезовой, 1984).

Интервалы плотности (г/см<sup>3</sup>): 1 — >2,32; 2 — 2,32÷2,3; 3—2,3÷2,28; 4 — 2,28÷2,26; 5 — 2,26÷2,24; 6 — <2,24; 7 — внешний контур нефтегазоносности





**Удельное электрическое сопротивление  
нефтегазоносных и водоносных пластов**

Месторождение, район	Вид залежи	Удельное сопротивление, Ом·м	
		Нефтегазона- сыщенные пласты	Водонасы- щенные пласты
Небит-Даг	Нефть	2—20	0,2—5
Газли	Газ	50—60	5—6
Александровское	—,,—	20—25	3—6
Охинское	Нефть	15—80	2—4
Пунгинское	Газ	1000	10
Жирное	Нефть	12—500	1,5
Самаролукский	—,,—	12—1000	0,5—2
Саратовский	—,,—	200	1—3

в табл. 10.8, изменение плотности водонефтенасыщенных пластов — на рис. 10.31.

Относительные изменения физических параметров пород в области газонефтяной залежи следующие. Понижение плотности в нефтяной части порядка 0,05—0,10 г/см<sup>3</sup>, а в газовой — 0,05—0,15 г/см<sup>3</sup>. Электрическое сопротивление нефтеносных и газонасыщенных пластов может превосходить таковое водоносных пластов в 100 и более раз, в среднем в 10 раз. В общем удельное электрическое сопротивление воды уменьшается с глубиной, что является следствием увеличения степени минерализации и температуры. Удельное сопротивление газовых залежей несколько выше нефтяных. Величина превышения составляет первые десятки процентов.

Понижение скорости продольных волн в нефтегазовых отложениях по сравнению со скоростью водоносной части составляет в среднем 0,5 км/с, т. е. приблизительно 15—25%. В отдельных случаях оно достигает 30—35%. Углеводородные залежи характеризуются аномальным поглощением упругой энергии. Эффективный коэффициент поглощения в водоносной части составляет первые единицы 10<sup>-3</sup> м<sup>-1</sup>, а в нефтегазовой увеличивается в 10 и более раз (табл. 10.9). Увеличение поглощения приводит к частотной

Скорости продольных волн  $V_p$  и эффективные коэффициенты поглощения  $\alpha$  для некоторых нефтегазовых месторождений и непродуктивных структур [49]

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
Троицкое	900—1150	Газ—нефть	2120	2670	1,3	0,7
	1200—1750	То же	1020	2230	4,4	2,2
Узеньское	300—1000	Газ	2400	2800	7,8	3,6
	1000—1200	Нефть	2920	3330	2,9	1,8
Кала	1480—1800	—,—	2200	2700	20,5	1,8
Ярегское	180—200	—,—	3260	3450	9,3	6,5

дисперсии скоростей в районе залежи до нескольких процентов.

Изменение ядерно-физических свойств пород обязано изменению водородосодержания (длина замедления нейтронов), минерализации влаги (время жизни теплового нейтрона), а также изменениям плотности и пористости, влияющим на ядерно-физические свойства, включая коэффициент поглощения гамма-излучения. В случае пресных вод различие в  $\tau$  водо- и нефтенасыщенных частей сохраняется за счет разной пористости. Различие в теплопроводности пород связано с понижением этого параметра в ряду: минеральный скелет — вода—нефть—газ.

В общем для нефтяной залежи характерно повышение поляризуемости пород (табл. 10.10) до двух-трех и более

Т а б л и ц а 10.10

Поляризуемость пород некоторых месторождений нефти и газа и непродуктивных структур [49]

Месторождение, площадь	Вид залежи	Максимальная поляризуемость, %	
		в контуре залежи	за контуром залежи
Газли	Газ	3,5—7,3	1,0—1,5
Узень	Газ—нефть	3,1	1,0—1,5
Северо-Ставро- польское	Газ	3,0—6,4	1,8
Кенкияк	Нефть	12,8—15,4	1,5—2,0
Кумсай	—,—	5,0—6,4	2,5—3,5
Кокжиде	—,—	7,1—7,4	1,5—2,0
Мортук	—,—	3,2	1,5

раз по сравнению с водонасыщенными породами. Повышение поляризуемости связано с воздействием углеводородов на вмещающие железосодержащие породы, а также с присутствием в составе газа сероводорода [Хант, 1982], в результате чего в восстановительной обстановке углеводородной залежи образуется пирит. Возможно восстановление гематита до магнетита и увеличение магнитной восприимчивости пород. В общем для магнитных свойств не выявлено каких-либо устойчивых закономерностей. Возможно слабое понижение магнитной восприимчивости пород в нефтенос-



ном пласте за счет того, что нефть — диамагнетик, заметно лишь в случае слабомагнитных разностей вмещающих пород. В целом для водонефтегазонасыщенных пород характерно пониженное отношение скоростей поперечных и продольных волн.

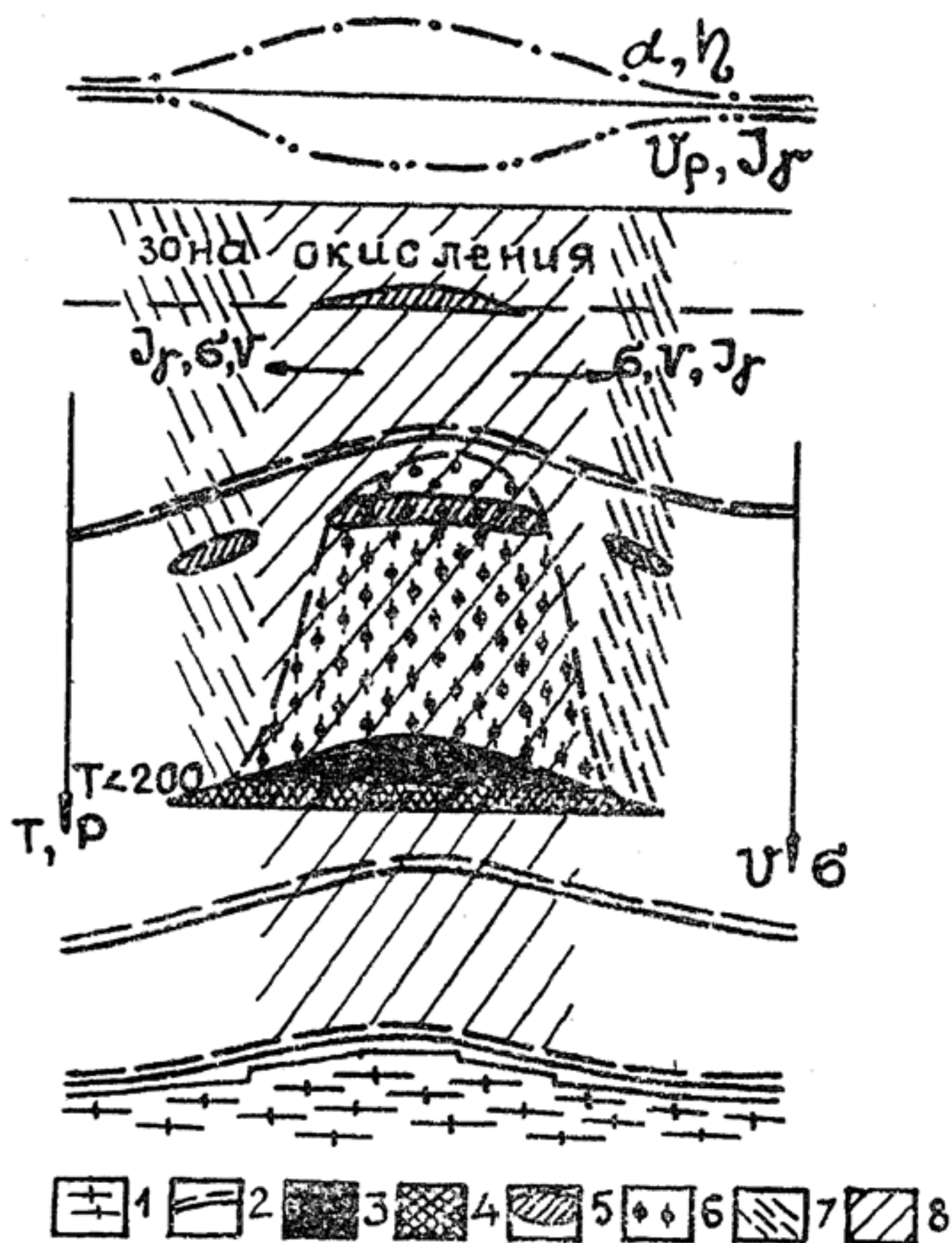


Рис. 10.32. Петрофизическая модель нефтегазоносной структуры (по материалам В. М. Березкина и др., 1978; Ф. А. Алексеева и др., 1973; Дж. Ханта, 1982):

1 — породы фундамента; 2 — опорные петрофизические горизонты; 3 — нефть; 4 — запечатывающий слой; 5 — участки повышенной поляризуемости или магнитности пород, обязанные восстанавливающему воздействию углеводородов; 6 — ореол вторжения углеводородов; 7 — зоны субвертикальных петрофизических неоднородностей пород; 8 — зона разуплотнения в сводовой части структуры. Стрелками показаны направления увеличения физических параметров

Аккумуляция нефти и газа в залежи предполагает специфическую литолого-структурную ситуацию. Сами углеводороды характеризуются аномальными физическими свойствами, способностью к миграции, вызывают минералогические изменения в породе. Результатом всего этого является особая физико-геологическая и петрофизическая обстановка в районе нефтегазоносной структуры. Ее петрофизическая модель приведена на рис. 10.32. Основное содержание модели заключается в следующем.

1. В осадочном разрезе нефтегазоносных районов имеются опорные петрофизические горизонты, прослеживая которые с помощью наземных или скважинных геофизических методов можно оценить особенности структуры залегания

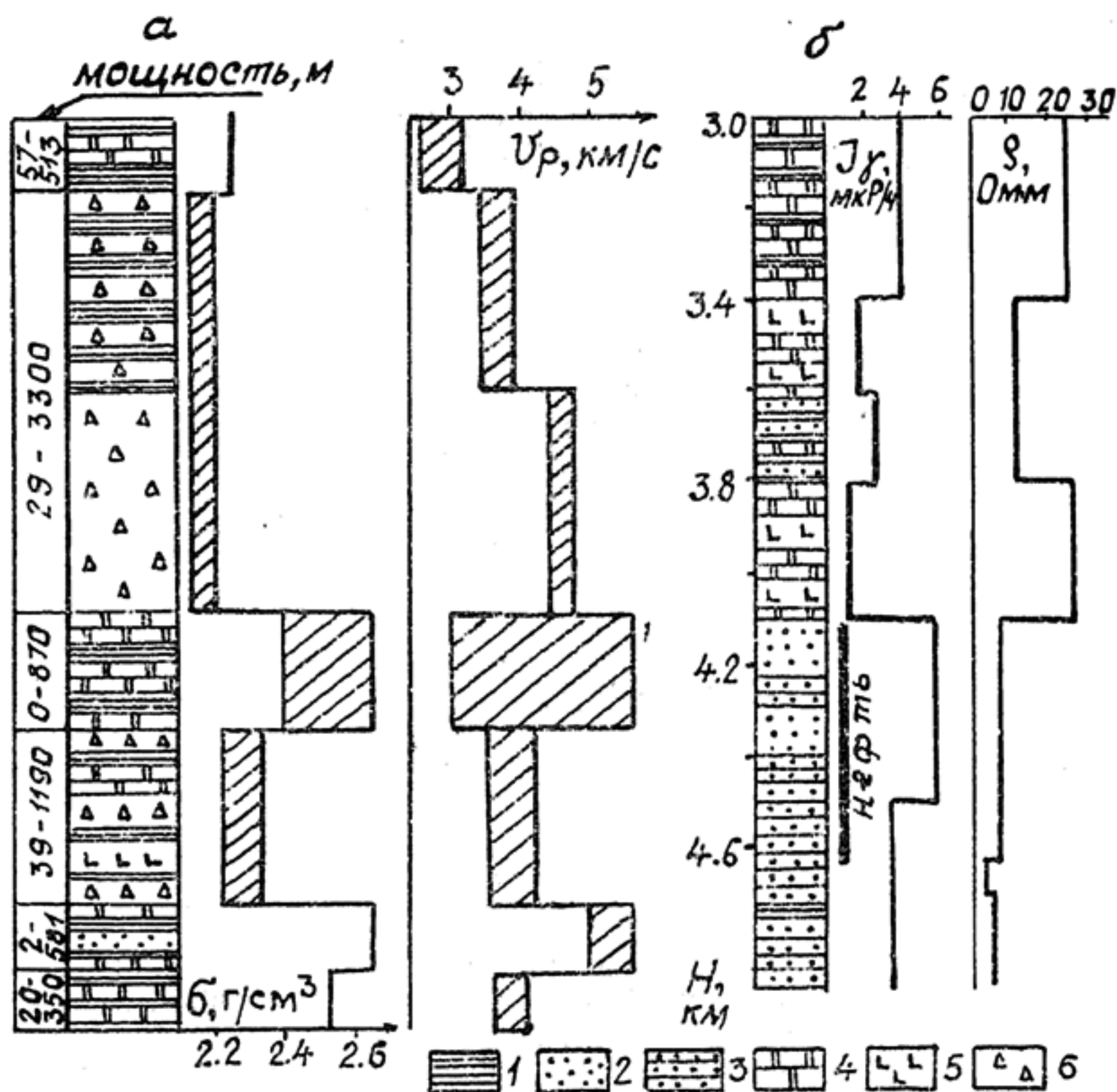


Рис. 10.33. Петрофизические разрезы нефтеносных районов:  
 а — обобщенный разрез девонских отложений Припятской впадины;  
 б — разрез мотской свиты Ванаварской площади по параметрической скважине № 1:  
 1 — глины; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — доломиты, известняки; 5 — ангидрит; 6 — соль

осадочных пород. Чаще всего они проявляются в виде границ пород с существенно различными значениями физических параметров — плотности, скорости сейсмических колебаний, удельного электрического сопротивления и др. Эти границы, как правило, отвечают резкой смене литологического состава пород разреза. В нефтегазоносных разрезах Припятской впадины и Ванаварской площади (Сибирская платформа), приведенных на рис. 10.33, петрофизические границы связаны со сменой песчанистых, глинистых, соленосных, карбонатных и сульфидоносных отложений. Различие в акустической жесткости ( $\sigma \cdot V$ ) двух контактирующих пород делает границу отражающей для сейсмических волн. Возникает возможность прослеживания ее наземной сейсморазведкой. В условиях Припятской впадины такими границами являются контакты солевых отложений. Их прослеживание позволяет решать как структурные задачи, так и задачи поискового плана, поскольку залежи нефти в этом районе приурочены к межсолевым и подсолевым карбонатным отложениям девона. В разрезе Ванаварской площади петрофизическим репером является граница относительно пористых алевролитов, потенциально нефтегазоносных, и вышележающих ангидритов и доломитов — плотных пород, выполняющих роль непроницаемых экранов. Из рис. 10.33, б видно, что именно эта граница, играющая значительную роль в аккумуляции нефти в залежи, является также наиболее выразительной петрофизической границей, опорным горизонтом с максимальной разницей удельного электрического сопротивления и радиоактивности контактирующих пород.

2. Развитие осадочного чехла нефтегазоносных районов происходит унаследованно и зависит от вертикальных движений в консолидированном фундаменте (см. рис. 10.32). Это проявляется в согласованных изменениях поверхностей опорных горизонтов по разрезу осадочного чехла, повторяющих конфигурацию поверхности фундамента. Поэтому если даже нефтеносные горизонты не являются опорными и не могут быть прослежены геофизическими методами, суждение об изменении структуры продуктивного горизонта можно сделать по конфигурации выше- или нижерасположенных опорных горизонтов, в том числе и по поверхности фундамента.

3. В сводных частях антиклинальных структур обнаружены области разуплотнения пород. Разуплотнение отмечается как для отдельных, так и для ряда слоев, при этом



захватываются значительные объемы осадочной толщи (рис. 10.31). Так, для некоторых структур Азербайджана и Северного Кавказа разуплотнение пород в сводах структур достигает  $0,15\text{--}0,25\text{ г/см}^3$ . Разуплотнение приводит к уменьшению сейсмических скоростей до  $0,5\text{ км/с}$ .

На рис. 10.34 приведены графики изменения плотности по разрезу нефтеносной структуры Усть-Балыкской площади. Песчаники и глины в сводовой части структуры имеют

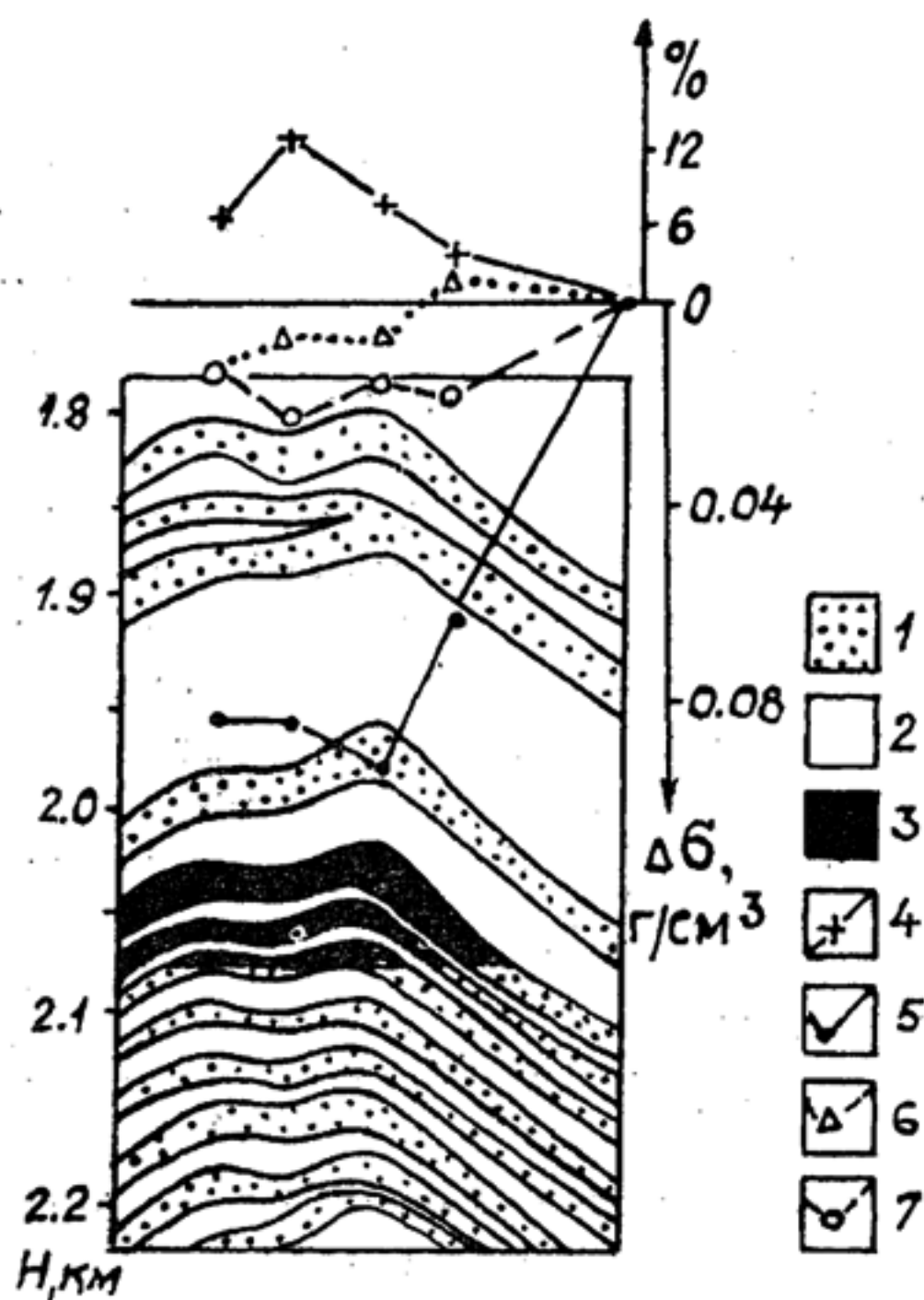


Рис. 10.34. Понижение плотности пород и повышение песчанистости разреза в сводовой части нефтеносной антиклинальной структуры (Усть-Балыкская площадь, использованы материалы Н. А. Туезовой):

1 — песчаники; 2 — глинистые породы; 3 — нефть; 4 — изменение процента песчаных пластов в разрезе; 5—7 — изменение плотности: 5 — пород нефтеносных пластов; 6 — средней по разрезу песчаников; 7 — средней по разрезу глинистых пород

плотность в среднем на  $0,01\text{--}0,02\text{ г/см}^3$  ниже, чем на ее крыльях. Дополнительный гравитационный эффект будет создавать также нефтяная залежь, понижение плотности в которой более значительно (до  $0,08\text{ г/см}^3$ ). Обратим внимание также на то, что в сводовой части структуры песчаных разновидностей пород, обладающих меньшей плотностью, чем глинистые (в среднем на  $0,28\text{ г/см}^3$ ), больше на  $6\text{--}12\%$  по сравнению с периклинальной частью структуры.

Понижение плотности и скорости упругих волн и повышение песчанистости разреза в сводовых частях антиклинальных поднятий связаны с влиянием геотектонического режима на процессы осадконакопления. Исследования ес-

тественной радиоактивности современных морских осадков в пределах известных нефтегазоносных структур Каспийского и Азовского морей [1] показали четкую приуроченность пониженных величин гамма-активности к подводным возвышенностям, в то время как их склоны и прилегающие прогибы отличаются повышением гамма-поля. Отмеченная закономерность присуща подавляющему большинству конседиментационных поднятий и обусловлена одновременными процессами осадконакопления и развития положительной структуры, в результате чего в более возвышенных частях подводного рельефа осаждаются преимущественно грубозернистые отложения, а в пониженных — мелкозернистые. Унаследованность тектонического режима осадконакопления во времени приводит к формированию над поднятиями фундамента литолого-фациальных «столбов» повышенной грубозернистости отложений и вертикальных петрофизических зон пониженных плотности, радиоактивности и скорости сейсмических волн.

4. Над нефтеносными залежами обнаруживается ореол вторжения углеводородов в перекрывающие породы. Связано это со сверхвысоким пластовым давлением в залежи и передачей его в перекрывающие глинистые породы, в результате чего гидростатическое давление в глинах повышается на 10—20%, происходит разуплотнение глин и некоторая миграция углеводородов в вертикальном направлении. При этом происходит изменение физических свойств пород над нефтяной залежью, обязанное двум процессам. Во-первых, изменяются физические параметры пород в связи с разуплотнением и некоторым насыщением пород углеводородами: понижаются плотность и скорость сейсмических волн, повышается сопротивление. Во-вторых, резко восстанавливается обстановка в породах, насыщенных углеводородами, приводит к минералогическим изменениям. Наиболее значительными с петрофизической точки зрения являются новообразования пирита и магнетита, приводящие к повышению вызванной поляризации и намагниченности пород.

Ореолы пиритизации пород и аномалии вызванной поляризации часто ассоциируют с нефтяными залежами, располагаясь, как правило, выше их. В плане аномалии ВП и контуры нефтегазоносности неглубоко (сотни метров) залегающих месторождений совпадают (рис. 10.35). Пиритизация пород обязана эпигеническим процессам, протекающим под воздействием углеводородов. Железом в доста-



точной мере обогащены осадочные породы. Источником серы могут быть толщи сульфатов (ангидриты, гипсы), присутствующие в осадочном разрезе (см. рис. 10.33), или сероводород, выделяющийся при метаморфизме битумов. Углеводороды, насыщающие породы, обеспечивают восстановительный режим, необходимый для образования пирита из окислов и гидроокислов железа.

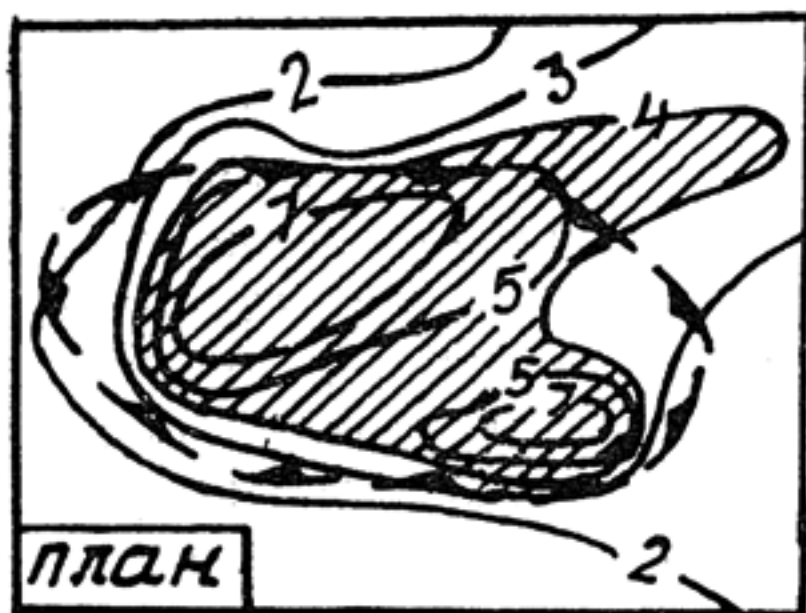


Рис. 10.35. Соотношение аномалий вызванной поляризации и контура нефтегазоносности месторождения Кенкиак (по З. Д. Кругловой, 1972): 1 — изолинии вызванной поляризации, %; 2 — аномалия вызванной поляризации; 3 — контур нефтегазоносности



Пиритизированные породы с повышенной вызванной поляризуемостью могут образовываться не во всем объеме зоны проникновения углеводородов, а в благоприятных в отношении источника серы и железа горизонтах. В результате чего аномалии ВП могут быть «оторваны» по вертикали от нефтяной залежи (см. рис. 10.32). Несмотря на это, они служат ее индикаторами, указывая на ее расположение глубже по разрезу. В некоторых случаях они могут соответствовать и разрушенным месторождениям.

Магнетитсодержащие прослои чаще образуются в верхней части разреза на границе зоны окисления, связанной со свободной циркуляцией кислорода у поверхности, и зоны восстановления, расположенной глубже уровня грунтовых вод и поддерживаемой миграцией с глубины углеводородов. Здесь может возникнуть оптимальный окислительно-восстановительный режим для формирования магнетита, повышения магнитной восприимчивости до  $100-200 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ [49].

5. В крыльевых частях структур установлены зоны аномальных значений большинства физических параметров горных пород (см. рис. 10.32). В плане они проявляются в виде кольцевых аномалий, обрамляющих контур нефтегазоносности. Зоны характеризуются большой дисперсией физических параметров ( $\chi$ ,  $V$ ,  $\sigma$ ), более высокими и более низ-



кими их значениями по сравнению с породами за пределами зон. Зоны сопровождаются положительными аномалиями содержаний ванадия и никеля, которыми обогащена нефть [Хант, 1982], положительными аномалиями радиоактивности.

Приведенная петрофизическая модель предельно идеализирована. Она лишь указывает, какие элементы геологического строения разреза должны быть изучены для создания петрофизической модели нефтегазоносной структуры, удовлетворяющей конкретным условиям изучаемого района. В общем особенности петрофизической модели структуры, ее отличие от идеализированной определяются геодинамическим режимом осадконакопления и литологическим составом пород разреза, типом ловушек и эпигенетическими преобразованиями пород, развитием разрывной тектоники и др.

## **10.4. Петрофизические модели рудных месторождений**

### **10.4.1. Колчеданно-полиметаллические**

К колчеданным относятся гидротермальные месторождения, руды которых сложены преимущественно сульфидами железа и имеют массивную, полосчатую и прожилково-вкрапленную текстуры. В составе руд преобладает пирит, иногда пирротин. В рудах присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, борнит, редко магнетит. Нерудные минералы играют резко подчиненную роль и представлены кварцем, серицитом, хлоритом, иногда карбонатом, баритом и гипсом [Смирнов, 1968].

Рудные тела имеют, как правило, пластообразную форму и субсогласно залегают среди вмещающих пород. В последних широко развиты сульфидная вкрапленность, а также хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты, тяготеющие к подрудным частям месторождений.

Особенностью колчеданных месторождений является их приуроченность к вулканогенно-осадочным и осадочно-вулканогенным комплексам ранней стадии развития геосинклиналей при локализации рудных тел как вблизи центров извержений и субвулканических интрузий (рис. 10.36, 10.38), так и вдали от них. В. И. Смирнов (1975) отмечает генетическую связь колчеданного оруденения с базальтоидным магматизмом, развивающимся в такой геоструктурной обстановке, которая приводит к возникновению наряду с базальтами вулканитов более кислого состава — андезит-дацитов, дацитов, липаритов.

Среди колчеданных месторождений выделяются: 1) гидротермально-осадочные, сформированные в результате осаждения рудного вещества на дне морского бассейна в зоне влияния гидротермальной деятельности вулканов; 2) гидротермально-метасоматические, образовавшиеся на путях гидротермальных растворов; 3) комбинированные, возникающие вследствие объединения в контурах рудных тел гидротермально-метасоматических и гидротермально-осадочных частей (см. рис. 10.36). Часто колчеданные мес-

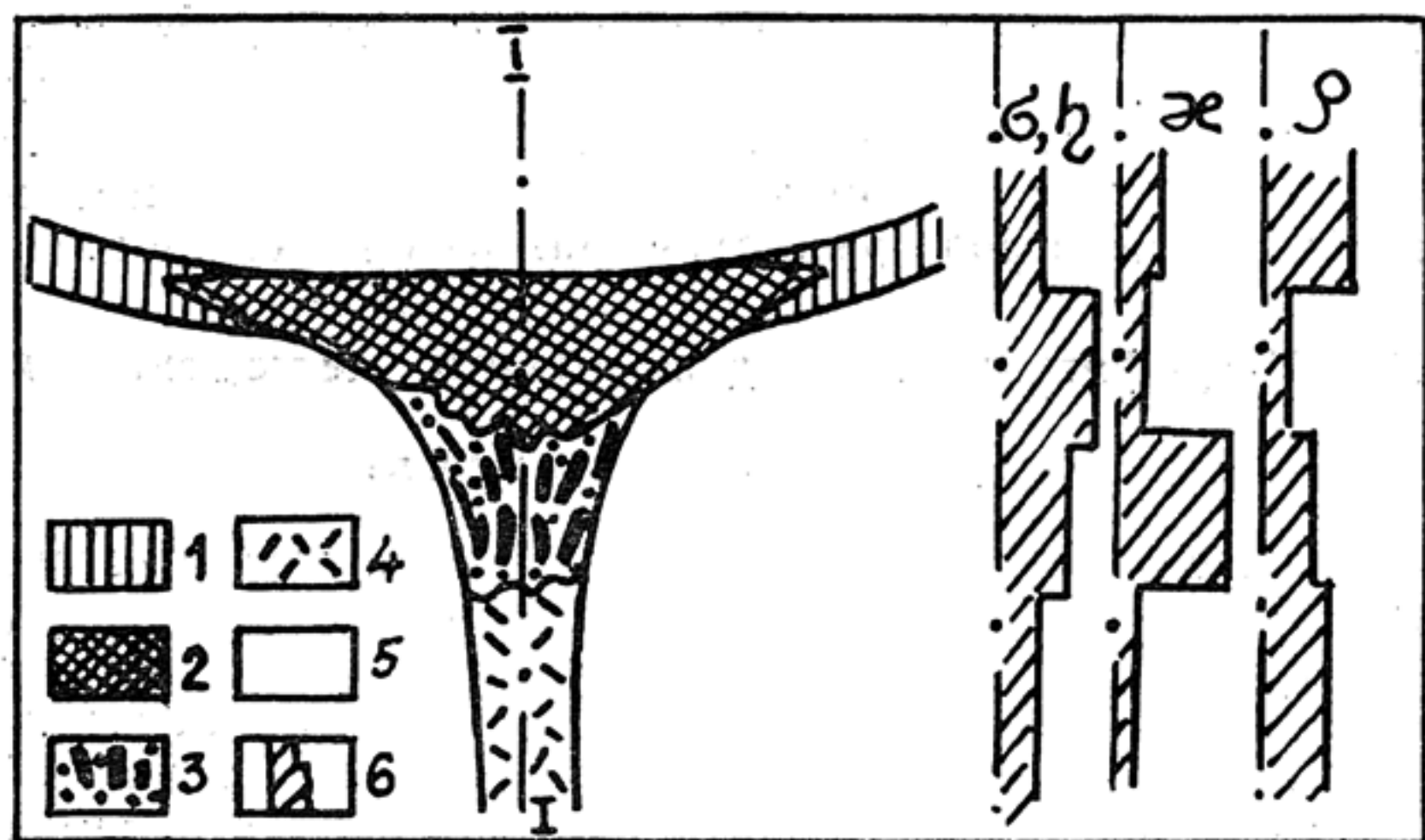


Рис. 10.36. Обобщенная петрофизическая модель колчеданного месторождения комбинированного типа (по материалам Р. Ланджу, 1977):

1 — пиритоносные осадки; 2 — полосчатые и массивные колчеданно-полиметаллические руды (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит); 3 — прожилковые колчеданные руды (халькопирит, пирит, пирротин, магнетит); 4 — гидротермально-измененные породы рудоподводящего канала; 5 — вмещающие породы; 6 — принципиальное изменение физических параметров по линии I—I

торожждения являются полигенными и полихронными образованиями, сформировавшимися в два и более этапа. При этом собственно колчеданные руды связаны с раннегеосинклинальным вулканизмом, а более поздняя полиметаллическая минерализация может быть обязана гидротермальным растворам иного генезиса.

Особенности состава и условий образования колчеданных месторождений, отличающие их от других месторождений гидротермального типа, находят яркое петрофизическое

выражение. Колчеданные месторождения выделяются в отдельную петрофизическую группу, имеют отличный от других петрофизический облик.

Основными петрофизическими признаками колчеданных месторождений являются:

а) очень высокие плотность, электропроводность и поляризуемость руд, что связано с резким преобладанием в их составе сульфидов и текстурными особенностями колчеданных руд, а также зависимость названных физических параметров от богатства руд (табл. 10.11, 10.12, рис. 10.37);

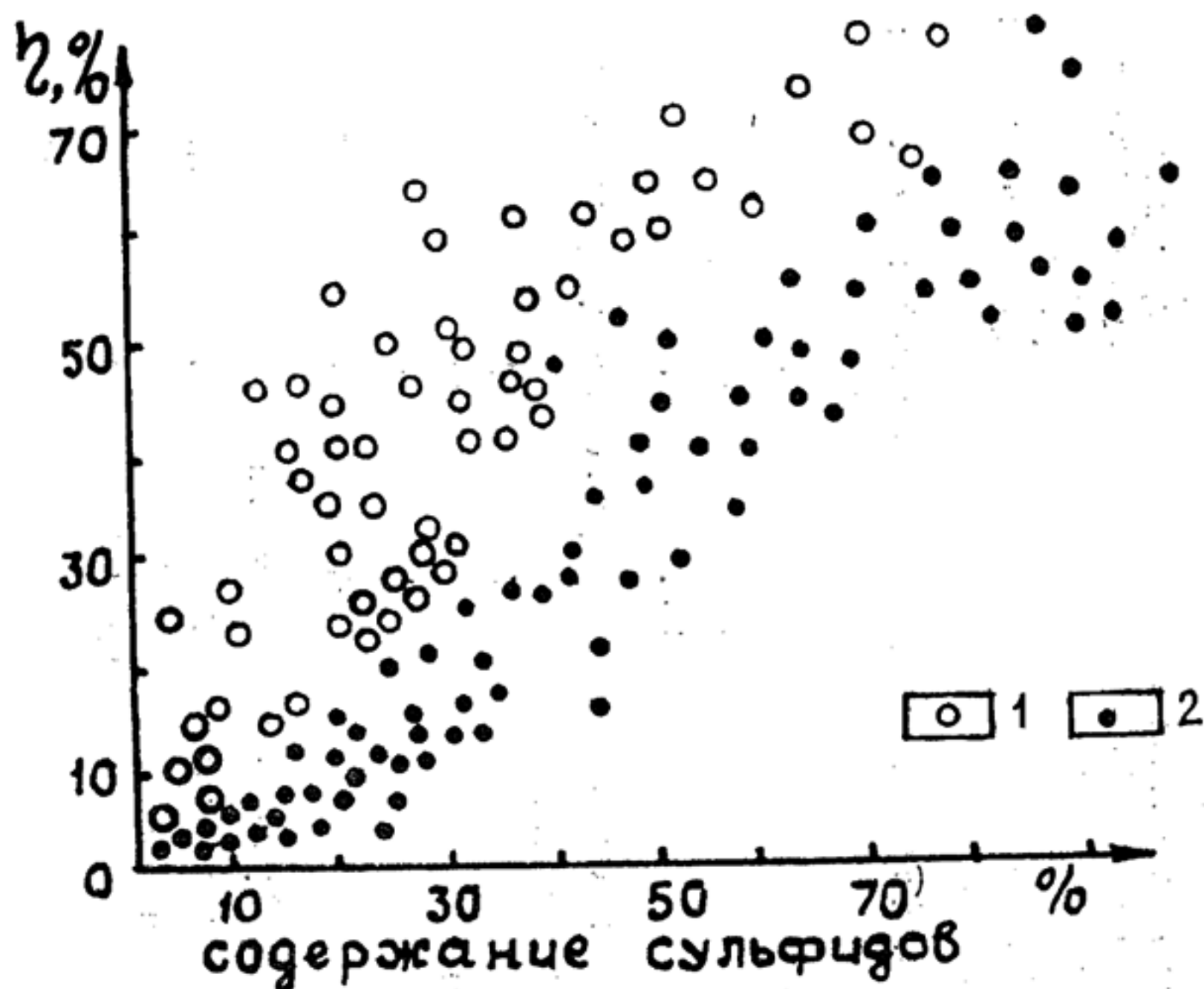


Рис. 10.37. Зависимость поляризуемости оруденелых серицит-кварцевых метасоматитов и руд от содержания в них сульфидов (по Б. Г. Ишунину):

1 — медноколчеданные месторождения; 2 — серноколчеданные месторождения

б) частое проявление петрофизической зональности руд, обусловленное многоэтапностью рудоотложения (рис. 10.38);

в) петрофизическое отличие рудовмещающих пород от однотипных пород за пределами месторождений, что является следствием околорудных сульфидизации и хлорит-серицит-кварцевого метасоматоза;



Средние значения физических параметров горных пород и полиметаллических руд  
Ленингорского рудного района (Рудный Алтай) \*

Горные породы, руды	$\sigma, \text{г/см}^3$	$\kappa, 10^{-5}$ ед. СИ	$\eta, \%$	$\rho, \text{Ом} \cdot \text{м}$	$J_T, \text{мкР/ч}$
1. Карбонатно-терригенный комплекс:					
алевролиты, песчаники	2,72	12	0,8	500	12
кремнистые алевролиты	2,65	4	0,8	2600	10
вулканогенные песчаники	2,72	32	0,8	2000	12
известняки	2,74	7	0,6	500	2
2. Базальт-липаритовая формация:					
базальтовые, андезито-базальтовые порфиры	2,92	40	0,6	2000	3
андезитовые порфиры	2,84	48	0,8	2300	8
дациты, липариты	2,67	5	0,5	1500	10
диабазы, габбро-диабазы	2,98	38	1,5	1000	3
3. Рудно-метасоматический комплекс:					
кварцево-серпичитовые метасоматиты	2,66	10	1,5	500—3000	12—35
то же, сульфидизированные полиметаллические руды:	2,8—2,9	3	2—6	100—3000	10—20
богатые	2,96	1	18	10	4
рядовые	2,8	4	9	50	8

бедные	2,76	8	7	160	—
барит-полиметаллические руды	4,2	4	9,2	50	3
серно-колчеданные руды	3,07	12	13	100	10

\* - Используются материалы Ленингорской ГРЭ.

г) контрастные физические свойства рудоносных вулканогенных пород, эволюционирующих по составу от базальтов до липаритов (см. табл. 10.11).

Далее остановимся на петрофизических моделях типичных месторождений колчеданно-полиметаллической формации, наиболее полно отражающей петрофизические особен-

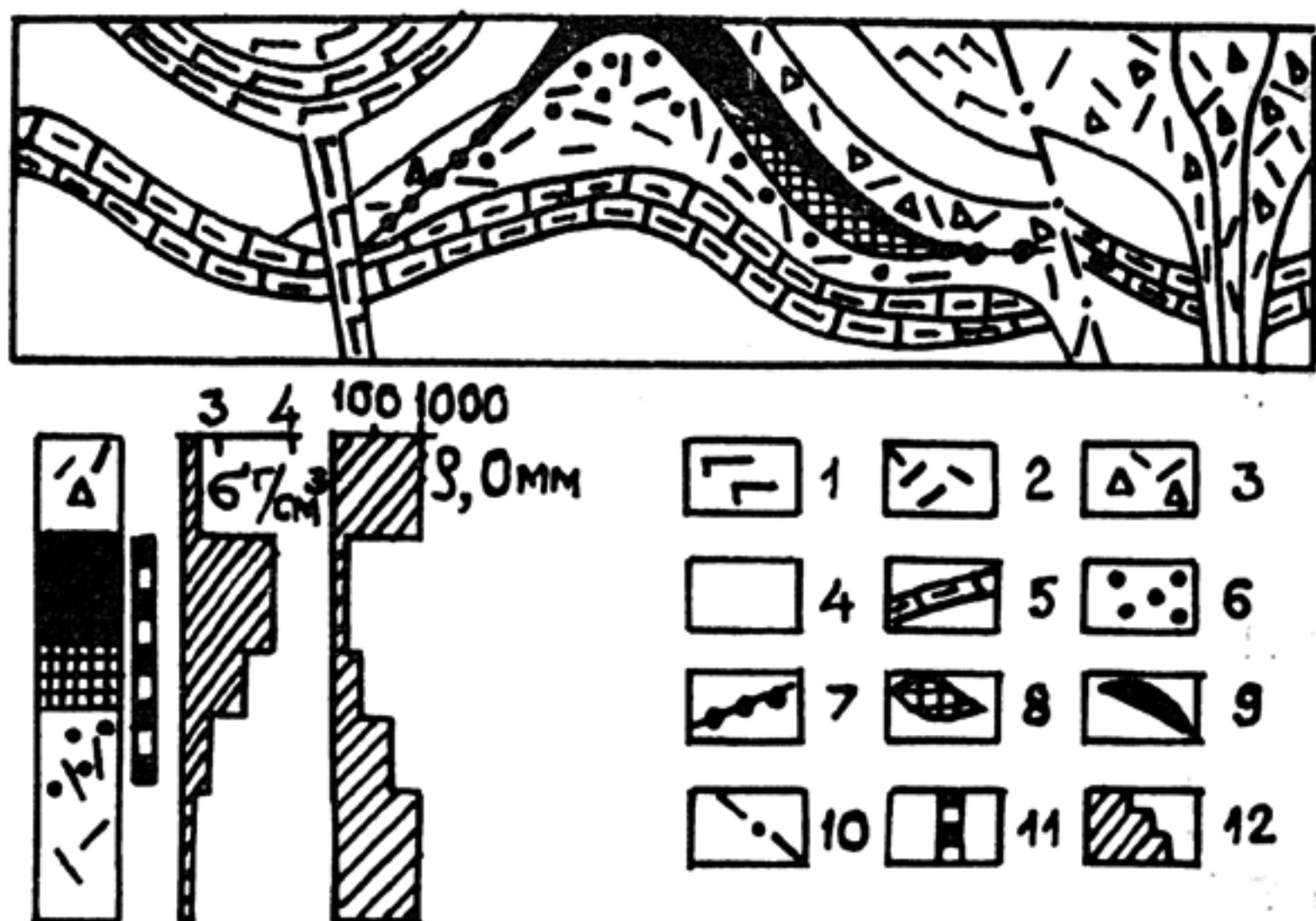


Рис. 10.38. Схематический геологический и петрофизический разрез Николаевского месторождения. Рудный Алтай (по В. Б. Наумову, 1973, В. И. Старостину, 1979):

1—4 — верхнедевонская базальт-липаритовая формация: 1 — андезит-базальтовые порфиры; 2 — субвулканические и экструзивные липаритовые порфиры; 3 — экструзивные липаритовые порфирит и их лавобрекчии; 4 — туфы кислого состава; 5 — известковистые алевролиты; 6 — кварц-серицитовые метасоматиты; 7 — слоистые колчеданные руды; 8 — серно- и медноколчеданные руды; 9 — медно-цинковые и полиметаллические колчеданные руды; 10 — разрывные нарушения; 11 — интервал разреза с повышенной поляризуемостью (до 40—50%) и пониженной магнитностью пород; 12 — изменение плотности и удельного электрического сопротивления пород и руд

ности колчеданных месторождений. Руды колчеданно-полиметаллической формации характеризуются промышленными концентрациями цинка и свинца.

Ленинское и Николаевское месторождения (табл. 10.11, рис. 10.38) относятся к месторождениям рудноалтайского типа, отличающимся широким раз-



витием гидротермально-метасоматического оруденения и кислых вулканитов в составе контрастной базальт-липаритовой формации. В размещении месторождений большую роль играют вулканические структуры. Рудные тела локализованы в сводовых частях липаритовых вулкано-купольных структур, расположенных или вблизи жерлов стратовулканов (Николаевское медноколчеданно-полиметаллическое месторождение, см. рис. 10.38), или на удалении от них (Лениногорское колчеданно-полиметаллическое месторождение).

Вмещающие породы представлены осадочно-вулканогенными образованиями (см. табл. 10.11). Осадочные породы слабо дифференцированы по физическим свойствам. Среди них уверенно выделяются только известковистые разности, отличающиеся аномально низкой радиоактивностью (до 2 мкР/ч). Для вулканитов характерно закономерное понижение плотности и магнитности и увеличение радиоактивности от основных разностей к кислым.

Метасоматические образования относительно однообразны по составу. Преимущественно кварц-серицитовые метасоматиты и кварциты развиваются по кислым вулканитам со стороны лежащего бока колчеданных залежей (рис. 10.38) и представляют собой обширные поля пониженно-магнитных пород с дифференцированными плотностью и поляризуемостью.

Отличительной особенностью месторождений рудноалтайского типа является аномально низкая магнитность колчеданно-полиметаллических руд (см. табл. 10.11). Это обстоятельство наряду с немагнитностью оклорудных метасоматитов явилось причиной отображения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая устойчивыми понижениями магнитного поля. Встречающаяся иногда пирротиновая и магнетитовая минерализация, повышающая магнитную восприимчивость руд (до 0,1 ед. СИ на Зыряновском месторождении, по Д. И. Титову, 1990), связана с более поздним гидротермальным процессом и локализуется в секущих колчеданные залежи структурах.

Основная масса колчеданно-полиметаллических руд образована гидротермально-метасоматическим путем. Полосчатые колчеданные руды предположительно гидротермально-осадочного происхождения встречаются лишь на выклинивании рудных тел. В целом минералогическая зональность руд, имеющая место на колчеданных месторождениях, в физических свойствах отображается менее значительно,

нежели богатство руд (см. табл. 10.11). Все же необходимо отметить более низкую (в сравнении с колчеданно-полиметаллическими) плотность медноколчеданных руд и более высокую магнитность серноколчеданных, тяготеющих к нижним частям колчеданных залежей, а также более высокую плотность барит-полиметаллических руд, занимающих, как правило, секущее положение по отношению к колчеданным залежам.

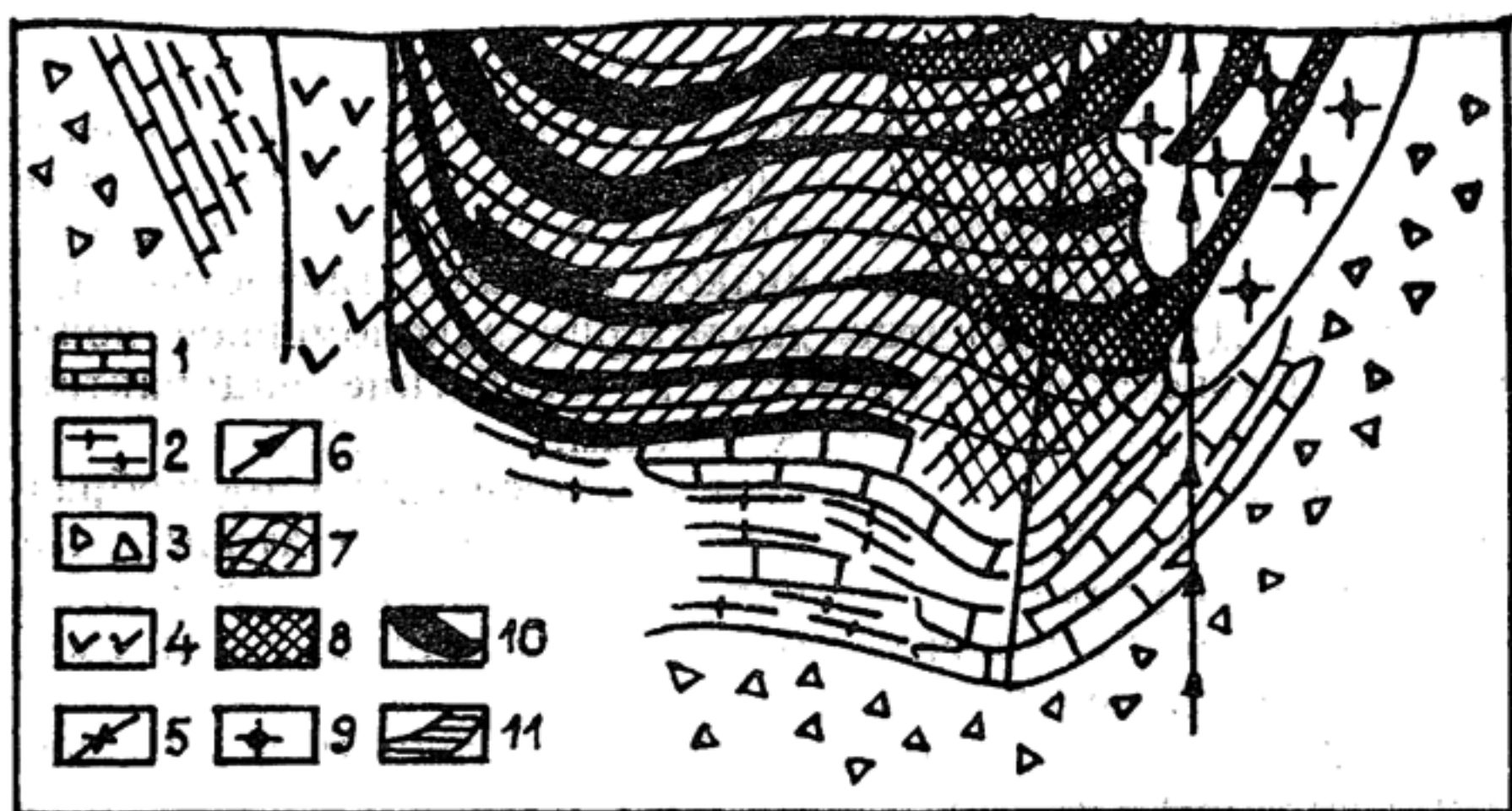


Рис. 10.39. Петрофизическая модель колчеданно-полиметаллического месторождения Озерное (по материалам Р. С. Тарасовой и др., 1972; М. А. Нефедьева, В. К. Виноградова, 1982):  
1—11 — петрофизические СВК по табл. 10.12

Озерное месторождение (рис. 10.39, табл. 10.12) расположено в Западном Забайкалье, в центральной части Удино-Витимской эвгеосинклинальной структурно-формационной зоны, локализовано в одноименной синклинальной структуре. Вулканиты представлены непрерывной базальт-андезит-липаритовой формацией при незначительном развитии базальтов. Наибольшим распространением пользуются руды гидротермально-осадочного происхождения [Смирнов, 1974].

Озерное месторождение состоит из многоярусных пластовых залежей колчеданно-полиметаллических руд, которые выделяются как естественная составная часть стратиграфических горизонтов осадочно-вулканогенной толщи (см.



**Петрофизическая модель Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения**

ПСВК	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$\kappa$ , 10 <sup>-5</sup> ед. СИ
а) ПСВК с низкими электропроводностью ( $\rho=16000-57000$ ) и поляризуемостью ( $\eta=1-3\%$ )		
Известняки, брекчии известняков (1), туф-фиты (2), брекчии липарит-дацитовых порфиритов (3)	2,68—2,8	15—400
Диабазовые порфириты (4)	2,88	1100
Трахидацитовые кварцевые порфиры, сие-нит-порфиры (5)	2,61—2,65	1—540
Долериты, трахидолериты (6)	2,78	2600—5900
б) ПСВК с умеренной электропроводностью ( $\rho<10000$ ) и повышенной поляризуемостью ( $\eta=3-15\%$ )		
Рудовмещающие сульфидизированные эффузивно-осадочные образования в области преимущественного развития:		
— гидротермально-осадочных колчеданных руд (7)	2,84—2,95 (до 3,22)	55—60 (до 730)
— гидротермально-метасоматических колчеданных руд (8)	2,81—3,0 (до 3,17)	0—8700
Колчеданно-сидеритовые руды (9)	3,0—4,6	0—9800
в) ПСВК с высокими электропроводностью ( $\rho=13-200$ ) и поляризуемостью ( $\eta=10-50\%$ )		
Полосчатые колчеданно-полиметаллические руды с седиментационными текстурами (10)	4,26—4,65	25—100
Колчеданно-полиметаллические руды с наложенной послойно-прожилковой минерализацией (11)	3,82—4,8	0—9050

**Примечание.** В скобках — номер пород и руд на рис. 10.39.

рис. 10.39). Рудовмещающие осадочно-вулканогенные образования обогащены рассеянной сульфидной минерализацией, особенно со стороны висячего бока колчеданных залежей.

В отличие от месторождений рудно-алтайского типа колчеданно-полиметаллические руды Озерного месторождения характеризуются слабоповышенной магнитностью (до



$10^{-3}$  ед. СИ), обусловленной новообразованиями пирротина в ходе постседиментационно-метаморфических изменений осадочных колчеданных руд. Следующий этап повышения магнитности руд и рудовмещающих пород (см. табл. 10.12) связан с гидротермально-метасоматическими процессами, сопровождающимися халькопирит-пирротиновой и магнетитовой минерализацией. Хотя гидротермально-метасоматические процессы контролировались секущими по отношению к складчатости структурами, они существенно не изменили «стратиформный» характер структуры месторождения и отмеченные изменения состава руд, также как и появление прожилковых текстур руд, происходили в контурах согласно залегающим колчеданным залежам (см. рис. 10.39).

Петрофизическая модель колчеданно-полиметаллического месторождения Озерное представляется состоящей из двух блоков горных пород, объединенных в три петрофизические группы (см. рис. 10.39, табл. 10.12). Первый блок сложен породами, практически не затронутыми гидротермально-осадочным рудообразованием и в силу этого характеризующимися низкой поляризуемостью и высоким удельным электрическим сопротивлением (группа «а» по табл. 10.12). Терригенно-карбонатные породы и вулканиты кислого и умеренно кислого состава этой группы практически не разделяются по магнитной восприимчивости и плотности. Более высокими значениями названных параметров отличаются диабазовые порфириды, относящиеся к базальт-андезит-липаритовой формации, а также более поздние долериты, трахидолериты, слагающие дайковые тела.

Второй блок сложен сульфидизированными осадочно-вулканогенными образованиями, характеризующимися умеренными значениями электропроводности и повышенными поляризуемостью и плотностью (группа «б»), включающими в себя многоярусные согласно залегающие пластовые залежи колчеданно-полиметаллических руд, отличающихся более высокими значениями названных физических параметров (группа «в»). Фактически и по условиям залегания, и по причинам и тенденциям изменения физических параметров рудовмещающие породы и рудные тела представляют собой единое целое. М. А. Нефедьев и Б. К. Виноградов (1982) приводят следующие обобщенные значения физических параметров месторождения Озерное:

избыточная плотность  $+ (0,71—1,73)$  г/см<sup>3</sup>;

магнитная восприимчивость  $190 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ;

удельное электрическое сопротивление 500 Ом·м;

поляризуемость 6—50%.

И в колчеданных рудах, и в рудовмещающих породах наблюдается петрофизическая зональность, обусловленная наложением гидротермально-метасоматической минерализации с пирротинном и магнетитом. В области ее проявления магнитная восприимчивость колчеданных руд и сульфидизированных рудовмещающих пород достигает 0,01—0,1 ед. СИ.

Месторождение Филизчай (рис. 10.40) располагается на южных отрогах Главного Кавказского хребта и

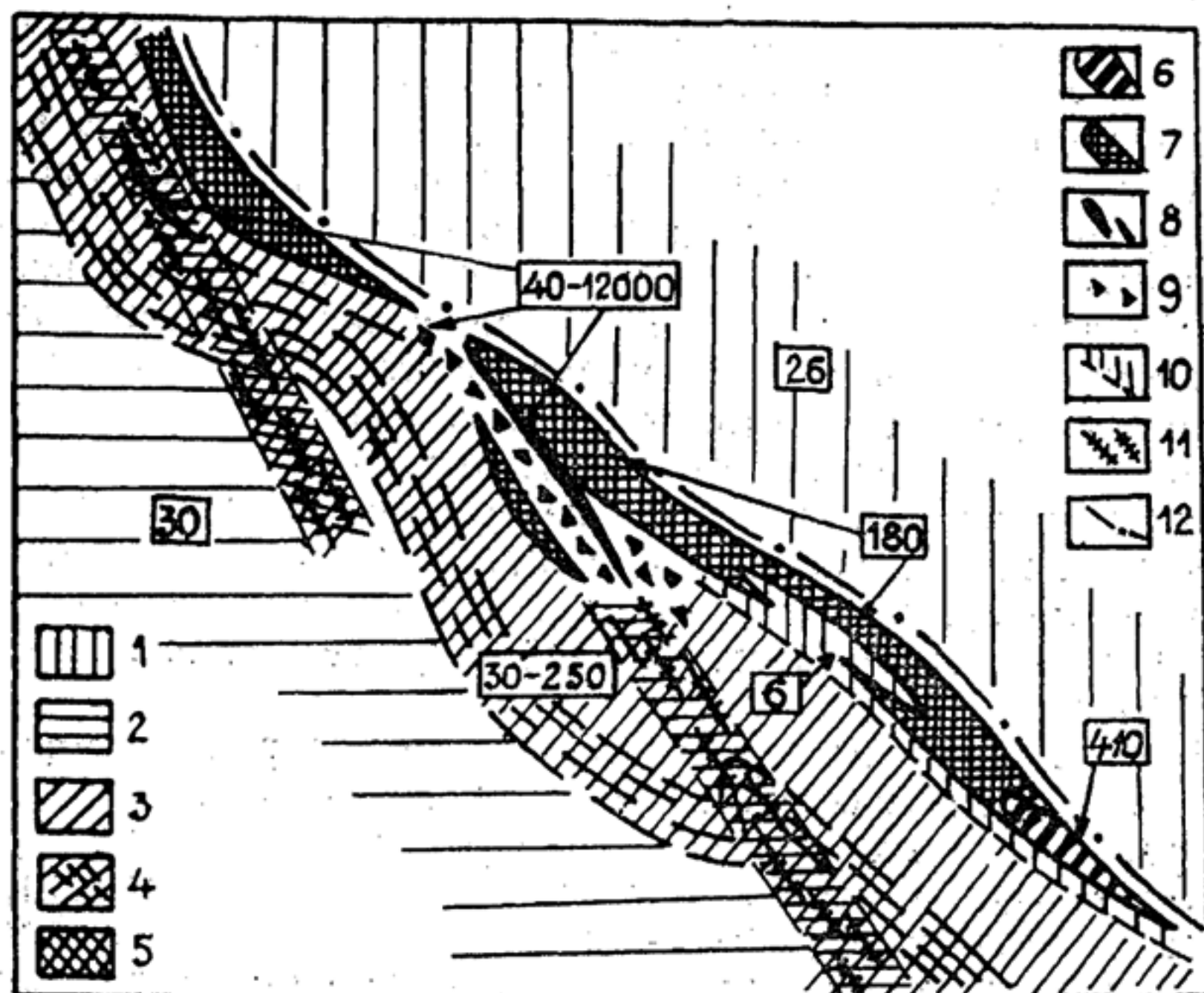


Рис. 10.40. Петрофизическая модель колчеданно-полиметаллического месторождения Филизчай (Кавказ):

1—2 — зона нормальной поляризуемости: надрудная (1) и подрудная (2) пачки песчано-сланцевой толщи; 3—4 — зона слабоповышенной поляризуемости: 3 — монотонные аргиллиты с тонкой вкрапленностью пирита; 4 — флишониды с линзовидными образованиями и конкрециями пирита; 5 — зона повышенной поляризуемости (породы содержат рассеянную прожилково-вкрапленную минерализацию сульфидов); 6—9 — зона высокой поляризуемости, соответствующая рудам: 6 — слоистым преимущественно пиритового состава; 7 — слоисто-полосчатым колчеданно-полиметаллическим, 8—9 — массивным (8) и пятнисто-брекчиевым (9) пирит-пирротинным; 10 — зона пониженной намагниченности; 11 — пирротиновые и пирротин-халькопиритовые прожилки; 12 — Филизчайский надвиг. Цифра в прямоугольнике — средняя магнитная восприимчивость в  $10^{-5}$  ед. СИ



является типичным представителем колчеданно-полиметаллических месторождений, локализованных в терригенных отложениях. Вулканогенные породы на месторождениях филизчайского типа имеют ограниченное распространение и представлены покровами базальтовых лав и туфов, дайками и малыми телами пород слабодифференцированной базальтовой формации. Слабо развиты также околорудные изменения, представленные наряду с серицитизацией и окварцеванием, характерными для колчеданных месторождений других типов, также графитизацией, приводящей к повышению поляризуемости пород. Графитизация развивается в случае обуглероженности вмещающих пород, весьма характерной для терригенно-сланцевых геосинклиналей.

Месторождение Филизчай локализовано в нижнеюрской аргиллитовой толще, вмещающей отдельные песчанистые горизонты, и образовано двумя типами руд: а) собственно колчеданной залежью, сложенной слоистыми рудами преимущественно пиритового состава, и слоисто-полосчатыми рудами, в которых пиритовые руды корродируются и пересекаются галенит-сфалеритовой минеральной ассоциацией; б) линзами, жилами и прожилками пирит-пирротиновых и пирротиновых руд, часто содержащих включения магнетита, которые или прилегают к основной залежи с лежащего бока или занимают по отношению к ней секущее положение (см. рис. 10.40).

Плотностные и электрические параметры руд месторождения Филизчай практически не отличаются от таковых для уже рассмотренных месторождений. Средняя плотность руд составляет  $4,32 \text{ г/см}^3$  [45], удельное электрическое сопротивление изменяется от  $0,01—1,0 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  у массивных, слоистых и слоисто-полосчатых руд до  $10—1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  для прожилково-вкрапленных. Магнитная восприимчивость руд весьма дифференцирована (рис. 10.40) и отражает многоэтапность преобразования колчеданных руд.

Слоистые пиритовые руды, локализованные на выклинивании колчеданной залежи, содержат в небольшом количестве пирротин и имеют магнитную восприимчивость  $410 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Развитие по пиритовым рудам сфалерит-галенитовой ассоциации приводит к уменьшению в рудах как пирита, так и пирротина и снижению средней магнитной восприимчивости собственно колчеданно-полиметаллических руд до  $180 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Руды более поздней пирит-пирротиновой и пирротиновой минерализации имеют магнитную восприимчивость в интервале  $(40—2500) \cdot 10^{-5}$  ед.



СИ, а в случае присутствия магнетита магнитная восприимчивость увеличивается до 0,12 ед. СИ.

Вмещающие рудные тела породы характеризуются слабоповышенной (до 4—6%) и повышенной (до 18—20%) поляризуемостью, что отличает их от пород за пределами месторождения (см. рис. 10.40). Зона слабоповышенной поляризуемости связана с присутствием в рудовмещающих породах равномерной тонкой вкрапленности пирита осадочно-диагенетического происхождения, а также конкреций и линзовидных выделений этого минерала. Зона повышенной поляризуемости обязана своим происхождением гидро-термально-метасоматическому процессу. Связанная с ним сульфидизация пород проявляется вдоль зон рассланцевания, а также имеет тенденцию увеличения в направлении к лежащему боку колчеданной залежи.

Как и на других колчеданных месторождениях, обрамляет рудную залежь зона пониженной магнитности пород (см. рис. 10.40). Однако эта зона имеет небольшую мощность и неярко минералогически выражена.

Колчеданные месторождения, претерпевшие большой метаморфизм, чем это имеет место на месторождении Филизчай, характеризуется, как правило, большей магнитностью руд, а повышенная поляризуемость рудовмещающих пород может быть связана также с присутствием в них графита. Так, магнитная восприимчивость колчеданно-полиметаллических руд Горевского месторождения, локализованного в рифейских известковистых сланцах, изменяется в пределах  $(0—5200) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, при этом основная масса колчеданных руд имеет магнитную восприимчивость  $(1000—3000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ [Ковалева, Ковалев, 1979].

#### 10.4.2. Скарново-магнетитовые

Скарново-магнетитовые месторождения имеют важное промышленное значение как источник богатых и легко обогащаемых железных руд. Определяющим признаком таких месторождений является пространственная сопряженность руд и скарнов. Скарново-магнетитовые месторождения формируются в условиях складчатых областей, а также областей тектоно-магматической активизации древних платформ [Мазуров, 1983].

Месторождения складчатых областей приурочены к эвгеосинклинальным зонам с широким развитием карбонатно-вулканогенных толщ. В отличие от колчеданных месторож-

Обобщенная петрофизическая характеристика скарново-магнетитовых месторождений  
(по В. А. Гордеевой, 1984)

Руда, вмещающий ПСВК	$\kappa, 10^{-5}$ ед. СИ	$J_n, 10^3$ А/м	$\sigma, \text{г/см}^3$	$\rho, \text{Ом} \cdot \text{м}$	$\eta, \%$
1. Месторождения в осадочно-вулканогенных формациях эвгеосинклиналей					
Магнетитовая:					
богатая (35—50% Fe)	130000—520000	4000—300000	3,40—4,32	0,002—20	20 и более
бедная (25—35% Fe)	32000—65000	—	3,20—3,60	0,8—20	—
Оруденелый скарн (20—27% Fe)	2000—26000	30—70000	3,10—3,56	50—500	—
Безрудный скарн ( $\text{Fe} \leq 10\%$ )	65—1000	—	2,76—3,21	1000—5000	—
Мартитовая	52000	10000	2,49—4,07	0,01—125	—
Осадочно-вулканогенный	50—3900	3000	2,55—2,75	3000—15000	1—2
2. Месторождения в осадочно-вулканогенных породах чехла Сибирской платформы в зоне тектоно-магматической активизации					
Магнетит-магно-магнетитовая:					
сплошная и жильная (52% Fe)	170000—610000	150000—330000	3,60—4,16	5—30	25—75
брекчиевидная, вкрапленная (25% Fe)	8000—290000	45000—210000	3,05—3,65	20—60	4—60
Оруденелый скарн (20—27% Fe)	8000—140000	200000	2,65—3,20	45—80	До 1,5—3,5
Безрудный скарн ( $\text{Fe} < 10\%$ )	100—10000	10000	2,52—2,65	150—200	1,5—2,0
Эффузивно-осадочный	1—1300	0—2000	1,9—2,80	300—1000	1—1,5
Трапповый	10—13000	10000	2,57—2,90	200—600 до 1000	1—2

дений они образуются преимущественно в инверсионный этап развития подвижных зон и сопряжены во времени и пространстве со становлением плутонов повышенной основности (габбро-диорит-гранодиоритовых, тоналит-адамеллитовых и др.). Скарново-магнетитовые месторождения зон активизации известны на Сибирской платформе, где они образуют ряд железорудных районов: Ангари-Илимский, Средне-Ангари и др. Месторождения локализованы в палеозойских терригенно-карбонатных отложениях чехла платформы и парагенетически связаны с трапповым магматизмом.

Основной отличительной чертой скарново-магнетитовых месторождений является высокая магнитность руд (табл. 10.13, рис. 10.41, 10.42). По комплексу остальных физических параметров — высокие плотность и поляризуемость, низкое удельное электрическое сопротивление — руды скарново-магнетитовых месторождений схожи с рудами колчеданных месторождений с тем отличием, что названные аномальные свойства руд обусловлены присутствием и содержанием практически одного минерала — магнетита, являющегося и ферромагнетиком, и полупроводником, и тяжелым минералом (см. табл. 10.2). Поскольку магнетит — это также основной источник железа в рудах, физические параметры руд сильно зависят от ее богатства: чем

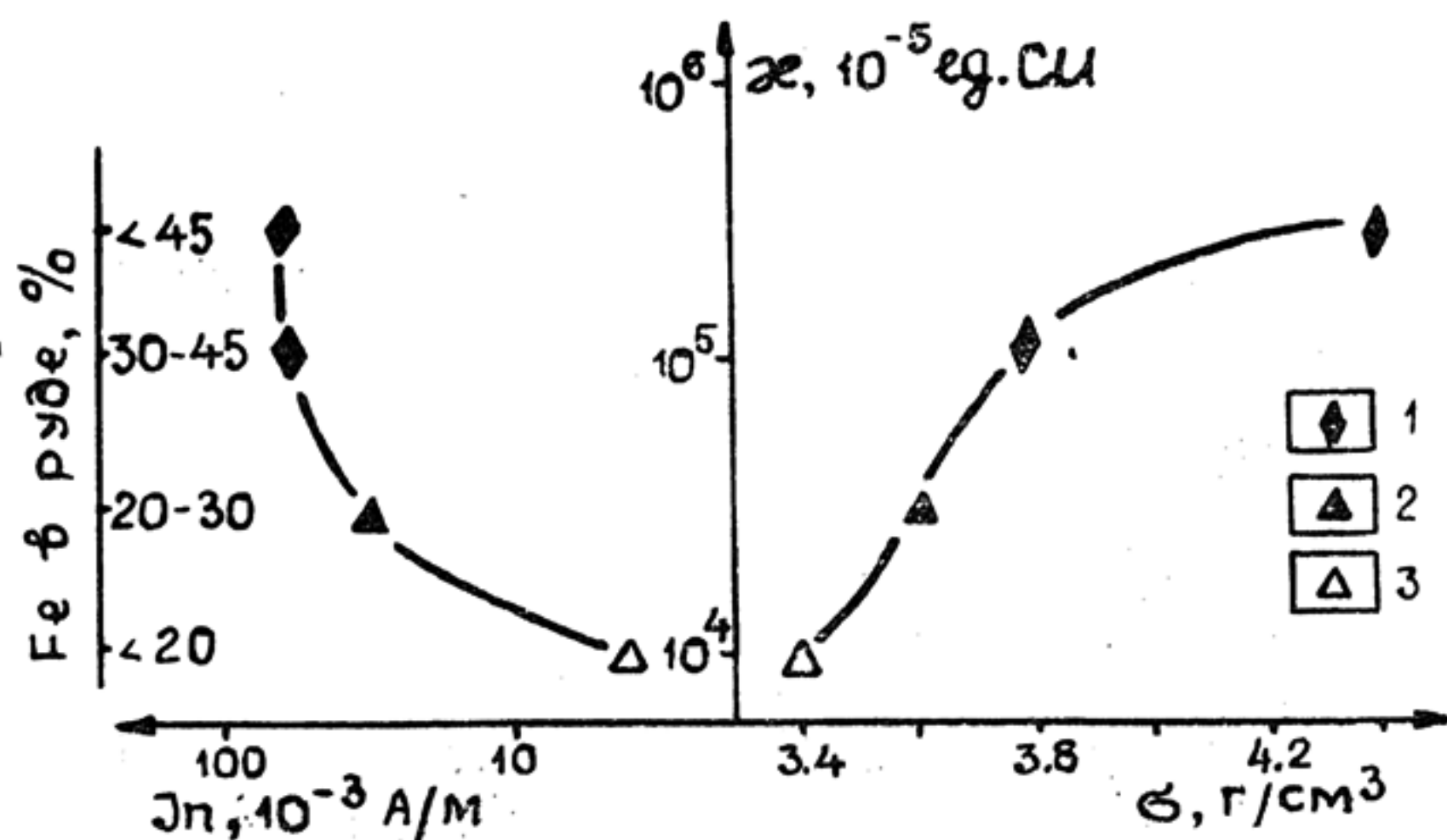


Рис. 10.41. Средние значения физических параметров магнетитовых руд с разными содержаниями железа (Тагильский район; по материалам В. М. Степанова и др., 1961).

Руды: 1 — богатые; 2 — бедные; 3 — убогие



больше в руде железа, тем она более плотная, магнитная, электропроводная и поляризующаяся (см. табл. 10.13, рис. 10.41).

Скарны представляют собой относительно высокотемпературные (300—700°С) метасоматические образования. Типоморфные минералы скарнов: гранаты, пироксены, эпидот, апатит, скаполит — обладают повышенной плотностью. При скарнировании не образуется ферромагнитных минералов. В связи с этим скарны характеризуются повышенной плотностью и низкой магнитностью. Наложение на скарновые образования магнетитовой минерализации приводит к соответствующему изменению их физических параметров (см. табл. 10.13).

Среди вмещающих пород, как правило, встречаются высокомагнитные разности, создающие определенные трудности при поисках магнетитовых руд по измерениям магнитного поля. В эвгеосинклинальных зонах это связано с широ-

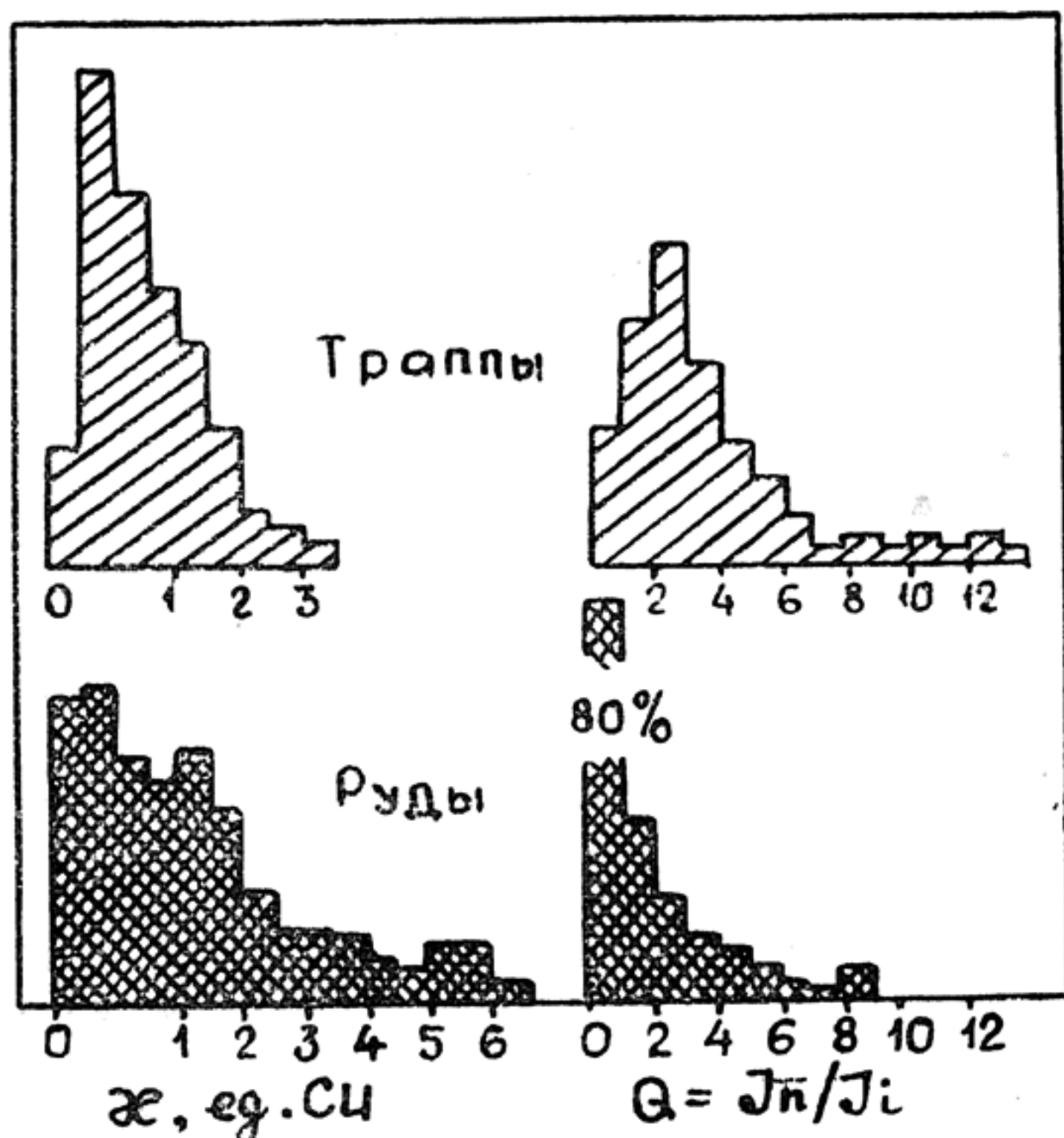


Рис. 10.42. Гистограммы распределения магнитных параметров магнетитовых руд и траппов Среднего Приангарья

ким распространением высокожелезистых раннегеосинклинальных вулканитов, повышенной основностью гранитоидов, формированием при их становлении магнитных роговиков. В зонах тектоно-магматической активизации высокомагнитными образованиями являются интрузивные траппы (табл. 10.13, рис. 10.42).

Тагарское скарново-магнетитовое месторождение является типичным представителем месторождений в зонах тектоно-магматической активизации Сибирской платформы. Оно расположено в Средне-Ангарском железорудном районе. Для района характерны: наличие глубинных разломов земной коры, широкое развитие траппового магматизма, преимущественно карбонатный состав пород на уровне рудоотложения и наличие соленосных отложений в «подрудном» стратиграфическом разрезе [Мазуров, 1983].

Пути движения гидротермальных растворов, вызвавших метасоматическое изменение пород и оруденение, являлись тектонические разрывы и трубки взрывов. Руды представлены зонами вкрапленности в скарнах и более низкотемпературных метасоматитах (хлорит-серпентин-карбонатных), пластообразными залежами метасоматического замещения карбонатных пород. Роль экранов при формировании руд выполняли пласты аргиллитов, тонкозернистых известняков и трапповых силлов, в результате чего наряду со столбообразными рудными телами часто присутствуют стратиформные залежи (рис. 10.43).

Характерна многоэтапность гидротермального процесса, приводящая к многочисленным генерациям в рудах магнетита. Наряду с высокотемпературным магнетитом, содержащим вросстки ильменита, шпинели, в рудах месторождения присутствует относительно низкотемпературный магнетит, ассоциирующийся с хлорит-серпентин-карбонатными метасоматитами. Последний содержит до 2—6% оксида магния и относится к магномагнетиту.

Петрофизическая характеристика скарново-магнетитовых месторождений тагарского типа приводится по материалам Б. В. Гусева и др. (1967), А. Е. Климова, В. М. Кондратьева (1982), Н. П. Червоного (1972) и др.

Плотностные и электрические параметры, а также магнитная восприимчивость пород и руд месторождений тагарского типа практически не отличается от таковых у других скарново-магнетитовых месторождений (см. табл. 10.13).

Типоморфным свойством является остаточная намагниченность руд, ее величина и направление:

а) остаточная намагниченность магнетитовых руд, как правило, значительно превышает индуктивную намагниченность, определяемую магнитной восприимчивостью. Отношение остаточной и индуктивной намагниченности магнетитовых руд (фактор  $Q$ ) чаще всего больше единицы и достигает 10 (см. рис. 10.42), в то время как магнетитовые руды других формационных типов характеризуются значениями фактора  $Q$  порядка 0,1—0,3;

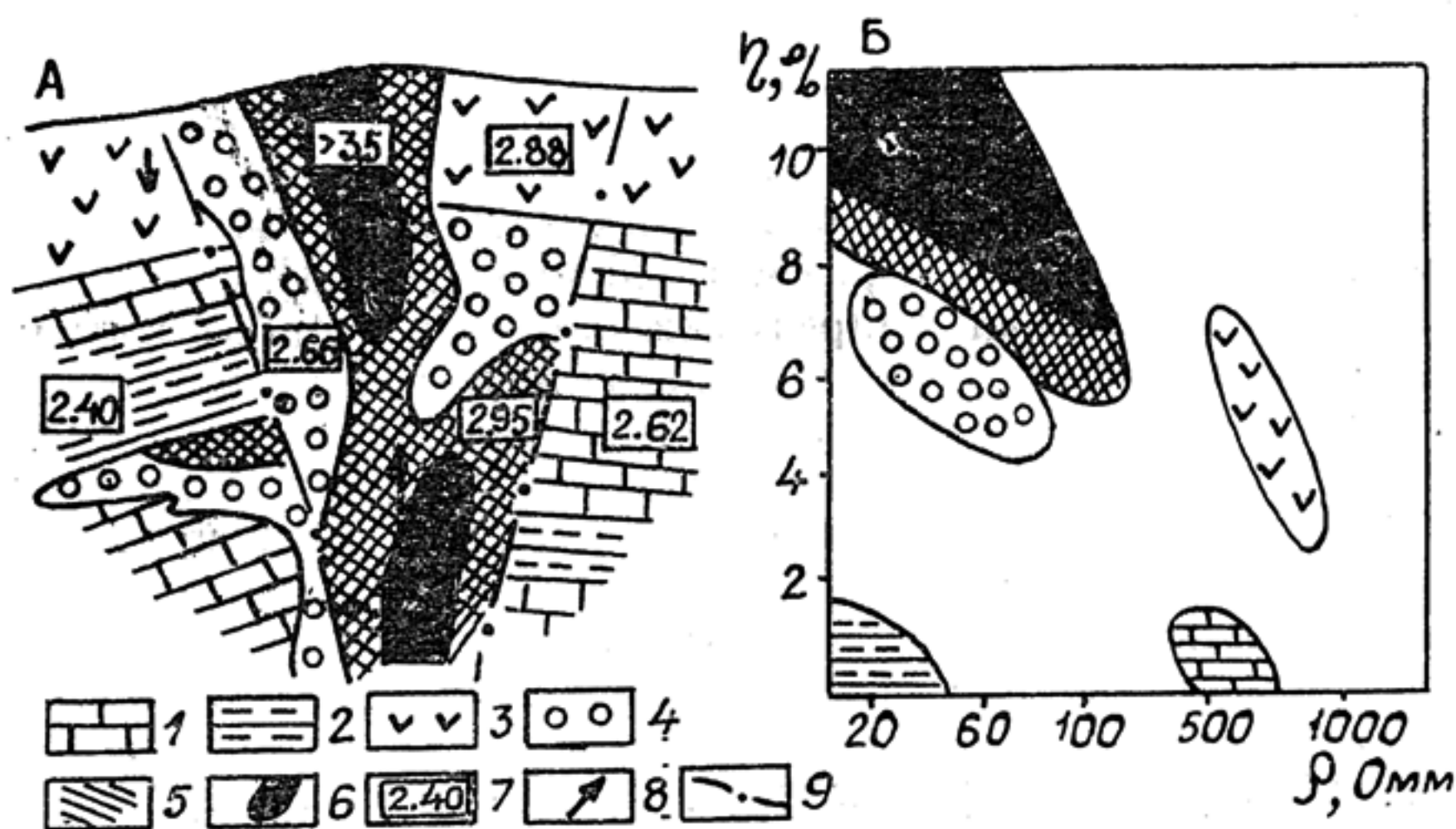


Рис. 10.43. Обобщенная петрофизическая модель скарново-магнетитового месторождения тагарского типа: А — схематизированный разрез месторождения; Б — положение основных разновидностей пород и руд на плоскости «поляризуемость — удельное электрическое сопротивление».

1—2 — слабомагнитные породы; известняки и доломиты (1); алевро-песчаники, алевролиты, аргиллиты; 3—4 — средне- и высокомагнитные породы: долериты и их туфы (3); безрудные хлорит-серпентин-карбонатные метасоматиты и скарны (4); 5—6 — высоко- и сильномагнитные породы: оруденелые метасоматиты и скарны (5), магнетитовые руды (6); 7 — модальные значения плотности горных пород, г/см<sup>3</sup>; 8 — направление суммарной намагниченности руд и траппов; 9 — разрывные нарушения

б) направление остаточной намагниченности магнетитовых руд может существенно отличаться от современного вплоть до обратного намагничения. При высокой доле остаточной намагниченности в общей намагниченности магнетитовой руды последняя также часто имеет отрицательное наклонение, приближающееся к  $-90^\circ$ . Это обстоятельство послужило причиной появления над высокомагнитными за-



лежами магнетитовых руд зон активизации Сибирской платформы наряду с повышениями магнитного поля, что характерно и для других магнетитовых месторождений, также понижений магнитного поля — отрицательных магнитных аномалий (см. рис. 4.16).

Высокая остаточная намагниченность магнетитовых руд тагарского типа вполне может быть объяснена условиями рудоотложения и особенностями состава магнетита. Наличие в магнетите микровключений оксидов магния, кремния, титана [Мазуров, 1983], а также грани кристаллов магнетитов различных генераций должны препятствовать формированию многодоменной структуры зерен магнетита. Иными словами, создается эффект «мелкокристалличности» выделений магнетита с появлением однодоменных структур. Как мы уже знаем, в таких случаях возрастают коэрцитивная сила (см. рис. 4.34) и относительная доля остаточной намагниченности в общей намагниченности породы.

На причину обратного направления остаточной намагниченности магнетитовых руд есть две точки зрения: а) инверсия магнитного поля в период рудоотложения; б) самообращение намагниченности в связи с присутствием в рудах магнетита и магномагнетита с разными точками Кюри (см. табл. 4.3).

Обратное направление остаточной намагниченности наблюдается и у траппов. В сравнении с рудами траппы отличаются меньшей магнитной восприимчивостью, но большей долей остаточной намагниченности в общей намагниченности породы (см. рис. 10.42). В целом же петромагнитные свойства траппов и магнетитовых руд весьма схожи, что создает проблемы при поисках магнетитовых руд тагарского типа по магнитному полю. Использование же других геофизических методов, в первую очередь гравиразведки и электрических методов, позволяет однозначно и полно решать поисково-картировочные задачи.

Руды являются наиболее плотными образованиями района (см. рис. 10.43). Траппы имеют повышенную плотность (в среднем  $2,88 \text{ г/см}^3$ ), близкую к плотности оруденелых метасоматитов и скарнов ( $2,8—3,0 \text{ г/см}^3$ ). Но эти породы существенно различаются по электрическим параметрам, что хорошо видно из рис. 10.43, Б: у траппов значительно более высокое удельное электрическое сопротивление, чем у руд и оруденелых скарнов и метасоматитов. В меньшей степени они различаются по поляризуемости, в среднем более низкой у траппов. Высокое удельное сопротивление,

кроме траппов, имеют известняки. Однако последние обладают весьма низкими магнитностью и поляризуемостью, что не характерно для траппов. Таким образом, каждая разновидность пород, слагающих месторождения тагарского типа, отличается по комплексу петрофизических параметров.

### 10.4.3. Медно-порфировые

Семейство медно-порфировых месторождений объединяет месторождения, представленные крупными скоплениями небогатых медных и молибденовых прожилково-вкрапленных руд штокверкового типа, связанные с гипабиссальными порфировыми интрузиями умеренно кислого состава. Месторождения формируются в специфических геоструктурах — вулканоплутонических поясах геосинклинально-складчатых систем.

Собственно медно-порфировые месторождения образуются в завершение ранних стадий развития эвгеосинклиналей и приурочены к ассоциации вулканогенной базальтоидной и плутоногенной габбро-диорит-кварцево-диоритовой формаций. Медно-молибден-порфировые месторождения формируются в миогеосинклиналях на орогенном этапе их развития и приурочены к ассоциации пород более кислого состава — андезитовидная и диорит-гранодиорит-монцитовая формации. Названные ассоциации принадлежат к начальным стадиям становления вулканоплутонических поясов. Они сменяются формациями более кислых вулканогенных и плутоногенных пород, с которыми ассоциирует редкометалльное и золото-серебряное оруденение.

На месторождениях широко развиты гидротермальные изменения пород (калишпатизация, биотитизация, серицитизация, хлоритизация и др.), сопровождающиеся прожилковой и вкрапленной сульфидной минерализацией, преимущественно пирита, халькопирита и молибденита. Рудные тела представляют собой области скопления прожилково-вкрапленных сульфидов, оконтуренные по повышенным содержаниям в породах меди и молибдена. Они отличаются большими размерами (сотни метров в поперечнике) при низких содержаниях рудных элементов: меди порядка 0,2—0,7%, молибдена — 0,005—0,015%. Руды содержат в небольшом количестве золото, серебро, селен.

Главными признаками ПФМ медно-порфировых месторождений являются (табл. 10.14, рис. 10.44):

**Физические свойства горных пород и руд медно-молибденового  
порфирового месторождения (Центральный Казахстан)**

Породы, руды	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\kappa$ , $10^{-5}$ ед. СИ	$\eta$ , %	$\rho$ , Ом·м
1. В м е щ а ю щ и й П С В К				
Песчаники, конгломераты	2,41—2,76	5—500	0,2—0,8	700—1500
Андезитовые порфири- ты	2,61—2,74	210—3800	0,2—0,8	400—1000
Гранодиориты, гра- нодиорит-порфиры	2,68—2,78	470—4500	0,9—2,7	500—1100
Гранит-порфиры, пла- гиограниты	2,62—2,76	120—1100	1,1—2,2	500—1100
2. Р у д н о - м е т а с о м а т и ч е с к и й П С В К				
Кварц-серицитовые метасоматиты: по гранодиорит-пор- фирам	2,6—2,81	4—130	1,0—10,0	100—300
то же по гранит-пор- фирам	2,63—2,75	5—45	1,0—9,2	100—300
Медно-молибденовые руды	2,61—2,92	9—60	1,1—22,0	100—200

а) повышенные магнитность и плотность рудоносных гранитоидов в сравнении с вулканогенно-осадочными породами рамы;

б) близкие тенденции в поведении физических параметров пород при оруденении и гидротермальном изменении;

в) низкая магнитность руд и большинства гидротермально измененных пород;

г) повышенная поляризуемость и слабоповышенная электропроводность руд и метасоматитов;

д) единая зональность изменения физических параметров рудовмещающих пород и рудных тел.

Обратите внимание на разный уровень электрических параметров руд медно-порфировых месторождений и руд ранее рассмотренных колчеданных и скарново-магнетитовых месторождений. При сохранении общей тенденции — более высокие поляризуемость и электропроводность руд в сравнении с вмещающими породами — руды медно-порфировых



месторождений менее значительно отличаются от вмещающих пород по электрическим параметрам, нежели руды колчеданных или скарново-магнетитовых месторождений (см. табл. 10.11, 10.13).

Обобщенная петрофизическая модель медно-молибден-порфирового месторождения представлена на рис. 10.44. Петрофизические изменения пород, связанные с медно-пор-

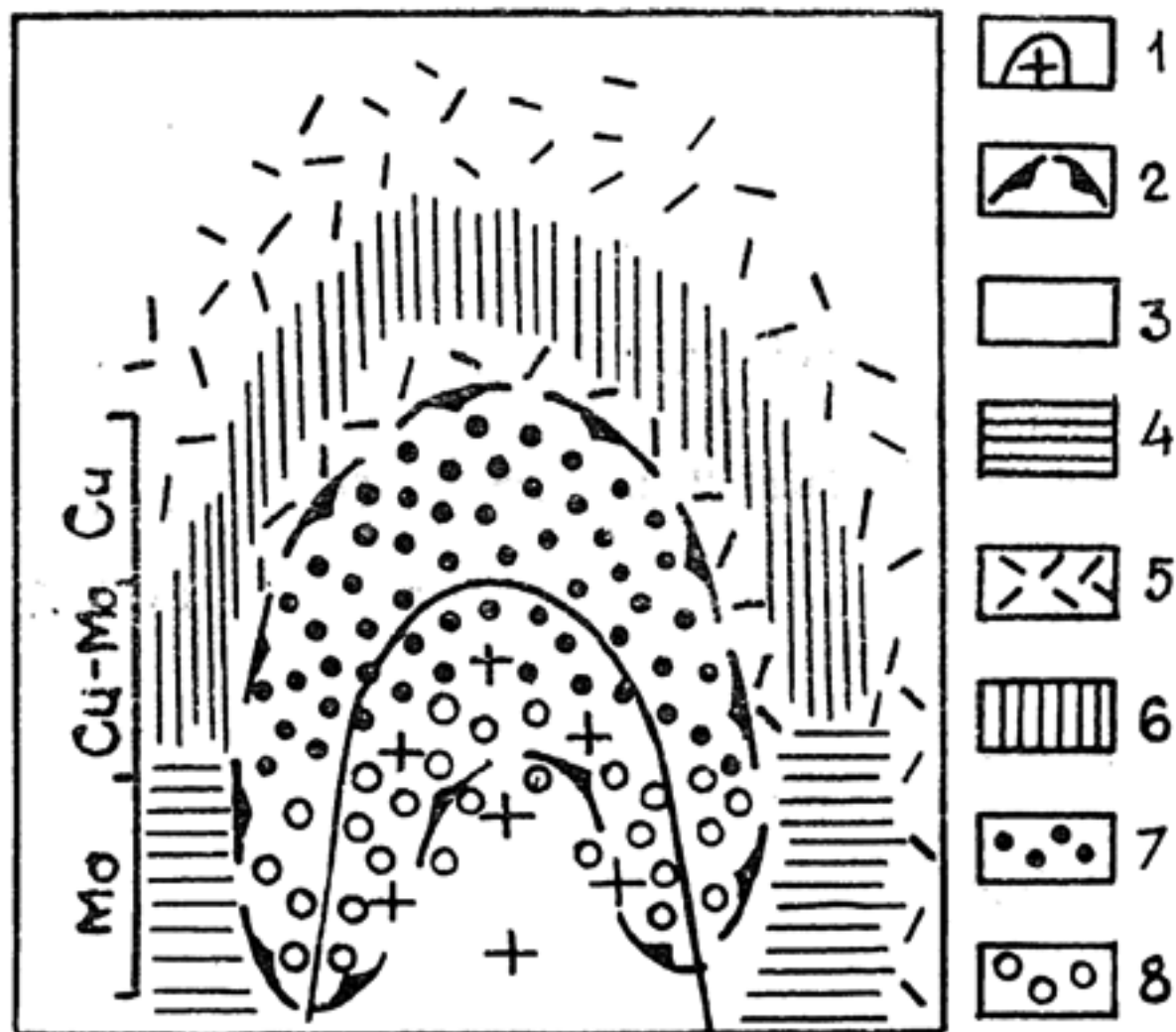


Рис. 10.44. Обобщенная петрофизическая модель медно-молибден-порфирового месторождения (по материалам А. И. Кривцова, 1987; И. Г. Павловой, 1983 и др.):

1 — рудоносный порфировый интрузив; 2 — границы рудного тела; 3 — вмещающие породы за пределами петрофизических изменений; 4 — зона повышенной магнитности; 5—8 — область низкой магнитности и повышенной электропроводности пород и руд; 5—6 — зона пониженной радиоактивности, повышенной (5) и высокой (6) поляризуемости; 7—8 — зона повышенной радиоактивности, повышенной (7) и слабоповышенной (8) поляризуемости

фировым оруденением, захватывают большие объемы пород и распространяются далеко (сотни метров) за пределы рудных тел. Главное в модели — петрофизическая зональность (закономерное следование в пространстве пород с различным набором физических параметров), согласующаяся с метасоматической и рудной зональностью.

Основную часть зональной структуры занимает область низкой ( $\kappa$  порядка  $10^{-5}$  ед. СИ) магнитности и повышенной электропроводности. Причина низкой магнитности руд и рудовмещающих пород заключается в замещении магнетита пиритом в ходе рудно-метасоматических процессов. Повышение электропроводности пород обусловлено их повышенной пористостью и сульфидоносностью. В пределах области низкой магнитности и повышенной электропроводности выделяются две петрофизические зоны — повышенной и пониженной радиоактивности, занимающие различное положение относительно рудных тел.

Стержнем зональной структуры медно-порфировых месторождений является рудоносный порфировый шток (см. рис. 10.44). Ее центральную часть слагает зона повышенной радиоактивности, совпадающая с рудным телом и обрамляемая зоной пониженной радиоактивности, которая сменяется на глубине зоной повышенной магнитности.

Зона повышенной радиоактивности сложена калишпат-биотитовыми (в нижней части) и хлорит-серицитовыми метасоматитами. Наличие калийсодержащих минералов в метасоматитах, а также относительно высокая температура минералообразования калишпат-биотитовых метасоматитов явились причиной слабого повышения радиоактивности пород зоны, не характерного для других пород зональной структуры. Зона вмещает медно-молибденовое оруденение, представленное вкрапленностью молибденита с халькопиритом в калишпат-биотитовых метасоматитах и халькопирита (до 1—3%) с пиритом в хлорит-серицитовых. В вертикальном разрезе зоны молибденовая минерализация сменяется медно-молибденовой, а затем — медной, увеличивается количество сульфидов в метасоматитах, и, соответственно, — их поляризуемость ( $\eta$  до 10%).

Зона пониженной радиоактивности обрамляет рудное тело и представлена относительно низкотемпературными метасоматитами типа пропилитов (эпидот, хлорит, кварц, карбонат, пирит). Породы зоны характеризуются повышенной поляризуемостью за счет вкрапленности пирита, количество которого возрастает в направлении к границам рудного тела. Здесь же развита не имеющая промышленного значения свинцово-цинковая сульфидная минерализация. Фактически тело медно-молибденовых руд оказывается окруженным чехлом интенсивно сульфидированных (пиритизированных) пород с повышенной и высокой (до 20—25%) поляризуемостью, превышающей поляризуемость медно-молибденовых



руд. На глубине, на уровне молибденитовой минерализации, подзона повышенной и высокой поляризуемости (пиритизации) сменяется зоной повышенной магнитности, сложенной относительно высокотемпературными метасоматитами с вкрапленностью магнетита.

#### 10.4.4. Редкометалльные

Редкометалльные месторождения образуют группу относительно высокотемпературных гидротермальных месторождений вольфрама, молибдена, олова, а также циркония, тантана, ниобия и др. Месторождения связаны с кислым и умеренно кислым магматизмом и образовались в поздние стадии тектоно-магматических циклов развития геосинклинально-складчатых систем. Редкометалльным провинциям соответствуют региональные минимумы гравитационного поля, обусловленные повышенной мощностью земной коры за счет утолщения гранито-метаморфического слоя.

Рудные тела представлены кварцевыми жилами и штокверками с молибденитом, вольфрамитом, шеелитом, касситеритом. В рудах встречаются магнетит, пирит, халькопирит, другие сульфиды. Широко развиты высокотемпературные метасоматиты — грейзены, альбититы, калишпатиты, реже — кварц-серицитовые метасоматиты.

Рудоносные интрузии — гипабиссальные, отличаются многофазностью внедрения, повышенной калиевой или натриевой щелочностью, геохимической специализацией на соответствующие элементы [Шерба, 1983]. Руды локализуются в так называемой «интрузив-надынтрузивной зоне», занимающей апикальные части плутонов, выступы, расположенные, как правило, над утолщением массивов.

С петрофизической точки зрения редкометалльные месторождения обладают следующими особенностями:

а) пониженная плотность рудоносных гранитоидов в сравнении с вмещающими породами надынтрузивной зоны (табл. 10.15), а также понижение их магнитности от ранних фаз к поздним; наличие в экзоконтактах гранитоидных массивов магнитных роговиков;

б) слабое повышение поляризуемости руд, связанное с их невысокой сульфидностью;

в) низкая и пониженная магнитность руд и метасоматитов (табл. 10.15, 10.16);

г) повышенная и высокая радиоактивность руд и метасоматитов, согласованность радиогеохимической и рудной зональности (рис. 10.45).



Петрофизическая модель штокверкового шеелит-молибденитового месторождения Центрального Казахстана (по В. В. Бродовому, 1987)

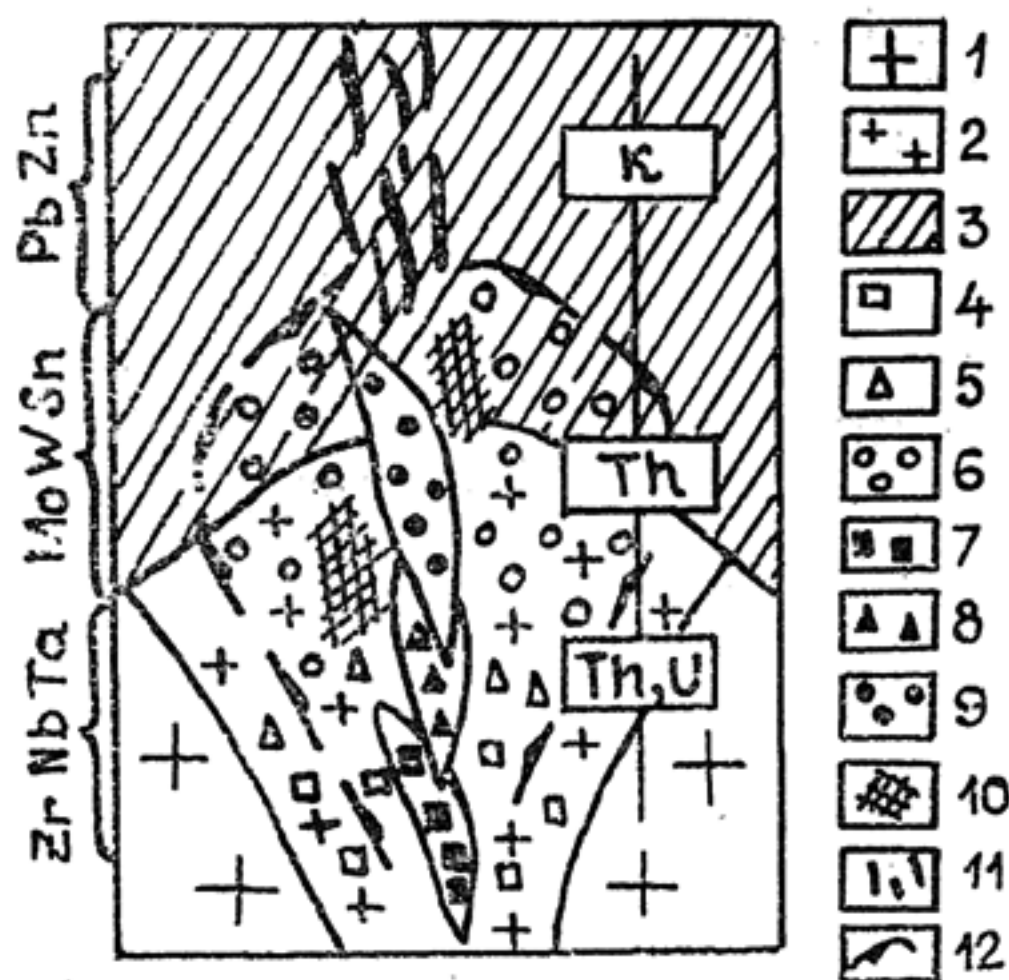
Породы, ПСВК	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$\kappa$ , $10^{-5}$ ед. СИ	$\rho$ , Ом·м	$\eta$ , %	$U_p$ , км/с
1. Туфогенно-осадочный ПСВК надынтрुзивной зоны:					
песчаники	2,69	10—125	100—1000	2	2—4,5
сланцы	2,65—2,75	10—250	100—500		4—5
роговики		350—2500			
2. ПСВК гранитоидов:					
основной фазы	2,55—2,60	до 1000	1000—3000	2	6
дополнительной фазы		125—350			
3. Рудно-метасоматический ПСВК:					
грейнезированные граниты	2,6—2,7	125—250	100—1000	5—6	3,5—5
рудный штокверк в калиевых метасоматитах надынтрुзивной зоны	2,6—2,65	0—125	1—10	до 15	

Остановимся подробнее на последних двух особенностях. В целом магнитность пород в ходе рудно-магматического процесса снижается: поздние фазы гранитоидов менее магнитны, чем ранние, а руды и метасоматиты менее магнитны, чем поздние гранитоиды (табл. 10.15). Понижение магнитности руд и метасоматитов связано с замещением в породах ферромагнитного магнетита на парамагнитный пирит, что можно видеть из данных табл. 10.16. В кварц-серицитовых метасоматитах и связанных с ними рудах магнитная восприимчивость понижается до  $(0,1—10) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, что соответствует практически полному отсутствию магнетита в рудах и метасоматитах. В более высокотемпературных рудах, ассоциирующих с грейзенами, калишпатитами, наряду с пиритом может присутствовать в небольших количествах магнетит. Магнитная восприимчивость таких руд

всегда пониженная в сравнении с вмещающими породами, но может достигать  $10^{-3}$  ед. СИ в зависимости от содержания магнетита (см. табл. 10.15).

Повышенная и высокая радиоактивность руд и метасоматитов является наиболее характерным свойством редко-

Рис. 10.45. Обобщенная радиогеохимическая модель грейзенового редкометалльного месторождения (по материалам Н. Г. Щербы, 1983; Э. Я. Островского, 1977): 1—2 — рудоносные интрузии основной (1) и дополнительной фаз внедрения; 3 — вмещающий вулканогенно-осадочный комплекс; 4—6 — калишпатизация (4), альбитизация (5) и грейзенизация (6) пород; 7—11 — рудометасоматический комплекс: калишпатиты (7), альбититы (8), грейзены (9), штокверки (10), жилы (11); 12 — граница зоны грейзенизации. В прямоугольниках — радиоактивные элементы, накапливающиеся на соответствующем уровне рудно-метасоматической колонны



металльных месторождений. Термодинамические и геохимические условия рудоотложения редкометалльных месторождений весьма схожи с таковыми областей накопления урана и тория, в меньшей степени — калия. Ассоциация радио-

Таблица 10.16

Изменение физических параметров кварцевых диоритов Инкурского вольфрамового месторождения при их метасоматическом преобразовании.

Порода	Физические свойства		Содержание минералов, г/т	
	$\kappa, 10^{-5}$ ед. СИ	$\sigma, \text{г/см}^3$	Магнетит	Пирит
Кварцевый диорит	1100	2,78	1000	0,5
Серицитизированный кварцевый диорит	220	2,75	450	4700
Кварц-серицитовый метасоматит	0,1	2,75	17	8600

активных и рудных элементов особенно характерна для наиболее высокотемпературных руд — редкоземельно-циркониевых, тантало-ниобиевых, радиоактивность которых, как правило, прямо связана с богатством руд: чем более богатые руды, тем выше их радиоактивность.

В вертикальном разрезе редкометалльного месторождения изменяется соотношение радиоактивных элементов в рудах и метасоматитах. Радиогеохимическая зональность месторождений согласуется с их рудно-метасоматической зональностью и в обобщенном виде заключается в следующем (см. рис. 10.45). Подрудные калишпатизированные породы характеризуются накоплением всех радиоактивных элементов — урана, тория и калия. Локализованные выше альбититы с циркониевой и тантал-ниобиевой минерализацией отличаются повышенными содержаниями урана и тория и выносом калия. В зоне грейзенизации и развития молибден-вольфрам-оловянного оруденения происходит накопление тория при выносе калия и нейтральном поведении урана. Калий может частично отлагаться в верхних частях названной зоны, но чаще всего области накопления калия, не сопровождающиеся повышениями других радиоактивных элементов, располагаются выше и на флангах редкометалльных месторождений и соответствуют кварц-серицитовым метасоматитам с непромышленной полиметаллической минерализацией (см. рис. 10.45).

Среди редкометалльных месторождений особое место занимают собственно оловорудные месторождения. В рудно-метасоматическом процессе олово ведет себя по-разному, проявляя как литофильные, так и халькофильные свойства. Первое проявляется в ассоциациях олова с такими литофильными элементами, как вольфрам и молибден, и образовании комплексных молибден-оловянных и вольфрам-оловянных руд. Петрофизическую характеристику таких месторождений мы уже рассмотрели. Кроме того, наблюдается ассоциация олова с полиметаллами (свинец, цинк), в чем проявляются его халькофильные свойства и с чем связаны петрофизические особенности собственно оловорудных месторождений.

Оловорудные месторождения Приморья относятся преимущественно к касситерит-сульфидной и касситерит-силикатной формациям. Они пространственно ассоциируют с практически немагнитными и низкоплотными ( $\sigma < 2,6 \text{ г/см}^3$ ) гранитоидами, как правило, обрамленными зоной биотитизированных и ороговикованных пород повы-



шенной плотности ( $\sigma > 2,7 \text{ г/см}^3$ ) и магнитности ( $\kappa > 300 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ). Месторождения касситерит-силикатной формации (касситерит-турмалин-хлоритовые жилы и прожилки) локализованы в надынтрузивной зоне в пределах и на фронте биотитовых метасоматитов, касситерит-сульфидные месторождения — на значительном удалении от гранитоидов (рис. 10.46). В последнем случае гранитоидные массивы предполагаются, по геофизическим данным, на глубинах более километра под месторождениями.

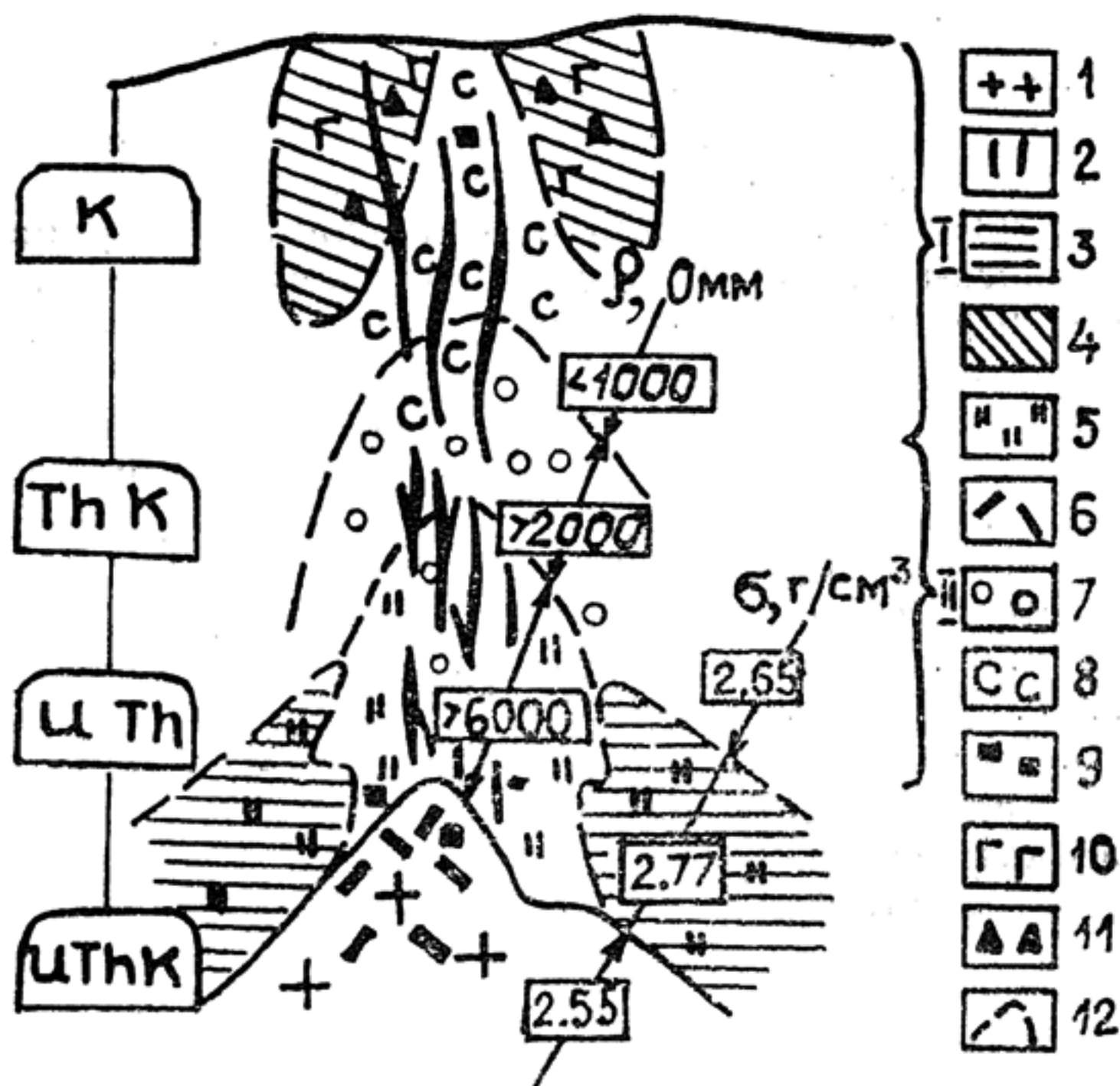


Рис. 10.46. Петрофизическая модель рудомещающей среды оловорудных месторождений касситерит-сульфидной (I) и касситерит-силикатной (II) формаций (Приморье [по материалам Антипова В. С., 1980; Мишина Л. Т., 1991; Томсон, 1988]):

1 — граниты; 2 — рудные тела касситерит-сульфидного (I) и турмалин-хлорит-касситеритового (II) состава; 3 — зона повышенной и высокой магнитности; 4 — зона повышенных поляризуемости и магнитности; 5—11 — метасоматические изменения: биотитизация и орговикование (5), грейзенизация (6), окварцевание (7), серицитизация (8), пиритизация (9), графитизация (10), пирротинизация (11); 12 — границы петрофизических неоднородностей рудовмещающих терригенных пород

Физические параметры руд в значительной степени зависят от их сульфидности (рис. 10.47). При увеличении содержания в рудах сульфидов возрастают плотность (от 2,8 до 3,7 г/см<sup>3</sup>), поляризуемость (от 1—6 до 18—20%), понижается удельное электрическое сопротивление (от 10<sup>3</sup>—10<sup>6</sup> до 1—100 Ом·м). Для месторождений характерно присутствие в рудах пирротина. Средняя магнитная восприимчивость пирротинсодержащих руд достигает  $(4—5) \cdot 10^{-2}$  ед. СИ, а отношение остаточной и индуктивной намагниченности — 3—7 единиц.

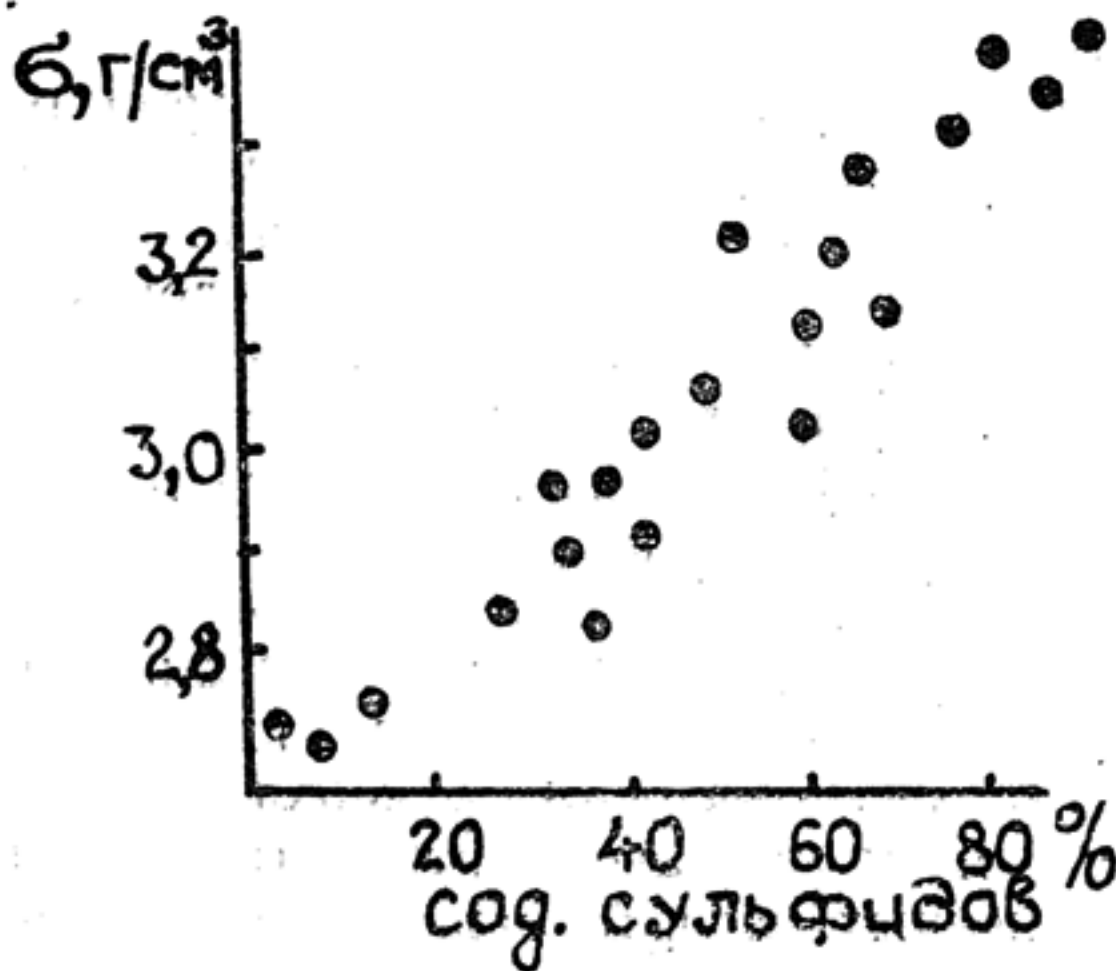


Рис. 10.47. Зависимость плотности сульфидно-касситеритовых руд от содержания в них сульфидов

Содержание и состав сульфидов изменяются в вертикальном разрезе рудных тел. Наиболее высокие концентрации сульфидов характерны для нижних и верхних частей рудных тел, наименьшие — для центральных, наиболее оловоносных. На глубине сульфидный парагенезис представлен халькопиритом и арсенопиритом, на средних горизонтах максимально развит пирротин, в верхней части рудных тел — преимущественно галенит и сфалерит. Таким образом, наиболее богатые и магнитные руды центральных частей месторождений окаймляются чехлом менее магнитных руд с повышенными поляризуемостью и электропроводностью.

Рудные тела локализованы в гидротермально преобразованных терригенных породах. Основные процессы, приведшие к значительному изменению петрофизического облика рудовмещающих пород, выражаются в:

— пирротинизации, развивающейся по дорудным биотитовым и углеродистым метасоматитам, и увеличивающейся их магнитности ( $\chi > 300 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ);

— окварцевании, серицитизации и ороговикования, сопровождающихся понижением магнитности пород и повышением их удельного электрического сопротивления (до 5—7 тыс. Ом·м);

— грейзенизации и пиритизации, повышающей поляризуемость пород и понижающей их магнитность [до  $(0,1—10) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ];

— графитизации, существенно увеличивающей поляризуемость пород (до 15—20%).

Петрофизические изменения рудовмещающих пород распространяются на значительном расстоянии от рудных тел (см. рис. 10.46), что имеет важное поисковое значение.

Отдельные петрофизические неоднородности рудовмещающих пород занимают различное положение относительно рудных тел различного состава, что также может быть использовано в поисковых целях. Рудные тела расположены в зоне пониженной магнитности и повышенного удельного сопротивления. В нижних частях месторождения с касситерит-турмалиновым составом руд (подрудный уровень) они окружены зоной повышенной и высокой магнитности, соответствующей биотитовым метасоматитам, в верхних с касситерит-сфалерит-галенитовым составом руд (надрудный уровень) — зоной повышенных магнитности и поляризуемости, связанной с пирротинизацией и графитизацией терригенных пород. Область промышленного оловянного обогащения располагается между названными уровнями. Рудовмещающие породы здесь отличаются промежуточными значениями удельных электрических сопротивлений (2—6 тыс. Ом·м).

Рудовмещающие породы характеризуются повышенной радиоактивностью. При этом в вертикальном разрезе месторождений изменяется соотношение радиоактивных элементов (см. рис. 10.46). В породах надрудного уровня накапливается преимущественно калий. Его содержание в среднем в 4 раза превышает содержание за пределами месторождений [Антипов, 1980]. На рудном уровне характерны повышенные концентрации калия и тория (в среднем в 3,3 раза), а на подрудном — урана и тория (в 2,6 и 4,2 раза соответственно). В целом радиогеохимическая зональность оловорудных месторождений аналогична таковой на других редкометалльных месторождениях (см. рис. 10.45).



### 10.4.5. Золото-кварцево-сульфидные

К этой группе относятся месторождения, представленные золотосодержащими кварцевыми, сульфидно-кварцевыми жилами и жильными зонами, кварцево-сульфидными метасоматическими залежами, жилами и минерализованными зонами. Сульфидный состав руд весьма разнообразен — пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, пирротин. В рудах, кроме кварца, могут присутствовать карбонаты, серицит, турмалин и др. Околорудные изменения выражаются в березитизации, лиственитизации (по средним и основным разностям пород), а также в окварцевании, карбонатизации и серицитизации.

Таблица 10.17

Физические свойства золото-кварцево-сульфидных руд  
Советского месторождения (по Ф. Б. Бакшту, 1984)

Рудные ПСВК	$10^{-5} \frac{\%}{\text{ед. Си}}$	$\frac{Q}{\text{отн. ед.}}$	$\sigma, \text{ г/см}^3$	$\eta, \%$
Кварцевый с вкрапленностью сульфидов	0,1—370* (3,6)	0,1—48,0 (0,3)	2,58—2,74 (2,66)	0,5—25,0 (0,9)
Сульфидно-кварцевый	0,1—335 (20,5)	0,1—16,0 (1,7)	2,56—4,3 (2,76)	0,5—50,4 (2,8)
Сульфидный с включением кварца	0,1—58 (16,2)	0,1—1,9 (0,7)	3,2—5,1 (4,13)	3,2—80,0 (8,0)

\* Интервал изменения; в скобках — среднее значение.

По физическим параметрам руды весьма разнообразны (табл. 10.17). Их плотность, поляризуемость и удельное электрическое сопротивление определяются соотношением в рудах кварца и сульфидов, намагниченность зависит от присутствия и содержания пирротина. В сравнении с вмещающими породами руды в большинстве случаев менее магнитны, отличаются повышенной поляризуемостью. Удельное электрическое сопротивление руд может быть больше (при существенно кварцевом составе) или меньше (при преобладании в рудах сульфидов), чем у вмещающих пород. Околорудные метасоматиты, как правило, менее магнитны, чем вмещающие породы. Интенсивное окварцевание может привести также к понижению плотности и радиоактивности пород, к увеличению их удельных электрических сопротивлений.

Золото-кварцево-сульфидные месторождения отличаются весьма сложной петрофизической обстановкой. Общие ее особенности заключаются в следующем:

а) формированию оруденения и околорудных метасоматитов предшествовали интенсивные, распространяющиеся на большие объемы петрофизические изменения вмещающих пород. Эти изменения соответствуют как явным метасоматитам (кварц-полевошпатовым, кварц-карбонатным), так и породам, метасоматические изменения которых не имеют яркого минералогического выражения. По аномальным физическим параметрам этих пород можно судить о новообразованиях в них магнетита, сульфидов, графита и др.;

б) петрофизические изменения вмещающих пород носят «дипольный характер»: повышения петрофизического параметра сопровождаются его понижениями в сопредельной области; интенсивности повышения и понижения петрофизических параметров согласованы по величине. Это характеризует метасоматические процессы, приведшие к петрофизическим изменениям вмещающих пород месторождений золота, как процессы перераспределения в породах железа, серы, углерода, кремния и др.;

в) рудные тела располагаются в породах с определенной петрофизической характеристикой, отличной от таковой за пределами месторождений. Имеет место своего рода петрофизический контроль оруденения. Во всех случаях рудовмещающие породы обладают повышенной электрохимической активностью за счет присутствия в них минералов-полупроводников с различными электродными потенциалами и типом носителей тока;

г) обнаруживается взаимосвязь между составом и богатством руд и петрофизическими особенностями рудовмещающих пород. Как правило, масштабы петрофизических изменений вмещающих пород соответствуют масштабам локализованного в них золотого оруденения.

Нетрудно заметить, что перечисленные петрофизические особенности вмещающих пород месторождений золота имеют важное поисковое значение, обусловленное в первую очередь большими объемами пород, затронутых петрофизическими изменениями. Рудные тела, хотя и обладают аномальными физическими свойствами, в геофизических полях практически не отражаются из-за их небольших размеров.



В зависимости от состава вмещающих пород выделяют-ся две петрофизические группы золото-кварцево-сульфид-ных месторождений. Месторождения первой петрофизичес-кой группы локализованы в магматических породах и про-странственно ассоциируют с повышенно-магнитными, обога-щенными железом и магнетитом породами. Месторождения второй петрофизической группы располагаются в сланце-вых толщах и пространственно связаны с повышенно-поля-ризующимися графитизированными породами с повышен-ными содержаниями углерода, пиритизированными и иног-да пирротинизированными.

Месторождения первой петрофизической группы распо-лагаются в эвгеосинклинальных областях и областях текто-но-магматической активизации складчатых систем. В реги-ональном гравитационном поле рудные районы пространст-венно приурочены к положительным аномалиям ускорения силы тяжести вблизи их границы с отрицательными. Ха-рактерны: широкое развитие магматических пород повы-шенной основности; явление унаследованности гранитоида-ми состава и магнитности замещаемых вулканогенных по-род; формирование на фронте гранитизации повышенно-ос-новных обогащенных магнетитом пород. Формирование мес-торождений происходило на поздних стадиях тектоно-маг-матических циклов и парагенетически связано с послебата-литовыми комплексами даек и малых интрузий умеренно кислого состава. Типичным представителем месторождений первой петрофизической группы является Дарасунское месторождение.

Дарасунское золото-кварцево-сульфид-ное месторождение находится в пределах золото-мо-либденового металлогенетического пояса Восточного За-байкалья, выделенного С. С. Смирновым. Месторождение расположено в блоке наиболее древних (верхний протеро-зой—нижний палеозой) и наиболее основных и магнитных пород — габброидов, диоритов, кварцевых диоритов, остав-шихся от замещения мезозойскими гранитоидными интру-зиями. Золотое оруденение парагенетически связано с комп-лексом даек и малых тел плагиогранит- и фельзит-порфи-ров и сформировалось в период мезозойской тектоно-маг-матической активизации района. Рудные тела представле-ны золотоносными кварцево-сульфидными жилами и мине-рализованными зонами. Околорудные метасоматические из-менения вмещающих пород выразились в их березитизации и лиственитизации.



Руды характеризуются повышенной сульфидностью и содержат, кроме кварца (и турмалина), пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит и блеклые руды. На глубоких горизонтах появляется пирротин, что увеличивает магнитную восприимчивость руд (от  $10^{-5}$ — $10^{-4}$  до  $10^{-3}$  и более ед. СИ). Следует отметить изменение в вертикальном разрезе рудных тел термоэлектрических свойств пирита: на верхних горизонтах пирит преимущественно дырочный, на нижних — электронный. Наиболее золотоносны руды со смешанным типом проводимости пирита (электронно-дырочным), сложным составом сульфидов и общей повышенной сульфидностью и как следствие — отличающиеся повышенной поляризуемостью и плотностью.

Околорудные изменения вмещающих пород во всех случаях приводят к понижению их магнитной восприимчивости (до  $10^{-6}$ — $10^{-5}$  ед. СИ), связанному как с замещением магнетита вмещающих пород пиритом, так и с частичным выносом железа из изменяемых пород (рис. 10.48). В послед-

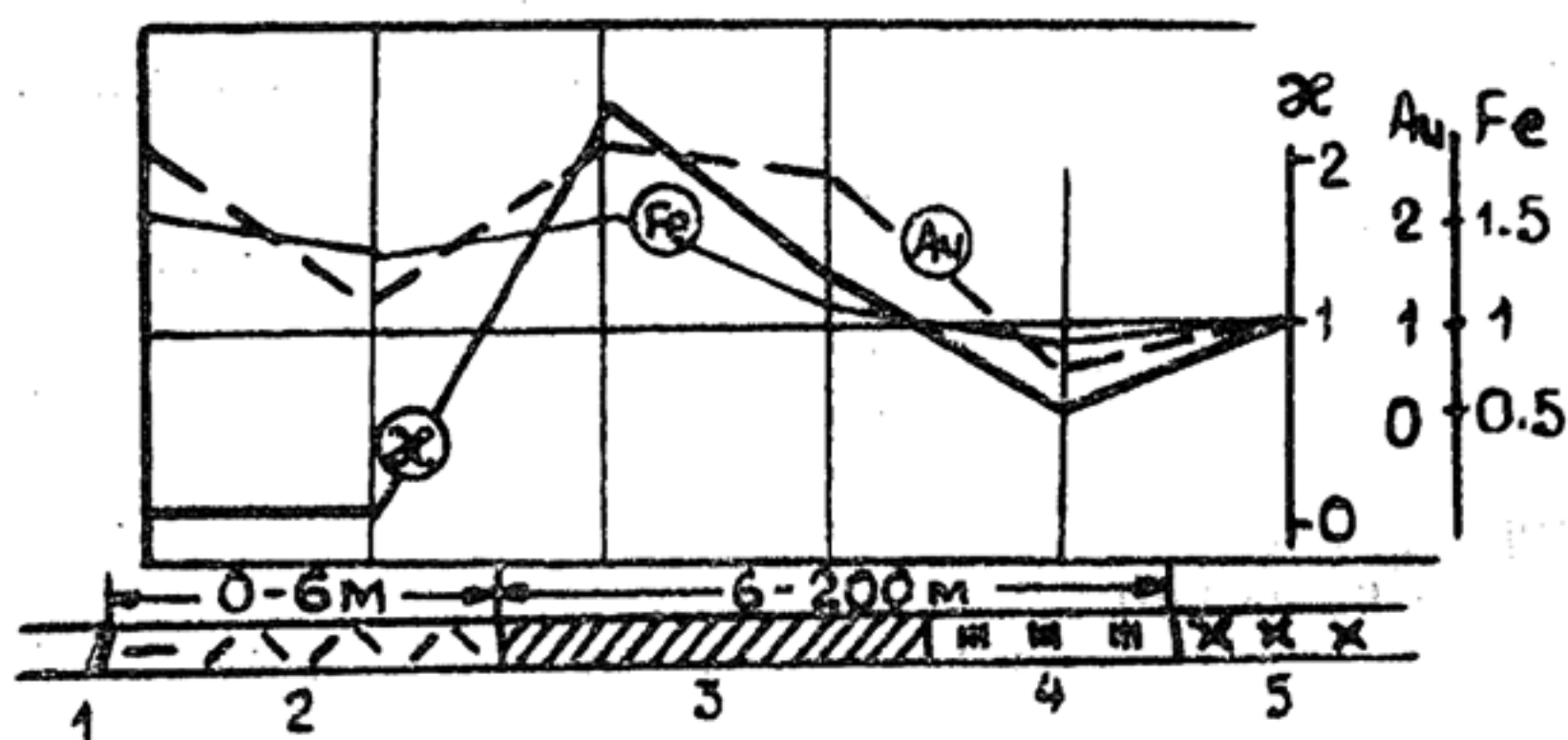


Рис. 10.48. Относительные изменения магнитной восприимчивости пород и содержаний в них золота и железа по разрезу, секущему кварцево-сульфидную жилу Дарасунского месторождения:

1 — жила; 2 — лиственит; 3 — амфибол-биотитовый метасоматит; 4 — эпидот-альбитовый метасоматит; 5 — кварцевый диорит

нем случае понижению магнитности пород соответствует также понижение их плотности. На флангах околорудных метасоматитов происходит, как правило, локальное повышение магнитной восприимчивости (до  $10^{-3}$ — $10^{-2}$  ед. СИ), обусловленное микроскопическими выделениями магнетита при замещении роговой обманки и биотита хлоритом. Вся область изменения характеризуется повышенным отноше-

нием остаточной и индуктивной намагниченности, часто превышающим единицу.

Аномальные физические свойства руд и околорудных метасоматитов с геофизической точки зрения не имеют большого поискового значения как маломощные образования. Мощность кварцево-сульфидных жил составляет первые десятки сантиметров и редко достигает одного метра. Мощность околорудных метасоматитов — первые метры и, как правило, не превышает десяти метров. В силу этого обстоятельства рудные тела и околорудные метасоматиты создают в геофизических полях незначительные изменения.

Характерной особенностью месторождений дарасунского типа является избирательная приуроченность золотого ору-

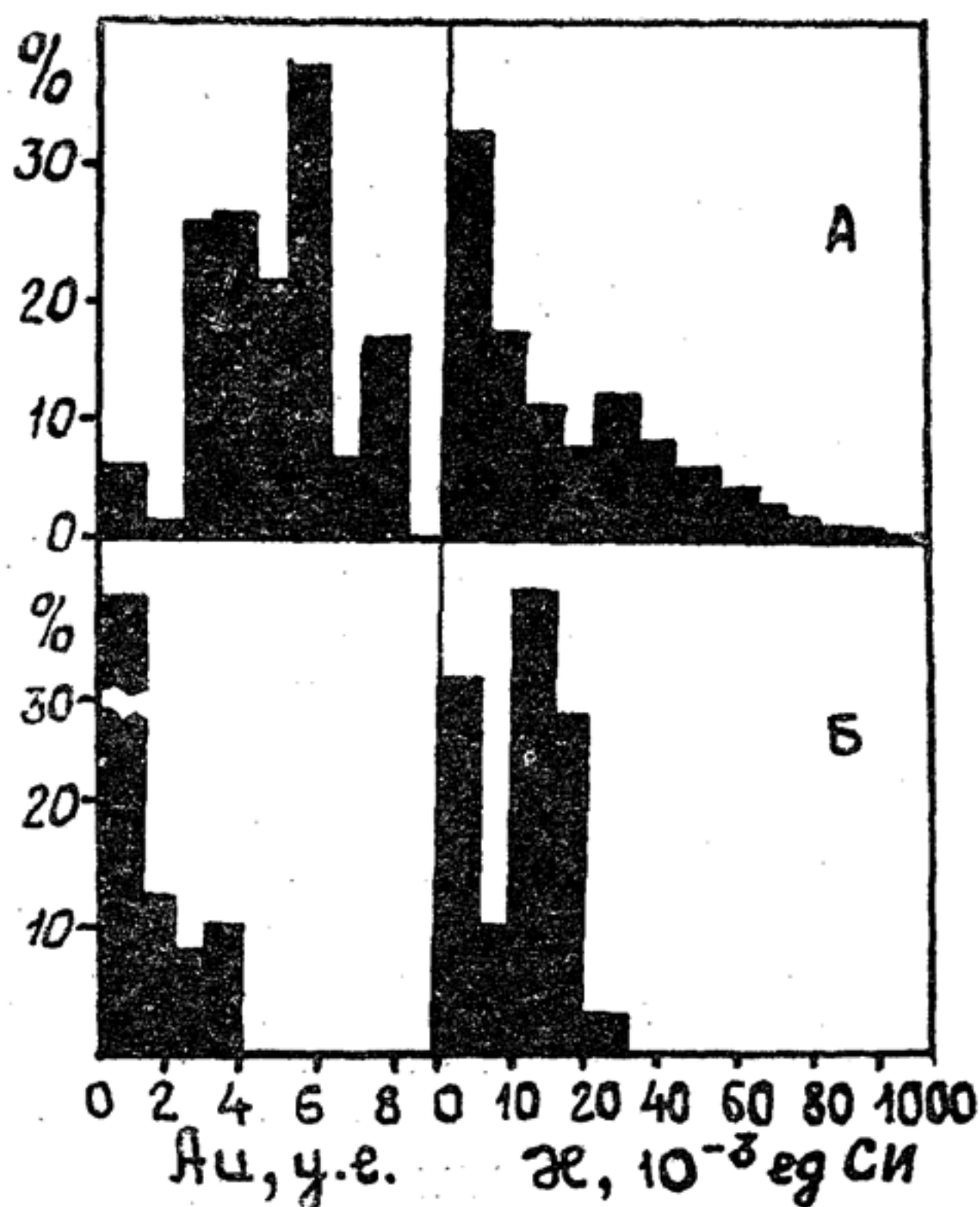


Рис. 10.49. Гистограммы распределения содержания золота в жилах и магнитной восприимчивости рудовмещающих пород на Дарасунском месторождении:

А — богатые жилы; Б — бедные жилы и минерализованные зоны

денения к повышенно-магнитным и пониженно-радиоактивным породам (рис. 10.49, 10.50, табл. 10.18):

а) кварцево-сульфидные жилы вмещают промышленную золотую минерализацию лишь при расположении их в пределах зоны повышенно- и высоко-магнитных и пониженно-радиоактивных пород, а за пределами этой зоны трансформируются в слабоминерализованные малосульфидные кварц-пиритовые жилы и метасоматические зоны;

б) золото-кварцево-сульфидные жилы наиболее обогащены золотом при пересечении ими пород вышеназванной зоны с наиболее высокими магнитностью, плотностью и с наиболее низкой радиоактивностью. Иными словами, содержание золота в жиле зависит от петрофизических особенностей рудовмещающих пород.

Физические свойства пород зоны повышенной и высокой магнитности в сравнении с окружающими ее породами приведены в табл. 10.18. Кроме высоких значений магнитной восприимчивости и плотности, пониженной и низкой радиоактивности, породы рудовмещающей зоны отличаются относительно более высокой долей остаточной намагниченности в общем намагничении породы, что не характерно для нижнепалеозойских и протерозойских пород района. Породы зоны содержат рассеянную мелкокристаллическую вкрапленность сульфидов, преимущественно пирита, который отличается от пиритов жил и минерализованных зон постоянством значений удельной термо-ЭДС, не выходящих за пределы  $400 \div 250$  мкВ/град., и преимущественно электронным типом проводимости. Эти сульфиды вместе с рассеянными в породе магнетитом обусловили повышенную (до 15—20%) поляризуемость пород зоны.

В сравнении с породами за пределами петрофизических изменений породы зоны повышенной и высокой магнитности отличаются более высокими содержаниями петрогенных оснований, железа, золота, других рудных элементов (см. рис. 10.48). Метасоматические изменения минералогически неярко выражены и проявляются в новообразованиях амфибола, биотита, изменении основности плагиоклазов и в порфиробластовых их выделениях.

По макроскопическому облику породы зоны повышенной и высокой магнитности могут быть приняты за неизмененные интрузивные образования. Кроме аномальных петрофизических и геохимических свойств, на метасоматический генезис пород зоны указывает закономерная пространственная ассоциация их с кремне-щелочными метасоматитами —



**Соотношение состава руд и физических параметров  
рудовмещающих пород на Дарасунском месторождении**

№ п/п	Особенности состава руд и морфология рудных тел	Петрофизическая зона рудовмещающих пород	$\chi$ , $10^{-3}$ ед. СИ	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$J_T$ , мкР/ч
1	Верхняя зона выклинивания: жилы и минерализованные зоны кварц-пирит-арсенопиритовые	Пониженной магнитности и слабоповышенной радиоактивности	7	2,7	9
2	Продуктивная зона (жилы): — подзона пирит-арсенопиритовых руд с галенитом и сфалеритом	Повышенной и высокой магнитности, пониженной радиоактивности	35	27,5	7
	— подзона высокозолотоносных смешанных руд (халькопирит, арсенопирит, блеклые руды)		50	2,87	3
	— подзона существенно пирит-халькопиритовых руд с пирротинном (повышенно-золотоносная)		8—50	2,75	4—20
3	Нижняя зона выклинивания: жилы и минерализованные зоны кварц-пирит-тумалинового состава	Пониженной и низкой магнитности, повышенной радиоактивности	1—18	2,58	12—20

породами окварцованными, калишпатизированными, альбитизированными. Кремне-щелочной метасоматоз приводит к понижению магнитности ( $\chi$  до  $10^{-5}$  ед. СИ) и плотности (на 0,06—0,1 г/см<sup>3</sup>) пород тем более интенсивному, чем интенсивнее процесс метасоматического преобразования. Радиоактивность кремне-щелочных метасоматитов повышена, особенно в калишпатовых их разностях (до 20—25 мкР/ч).

В целом петрофизическая зональность рудовмещающих пород Дарасунского месторождения представляется в следующем виде (рис. 10.50, табл. 10.18). Центральную часть месторождения составляет зона пониженной и низкой магнитности и повышенной радиоактивности, представленная кварц-калишпатовыми метасоматитами и вмещающая шток плагногранит-порфиров с рассеянной кварц-турмалин-пирит-

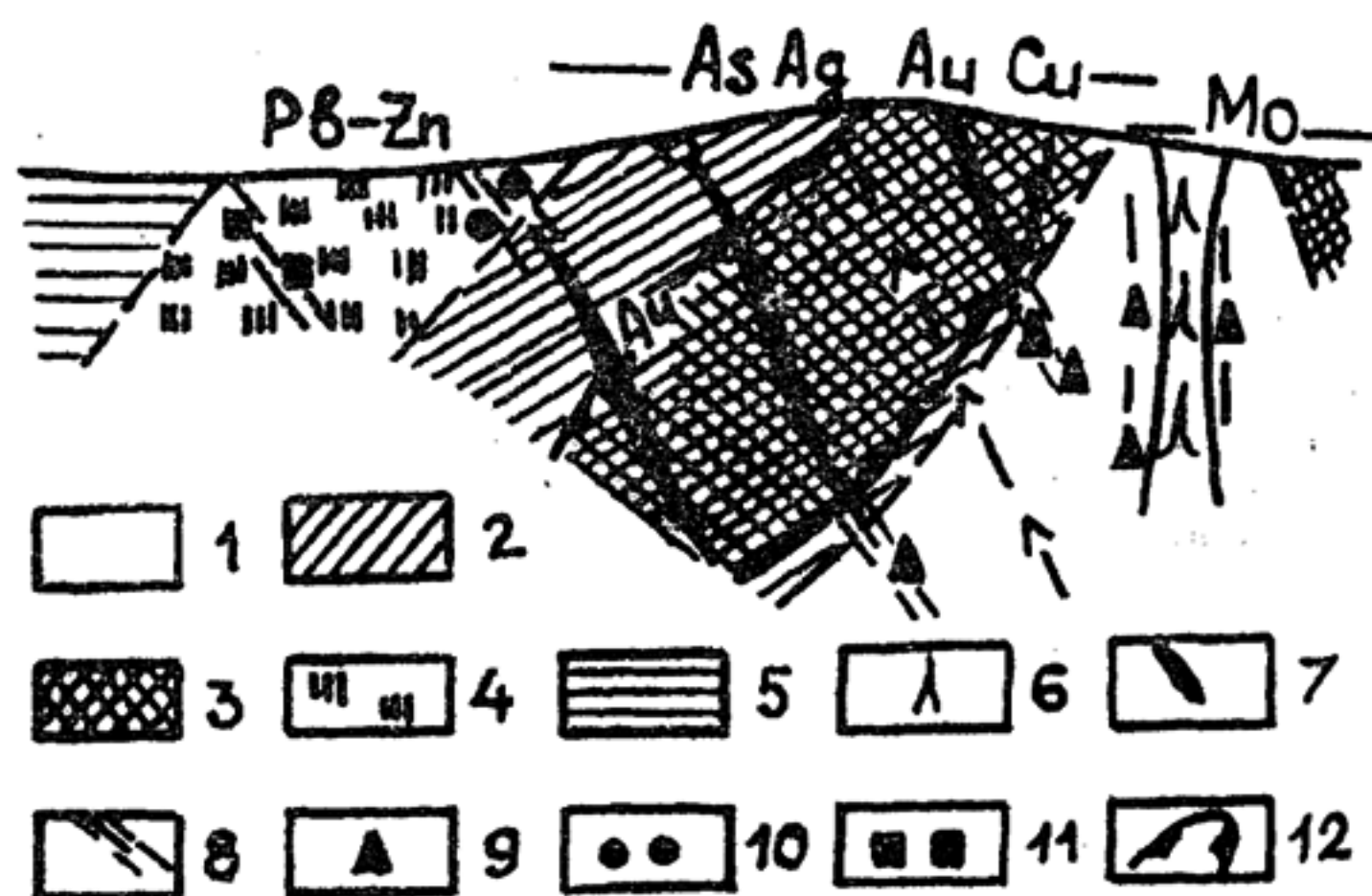


Рис. 10.50. Петрофизическая модель месторождения золота дарасунского типа (разрез):

1—5 — петрофизические зоны: 1 — пониженной и низкой магнитности, повышенной радиоактивности, 2—3 — повышенной (2) и высокой (3) магнитности и пониженной радиоактивности, 4 — пониженной магнитности и слабоповышенной радиоактивности, 5 — породы за пределами петрофизических изменений; 6 — плагногранит-порфиры; 7 — золотоносные кварцево-сульфидные жилы; 8 — зоны рассеянной минерализации: кварц-турмалиновой (9), кварц-пирит-арсенопиритовой (10) и хлорит-карбонат-галенит-сфалеритовой (11); 12 — область повышенной золотоносности жил

товой минерализацией. От центра месторождения к периферии она сменяется рудовмещающей зоной повышенной и высокой магнитности и пониженной радиоактивности с промышленным золотым оруденением. На флангах месторождения развита зона пониженной магнитности и слабоповышенной радиоактивности, представленная эпидот-альбитовыми метасоматитами с непромышленной полиметаллической минерализацией.

Типичными представителями золото-кварцево-сульфидных месторождений второй петрофизической группы явля-

ются месторождения в байкальских складчатых структурах южного обрамления Сибирской платформы (Енисейский кряж, Урик-Китойский и Бодайбинский золоторудные районы). Для них характерны мощные толщи верхнепротерозойских сланцевых и карбонатно-сланцевых пород, метаморфизм которых отвечает преимущественно фации зеленых сланцев. Интрузивный магматизм представлен крупными массивами пород гранитоидного ряда, распространенными, как правило, за пределами золотоносных площадей.

Месторождения Енисейского кряжа располагаются в рифейских сланцевых породах сухопитской серии и приурочены к горизонтам обуглероженных пород в нижней (углеродистые сланцы кординской свиты) и верхней (углеродистые филлиты и филлитовидные сланцы удерейской свиты) частях стратиграфического разреза. Обуглероженные породы характеризуются повышенной радиоактивностью (см. рис. 7.6), рассеянной вкрапленностью сульфидов, преимущественно пирита, повышенными концентрациями ряда рудных элементов, в том числе золота [Злобин и др., 1975; Петров, 1977].

Аномальные петрофизические параметры вмещающих золотое оруденение пород были сформированы в два этапа: предрудный метаморфогенно-метасоматический и рудно-метасоматический. В оба этапа процесс заключался в пространственном разделении кварц-карбонатных (кремне-известковистых) и углеродистых компонент сланцевых пород, что привело к резкой дифференциации их по физическим свойствам.

Во всех случаях при карбонатизации и окварцевании пород происходило их обезуглероживание, сопровождающееся увеличением удельного электрического сопротивления (от первых тысяч до 10 тыс. Ом·м и более) и уменьшением радиоактивности (от 15 до 5 мкР/ч и менее). Обуглероженные породы, напротив, приобретают повышенную радиоактивность (до 20—25 мкР/ч), а удельное электрическое сопротивление их понижается (до 300 Ом·м и менее).

Поляризуемость и магнитность углеродистых пород зависят от степени метаморфического и метасоматического их преобразования. Граничными для петрофизических изменений являются образование из неупорядоченного углеродистого вещества минерала-полупроводника графита и замещение рассеянного в породе пирита ферромагнитным пирротинном. Поляризуемость графитизированных пород изменяется от 4—5 до 40—60% и в среднем составляет 10—



20%. Магнитная восприимчивость пирротинизированных пород может достигать  $10^{-2}$  ед. СИ. Для последних характерна повышенная доля остаточного намагничивания в общей намагниченности пород.

Графитизация и пирротинизация сланцевых пород может быть результатом предрудного метаморфогенно-метасоматического процесса, так что к моменту оруденения вмещающие породы уже были повышенно-магнитные и поляризующиеся (олимпиадинский петрофизический тип), либо процесс преобразования пород достигал уровня новообразования графита и пирротина на рудном этапе, тогда соответствующее изменение физических параметров пород является исключительным показателем золотого оруденения (советский петрофизический тип).

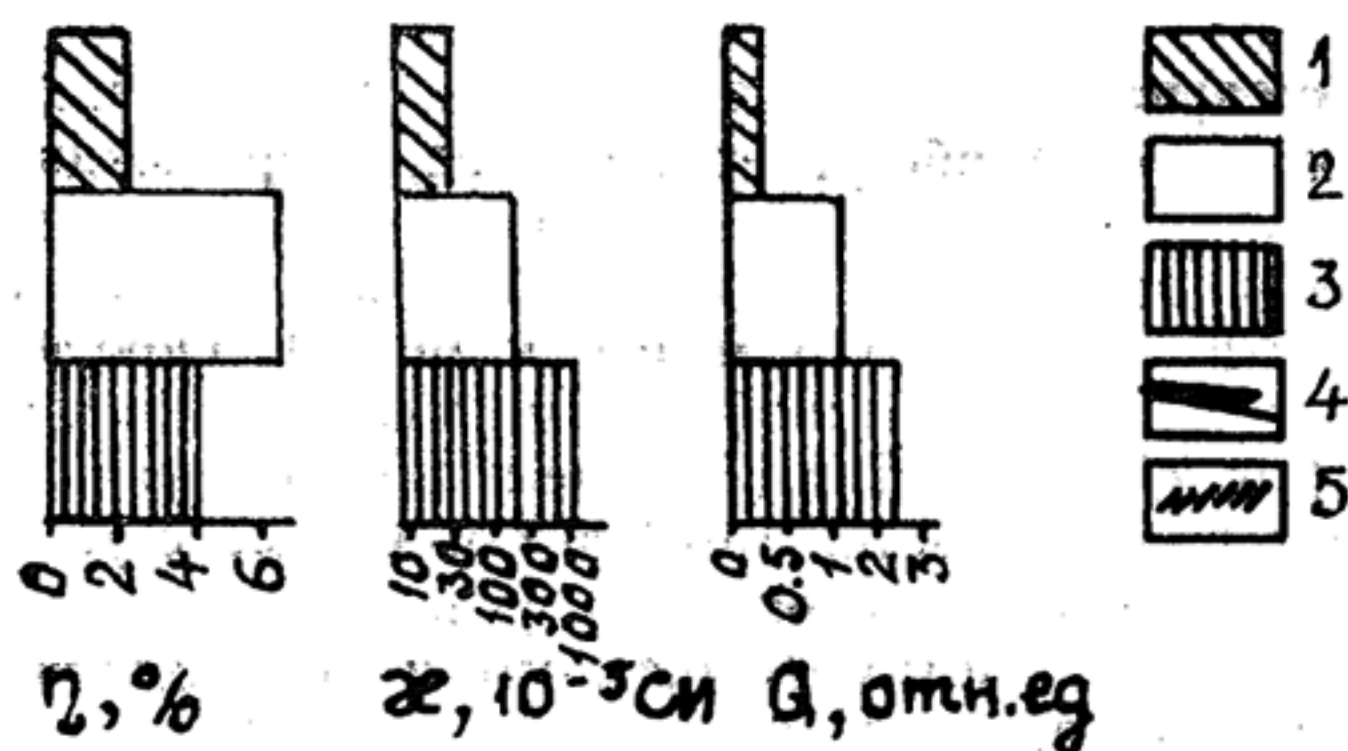
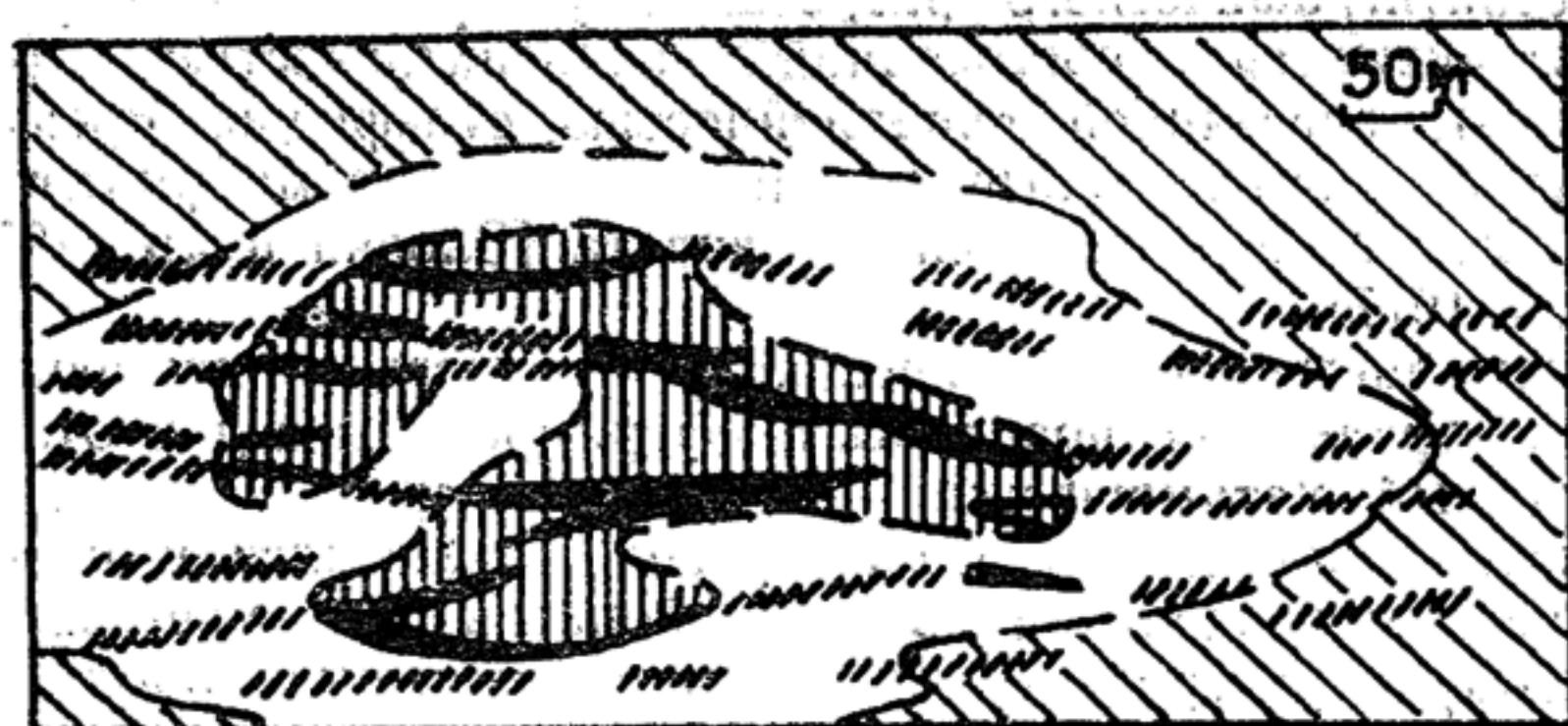


Рис. 10.51. Петрофизическая модель кварцево-жильной зоны Советского месторождения (план):

1 — филлиты за пределами петрофизических изменений; 2 — зона графитизации; 3 — зона пирротинизации; 4 — золотоносные участки кварцевых жил; 5 — безрудные участки кварцевых жил

Советское золото-сульфидно-кварцевое месторождение локализовано в филлитах удерейской свиты, обогащенных углеродом, радиоактивными элементами и пиритом в предрудный период, и представлено золотоносными сульфидно-кварцевыми жилами и жильными зонами.

Формирование золотого оруденения сопровождалось пирротинизацией и графитизацией рудовмещающих пород с соответствующими изменениями их физических параметров (рис. 10.51). При этом графитизированные и пирротинизированные породы пространственно обособлены, образуют петрофизическую зональность, которая является исключительным свойством месторождений и не встречается за его пределами.

Советское месторождение являет собой хороший пример петрофизического контроля золотого оруденения. Рудовмещающей является только зона пирротинизации (повышенной магнитности), окруженная графитизированными породами (зона повышенной поляризуемости). За пределами зоны пирротинизации кварцевые жилы не содержат золота в промышленно значимых концентрациях.

Рудовмещающие породы Советского месторождения в целом характеризуются более высокой радиоактивностью (до 20—25 мкР/ч) в сравнении с породами удерейской свиты за пределами месторождения (до 14—16 мкР/ч). Радиогеохимическая зональность проявляется в том, что на уровне золотого оруденения происходит относительное накопление калия, для подрудных уровней характерно преобладание тория, для надрудных — урана.

Олимпиадинское золото-кварцево-сульфидное месторождение представлено залежами золотоносных метасоматитов, локализованных в углеродистых сланцах кординской свиты. Золотоносные метасоматиты имеют биотит-карбонат-кварцевый и биотит-мусковит-карбонат-кварцевый состав, обогащены сульфидами, преимущественно пирротинном, пиритом и арсенопиритом и занимают определенное положение в стратиграфическом разрезе кординской свиты (табл. 10.19).

Петрофизическая обстановка Олимпиадинского месторождения (рис. 10.52) явилась результатом карбонатно-кварцевого метасоматоза, развивающегося по углеродистым породам кординской свиты, обогащенным сульфидами. Метасоматические изменения привели к перераспределению в этих породах рудных и радиоактивных элементов, угле-

## Физические параметры пород Олимпиадинского месторождения

Породы	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$\kappa$ , 10 <sup>-5</sup> ед. СИ	$\eta$ , %	$J_T$ , мкр/ч	$\rho$ , Ом·м
--------	------------------------------	---------------------------------------	------------	------------------	------------------

## 1. Верхняя пачка слюдисто-кварцевых пород

Биотит-кварцевые, биотит-мусковит-кварцевые сланцы	—	2,3	0,7	19,4	3550
--	---	-----	-----	------	------

## 2. Пачка углеродсодержащих пород

Кварц-мусковитовые углеродистые сланцы	2,77	296	8,6	19,9	249
--	------	-----	-----	------	-----

Углеродистые мусковит-карбонатно-кварцевые сланцы и метасоматиты	2,77	257	14,1	18,3	2780
--	------	-----	------	------	------

Углеродсодержащие серицит-кварц-карбонатные, кварц-карбонатные метасоматиты	—	138	1,9	4,0	4150
---	---	-----	-----	-----	------

## 3. Пачка слюдисто-кварц-карбонатных пород

Карбонатно-слюдисто-кварцевые сланцы	2,84	197	4,4	11,8	6600
--------------------------------------	------	-----	-----	------	------

Биотит-карбонат-кварцевые метасоматиты	2,79	119	1,7	15,3	3650
--	------	-----	-----	------	------

Биотит-мусковит-карбонат-кварцевые метасоматиты	2,8	218	1,7	9,6	5800
---	-----	-----	-----	-----	------

## 4. Нижняя пачка слюдисто-кварцевых пород

Биотит-кварцевые, мусковит-биотит-кварцевые сланцы с гранатом	2,77	47	1,0	19,9	7700
---	------	----	-----	------	------

рода и серы и проявились в окварцевании, карбонатизации, пирротинизации и графитизации пород с соответствующими изменениями их физических параметров. Изменения предрудного и рудного этапов аналогичны по направленности при большей интенсивности проявления последнего. Петрофизические изменения вмещающих пород занимают большие объемы, распространяются на сотни метров от рудных тел и проявлены зонально. Выделяются две надрудные зоны и одна подрудная (см. рис. 10.52).



Надрудная графит-пирротиновая зона характеризуется аномально высокой и однородной магнитной восприимчивостью, понижением электродного потенциала графита, понижением радиоактивности в области максимальной пирротинизации, повышенными плотностью пород и содержанием железа и кобальта в сравнении с другими зо-

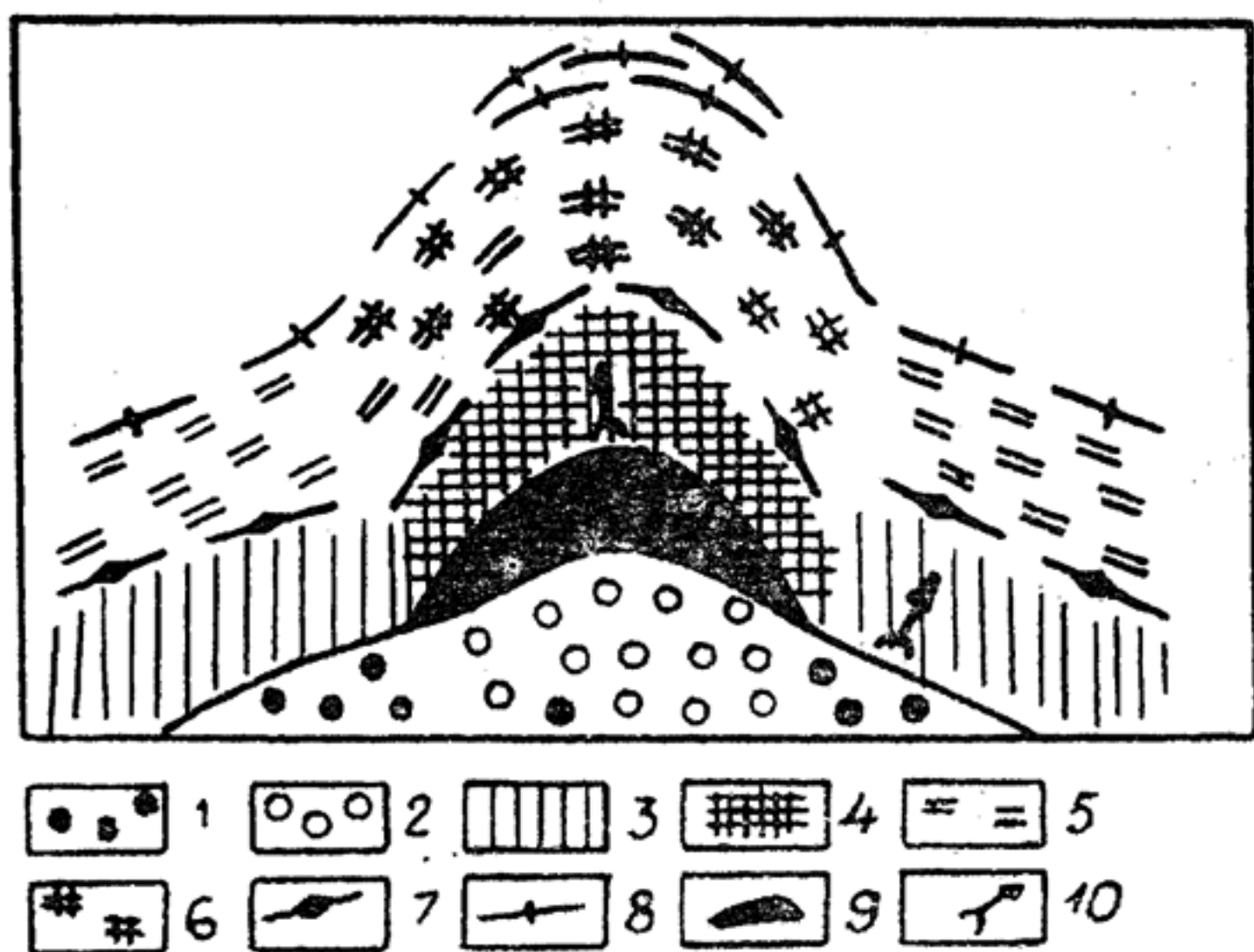


Рис. 10.52. Петрофизическая модель месторождения олимпиадинского типа:

1—6 — петрофизические зоны: кварцево-карбонатная предрудного (1) и рудного (2) этапов, графит-пирротиновая предрудного (3) и рудного (4) этапов, пирит-графитовая предрудного (5) и рудного (6) этапов; 7 — подзона повышенного содержания пирита и высоких его электродных потенциалов; 8 — подзона фрагментов пирротинизации и графитизации; 9 — золотоносные метасоматиты; 10 — направление миграции серы и углерода

нами разреза. Характерны обратные соотношения между магнитной восприимчивостью породы и электродным потенциалом графита.

Надрудная пирит-графитовая зона отличается максимальной обуглероженностью и низкой магнитной восприимчивостью пород, повышенным содержанием радиоактивных и большинства рудных элементов, вынесенных из графит-пирротиновой зоны. Типоморфным свойством зоны являются высокие значения электродного потенциала графита, особенно в случае глубокого залегания рудных тел.

Высокие значения электродного потенциала графита наряду с низкой магнитной восприимчивостью углеродистых сланцев служат критерием «надрудности» разреза, расположения на глубине оруденения.

Подрудная петрофизическая кварцево-карбонатная (ядерная) зона представлена хорошо минералогически выраженными метасоматитами, не золотоносными и практически не магнитными. Последнее связано с ее преимущественным развитием по бессульфидным слюдисто-кварцевым породам, а также с интенсивной проработанностью сульфидоносных пород в ядерной части зональной структуры.

Рудные тела — метасоматические, слюдисто-карбонатно-кварцевого состава — располагаются в контактовой области графит-пирротиновой и кварцево-карбонатной зон и отличаются от последней повышенной магнитностью (рис. 10.53). Кроме пирротинизации рудоносных метасома-

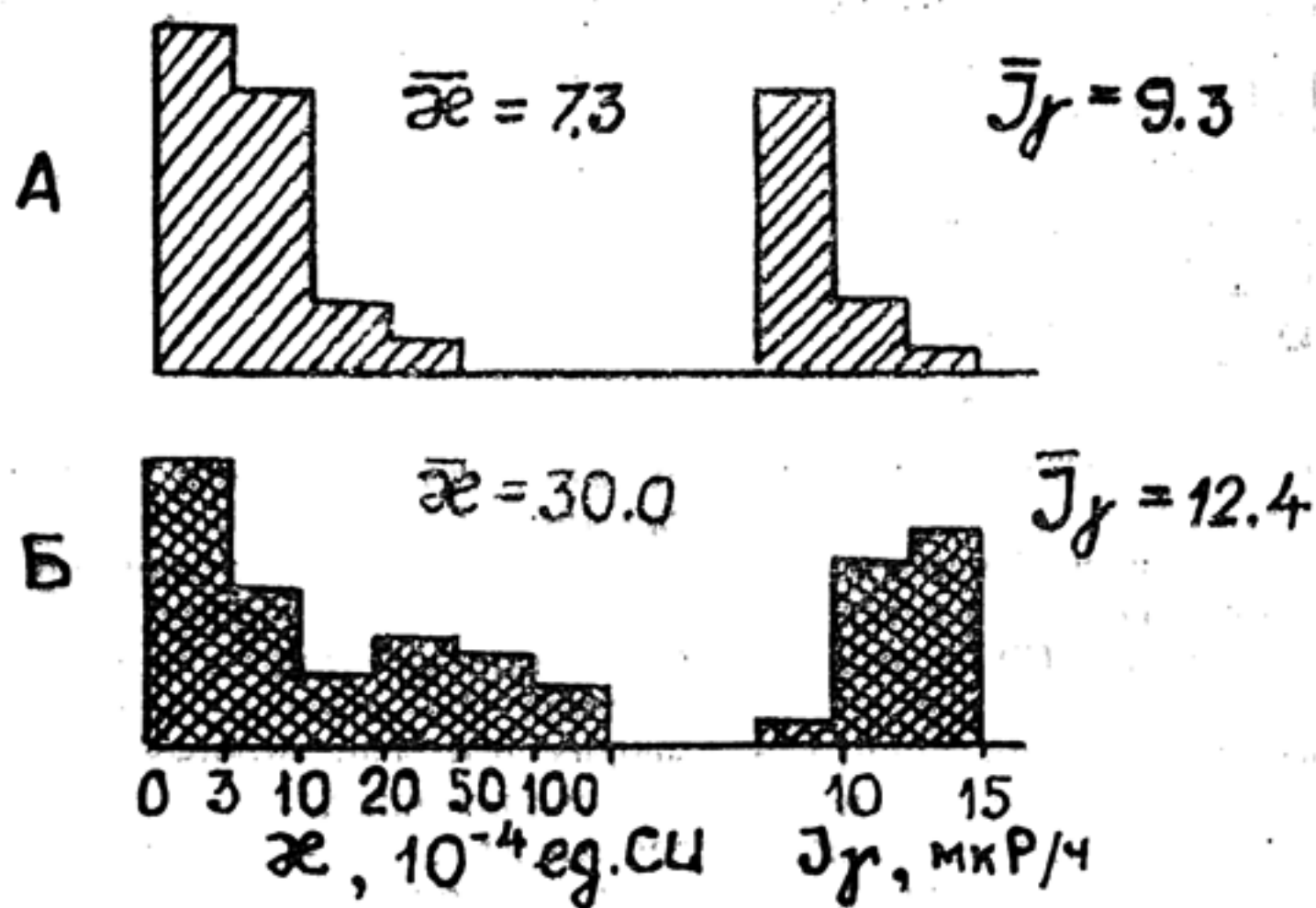


Рис. 10.53. Гистограммы распределения магнитной восприимчивости и гамма-активности биотит-карбонат-кварцевых метасоматитов в контуре рудных тел (Б) и за их пределами (А). Олимпиадинское месторождение

титов, улавливаемой лишь при измерении их магнитной восприимчивости, других минералогических отличий рудных и безрудных кварцево-карбонатных метасоматитов не выявлено.

Характерна четкая взаимосвязанность, взаимообусловленность состава и свойств пород как внутри отдельных

петрофизических зон, так и между зонами. Первое проявляется во взаимной коррелируемости параметров, отражающих в общем-то различные процессы — карбонатизации, пирротинизации, изменения степени упорядоченности углеродистого вещества, содержания серы в пирите и др.; второе — в зависимости состава и свойств пород зоны от таковых нижерасположенных зон. Например, повышенная радиоактивность, обуглероженность и высокий электродный потенциал пирита пород пирит-графитовой зоны вполне могут быть объяснены выносом в эту зону углерода, серы и радиоактивных элементов при формировании пирротинизированных пород графит-пирротиновой надрудной зоны, а общую обогащенность надрудных пород углеродом — формированием безуглеродистых золотоносных метасоматитов на месте углеродистых сланцев и т. д.

Петрофизическая зональность на месторождениях золота является главным их поисковым признаком, надежность которого обеспечена генетическим единством процессов формирования оруденения и петрофизических изменений пород. Она является основной причиной отличия отражения в геофизических полях углеродистых сланцев в пределах и за пределами месторождений. В геофизических полях наиболее проявляются надрудные зоны, что наряду с большими объемами измененных пород является основанием для поисков глубокозалегающих месторождений.

### **10.5. Петрофизические модели в экологии**

В связи со все более широким внедрением геофизических методов исследований в экологию целесообразно рассмотреть примеры геоэкологических петрофизических моделей, разрабатываемых и используемых в экологической геофизике.

Геоэкологические петрофизические модели описывают источники так называемых экофизических аномалий физических и геохимических полей, которые составляют неотъемлемую часть окружающей среды, существенно влияют на нее и изучаются экологией.

Такие источники делятся на искусственные, появившиеся в результате деятельности человека, и естественные, обусловленные геологическими, климатическими и прочими природными факторами. К числу искусственных источников экофизических аномалий относятся: радио- и телевизионные станции, радары, линии электропередач, кабели связи, во-



до- и продуктопроводы, автозаправочные станции, склады ГСМ, нефтебазы, свалки бытовых и промышленных отходов, автострады и другие транспортные магистрали, космодромы, горнодобывающие предприятия, фермы, города, тепловые и атомные электростанции, полигоны для испытания атомного оружия и многие другие объекты. В группу естественных природных процессов, порождающих экофизические аномалии, входят землетрясения, сели, цунами, оползни, смерчи и другие катастрофические явления, а также источники и ситуации, которые определяют и подпитывают постоянно текущие процессы, такие как эманирование гелия, радона и других газов в зонах разгрузки региональных глубинных разломов, деградация криолитозоны, различные проявления современного вулканизма и геотермальной активности, космическое радиационное излучение и т. п.

Несмотря на многообразие перечисленных источников и процессов возможны их обобщение и описание ограниченным числом типизированных петрофизических моделей. В настоящее время сформированы, охарактеризованы количественно и широко практически используются в экологии следующие петрофизические модели: из числа динамических ПФМ, описывающих сценарий развития каких-то геоэкологических явлений, — модели деградации многолетнемерзлых грунтов, подготовки землетрясений, оползневого, карстово-суффозионного процессов; из числа статических ПФМ, аппроксимирующих те или иные объекты либо установившиеся квазистационарные процессы, — модели точечного излучателя (источника физического поля), точечного источника рассеяния вещества, линейных источников физических полей и (или) рассеяния вещества, модели локальных и площадных объектов, загрязняющих окружающую среду, и др.

Модель точечного источника радиоактивного загрязнения описывает простую, но весьма часто встречающуюся ситуацию непрерывного вредного воздействия излучения, например, от потерянного в результате небрежного хранения ампульного источника, емкости либо высыпки урановой руды и т. п. Мощность дозы гамма-излучения такого источника  $I$ , как известно, описывается следующей простой формулой:

$$I = K \frac{m}{r^2} \cdot e^{-\mu r},$$

где  $m$  — масса радиоактивного вещества, г;  $r$  — расстояние от источника до точки измерения;  $\mu$  — коэффициент

ослабления гамма-лучей в воздухе;  $K$  — постоянная излучения, равная мощности дозы источника массой 1 мг на удалении 1 м. Например, стандартный радиевый источник, используемый для эталонирования радиометрической аппаратуры, создает на расстоянии 1 м гамма-поле интенсивностью 840 мкР/ч.

Представление о точечном источнике физического поля с успехом привлекают при изучении разнообразных экологических ситуаций: при расчетах напряженности электромагнитного поля радио- и телепередатчиков, исследовании растекания тока грозового разряда через точечный заземлитель громоотвода, при количественной интерпретации локальных магнитных аномалий, предположительно связанных с древним погребенным очагом либо иным одиночным намагниченным предметом в пределах древней стоянки первобытного человека. Во всех этих и подобных случаях используют известные математические модели электрического или магнитного диполя, точечного источника постоянного тока в изотропной среде, однородно намагниченного либо гравитирующего шара и другие, которые изучают в курсах электро-, грави- и магниторазведки.

Модель линейного источника физических полей, в первую очередь электромагнитных, постоянных электрических и электрохимических, широко привлекают для описания многочисленных линейно вытянутых токонесущих либо электропроводящих объектов, меняющих параметры природной окружающей среды и существенно влияющих на экологическую обстановку. Такие модели позволяют описывать поля силовых воздушных и подземных линий электропередач, магистральных кабелей связи, подземных трубопроводов, телефонных линий, а также электрифицированных транспортных магистралей: трамвайных, троллейбусных, железнодорожных.

Большинство из перечисленных экологических ситуаций может быть достаточно корректно формализовано с помощью широкоизвестных в электроразведке аналитических выражений, описывающих распределение переменного электромагнитного поля бесконечно длинного кабеля.

Модели точечного и линейного источников рассеяния вещества находят широкое применение при изучении процессов выброса тонкодисперсных и газообразных ингредиентов из одиночных труб промышленных предприятий, ТЭС, а также выхлопов автомобилей и других транспортных средств, движущихся по автомобильным и



железным дорогам. Одновременно эти модели могут аппроксимировать трассы летательных аппаратов в тропосфере, струи промышленных сбросов в реках, каналах, водоемах.

Каждый из перечисленных источников загрязнения, как правило, носит комплексный характер, поскольку он выбрасывает в окружающее пространство одновременно несколько различных по фазовому и качественному составам токсичных веществ. Например, одиноко дымящаяся труба котельной, работающей на угле, рассеивает золу, соединения Hg, Pb, Mn, V, Be, U и других тяжелых металлов, оксиды и диоксиды углерода, азота, серы, бензапирен, фтористую и хлористую кислоты.

Количественным описанием процесса рассеяния примеси из точечного, линейного и других источников занимается так называемая экологическая геофизика [Вахромеев Г. С., 1995]. Показано, что распределение концентраций примеси, выносимой из одиночной трубы, зависит от ее высоты над дневной поверхностью, мощности источника, расстояния до него, скорости и направления ветра. Там же описана ФГМ линейного источника рассеяния тонкодисперсных токсичных примесей.

Для ориентировочной оценки уровня загрязнения любого участка, расположенного в зоне влияния автострады, можно воспользоваться моделью тонкой нити. Непрерывное движение транспорта формирует вдоль оси автодороги квазистационарный линейный источник рассеяния паров бензина, угарного газа, диоксидов углерода и азота, бензапирена, соединений тяжелых металлов. Мощность этого источника отвечает среднему грузопотоку. Поэтому в первом приближении автомагистраль дает относительное загрязнение  $J_{отн}$ , прямо пропорциональное среднему числу проезжающих по ней за день автомашин  $N$  и обратно пропорциональное расстоянию  $R$ :

$$J_{отн} = kN/R.$$

Здесь  $k$  — некоторый коэффициент пропорциональности, принимаемый из опыта равным  $0,03$  дней·м/автомобиль. При этом условно можно считать, что при нагрузке  $N=10^4$  автомобилей в день на расстоянии  $R=300$  м  $J_{отн}=1,0$ . Тогда любой участок, расположенный ближе чем  $300$  м к автостраде, будет характеризоваться  $J_{отн}>1$  и относиться к сильно загрязненному, а при  $R>300$  м параметр  $J_{отн}<1$  и участок будет существенно более благоприятным по вредному влиянию грузопотока.



Модель трещинной зоны истечения подземных вод, загрязненных нефтепродуктами (см. рис. 10.24), типична для ситуаций, изучаемых геоэкологией. Эта модель описывает довольно часто встречающуюся обстановку, когда в непосредственной близости от нефтепровода, нефтебазы или автозаправочной станции какая-то часть нефтепродуктов проникает в грунт, подстилающие породы и загрязняет подземные воды. Установление путей миграции просочившихся горюче-смазочных материалов, направления и скорости их перемещения, а также мест возможного истечения — актуальная задача экологической геофизики.

В рассматриваемом примере (см. рис. 10.24) загрязненные природные воды локализуются в пределах тектонически ослабленного контакта эффузивных и карбонатных пород, различающихся между собой по петрофизическим свойствам. Трещиноватая зона контакта этих двух ПСВК играет роль коллектора подземных вод. Положение зоны в пространстве можно определить с помощью различных геофизических и геохимических методов исследований. В магнитном поле ей отвечает график в форме ступени, соответствующей переходу от слабромагнитных трахитов к абсолютно немагнитным известнякам. За счет обводненности зона трещиноватости проявится контрастной аномалией пониженных значений кажущихся электрических сопротивлений. Активная фильтрация подземных вод в пределах тектонического контакта обеспечит появление аномалии естественного электрического потенциала. В геохимическом поле зона истечения подземных вод будет фиксироваться аномальными концентрациями свинца, бензолных соединений и других поллютантов, т. е. загрязнителей.

Описанные закономерности обобщены в виде двух ПФМ разных типов: а) детерминированной (см. рис. 10.24, а), в которой отдельные части геологического разреза представлены специфическими ПСВК, отличающимися по физическим свойствам, и б) статистической моделью, отражающей различие средних значений и дисперсий физических полей  $B_2$ ,  $\rho_k$  и  $U_{еп}$ , наблюдаемых над эффузивами, карбонатными породами и трещиноватой обводненной зоной контакта (см. рис. 10.24, б).

В качестве примера динамической рассмотрим простую для восприятия модель подготовки землетрясения, отражающую изменения концентрации газов-индикаторов в почвенном воздухе над глубинными разломами.

За счет упругих деформаций, накапливающихся в толще горных пород перед землетрясением, прочностные связи между отдельными минералами и их зернами слабеют и пористость горных пород возрастает. Особенно сильно это проявляется над глубинными региональными разломами, в пределах которых через приоткрывающиеся в породах и трещинах поры начинают более активно диффундировать пары ртути, гелий, аргон, углеводороды, радон, составляющие так называемое «газовое дыхание Земли». По возрастанию концентрации того или иного из перечисленных газов-индикаторов можно судить об изменениях петрофизических и физико-механических свойств пород геологического разреза, что, в свою очередь, косвенно свидетельствует о приближении землетрясения. Снятие напряжения после толчка приводит к частичному закрытию пор в горных породах сейсмоактивного блока и, соответственно, к спаду концентрации газа, за которым ведется наблюдение.

Режимные геофизические измерения концентраций радона или других газов-индикаторов ведут на специальных прогностических полигонах в сейсмически опасных регионах.

## ВОПРОСЫ И УПРАЖНЕНИЯ

1. Какие классификационные признаки используют в петрофизических классификациях? При ответе пользуйтесь рис. 10.1, 10.2, табл. 10.1, 10.2, 10.3.
2. Какие магматические породы относятся к породам со средней плотностью (рис. 10.1)?
3. Как зависит плотность эффузивных и интрузивных пород от их основности (рис. 10.1)? В чем отличие плотности интрузивных и эффузивных разностей пород?
4. Как в среднем изменяется плотность и магнитная восприимчивость метаморфических пород при увеличении степени их метаморфизма (рис. 10.2)? Объясните причину понижения плотности пород при ультраметаморфизме?
5. Как отличаются по плотности и пространственному положению в структуре Вилуйской синеклизы угленосные бурого угольная и каменноугольная формации мелового возраста (рис. 10.5)?
6. В чем может быть причина отличия по плотности пород Русской (Восточно-Европейской) и Западно-Сибирской платформ (рис. 10.6)?



7. Угли отличаются от вмещающих их пород значительно более низким сопротивлением. Это месторождение антрацитов или каменных углей?

8. Перечислите отличия физических свойств пород, вмещающих месторождения бурых углей и антрацитов.

9. На физические параметры пород, вмещающих угольные пласты, преимущественное влияние оказывает пористость. О месторождении каких углей идёт речь?

10. Дайте объяснение изменению физических параметров флюидов с глубиной (рис. 10.21).

11. Может ли образовываться нефть в условиях больших глубин ( $>6$  км) и температур ( $>200^\circ$ )?

12. На чем основывается прогноз региональной нефтегазоносности территорий?

13. Как отличаются по физическим параметрам соленосные отложения от карбонатно-терригенных в разрезе Припятской впадины (рис. 10.33)?

14. Назовите разновидность пород мотской свиты (рис. 10.33), которая характеризуется наименьшей радиоактивностью?

15. Используя данные рис. 10.35, приблизительно изобразите в разрезе соотношение нефтегазовой залежи и области повышенной поляризуемости пород.

16. Как изменяются физические параметры скарново-магнетитовых руд при их окислении (табл. 10.13)?

17. В составе руд присутствуют пирит, халькопирит, галенит и сфалерит. По каким физическим параметрам эти руды будут отличаться от вмещающих их песчаников? Используйте данные табл. 10.2.

18. По какому физическому параметру в наибольшей степени будут отличаться руды двух колчеданных месторождений, имеющие состав: 1) пирит, галенит, сфалерит; 2) пирит, пирротин, халькопирит?

19. Как изменится петрофизическая обстановка на месторождении Филизчай (рис. 10.40), если метаморфизм вмещающих обуглероженных пород достиг бы уровня образования графита?

20. Как изменяется магнитная восприимчивость руд в вертикальном разрезе оловорудного месторождения (рис. 10.46)?



1. Алексеев Р. А., Готтих Р. П., Лебедев В. С. Использование ядерных методов в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
2. Баранов В. И., Титяева Н. А. Радиогеология. М.: Изд-во МГУ, 1973. 240 с.
3. Барулин Г. И. Геофизические основы регионального прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 1983. 176 с.
4. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. 276 с.
5. Белоконов В. И., Кочегура В. В., Шолпо Л. Е. Методы палеомагнитных исследований горных пород. Л.: Недра, 1973. 248 с.
6. Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю. Комплексирование геофизических методов и физико-геологические модели. Иркутск, 1989. 88 с.
7. Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю. Моделирование в разведочной геофизике. — М.: Недра, 1978. 192 с.
8. Вентцель Е. С., Овчаров Л. А. Прикладные задачи теории вероятностей. М.: Радио и связь, 1983. 416 с.
9. Виноградов В. Г., Дахнов А. В., Пацевич С. Л. Практикум по петрофизике: Учебное пособие для вузов. М.: Недра, 1990. 227 с.
10. Волярович М. П., Толмашевская И. С., Будников В. А. Механика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1982. 170 с.
11. Гречухин В. В. Изучение угленосных формаций геофизическими методами. М.: Недра, 1980. 360 с.
12. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 572 с.
13. Добрынин В. М., Вендельштейн Ю. Ю., Кожевников Д. А. Петрофизика. М.: Недра, 1991. 368 с.
14. Инструкция по электроразведке. Л.: Недра, 1984. 352 с.
15. Использование магнетизма горных пород при геологической съёмке/Шолпо Л. Я., Русинов Б. Ш., Илаев М. Г. и др. Л.: Недра, 1986. 224 с.
16. Кац А. М. Теория упругости. М.: Гостоптехиздат, 1956. 207 с.
17. Кобранова В. Н. Петрофизика. М.: Недра, 1986. 392 с.
18. Колчеданные месторождения мира/Под ред. В. И. Смирнова. М.: Недра, 1979. 284 с.
19. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980. 392 с.
20. Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач/Под ред. В. Е. Никитского, В. В. Бродового. М.: Недра, 1987. 471 с.

21. Кондрашев С. Н. Пьезоэлектрический метод разведки. М.: Недра, 1980. 181 с.
22. Ларьонов В. В., Резванов Р. А. Ядерная геофизика и радиометрическая разведка. М.: Недра, 1988. 325 с.
23. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород/Д. М. Печерский, В. Н. Багин, С. Ю. Бродская, З. В. Шаронова. М.: Наука, 1975. 288 с.
24. Магнитные свойства металлов и сплавов. М.: ИЛ, 1961. 446 с.
25. Мейер В. А., Ваганов П. А. Основы ядерной геофизики. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 404 с.
26. Огильви А. А. Основы инженерной геофизики. М.: Недра, 1990. 501 с.
27. Орлов Л. И., Карпов Е. Н., Топорков В. Г. Петрофизические исследования коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1978. 320 с.
28. Палеомагнитология/Под ред. А. Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 346 с.
29. Пархоменко Э. И. Геоэлектрические свойства минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1989. 198 с.
30. Пархоменко Э. И. Электрические свойства горных пород. М.: Недра, 1965. 163 с.
31. Пахомов М. И., Пахомова В. И. Петрофизический метод выделения и оценки метасоматитов. М.: Недра, 1988. 152 с.
32. Петрофизика: Справочник: В 3 кн./Под ред. Н. Б. Дортман, А. А. Молчанова. М.: Недра, 1992. Кн. 1: Горные породы и полезные ископаемые. 391 с.; кн. 2: Техника и методика исследований. 256 с.; кн. 3: Земная кора и мантия. 286 с.
33. Петрофизическая характеристика осадочного покрова нефтегазоносных провинций: Справочник. М.: Недра, 1985. 193 с.
34. Печерский Д. М. Петромагнетизм и палеомагнетизм. М.: Наука, 1985. 286 с.
35. Плющев Е. В., Шатов В. В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1985. 247 с.
36. Преображенский А. Л., Бишард Е. Г. Магнитные материалы. М.: ВШ, 1986. — 352 с.
37. Пугачёв В. С. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Наука, 1979. 496 с.
38. Резванов Р. А. Радиоактивные и другие неэлектрические методы исследования скважин. М.: Недра, 1982. 368 с.
39. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1984. 359 с.
40. Руководство к лабораторным работам по курсу «Петрофизика»/В. Н. Кобранова, С. Л. Пацевич, А. В. Дахнов, Б. И. Извеков. М.: Недра, 1982. 216 с.
41. Рысс Ю. С. Геоэлектрохимические методы разведки. Л.: Недра, 1983. 254 с.
42. Свешников Г. Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 157 с.
43. Семёнов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. М.: Недра, 1968. 380 с.
44. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.
45. Соловьёв Г. А. Петрофизическая характеристика эндогенных месторождений. М.: Наука, 1984. 161 с.
46. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 541 с.

47. Трухин В. И. Введение в магнетизм горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 272 с.
48. Туезова Н. А. Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1975. 128 с.
49. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика. М.: Недра, 1984. 456 с.
50. Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах: Справочник. М.: Недра, 1988. 253 с.
51. Физические свойства осадочного покрова территории СССР/Под ред. М. П. Озёрской и Н. В. Подобы. М.: Недра, 1967. 772 с.
52. Филиппов Е. М. Ядерная разведка полезных ископаемых. Киев: Наукова думка, 1978. 588 с.
53. Фролов А. Д. Электрические и другие свойства криогенных пород. М.: Недра, 1976. 256 с.
54. Хмелевской В. К. Основной курс электроразведки. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1971. 272 с.
55. Черняк Г. Я. Диэлектрические методы исследования влажных грунтов. М.: Недра, 1964. 150 с.
56. Шуй Р. Т. Полупроводниковые рудные минералы. Л.: Недра, 1979. 284 с.
57. Электроразведка: Справочник геофизика. Кн. 2/Под ред. В. К. Хмелевского и В. М. Бондаренко. М.: Недра, 1989. 380 с.
58. Элланский М. Н. Петрофизические связи и комплексная интерпретация данных промысловой геофизики. М.: Недра, 1978. 212 с.
59. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 457 с.



# Оглавление

ПРЕДИСЛОВИЕ (Вахромеев Г. С.)	3
<b>Часть I. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ</b>	
1. ВВЕДЕНИЕ (Вахромеев Г. С.)	5
2. ПЛОТНОСТНЫЕ СВОЙСТВА (Вахромеев Г. С.)	10
2.1. Плотность	10
2.1.1. Общие понятия	10
2.1.2. Способы определения плотности	13
2.1.3. Плотность минералов	20
2.1.4. Плотность горных пород	23
2.1.5. Плотность полезных ископаемых	28
2.2. Пористость	31
2.2.1. Виды пористости. Коэффициенты пористости	31
2.2.2. Способы определения коэффициентов пористости	34
2.2.3. Характеристика пор, поровый состав горных пород	35
2.2.4. Глинистость	39
2.3. Влажность	40
2.4. Нефте- и газонасыщение пород	42
2.5. Проницаемость	44
2.6. Изменение плотностных параметров с глубиной	46
3. УПРУГИЕ СВОЙСТВА (Канайкин В. С.)	51
3.1. Упругость тел, упругие свойства горных пород	51
3.2. Понятие о напряжениях и деформациях	52
3.3. Обобщенный закон Гука	60
3.4. Константы идеально упругих тел	62
3.5. Способы и единицы измерения упругих модулей горных пород	69
3.6. Скорость продольных и поперечных волн	72
3.7. Динамические характеристики упругих сред	77
4. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА (Номоконова Г. Г.)	81
4.1. Основы теории магнетизма. Магнетизм минералов	82

4.1.1. Элементарные носители магнетизма . . . . .	82
4.1.2. Диамагнетизм. Минералы-диамагнетики . . . . .	86
4.1.3. Парамагнетизм. Минералы-парамагнетики . . . . .	88
4.1.4. Магнитное упорядочение. Ферромагнитные минералы . . . . .	90
4.1.5. Свойства ферромагнитных минералов . . . . .	97
4.2. Остаточная намагниченность горных пород . . . . .	108
4.2.1. Термоостаточная намагниченность . . . . .	111
4.2.2. Химическая остаточная намагниченность . . . . .	118
4.2.3. Ориентационная остаточная намагниченность . . . . .	120
4.2.4. Вязкая остаточная намагниченность . . . . .	122
4.2.5. Самообращение намагниченности горных пород . . . . .	123
4.3. Палеомагнетизм и палеомагнитные исследования . . . . .	124
4.4. Магнитная восприимчивость . . . . .	133
4.4.1. Основные факторы, определяющие магнитную восприимчивость . . . . .	133
4.4.2. Магнитная восприимчивость горных пород . . . . .	147
5. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА (Ерофеев Л. Я.) . . . . .	154
5.1. Электропроводность минералов и горных пород . . . . .	154
5.1.1. Основы теории электропроводности вещества . . . . .	155
5.1.2. Удельное электрическое сопротивление минералов . . . . .	159
5.1.3. Удельное электрическое сопротивление горных пород . . . . .	162
5.2. Диэлектрическая проницаемость минералов и горных пород . . . . .	176
5.3. Естественная и вызванная поляризация минералов и горных пород . . . . .	188
5.3.1. Естественная поляризация . . . . .	188
5.3.2. Вызванная поляризация . . . . .	192
5.4. Методы определения электрических свойств пород . . . . .	202
5.4.1. Методы определения удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости . . . . .	202
5.4.2. Методы определения поляризационных свойств пород (вызванной поляризации и пьезоэлектрического эффекта) . . . . .	206
6. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА (Вахромеев Г. С.) . . . . .	209
6.1. Теплопроводность, тепловой поток . . . . .	209
6.2. Удельная теплоёмкость . . . . .	213
6.3. Температуропроводность. Коэффициенты теплового расширения . . . . .	214
6.4. Определение теплофизических свойств . . . . .	215
6.5. Тепловые свойства минералов и горных пород . . . . .	216
6.5.1. Минералы . . . . .	216
6.5.2. Горные породы . . . . .	219
7. ЯДЕРНО-ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА (Номоконова Л. Г.) . . . . .	224
7.1. Явление радиоактивности . . . . .	224
7.2. Естественная радиоактивность горных пород . . . . .	229
7.2.1. Формы нахождения радиоактивных элементов в горных породах . . . . .	230
7.2.2. Радиоактивность магматических горных пород . . . . .	233
7.2.3. Радиоактивность осадочных пород . . . . .	237
7.2.4. Изменение радиоактивности пород в ходе метаморфических и метасоматических процессов . . . . .	243

7.3. Свойства горных пород по отношению к нейтронному и гамма-излучению . . . . .	247
7.3.1. Понятие сечения взаимодействия . . . . .	247
7.3.2. Процессы взаимодействия гамма-квантов с горными породами . . . . .	250
7.3.3. Гамма-параметры горных пород . . . . .	253
7.3.4. Нейтроны и процессы их взаимодействия с горными породами . . . . .	257
7.3.5. Нейтронные характеристики горных пород . . . . .	260

## Часть II. МЕТОДИКА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

8. ИЗМЕРЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ (Канайкин В. С., Вахромеев Г. С.) . . . . .	267
8.1. Основы теории петрофизических опробований . . . . .	267
8.2. Лабораторные измерения . . . . .	277
8.2.1. Требования к коллекциям образцов пород и руд для петрофизических исследований . . . . .	277
8.2.2. Особенности лабораторных петрофизических измерений . . . . .	279
8.3. Измерения в естественных условиях . . . . .	280
8.3.1. Получение массовой петрофизической информации по данным ГИС . . . . .	280
8.3.2. Определение физических свойств в естественных условиях . . . . .	284
9. СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ (Канайкин В. С., Вахромеев Г. С., Ерофеев Л. Я.) . . . . .	287
9.1. Статистическая обработка . . . . .	287
9.1.1. Задачи и способы статистической обработки . . . . .	287
9.1.2. Программное обеспечение, организация обработки результатов измерений физических свойств горных пород . . . . .	295
9.1.3. Компьютеризированные комплексы сбора, хранения и обработки петрофизической информации . . . . .	296
9.2. Анализ петрофизической информации . . . . .	304
9.2.1. Взаимосвязи между параметрами горных пород. Корреляционный, регрессионный и дисперсионный анализы в петрофизике . . . . .	304
9.2.2. Понятие о петрофизическом структурно-вещественном комплексе (ПСВК). Способы выделения ПСВК . . . . .	316
10. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ (Номоконова Г. Г., Вахромеев Г. С.) . . . . .	328
10.1. Петрофизические классификации геологических объектов . . . . .	328
10.1.1. Классификация минералов и горных пород . . . . .	328
10.1.2. Классификация геологических формаций . . . . .	339
10.1.3. Петрофизика габбро-долеритовой никеленосной формации . . . . .	347
10.1.4. Петрофизика углей и угленосных формаций . . . . .	358
10.2. Определение и классификация петрофизических моделей . . . . .	369
10.3. Петрофизические модели нефтегазоносных объектов . . . . .	377
10.3.1. Физические свойства флюидов . . . . .	377
10.3.2. Термодинамические и петрофизические условия образования нефти и газа . . . . .	381



10.3.3. Петрофизические параметры нефтегазоносных пород	387
10.3.4. Модели залежи углеводородов и нефтегазоносной структуры	393
10.4. Петрофизические модели рудных месторождений	405
10.4.1. Колчеданно-полиметаллические	405
10.4.2. Скарново-магнетитовые	417
10.4.3. Медно-порфировые	424
10.4.4. Редкометалльные	428
10.4.5. Золото-кварцево-сульфидные	435
10.5. Петрофизические модели в экологии	449
ЛИТЕРАТУРА	456

Гелий Сергеевич ВАХРОМЕЕВ  
Леонид Яковлевич ЕРОФЕЕВ  
Виктор Степанович КАНАЙКИН  
Галина Георгиевна НОМОКОНОВА

## ПЕТРОФИЗИКА

*Учебник для вузов*

Редактор *Е. В. Лукина*

Технический редактор *Р. М. Подгорбунская*

Корректоры *В. Г. Лихачева, Л. Н. Проскурина*

---

Лицензия ЛР 040749 от 18.03.96 г. Сдано в набор 18.10.96 г.

Подписано в печать 06.05.97 г. Формат 60×84<sup>1/16</sup>. Бумага офсетная № 1.  
Гарнитура Литературная. Печать высокая. П. л. 29; усл. п. л. 27;  
уч.-изд. л. 28,42. Заказ 2630. Тираж 1000 экз.

---

Издательство ТГУ. 634029, г. Томск, ул. Никитина, 4.

Типография изд-ва «Красное знамя», 634050, г. Томск, пр. Фрунзе, 103.