

ПЕТРО—
ФИЗИКА

СПРАВОЧНИК

техника
и методика
исследований

2

ПЕТРОФИЗИКА

СПРАВОЧНИК

В трех книгах

КНИГА ВТОРАЯ

Техника и методика исследований

Под редакцией
доктора технических наук
А.А. Молчанова
и доктора геолого-минералогических наук
Н.Б. Дортман



МОСКВА "НЕДРА" 1992

ББК 26.2

П 29

УДК 552.08 : 53(03)

Организация-спонсор НПО «Рудгеофизика»

Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Книга вто-
П 29 рая. Техника и методика исследований/Под ред. А. А. Мол-
чанова, Н. Б. Дортман.— М.: Недра, 1992.— 256 с.: ил.
ISBN 5-247-01900-8

Описаны техника измерения и методика определения физических и коллекторских свойств горных пород на образцах, по полевым и каротажным данным, способы математической обработки получаемых материалов, построения петрофизических карт, разрезов, моделей. Изложены условия проведения полевых работ вдоль маршрутов геотраверсов при бурении глубоких и сверхглубоких скважин, геологической съемке, полевых и разведочных работах.

Для геологов и геофизиков производственных организаций. Полезна сотрудникам научно-исследовательских организаций, преподавателям и студентам учебных заведений.

П $\frac{1803020000-052}{043(01)-92}$ 44—92

ББК 26.2

СПРАВОЧНОЕ ИЗДАНИЕ

ПЕТРОФИЗИКА

В трех книгах

КНИГА ВТОРАЯ

Техника и методика исследований

Заведующий редакцией *Н. Е. Игнатьева*

Редактор издательства *Н. А. Тарусова*

Обложка художника *Б. К. Силаева*

Художественный редактор *В. В. Шутько*

Технический редактор *С. Г. Веселкина*

Корректор *Е. М. Одабашян*

ИБ № 8589

Сдано в набор 26.08.91. Подписано в печать 26.12.91. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 16,0. Усл. кр.-отт. 16,0. Уч.-изд. л. 16,69. Тираж 2300 экз. Заказ 827/2656—3.

Издательство «Недра», 125047, Москва, Тверская застава, 3.

Набрано в Государственной типографии № 4 г. Санкт-Петербурга Министерства печати и информации Российской Федерации 191126, Санкт-Петербург, Социалистическая ул., 14. Отпечатано в типографии № 8 ордена Трудового Красного Знамени ГПО «Техническая книга» Мининформпечати РФ, 190000, г. Санкт-Петербург, Прачечный переулок, 6

ISBN 5-247-01898-2

ISBN 5-247-01900-8 (2 кн.)

© Коллектив авторов, 1992

Изучение глубинного строения Земли как основы научного прогноза образования и поисков месторождений полезных ископаемых определяет необходимость расширенного и углубленного изучения петрофизики горных пород, геологических и рудных формаций, слоев земной коры и мантии в общем комплексе геофизических исследований.

Из многих физических свойств горных пород петрофизика изучает свойства, создающие физические поля, которые могут быть измерены геофизическими методами. Это плотностные, упругие, магнитные, электрические, тепловые, радиоактивные и другие свойства горных пород и руд, жидких и твердых горючих полезных ископаемых.

Для измерений свойств образцов горных пород в лабораторных условиях и в их естественном залегании разработаны методика и разнообразнейшая аппаратура и оборудование, позволяющие с высокой точностью определять перечисленные параметры, по результатам измерений строить зависимости — связи между физическими и геологическими характеристиками.

Следует заметить, что так как свойства горных пород в естественном залегании подвержены влиянию горного давления и температуры окружающей среды, для учета термобарических условий и определения истинных параметров горных пород в естественном залегании с целью моделирования этих условий в лаборатории применяются установки, позволяющие измерять физические параметры при высоких давлениях (до 1,0 ГПа) и температурах до 1000 °С.

Анализ всего комплекса петрофизических исследований приводит к необходимости построения многоуровневой системы петрофизических исследований «Петрофизика», включающей вопросы современной теории, методологии, методики, техники петрофизических измерений, обработки, накопления и хранения данных петрофизических измерений для построения геолого-геофизических моделей сред, петрофизических карт и разрезов на всех стадиях изучения строения земной коры и мантии, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

Авторским коллективом, в основном сотрудниками ВСЕГЕИ и НПО «Рудгеофизика», написаны три книги справочника: «Петрофизика. Горные породы и полезные ископаемые» (кн. 1); «Петрофизика. Техника и методика исследований» (кн. 2); «Петрофизика. Земная кора и мантия» (кн. 3).

Во второй книге справочника приведены данные об аппаратуре и методах измерения физических свойств горных пород и руд в лабораторных условиях; рассмотрены приемы расчета физических параметров по скважинным, наземным и аэрогеофизическим методам, применяемые в различных лабораториях и организациях СССР и за рубежом. В методическом плане проанализирован опыт проведения петрофизических работ при средне- и крупномасштабном геологическом картировании, поисках и разведке месторождений. Существенное внимание уделено вопросам математической обработки данных, составлению петрофизических карт, разрезов и моделей. Переход от «оцифровки» геологических единиц (комплексов, серий, свит) к выделению петрофизических групп и их ассоциаций и отражение их распространения на картах и разрезах дают существенно новые представления о строении структур и месторождений.

Справочник составлен по литературным данным, включая работы 1990 г. Общая библиография изданий по физическим свойствам горных пород и руд составляет несколько тысяч наименований, из которых в списке литературы указаны преимущественно обобщающие работы за последние 10—15 лет. Подробное изложение отдельных вопросов читатель может найти в указанной литературе, в других работах названных (в списке литературы и в тексте) авторов и по библиографии книг [90, 91].

ТЕХНИКА И МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ
ПЛОТНОСТНЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД§ 1. ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ПЛОТНОСТИ
И ПОРИСТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

Определение плотности

Плотность горных пород (руд, углей) в лабораторных условиях определяют на образцах из обнажений или по керну скважин методом гидростатического взвешивания. Величина плотности горных пород σ зависит от их массы m и объема V , слагающихся из массы и объемов твердой $m_{\text{т}}V_{\text{т}}$, жидкой $m_{\text{ж}}V_{\text{ж}}$ и газовой $m_{\text{г}}V_{\text{г}}$ фаз:

$$\sigma = m/V = m_{\text{т}}/V_{\text{т}} + m_{\text{ж}}/V_{\text{ж}} + m_{\text{г}}/V_{\text{г}}. \quad (\text{I.1})$$

Плотность равна удельному весу веществ на широте 45° , на уровне моря, т. е. при тех условиях, для которых эталон единицы массы ($\text{кг}/\text{м}^3$) равен эталону единицы веса ($\text{Н}/\text{м}^3$). Различие между плотностью и удельным весом горных пород и руд в средних широтах при превышении рельефа 1—2 км составляет около 0,2 % и не превышает $0,005 \text{ г}/\text{см}^3$. Поэтому для определения массы образца и его твердой фазы используются весы, а значения измеренного на них веса принимается за значение массы. Объем образца находится по закону Архимеда, т. е. по потере его веса при погружении в жидкость.

Необходимая точность стандартного определения величин плотности горных пород и руд составляет $0,01 \text{ г}/\text{см}^3$ ($\pm 0,005 \text{ г}/\text{см}^3$), что обусловлено их дисперсией, требованиями интерпретации данных гравиразведки и в настоящее время обеспечивается техническими возможностями. Погрешность в измерении плотности может простекать из-за недостаточной точности взвешивания образца, различия в газо-, водонасыщенности, особенностей состава пород (глинистость, соленость и т. п.).

Погрешность взвешивания ΔP на серийно выпускаемых весах ВЛТК-500 и ВЛТК-2000 составляет 0,1 г. Зависимость погрешности измерений от массы образца и его плотности приведена в табл. 1.1.

Таким образом, измерения плотности с допустимой погрешностью целесообразно проводить на образцах массой 150—

Т а б л и ц а 1.1

Погрешность определения плотности $\Delta\sigma$ по аргументам m и σ
(при $\Delta P = 0,1$ г)

σ , г/см ³	m , г			
	50	100	150	200
2,0	0,012	0,006	0,004	0,003
2,5	0,020	0,010	0,006	0,005
3,0	0,030	0,015	0,010	0,007
3,5	0,042	0,021	0,014	0,010

200 г. При меньшей массе образца пород высокой плотности и руд необходимо более точное взвешивание (0,01 г) на технических весах или на электронных весах ВБЭ-1 кг.

Различие в газо-, водонасыщении пород в естественном залегании и образцов обуславливает основную погрешность в определении плотности. В естественных условиях ниже уровня грунтовых вод породы и руды максимально водонасыщенны ($\sigma_{в}$), за исключением продуктивных горизонтов в нефтяных районах. В последних поры пород заполнены нефтью ($\sigma_{н}$), газом ($\sigma_{г}$) или конденсатом. При извлечении керна из скважины, перевозке и хранении образцов жидкость испаряется (в среднем на 30 %), и образцы переходят в состояние газоводонасыщенных ($\sigma_{гв}$).

Выделяют три группы пород, требующих различных приемов определения плотности.

1. Магматические, метаморфические, интенсивно литифицированные осадочные породы, руды; пористость менее 3 %.

Плотность образцов определяют путем взвешивания в воздухе и в воде и далее по формуле

$$\sigma = \frac{m}{m - m_1}, \text{ г/см}^3, \quad (1.2)$$

где m — масса образца в воздухе, численно равная весу; m_1 — то же в воде.

Погрешность определения σ из-за несоответствия естественной водонасыщенности пород и образцов составляет 0,001—0,005 г/см³.

2. Эффузивные, осадочные, метасоматически измененные породы, руды; пористость более 3 %.

а. Плотность пород определяют непосредственно после подъема керна или отбора образцов из обнажений, расположенных ниже уровня грунтовых вод, аналогично п. 1 и вычисляют по формуле 1.2. При определении плотности в скважинах целесообразно использовать денситометры [64]. Если нет такой возможности, образцы парафинируют для сохранения естественной

влажности; парафин снимают перед измерением плотности в лаборатории.

б. Образцы из кернохранилищ или ранее собранных коллекций являются газоводонасыщенными. При пористости до 5—6 % плотность рассчитывают аналогично рассмотренному приему, но при этом вводят поправку за потерю влаги

$$\sigma = \left[\frac{m}{m - m_1} - \Delta\sigma \right], \text{ г/см}^3, \quad (\text{I.3})$$

где $\Delta\sigma$ может быть принята исходя из средней потери влажности примерно в 30 %, плотности воды 1 г/см³ и значения пористости n :

$$\Delta\sigma = 0,3n/100 \text{ г/см}^3.$$

Погрешность составляет 0,01—0,02 г/см³.

в. Плотность образцов осадочных и эффузивных пород пористостью более 5—6 % измеряют при их парафинировании. Образец взвешивают в воздухе (m), затем опускают в подогретый до 65—70 °С парафин для покрытия его тонким слоем, остужают, затем взвешивают с парафином (m_1) и в воде (m_0). Плотность образца

$$\sigma = \left[\frac{m}{(m - m_0) - k(m_1 - m)} + \Delta\sigma \right], \text{ г/см}^3, \quad (\text{I.4})$$

где $k = (1/\sigma_{\text{п}}) - 1 \approx 0,9$; $\sigma_{\text{п}}$ — плотность парафина, равная 0,9 г/см³; $\Delta\sigma$ — поправка за различие влагонасыщения, $\Delta\sigma = \Delta\omega n/100$, г/см³; $\Delta\omega$ — разница во влажности газоводонасыщенного образца, по которому проводили измерение, и максимально водонасыщенного. В зависимости от величины пористости погрешность может достигать 0,05 г/см³.

г. В пределах нефтегазонасыщенных провинций плотность пород, особенно продуктивных горизонтов, определяют с целью характеристики водонасыщенных, нефтенасыщенных и газонасыщенных осадочных образований. Плотность газонасыщенной породы измеряют после длительного просушивания образца в муфельной печи при $t = 80—90$ °С. Плотность максимально водо- или нефтенасыщенных пород определяют после насыщения образца, соответственно водой или нефтью. Критерием водонасыщенности (нефтенасыщенности), так же как и удалением влаги из образца, является стабилизация его массы. В остальном техника измерений параметров $\sigma_{\text{в}}$, $\sigma_{\text{н}}$, $\sigma_{\text{г}}$ не отличается от изложенной выше.

Пересчет плотности, измеренной в образцах с различным водонасыщением ($k_{\text{в1}}$, $k_{\text{в2}}$), на плотность образцов с максимальной влажностью $\sigma_{\text{в.л}}$ осуществляется путем внесения поправки $\Delta\sigma$, рассчитанной по формуле $\Delta\sigma = n\sigma_0(k_{\text{в1}} - k_{\text{в2}})$, где n — пористость, %; $\sigma_{\text{в}}$ — плотность воды, г/см³.

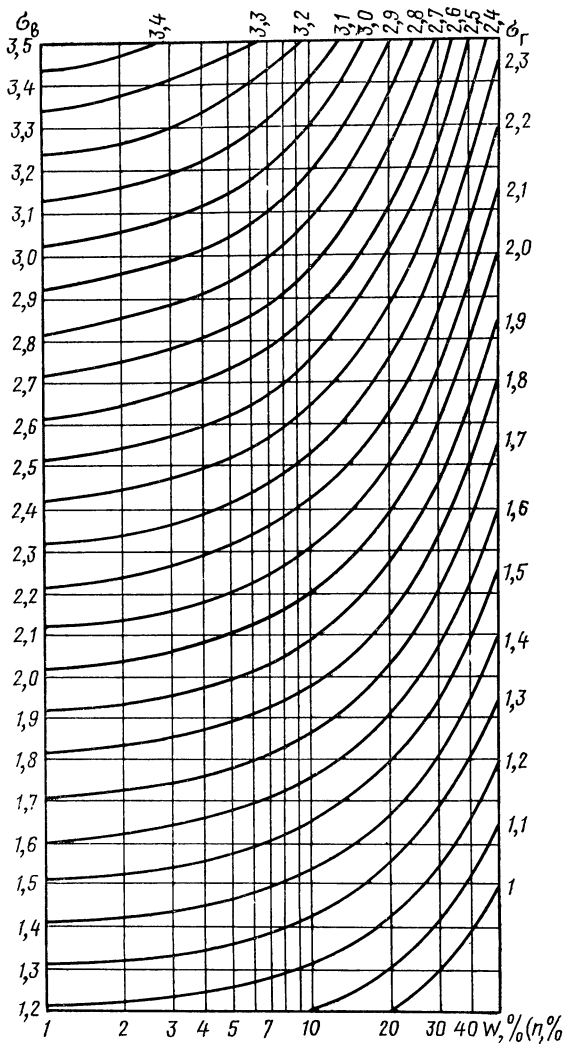


Рис. 1.1. Номограмма для определения плотностных параметров (σ_v и σ_g) и пористости пород

При слабой минерализации вод $\sigma_0=1$; для максимально влажных пород $\sigma_0=1$, а для лишенных поровой влаги $k_{в2}=0$; $\Delta\sigma=n$. Плотность

$$\sigma_{вл} = \sigma_g + \Delta\sigma = \sigma_g + n. \quad (1.5)$$

Плотность газа насыщенного образца можно рассчитать по

значениям плотности водонасыщенного образца $\sigma_{в}$ и весовой влажности ω :

$$\sigma_{г} = \sigma_{вл}/(1 + \omega). \quad (I.6)$$

Для определения указанных параметров можно использовать номограмму Приклонского (рис. I.1).

В целях анализа влияния на общую плотность плотностей твердой, жидкой и газовой фаз, что целесообразно для газо- и нефтепродуктивных горизонтов, рекомендуется отдельно оценивать плотность каждой фазы [29].

Рассмотренные приемы определения плотности не применимы для солей и глин.

Плотности соли и сильнозасоленных пород определяют при насыщении образцов керосином (под вакуумом). Образец взвешивают в воздухе (m), насыщают керосином и взвешивают в воздухе (m_1) и в керосине (m_2):

$$\sigma = \frac{mm_k}{m_1 - m_2}, \quad \text{г/см}^3, \quad (I.7)$$

где m_k — плотность керосина, равная 0,95 г/см³.

Этот же прием рекомендуется для расчета плотности углей и кавернозных эффузивных пород, которые трудно парафинировать.

Для глин, сильно глинистых пород, мела и некоторых мергелей характерен эффект усадки — уменьшение порового объема при потере влаги. Плотность $\sigma_{г}$, определяемая на образцах высушенных пород, много больше, чем действительный вклад твердой фазы в плотность пород. Для определения плотности вводится поправка за усадку:

$$\sigma = 1,4\sigma_{г} - 0,96, \quad n = 1,33n_{г} - 3, \quad (I.8)$$

где $\sigma_{г}$ и $n_{г}$ — измеренные значения плотности и пористости сухих (газонасыщенных) образцов.

При необходимости получения высокой точности поправку вычисляют для каждой группы пород [29, 61].

Определение минеральной плотности

Для определения минеральной плотности (плотности твердой фазы породы) образец дробят до частиц размером менее 0,25 мм². Объем находят путем взвешивания тарированного пикнометра с жидкостью (керосином, контактом Петрова, ОП-7) и порошком породы. Количество порошка не должно превышать 1/3 пикнометра. При этом жидкость и порошок

предварительно вакуумируют для удаления воздуха. Минеральная плотность

$$\sigma = \frac{(m_2 - m_1) \sigma_{ж}}{(m_0 + m_2) - (m_1 + m_3)}, \text{ г/см}^3, \quad (\text{I.9})$$

где m — масса пикнометра, определяемая по весу: m_0 — наполненного жидкостью, m_1 — с произвольным количеством жидкости, m_2 — с произвольным количеством жидкости и порошком породы, m_3 — наполненного жидкостью с порошком породы; $\sigma_{ж}$ — плотность жидкости, г/см³.

Определение влажности

Количество воды в породе определяют по уменьшению массы образца (m_B) при его высушивании до постоянной массы (m_T) (расхождения в измерениях массы высушенных образцов должны быть менее 0,1 %). Для введения поправок необходимо знать объемную влажность ω — отношение объема воды, заполняющей поровое пространство, к объему образца:

$$\omega = \omega_T \sigma_T, \quad (\text{I.10})$$

где $\omega_T = (m_B - m_T) / m_T$; σ_T — плотность газонасыщенного образца.

Определение пористости

Различают пористость общую, открытую и эффективную.

Величина общей пористости n выражается в процентах к объему образца и вычисляется по формуле

$$n = 100 (1 - \sigma_T / \sigma), \text{ \%}, \quad (\text{I.11})$$

где σ_T — плотность газонасыщенного образца, г/см³; σ — минеральная плотность, г/см³.

Таким образом, общую пористость находят по данным измерений σ_T и σ , рассмотренным выше. Если погрешность определения σ_T и σ не превышает $\pm 0,005$ г/см³, пористость можно вычислить с погрешностью менее 0,1 %.

Открытую пористость n_0 , т. е. сообщающееся поровое пространство, определяют измерением массы жидкости, заполняющей при насыщении под вакуумом поры исследуемого образца:

$$n_0 = \frac{m_K - m_T}{m_K - m_{KK}} \cdot 100 \text{ \%}, \quad (\text{I.12})$$

где m — масса, г/см³: m_T — газонасыщенного (высушенного) образца; m_K — образца, насыщенного жидкостью (керосином); m_{KK} — насыщенного образца в жидкости (керосине).

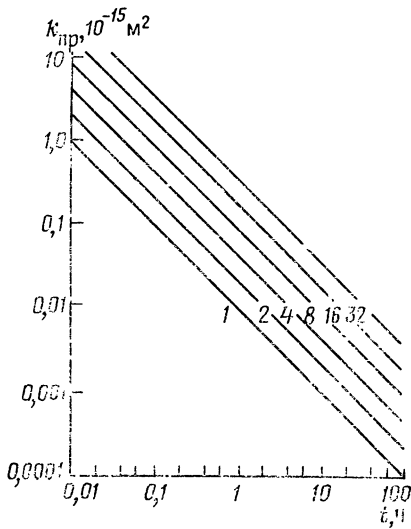


Рис. 1.2. Палетка для расчета времени вакуумирования в зависимости от проницаемости образца. Шифр кривых — $k_{пр}$, %

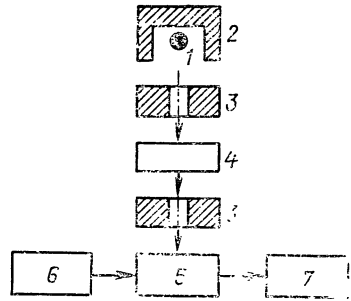


Рис. 1.3. Блок-схема установки для измерения электронной плотности

От режима вакуумирования и насыщения в значительной степени зависит точность определения пористости. Режим вакуумирования выбирают в зависимости от проницаемости образца: чем меньше проницаемость, тем больше должно быть время вакуумирования (рис. 1.2).

Для характеристики пористости пород в ряде случаев используется коэффициент пористости. Коэффициент пористости $k_{п}$ — отношение объема пор к объему минерального скелета пород:

$$k_{п} = \frac{n}{1 - n}, \quad \%, \quad (I.13)$$

где n — общая пористость, %.

Эффективная пористость — один из основных параметров коллекторских свойств пород; ее определение рассмотрено в работе [51].

Перспективным методом определения плотности пород является радиоактивный метод — измерение поглощения проходящего через образец потока гамма-квантов. Блок-схема такой установки приведена на рис. 1.3. Она состоит из источника 1 гамма-излучения активностью $3,7 \cdot 10^8$ Бк, окруженного экраном 2, коллиматоров 3, между которыми размещается образец породы 4, детектора излучения на основе сцинтилляционного

детектора NaI(TL) с фотоумножителем 5, пересчетного устройства 7 (прибор ПСО2-4) и высоковольтного блока 6 питания фотоумножителя БНВЗ-09.

Интенсивность гамма-излучения

$$N = N_0 e^{-\mu\sigma I}, \quad (I.14)$$

где N_0 — интенсивность гамма-излучения без образца; N — интенсивность в присутствии образца; μ — массовый коэффициент поглощения; σ — плотность; I — длина образца.

Плотность образца

$$\sigma = -\frac{1}{\mu I} \ln \frac{N}{N_0}. \quad (I.15)$$

При использовании образцов одного и того же линейного размера I постоянна, μ также постоянен и равен $0,07 \text{ см}^2/\text{г}$ (по данным Г. Б. Варварина, Е. М. Филиппова), поэтому

$$\sigma = -A \ln \frac{N}{N_0}. \quad (I.16)$$

§ 2 ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ И ПОРИСТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД В СКВАЖИНАХ

Разработанные методы и аппаратура для геофизических исследований скважин позволяют характеризовать физические свойства горных пород в их естественном залегании. Лучше эти задачи решены для нефтяных и газовых скважин большого диаметра, хотя условия эксплуатации скважинной аппаратуры требуют ее надежной работы при температуре до $250\text{—}300 \text{ }^\circ\text{C}$ и давлении $120\text{—}150 \text{ МПа}$.

Это, как правило, комплексные приборы, измеряющие геофизические поля разной физической основы (электрическое, тепловое, радиоволновое, акустическое) и позволяющие определять различные физические характеристики окружающих скважины горных пород при различных геолого-технических условиях проводки скважин или их эксплуатации.

Плотность окружающих скважины горных пород с точностью $\pm 0,01 \text{ г/см}^3$ в диапазоне $1,8\text{—}2,7 \text{ г/см}^3$ определяется методом гамма-гамма-каротажа, основанного на регистрации рассеянного γ -излучения. В зависимости от преобладающей энергии квантов, регистрируемых детектором, различают плотностную (ГГМ-П) и селективную (ГГМ-С) модификации.

В практике ГИС наиболее часто используют аппаратуры плотностного гамма-гамма-каротажа РГП-2, СГП, РКС-1, ПК1-941 [2, 70].

Аппаратура РГП-2 предназначена для измерения плотности горных пород, пересекаемых скважиной, с температурой до

135 °С и мощности экспозиционной дозы естественного гамма-излучения горных пород. Аппаратура состоит из: скважинного прибора с управляемым устройством многократного действия, обеспечивающего одновременную регистрацию рассеянного породой гамма-излучения блоками детектирования каналов гамма-гамма-каротажа большого и малого зондов (ГГКб и ГГКм) и естественного гамма-излучения детектирования канала ГК; пульта управления для управления прижимным устройством скважинного прибора и автоматической обработки и регистрации в аналоговой форме плотности горных пород и естественной радиоактивности; имитатора-теста для калибровки аппаратуры.

Аппаратура РКС-1 предназначена для работы в скважинах до 120 °С, СГП — до 165 °С, аппаратура ПК1-941 — до 200 °С.

Необходимо заметить, что для количественного определения плотности горных пород необходимо обязательно проводить калибровку аппаратуры [2, 70, 88].

Определение пористости геофизическими исследованиями в скважинах проводится в нефтегазоносных провинциях. Оно имеет первостепенное значение для оценки коллекторских свойств пород и поэтому рассмотрено в гл. VII совместно с другими методами изучения коллекторов нефти и газа.

§ 3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Расчетные значения плотности

Плотность горных пород σ , средняя плотность их минерального скелета $\sigma \cdot$ и пористость n можно рассчитать на основе экспериментальных данных и установленных закономерных связей между параметрами. Применяются два метода — графо-аналитический метод, разработанный М. Л. Озерской для осадочных пород платформенных регионов [50], и метод модальных значений, применимый для магматических и метаморфических пород [90].

Графо-аналитический метод обработки данных о физических свойствах осадочных пород и их комплексов заключается в установлении закономерностей распределения изученных параметров и их соотношений между собой в зависимости от различных геологических факторов и в представлении этих зависимостей в виде наглядных графиков, сопоставимых характерных параметров анализируемого распределения и аналитического его выражения.

Основой графо-аналитического метода являются эмпирические соотношения реально существующих закономерностей

Т а б л и ц а 1.2

Группа палеток	Номер палетки	Зависимость	Расчетные формулы (по фактическим данным)
I	1а	$\sigma_r = f(n)$	$\sigma_r = \delta (1 - n \cdot 10^{-2})$
	1б	$\sigma_b = f(n)$	$\sigma_b = \delta + (1 - \delta) n \cdot 10^{-2}$
	2	$\sigma = f(v_p)$	$\sigma = \sigma_{\max \phi} - (\delta - \sigma_{\min}) e^{-0,55 v_p}$
	3	$v_p = f(n)$	$v_p = 1 + (v_{p \max \phi} - 5,5) + (5,5 - 1) e^{-Bn}$
II	4	$v_p = f(\sigma)$	$v_p = v_{p \min} + (v_{p \max \phi} - 5,5) + (5,5 - (v_{p \min}) e^{-\delta (\sigma_{\max \phi} - \sigma)})$
	5	$n = f(H)$	$n = n_{\max} e^{-0,45H} + (n_{\max \phi} - n_{\max})$
	6	$\sigma_r = f(H)$	$\sigma_r = \delta_1 (1 - n_{\max} \cdot 10^{-2} e^{-0,45H}) + (\sigma_{r \min \phi} - \sigma_{r \min})$
	7	$\sigma_b = f(H)$	$\sigma_b = \delta_1 - 1,7 n_{\max} \cdot 10^{-2} e^{-0,45H} + (\sigma_{b \min \phi} - \sigma_{b \min})$
	8	$v_p = f(H)$	$v_p = v_{p \max} - (v_{p \max} - v_{p \min}) e^{-0,45H} + (v_{p \min \phi} - v_{p \min})$

Примечание. $\delta = 2,9 \text{ г/см}^3$, $\delta_1 = 2,7 \text{ г/см}^3$, $v_{p \max} = 6 \text{ км/с}$, ϕ — фактические данные.

распределения физических параметров, обусловленные составом и структурой осадочных пород и необратимым компрессионным уплотнением, сохраняющимся в породах при снятии нагрузки. Такие эмпирические зависимости, представленные в виде палеток, позволяют количественно сопоставимо охарактеризовать распределение физических свойств осадочных отложений различного состава, возраста и глубины залегания.

Палетки графо-аналитического метода подразделяются на две группы (табл. 1.2). I группа палеток служит для определения связи между различными физическими параметрами; II группа — для определения зависимости распределения физических параметров от глубины залегания пород.

В палетках первой группы используется закономерная связь между плотностью водонасыщенных σ_b и газонасыщенных σ_r пород с их минеральной плотностью и пористостью, а также скорости упругих волн v_p с плотностными параметрами. Эти зависимости приведены в главах II и III первого тома. Практические приемы построения кривых и использования палеток рассмотрены в работе [61].

Палетки второй группы отражают изменение с глубиной пористости, плотности газонасыщенных и водонасыщенных пород и скорости распространения продольных волн одностипных и разновозрастных пород и их комплексов (рис. 1.4).

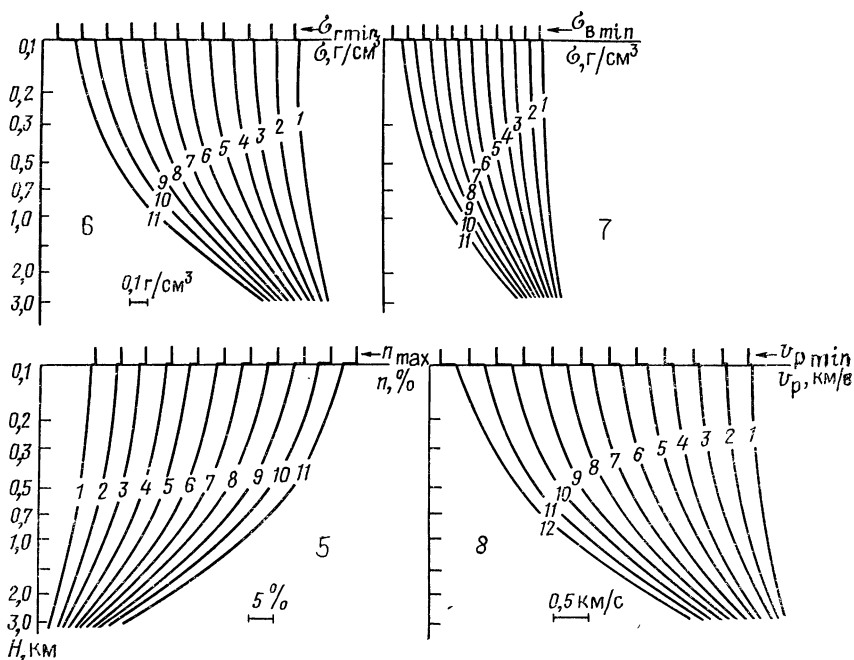


Рис. 1.4. Палетки (5—8) зависимости физических параметров горных пород от глубины залегания H (по М. Л. Озерской). Шифр линий приведен в табл. 1.3

Палетки построены в полулогарифмическом масштабе на бланках с логарифмическим модулем 100 мм на интервал глубин $H=0—3$ км. Интервал глубин от 0 до 0,1 из-за логарифмического масштаба не приведен, но начальные значения каждой линии при $H=0$ показаны вертикальными смещенными от линии отрезками выше горизонтальной оси палетки при $H=0,1$.

Характерные параметры построения палеток: n_{\max} — начальная пористость при $H=0$; $v_{p \min}$ — начальная скорость при $H=0$; $\delta=2,7$ г/см³, $v_{\text{ск}}=6$ км/с. Шифр линий палеток приведен в табл. 1.3.

Для практического использования палеток целесообразно их пропорционально увеличить до размера стандартного полулогарифмического бланка. В масштабе бланка строят кривые по фактическим значениям параметров изучаемого разреза и совмещают с палеточными. Использование палеток позволяет: при наличии фактических данных для части разреза (1/3 и более) проводить экстраполяцию данных и строить параметрические кривые на всю глубину разреза; проводить анализ идентичности или различия параметрических разрезов осадочных толщ;

Таблица 1.3

Номер лентки	Индекс	Шифр линий палеток											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
5	n_{\max}	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	—
6	$\sigma_{\Gamma \min}$	2,43	2,30	2,16	2,02	1,89	1,76	1,62	1,48	1,35	1,22	1,08	—
7	$\sigma_{\text{в} \min}$	2,53	2,45	2,36	2,27	2,19	2,11	2,02	1,93	1,85	1,77	1,68	—
8	$\nu_{\text{p} \min}$	5,4	5,0	4,6	4,2	3,8	3,4	3,0	2,6	2,2	1,8	1,4	1,0

вычислять и сопоставлять аналитические выражения распределения параметров различных разрезов с глубиной.

В качестве примера на рис. 1.5 приведены параметрические разрезы осадочной толщи ряда регионов. В пределах Восточно-Европейской платформы, судя по различию кривых пластовой скорости (рис. 1.5, *a*), наблюдается отличие в условиях осадконакопления кембрийских и вендских толщ. Близкий характер изменения плотности терригенных пород в пределах Скифской и Туранской плит (рис. 1.5, *б, в*) свидетельствует об идентичности условий осадконакопления, что соответствует однотипному кайногенному развитию этих регионов в мезозое — кайнозое.

Метод модальных значений предусматривает расчет плотности пород по их среднему (модальному) минеральному составу:

$$\sigma = \frac{m_1\sigma_{M1} + m_2\sigma_{M2} + m_x\sigma_{Mx} + n}{100}, \quad \text{г/см}^3, \quad (1.17)$$

где m_1 , m_2 , m_x — содержание минералов, %; σ_{M1} , σ_{M2} , σ_{Mx} — плотность минералов, г/см³; n — пористость, %.

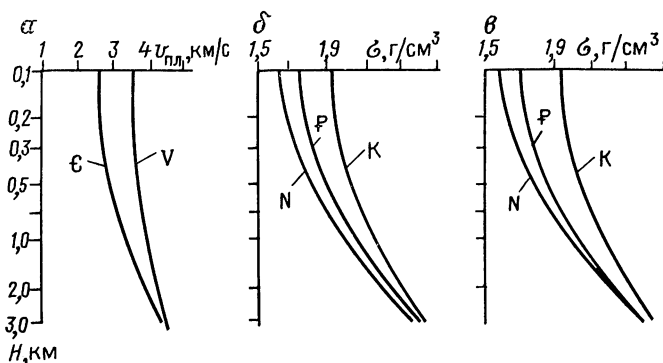


Рис. 1.5. Параметрические разрезы физических параметров осадочных отложений различных регионов (по М. Л. Озерской):

a — кембрийские ϵ и вендские ν отложения Восточно-Европейской платформы; терригенные отложения: *б* — Скифской плиты, *в* — Туранской плиты

Минеральный состав различных групп магматических пород и плотность минералов приведены в гл. II первой книги. Для определения плотности метаморфических пород используют петрографические данные о их составе. Для определения плотности пород с погрешностью 0,01—0,02 г/см³ необходимо использовать данные о минеральном составе пород узкой петрографической разновидности, например биотитовых гранитов, аляскитовых гранитов и т. д., а при расчете плотности основных и ультраосновных пород — разновидности пироксенов, оливинов, амфиболов, существенно различающихся по σ в магнетизальных и железистых минералах.

Расчет плотности по минеральному составу целесообразно проводить при расхождении данных измерения σ пород с типичным значением соответствующих петрофизических групп, приведенных в гл. VIII первого тома. Более низкое значение плотности данного образца, чем типичное для петрофизической группы, свидетельствует о метасоматических изменениях или выветривании пород, более высокое — об обогащении рудными минералами. В том и другом случаях возможны ошибки в петрографических определениях, что подлежит уточнению.

Определение плотности по геофизическим данным

Для оценки плотности массивов горных пород, слоев и мегаслоев земной коры можно использовать данные гравиметрических, сейсмических и радиоактивных методов.

По гравиметрическим данным средняя плотность массивов (слоев) оценивается одновременно с установлением их геометрии путем подбора моделей и представляет собой основное содержание интерпретации гравиметрических данных, рассмотренной в учебных курсах и справочниках.

Непосредственно из данных полевых гравиметрических измерений можно найти среднюю плотность промежуточного слоя, расположенного между уровнями высот самой нижней и самой высокой точек съемки в данном районе, по методу Неттельтона или способом Кошл [91]. Метод применим в основном в горных районах для оценки средней плотности образований, залегающих выше уровня моря. Находится в стадии развития муонный метод [91].

По сейсмическим данным плотность слоев земной коры рассчитывают на основе корреляционных связей между плотностью и скоростью упругих волн горных пород. Метод применяется для оценки плотности слоев и мегаслоев земной коры и мантии при построении глубинных петрофизических разрезов вдоль сейсмических геотраверсов (см. гл. XIV).

ГЛАВА II

ТЕХНИКА И МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ УПРУГИХ И ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

§ 4. ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ УПРУГИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

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

Статическим методом определяется: модуль Юнга при одноосном сжатии, растяжении и изгибе стержня из породы; модуль сдвига при кручении образца; коэффициент Пуассона при измерении продольных и поперечных деформаций при одноосном сжатии; модуль объемного сжатия при сжатии образца всесторонним давлением. Во всех этих случаях измерение упругих параметров сводится к непосредственному измерению деформации сжимаемых образцов тензодатчиками различных конструкций.

При геофизических исследованиях наиболее широко применяют динамический метод. С помощью этого метода измеряют скорости распространения волн различного типа в веществе горных пород, которые связаны аналитическими зависимостями с упругими модулями (см. книгу первую, гл. III, § 8), а также их затухание. Существуют: динамический резонансный способ, где используют стоячие волны в образце горной породы, возбуждаемые внешним источником на основной частоте или на ее последующих гармониках; способ критических углов, реализуемый при вращении вырезанной из образца горной породы тонкой пластинки, установленной в жидкости на пути распространения непрерывной упругой волны; способ фиксации ультразвуковых импульсов. Наиболее распространен импульсный способ.

Измерение упругих свойств в образцах в лабораторных условиях позволяет получить высокую точность определения физического параметра образца при детальном изучении его состава и текстурно-структурных особенностей в изменяющихся термобарических условиях. Свойства образца при этом не всегда точно отражают свойства породы в естественном залегании. Несовпадение свойств может быть обусловлено различными пределами изменения состава и текстурно-структурных особенностей образца и исследуемого геологического образования, несоответствием физического состояния образца в лабораторном эксперименте и породы, находящейся в естественном

залегании в условиях обводненности, механических и тепловых напряжений и т. п. Поэтому при лабораторных исследованиях необходимо соблюдать следующие правила.

1. Изучаемые образцы должны быть без видимых следов выветривания и разрушения. Изменение упругих свойств пород в связи с воздействием гипергенных процессов может достигать 50 %.

В связи с неоднородностью строения массивов горных пород необходимо стремиться отбирать для проведения измерений достаточно представительный набор образцов каждой породы по каждому изучаемому объекту. Количество используемых образцов должно позволять получать представительные статистические характеристики и оценки измеряемых параметров, при этом появляется возможность получать не только надежные оценки упругих характеристик породы, но и оценки степени неоднородности массива, из которого взяты образцы.

Для надежной оценки упругой характеристики породы в пределах обнажения или по разрезу скважины должно быть отобрано не менее двух-трех образцов. Для характеристики всей породы в целом статистически обоснованная совокупность должна иметь не менее 20—25 образцов.

Способы определения минимального количества измерений на каждом образце и минимального количества образцов из одного массива для получения указанных выше оценок можно найти в работах [51, 98]. Практически количество измерений, выполненных на одном образце, должно быть порядка пяти-шести.

В качестве оценки неоднородности массива может быть принята дисперсия совокупности средних значений относительно общего среднего исследованной выборки образцов, взятых из массива. Значение дисперсии относительно средних значений для каждого образца сопоставляется с дисперсией средних значений для общего среднего с использованием критерия Фишера для оценки значимости расхождения. Если полученное расхождение значимо, это свидетельствует о неоднородности породы в пределах исследуемого массива. В этом случае объем выборки (количество образцов) следует увеличить в 1,3÷1,5 раза и сравнить значения дисперсий средних значений большей и меньшей совокупности между собой; если их отличия вновь окажутся значимыми, объем выборки следует еще увеличить, и так до тех пор, пока значение дисперсии не приблизится к асимптотическому и различия между дисперсиями двух последовательных выборок не станут незначимыми. Полученную таким образом оценку дисперсии можно принять как оценку меры неоднородности исследованного объема массива горной породы.

Использование критерия Фишера предусматривает сравнение отношения дисперсий двух выборок $F = D_1/D_2$ с таблиц-

ными значениями для статистики Фишера с учетом числа образцов в выборках № 1 и № 2 и принятого уровня доверительной вероятности. Если полученное по выборкам значение F оказывается меньше табличного, различие дисперсий в двух выборках считается незначимым при принятом уровне доверительной вероятности.

2. Не меньшее значение, чем система отбора образцов из исследуемого массива, имеет подготовка самих образцов к проведению измерений. При этом должны быть выполнены следующие основные требования:

образцы должны быть без трещин и включений, если они не характерны для породы в целом;

образец изготавливается в виде правильного прямоугольника (куба) с четырьмя (лучше шестью) попарно параллельными шлифованными гранями, что позволяет проводить измерения в двух-трех взаимно перпендикулярных направлениях. Такая система измерений позволяет, с одной стороны, набирать при выполнении двух встречных измерений в каждом направлении достаточное число отсчетов для удовлетворительной оценки статистических характеристик результатов измерений (среднего и дисперсии) для каждого образца, а с другой стороны, выявлять по наличию устойчивых закономерных отличий результатов измерений во взаимно перпендикулярных направлениях анизотропию упругих свойств, если последняя имеет место;

для получения при измерениях на образцах значений скоростей распространения упругих волн, соответствующих скоростям в массиве, поперечные и продольные размеры образца l должны быть не меньше, чем две длины волны λ на частоте измерений ($l \geq 2\lambda$), $\lambda = v/v$, где v — рабочая частота). Несоблюдение указанного условия ведет к получению заниженных значений скорости, поскольку скорости распространения упругих волн в тонких стержнях и пластинках как в продольном, так и в поперечном направлении отличаются от скорости в неограниченной среде (массиве). При этом скорость распространения волн в стержнях и пластинах существенно зависит от частоты, тогда как в массиве горных пород такая зависимость практически отсутствует (С. Я. Коган, 1975). Минимальные размеры образцов, используемых при проведении измерений, порядка $10 \times 10 \times 10$ мм; длины волны в этом случае должны быть не более 5 мм. Максимальная скорость продольных волн в магматических изверженных породах (дуниты) около 8650 м/с (см. книгу первую, гл. III, § 8); тогда для проведения измерений на образцах высокоскоростных пород необходима частота не менее $1,65 \cdot 10^6$ Гц. Время распространения продольной волны через такой образец составит $1,21 \cdot 10^{-6}$ с. Для обеспечения точности измерения не менее 5 % необходимо иметь возможность

Рис. П.1. Кривые изменения скорости продольных волн в гипербазите (а), диорите (б), граните (в) в зависимости от времени насыщения образца водой (1) и маслом (2) (Н. Б. Дортман и М. Ш. Магид, 1969 г.)

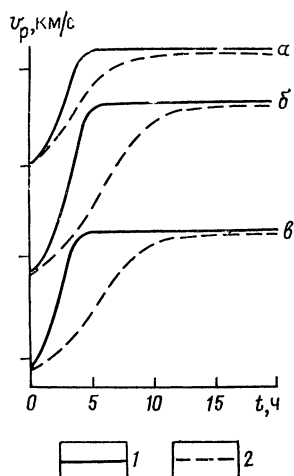
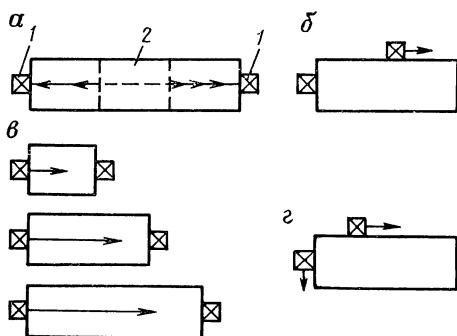


Рис. П.2. Схема расположения пьезоэлементов при измерении скоростей упругих волн и поглощения способами многократных отражений (а), дискретных колебаний (б), просвечивания с одного пикета (в) и просвечивания под углом (г):

1 — излучатель и приемник;
2 — горная порода



взятия отсчетов с точностью не менее $0,05 \cdot 10^{-6}$ с. Если инструментальная точность используемой измерительной аппаратуры не соответствует указанным требованиям, необходимо соответственно увеличивать размеры образцов.

Если структура горной породы (например, слоистость) не позволяет изготовить образец требуемого размера, но позволяет получить образец в виде пластинки, то такую пластинку можно использовать для определения скоростей методом критических углов.

3. Для получения скоростных характеристик, приближенных к значениям скорости упругих волн в породах в условиях естественного залегания, образец должен быть насыщен флюидом, типичным для исследуемых геологических образований. Это имеет определяющее значение как для осадочных (В. Н. Кобранова, 1962 г.; А. М. Авчян, 1972 г. и др.), так и для кристал-

лических (Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид, 1968 г.; М. Ш. Магид, 1972 г.; G. Simmons, A. Nurg, 1969 г.) пород. Разница в величинах v_p и v_s , измеренных в газонасыщенных и водонасыщенных образцах, может достигать 30—50 % (для v_p) и 15—20 % (для v_s (см. книгу первую). Наиболее характерным для геологических образований является водонасыщенное состояние. Насыщение образцов жидкостью проводится под вакуумом в течение 6÷8 ч (рис. II.1). При изучении структуры и текстуры пород скорость упругих волн целесообразно измерять и в сухих (газонасыщенных) образцах.

При проведении исследований на образцах возможно несколько вариантов схемы проведения измерений, отличающихся взаимным расположением излучающих и приемных элементов (рис. II.2). В качестве таких элементов в настоящее время используются преобразователи из пьезокерамики различного типа (ЦТС, титанит бария и др.).

При прозвучивании образца с помощью аксиально-поляризованных преобразователей поршневого типа между двумя взаимно параллельными гранями и при выполнении микропрофилирования по двум взаимно перпендикулярным плоскостям время прихода продольной упругой волны определяют по первому вступлению импульсной волны. При микропрофилировании излучатель фиксируется (прижимается) к одной из граней образца, а приемник последовательно перемещают по одной из перпендикулярных к ней граней или по боковой образующей, если измерения проводят на керне. По значениям времен первых вступлений на разных расстояниях строят годограф, тангенс угла наклона которого к оси абсцисс, где отложены расстояния точек наблюдения от излучателя, характеризует скорость распространения упругой волны в образце.

Для определения времени распространения (скорости) поперечных упругих колебаний методом прозвучивания необходимо использовать преобразователи сдвигового типа. В качестве таких преобразователей применяются биморфные пьезокерамические элементы (пластины) типа ПЭК, работающие на изгибных колебаниях (Л. Н. Боканенко, 1966 г.; Е. М. Аверко, А. М. Кульков, 1969 г.).

Скорость распространения поперечных колебаний в образце можно также определить с помощью преобразователей поршневого типа при профилировании — по вступлению поперечной волны и ее корреляции вдоль профиля; по резонансной частоте колебаний образца на обменных волнах под критическим углом, создаваемых с помощью специальных акустических призм, с использованием обменных волн, возникающих на образующих гранях в цилиндрических (или иных продольных) образцах. Тип возбуждаемой волны и формулы для расчета скорости приведены в табл. II.1.

Т а б л и ц а П.1

Методы определения скорости поперечных волн на образцах горных пород

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

П р и м е ч а н и е. P_M — продольная волна в массиве; $P_{\text{ст}}$ — продольная стержневая волна; λ_S — длина поперечной волны; $f_{\text{рез}}$ — резонансная частота волны; $P_{\text{ж}}$ — продольная волна в жидкости; d — диаметр образца; l — длина образца; Δt — интервал времени между последовательной группой волн; α — критический угол; t — время прохождения волны через образец; σ_n — коэффициент Пуассона.

При использовании преобразователей сдвигового типа появляется возможность исследовать анизотропию упругих свойств образца путем проведения последовательных измерений с поворотом плоскости поляризации колебаний излучающего и приемного элементов на 90° . При наличии анизотропии значения скорости распространения поперечных колебаний при таком повороте будут различными.

На продольных волнах анизотропия упругих свойств проявляется при прозвучивании образца во взаимно перпендикулярных направлениях. При изучении анизотропии скоростей в слоистых образцах скорость измеряется по слоистости (v_{\parallel}) и поперек нее (v_{\perp}). Значение анизотропии оценивается коэффициентом анизотропии $K_a = v_{\parallel} / v_{\perp}$. При отсутствии видимой слоистости коэффициент анизотропии оценивается как $K_a = v_{\text{max}} / v_{\text{min}}$.

Все перечисленные способы динамического метода изучения скоростей распространения упругих волн применимы и для измерения эффективного коэффициента затухания (поглощения) упругой энергии. Наиболее точные значения поглощения продольных волн в породах можно получить с помощью образцов, изготовленных в виде небольших тонких стержней, используя резонансный способ. В способе вынужденных колебаний тонких стержней определяется потеря упругой энергии за один период колебаний (декремент затухания).

В основе импульсного способа определения затухания лежит зависимость амплитуды волны от расстояния x :

$$A = A_0 \frac{e^{-\alpha x_i}}{x_i^n} qk, \quad (\text{II.1})$$

где A_0 — некоторая начальная амплитуда; α — коэффициент затухания; n — показатель функции расхождения энергии; q — коэффициент отражения; k — число отражений импульса от грани образца.

Импульсный способ реализуется путем регистрации амплитуд последовательности импульсов, многократно отраженных от противоположащих граней образца.

Для измерения времени пробега и затухания упругих волн в образцах используется специальная импульсная аппаратура, обеспечивающая высокую точность отсчетов времени.

Завод «Электроточприбор» (г. Кишинев) выпускает ультразвуковой прибор УК-10 ПМС (ОКО-1), предназначенный для определения физико-механических параметров горных пород. Прибор позволяет измерять время распространения ультразвуковых колебаний и амплитуду проходящих импульсов. Прибор снабжен микропроцессором и обеспечивает вычисление скорости распространения колебаний и прочностных характеристик. Прибор снабжен набором преобразователей, работающих на частотах 25, 60, 100, 150, 200, 400, 600 и 1000 кГц.

Диапазон измерения времени распространения ультразвуковых импульсов	10 ÷ 5000 мкс
Дискретность отсчета времени	0,01; 0,1; 1,0 мкс
Диапазон определения скорости	300 ÷ 15 000 м/с
Погрешность измерения времени	≤ ± 0,5 %
Погрешность определения амплитуд	≤ ± 2,0 %
Масса прибора	9,0 кг

Кроме того, для измерения скоростей в образцах горных пород можно использовать ультразвуковые приборы: УК-10ПМ (рабочие частоты от 25 до 150 кГц), погрешность ± 1 %, масса 8 кг; УС-12ИМ (преобразователи на рабочие частоты от 25 до 25 000 кГц, диапазон измерения скорости с цифровым отсчетом 1250 ÷ 9999 м/с), масса 20 кг; УК-15П (диапазон измерения времени 20 ÷ 9999 мкс), погрешность ± 1 %, масса 8 кг.

Работа всех перечисленных выше импульсных измерительных приборов контролируется с помощью специальных образцовых мер, размеры которых и скорость распространения продольных упругих волн определены с высокой точностью и достоверностью и указаны в сопроводительной документации или непосредственно на образцовых мерах. Для изготовления образцовых мер используются материалы ($v_p \approx 2,7$ км/с, $v_s \approx 1,1$ км/с; сталь $v_p \approx 5,4$ км/с, $v_s \approx 3,4$ км/с; дюралюминий

$v_p \approx 6,2$ км/с, $v_s \approx 3,1$ км/с; кварцевое стекло $v_p \approx 5,6$ км/с, $v_s \approx 3,5$ км/с), в которых дисперсия скорости, вызванная неоднородностью структуры материала, в 0,3 раза менее предельной инструментальной погрешности контролируемого прибора.

Ультразвуковой измеритель скорости УЗИС-ЛЭТИ позволяет измерять время распространения упругих волн в образцах путем непосредственного сопоставления с временем распространения упругих импульсов в образцовой жидкости с известной скоростью распространения продольных волн. Отсчет при этом берется при совпадении изображения первых вступлений импульсов в образце и в жидкости на экране ЭЛТ по лимбу микрометрического винта, с помощью которого перемещается один из преобразователей в образцовой жидкости. Скорость в образце определяется при этом из соотношения

$$v = \frac{l}{n_1 - n_0} v_{\text{эт}}, \quad (\text{II.2})$$

где v — скорость продольных волн в образце; l — длина образца; $n_1 - n_0$ — расстояние между излучателем и приемником в образцовой жидкости, отсчитанное по микрометрическому винту; $v_{\text{эт}}$ — скорость продольных волн в образцовой жидкости.

Более детальные рекомендации по методике проведения измерений на образцах можно найти в работе [51].

Скорости продольных и поперечных волн измеряют с помощью разработанной во ВНИИ Геофизике лазерной установки «ЛУЗА» для импульсных ультразвуковых исследований образцов горных пород (рис. II.3). В этой установке импульсный лазер излучает короткий световой импульс, который фокусируется на поверхности образца в точку размером порядка 0,1 мм — оптоакустический источник. Энергия импульса, поглощенная образцом, порождает в нем упругую волну, которая в пьезокерамическом приемнике превращается в электрический сигнал, поступающий на осциллограф. Луч газового лазера непрерывного действия отмечает на поверхности образца положение оптоакустического источника и его размер. Осциллограф, работающий в ждущем режиме, запускается системой синхронизации в момент генерации светового импульса. Генератор опорной частоты, контролируемый частотомером, подает на осциллограф метки времени.

Пьезокерамические приемники предназначены для регистрации продольных или поперечных волн частотой до 20 МГц.

Высокая мощность оптоакустического источника, малая длительность и высокая крутизна переднего фронта возбуждаемого импульса позволяют проводить измерения на средах с сильным затуханием и дисперсией ультразвуковых волн — пористых, имеющих микротрещины и неоднородности, насыщенных флюидами, на образцах малых размеров. Бесконтактность возбужде-

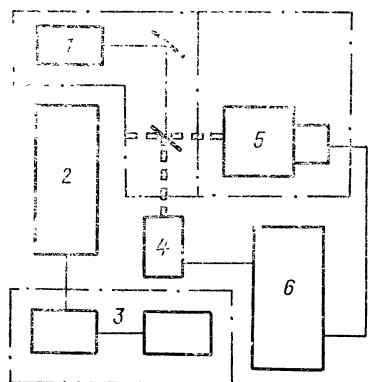


Рис. П.3. Лазерная установка «Луза»: 1 — газовый лазер непрерывного действия; 2 — импульсный лазер; 3 — генератор опорной частоты и частотомер; 4 — блок синхронизации; 5 — фиксатор образца с приемным преобразователем; 6 — устройство регистрации — осциллограф

ния позволяет легко проводить исследования в экстремальных условиях: в сильных электрических и магнитных полях, при нагреве и наложении давления.

Установка «ЛУЗА» имеет следующие параметры:

Диапазон измерений:	
временных интервалов, мкс	≥ 50
амплитуд импульсов, мВ	$\geq 0,2$
Погрешность измерения, %	
временных интервалов	$\leq 0,1$
амплитуды	$\leq 5,0$
Диапазон рабочих температур, °С	$+15 \div +40$
Потребляемая мощность, кВт	3
Напряжение питания, В	$220 \pm 10 \%$
Охлаждение	Водопроводная магистраль с расходом воды не менее 6 л/мин и температурой не более $+15^\circ\text{C}$

Установка «ЛУЗА» может быть сопряжена с автоматизированными измерительными системами, работающими в стандарте КАМАК.

Большой интерес представляет разработанный В. Н. Стором, Ю. И. Кузнецовым и др. метод ультразвукового лазерного сканирования образцов горных пород (УЛС). Метод УЛС заключается в последовательном возбуждении лазером упругих колебаний в точках по заранее намеченной сетке на образце горной породы. Образцы для исследования по методу УЛС представляют плоскопараллельные пластины толщиной 2—5 мм [1].

Методика обработки результатов УЛС сводится к расчету по точкам сканирования и построению гистограмм и карт распределений v_p по каждому образцу. Гистограммы v_p дают возможность найти диапазон изменения v_p по каждому образцу, а карты распределения v_p позволяют получить информацию об

акустических неоднородностях образцов горных пород, оценить их размеры и форму.

Погрешность определения скоростей распространения упругих волн обусловлена погрешностями измерения расстояния (размер образца или базы измерения) и времени распространения, поскольку скорость распространения нельзя измерить непосредственно. Методом сравнения определяют только расстояние в образцовой жидкости. Погрешность измерения размеров (расстояний) образцов горной породы, используемых при определении упругих характеристик, не должна быть больше (желательно — меньше) погрешности измерения времени распространения упругих импульсов. Поскольку при определении скорости распространения упругих колебаний размер образца используется в качестве независимо измеренного параметра наряду с измеренным значением времени распространения колебаний, погрешность определения скорости δ_v распространения колебаний определяется как геометрическая сумма погрешностей определения размера δ_l и времени δ_t :

$$\delta_v = \sqrt{\delta_l^2 + \delta_t^2}. \quad (\text{II.3})$$

При этом δ_l и δ_t должны быть записаны в сопоставимом виде, т. е. в виде безразмерных относительных величин (в %).

Скорость распространения волн вычисляют по средним значениям времени и расстояния, полученным по результатам измерения по всей используемой совокупности (выборке) образцов данной породы. В качестве оценки погрешности для средних значений принимают доверительный интервал среднего

$$\bar{\delta} = k_{N, P} \sqrt{D/N}, \quad (\text{II.4})$$

где $k_{N, P}$ — табличный коэффициент распределения Стьюдента, зависящий от выбранного значения доверительной вероятности P , уменьшающийся с ростом числа отсчетов N ; D — несмещенная оценка дисперсии измеряемого параметра.

Вычисленные значения скорости распространения упругих колебаний округляют с учетом полученного значения погрешности δ_v .

Отношения скоростей v_P/v_S и значение коэффициента Пуассона находят по усредненным значениям v_P и v_S для данной породы и массива. Определение статистических характеристик по распределению отношений v_P/v_S , взятых для попарно полученных результатов, неправомерно, поскольку полученные выборки значений v_P и v_S представляют собой независимые случайно распределенные (в общем случае — каждая по нормальному закону) величины, а распределение отношений двух

таких величин соответствует распределению Коши, лишь внешне сходному с нормальным, для которого строго не существуют ни математическое ожидание, ни дисперсия, ни эксцесс, и эти параметры, будучи вычислены по стандартным формулам нормального распределения, будут неrepresentative и неустойчивы.

§ 5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ УПРУГИХ ВОЛН ПО СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫМ И КАРОТАЖНЫМ ДАННЫМ

По материалам полевых сейсмических и сейсмоакустических каротажных наблюдений изучают упругие свойства массивов горных пород в целом, а также отдельных их частей с помощью существующих серийных комплексов сейсмической и сейсмоакустической каротажной аппаратуры.

Определение скорости упругих волн по полевым сейсмическим данным

При интерпретации сейсморазведочных данных и построении сейсмогеологических разрезов используют различные типы сейсмических волн (рис. II.4). Скорость некоторых волн берут в качестве петрофизической характеристики упругих свойств горных пород в массиве. К таким скоростям можно отнести эффективную, пластовую, граничную, среднюю, интервальную скорости. Эффективную, интервальную, среднюю скорости определяют преимущественно в сейсморазведке МОВ, МОВ ОГТ, граничную — в сейсморазведке МПВ, интервальную — при скважинных наблюдениях [13, 73].

Эффективная скорость ($v_{эф}$) — это скорость распространения волны в покрывающей среде, вычисляют по годографам отраженных или преломленных волн, исходя из предположения однородности этой среды.

Вычисление эффективной скорости основано на уравнении продольного годографа [13]

$$t(x) = \frac{1}{v} \sqrt{4h_0^2 + x^2 + 4h_0^2 x \sin \varphi_x}, \quad (\text{II.5})$$

где x — расстояние от источника возбуждения колебаний до точки их приема; h_0 — эхо-глубина (удвоенная кратчайшая глубина от точки возбуждения до отражающей плоской границы); φ_x — кажущийся угол наклона отражающей плоскости.

При большом объеме наблюдений эффективную скорость вычисляют при машинной обработке материалов МОВ методом подбора в процессе коррекции кинематических поправок для отраженных волн. Параметры годографов определяют путем

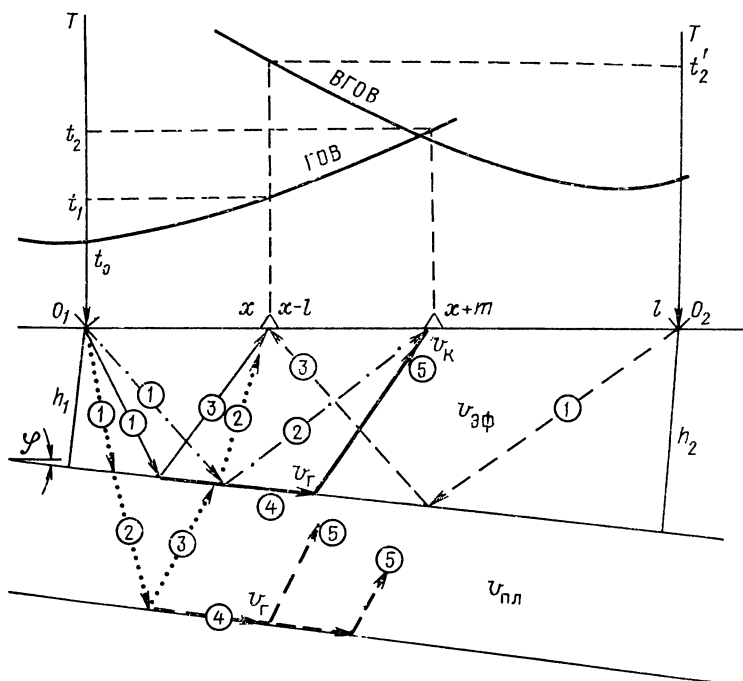


Рис. II.4. Лучевая схема распространения сейсмических волн:

1 — падающих; 2 — проходящих; 3 — отраженных; 4 — преломленных; 5 — головных; O_1, O_2 — пункты возбуждения сейсмических волн; Γ_{OB} — годограф отраженной волны; Γ'_{OB} — встречный годограф отраженной волны

регулируемого криволинейного суммирования сейсмограмм (Е. А. Козлов, Г. Н. Гогоненков и др., 1973 г.).

Расчеты v_{ϕ} можно выполнить вручную по одиночным годографам с помощью простых графо-аналитических способов: постоянной разности, встречных годографов, разностного годографа.

При способе постоянной разности для двух точек годографа с абсциссами x и $x+m$ и соответствующими им временами t_1 и t_2 получают уравнения

$$v^2 t_1^2 = 4h^2 + x^2 + 4hx \sin \varphi; \quad (\text{II.6})$$

$$v^2 t_2^2 = 4h^2 + (x+m)^2 + 4h(x+m) \sin \varphi. \quad (\text{II.7})$$

После вычитания из второго уравнения первого получают уравнение прямой в системе координат (x, u)

$$v^2 u = m^2 + 4hm \sin \varphi + 2mx, \quad (\text{II.8})$$

где $u = t_2^2 - t_1^2$.

По нескольким парам точек годографа находят значения $u(x)$ при постоянной величине m и наносят их на график. Полученную на графике последовательность точек усредняют прямой линией и вычисляют ее угловой коэффициент $\Delta u/\Delta x$. Величину $v_{\text{эф}}$ находят по формуле

$$v_{\text{эф}} = \sqrt{2m \frac{\Delta x}{\Delta u}}. \quad (\text{II.9})$$

При наличии встречных годографов одной волны, полученных из пунктов возбуждения O_1 и O_2 , разнесенных на расстояние l друг от друга, можно определить $v_{\text{эф}}$ по способу встречных годографов. В этом случае берут некоторую точку наблюдения с координатами x относительно пункта O_1 и $x-l$ относительно пункта O_2 . Используя методику расчета из предыдущего способа, составляют также два уравнения времен встречных годографов для выбранной точки наблюдения, аналогичные уравнениям (II.4) и (II.5), при условии, что для $t_1 h = h_1$, а для $t_2 h = h_2$ и $x = x-l$. Исходя из того, что эхо-глубины h_1 и h_2 для пунктов возбуждения O_1 и O_2 связаны соотношением $h_2 = h_1 + l \sin \varphi$, подставляя это выражение в уравнение времени для второго годографа и вычитая из уравнения для t_2 уравнение для t_1 , получают

$$y = a + bx, \quad (\text{II.10})$$

где $y = t_2^2 - t_1^2$; $a = (l^2 + 4h_1 l \sin \varphi)/v^2$;

$$b = 2l \cos 2\varphi/v^2.$$

Полученную последовательность точек $y(x)$ графически усредняют прямой линией и определяют ее угловой коэффициент $b = \Delta y/\Delta x$. Эффективная скорость при этом способе

$$v_{\text{эф}} = \sqrt{2l \frac{\Delta x}{\Delta y} \cos 2\varphi}. \quad (\text{II.11})$$

При угле наклона отражающей границы $\varphi < 10^\circ$ можно пользоваться приближенной формулой

$$v_{\text{эф}} = \sqrt{2l \frac{\Delta x}{\Delta y}}. \quad (\text{II.12})$$

Способ разностного годографа является упрощенным вариантом способа встречных годографов. В уравнении (II.8) заменяют $y = 2\theta\tau$, $\theta = t_2 - t_1$, $\tau = \frac{1}{2}(t_1 + t_2)$ и получают

$$v^2\theta = l^2/2\tau + \frac{2lh_1 \sin \varphi}{\tau} + \frac{l \cos 2\varphi}{\tau} x. \quad (\text{II.13})$$

При достаточно глубоких границах ($h \gg x$) среднее время встречных годографов изменяется незначительно и его можно считать постоянным. Тогда соотношение (II.11) есть уравнение прямой линии в координатах (x, θ) , где θ — разностный годограф. По угловому коэффициенту $\Delta\theta/\Delta x$ вычисляют

$$v_{\text{эф}} = \sqrt{\frac{l}{\tau} \frac{\Delta x}{\Delta \theta} \cos 2\varphi}. \quad (\text{II.14})$$

При малых углах наклона отражающей границы

$$v_{\text{эф}} = \sqrt{\frac{l}{\tau} \frac{\Delta x}{\Delta \theta}}. \quad (\text{II.15})$$

Достоинством способов определения $v_{\text{эф}}$ по встречным годографам является уменьшение погрешностей за счет неучтенного влияния рельефа и зоны малых скоростей.

При обработке данных многократного сейсмического профилирования $v_{\text{эф}}$ находят по сейсмограммам ОГТ. При малых углах наклона ($\varphi < 10^\circ$) величина $v_{\text{ОГТ}} = v_{\text{эф}}/\cos \varphi$ превышает $v_{\text{эф}}$ на 1—2 %, не более. При больших углах наклона пересчет $v_{\text{ОГТ}}$ в $v_{\text{эф}}$ проводят с учетом угла φ , который можно найти по временному разрезу.

Точность вычисления $v_{\text{эф}}$ зависит от случайных погрешностей измерения времени: кривизны отражающей границы; влияния слоистости покрывающей толщи; влияния локальных скоростных неоднородностей, вызванных структурными, тектоническими, фациально-литологическими и другими факторами. Характер искажения $v_{\text{эф}}$ при влиянии локальных скоростных неоднородностей зависит как от вида, размера и расположения неоднородности, так и от способа определения скорости.

Пластовая скорость ($v_{\text{пл}}$ — это скорость, характеризующая свойство сейсмического пласта. Его определяют по значениям эффективной скорости в горизонтально-слоистой среде.

Пластовую скорость в слое, находящемся между отражающими границами m и $m-1$ (слой m), до которых известны предельные эффективные скорости ($v_{\text{пр}}$, вычисляют по формуле

$$v_m = \sqrt{\frac{v_{\text{пр}}^2 m t_{0m} - v_{\text{пр}}^2 m-1 t_{0m-1}}{t_{0m} - t_{0m-1}}}. \quad (\text{II.16})$$

Опыт показывает, что вместо предельных значений $v_{\text{пр}}$ можно подставлять обычные значения $v_{\text{эф}}$, установленные по протяженным годографам отраженных волн. Погрешности оценки пластовой скорости возрастают с увеличением погрешности определения $v_{\text{эф}}$ и при уменьшении временного интервала соответствующего пласта, т. е. при увеличении скорости в пласте.

При сейсморазведке МПВ можно вычислить граничную и эффективную скорости.

Граничная скорость (v_r) — это скорость распространения вдоль границы двух сейсмических пластов скользящей волны, возбуждающей головную волну.

При горизонтальной границе раздела и учете рефракции граничная скорость совпадает с истинной в верхней части преломляющей среды. В других случаях она соответствует средней для среды от кровли до максимальной глубины проникновения сейсмического луча.

Граничные скорости по продольным годографам можно определить различными способами.

Способ кажущейся скорости (v_k). При горизонтальной преломляющей границе и однородной покрывающей среде граничная скорость равна кажущейся скорости

$$v_r = v_k = \frac{\partial l}{\partial t} . \quad (\text{II.17})$$

При наклонной границе

$$v_r = v_k \cos \varphi . \quad (\text{II.18})$$

Угол наклона φ можно найти по производной поля времен $t_x = \partial t / \partial x$ при $l = \text{const}$

$$\sin \varphi = \frac{t_x}{2} \frac{v_1}{\cos i} , \quad (\text{II.19})$$

где v_1 — скорость в покрывающей среде; $i = \arcsin(v_1/v_r)$ — критический угол.

Способ разностного годографа, при котором граничную скорость определяют по кажущейся скорости $v_{k.p}$ разностного годографа с учетом угла φ наклона границы

$$v_r = 2v_{k.p} \cos \varphi . \quad (\text{II.20})$$

Кроме указанных способов существует способ теоретических годографов, когда экспериментальный непродольный годограф сопоставляется с палеткой нормальных теоретических годографов, построенных по параметру v_r , а также и другие способы.

Средняя скорость (v_{cp}) — это скорость, измеренная в направлении сейсмического луча, перпендикулярного к слоистости.

По преломленным волнам v_{cp} определяют:
способом начальных точек

$$v_{cp} = \sqrt{\frac{x_n}{t_n} v_r \cos \varphi} , \quad (\text{II.21})$$

где x_n , t_n — координаты начальной точки годографа преломленной волны;

способом точек пересечения годографов, при котором по координатам x, t точки пересечения годографов волн, преломленных на границах 1 и 2, вычисляют среднюю скорость до границы 2:

$$v_{\text{ср}} = x/t. \quad (\text{II.22})$$

При высоком вертикальном градиенте скорости, наблюдаемом, как правило, в пределах зоны физико-химического выветривания горных пород, среднюю и эффективную скорости можно вычислить по рефрагированным волнам. Для этого применяют преимущественно способ Чибисова, требующий наличия полного годографа. При неполных годографах экстраполируют зависимость $t(x)$ до получения полного годографа.

Существует также эмпирический способ определения $v_{\text{ср}}$ в зоне рефракции волн и z_{max} — максимальной глубины зоны рефракции, при котором $v_{\text{ср}}$ и z_{max} вычисляют по формулам

$$v_{\text{ср}} = \frac{1}{2} \left[\frac{x}{t(x)} + \sqrt{\frac{x}{t(x)} v_{\text{к}}(x)} \right]; \quad (\text{II.23})$$

$$z_{\text{max}} = \frac{v \left[t(x) - \frac{x}{v_{\text{к}}(x)} \right]}{2 \sqrt{1 - [v_{\text{ср}}/v_{\text{к}}(x)]^2}}. \quad (\text{II.24})$$

Разработано множество других способов вычисления скоростей. В частности, $v_{\text{эф}}$ можно найти по дифрагированным волнам. По прямым волнам вычисляют скорости продольных и поперечных волн. По обменным отраженным волнам можно определить скорости поперечных волн и отношение скоростей $v_{\text{р}}/v_{\text{с}}$. Обменные преломленные волны используют для вычисления отношения средних или пластовых скоростей продольных и поперечных волн в покрывающей толще.

Определение скорости упругих волн каротажными методами

Скорости распространения упругих волн в среде определяют по данным сейсмокаротажа (СК), более совершенной его модификации — вертикального сейсмического профилирования (ВСП), акустического каротажа (АК), межскважинного прозвучивания (МП), а также некоторых других методов.

При сейсмическом каротаже тип определяемой скорости зависит от вида модели, которой аппроксимируется разрез.

При однородной модели рассчитывают среднюю скорость продольной волны, для которой закон изменения с глубиной устанавливают по продольному вертикальному годографу $t_0(z)$:

$$v_{\text{ср}} = z/t_0. \quad (\text{II.25})$$

Для однородно-слоистой модели продольный вертикальный годограф усредняют отрезками прямых и в пределах каждого отрезка рассчитывают пластовую скорость

$$v_{\text{пл}} = \frac{\Delta z}{\Delta t_0} = \frac{z_{\text{п}} - z_{\text{к}}}{t_{0\text{п}} - t_{0\text{к}}}, \quad (\text{II.26})$$

где $z_{\text{п}}$, $z_{\text{к}}$, $t_{0\text{п}}$, $t_{0\text{к}}$ — значения глубин и времен подошвы и кровли слоя, снятые в точках излома годографа.

При ВСП наблюдения выполняют по непродольным профилям, что дает возможность регистрировать отраженные волны (Е. И. Гальперин, 1977 г.). В результате при обработке материалов ВСП вычисляют кажущуюся скорость ($v_{\text{к}}$) по годографу головной волны, граничную скорость ($v_{\text{г}}$) по годографу проходящей волны. По годографам отраженных волн можно определить кажущуюся и пластовую скорости. По вертикальным годографам отраженных монотипных волн устанавливают средние скорости продольных и поперечных волн. Для определения пластовых и средних скоростей непродольные годографы пересчитывают в продольные, т. е. когда источник находится возле устья скважины.

При акустическом каротаже находят интервальную скорость продольных и поперечных волн в горных породах, вскрытых скважиной.

Интервальная скорость ($v_{\text{инт}}$) — это скорость пробега волны на постоянном интервале (базе наблюдения).

Малые размеры измерительной базы скважинного прибора АК, составляющие от единиц до десятков дециметров, позволяют детально изучать упругие свойства горных пород во внутренних точках массива.

Интервальная скорость продольных и поперечных волн при АК

$$v_{\text{инт}} = \frac{l_2 - l_1}{t_2 - t_1} = \frac{\Delta l}{\Delta t}, \quad (\text{II.27})$$

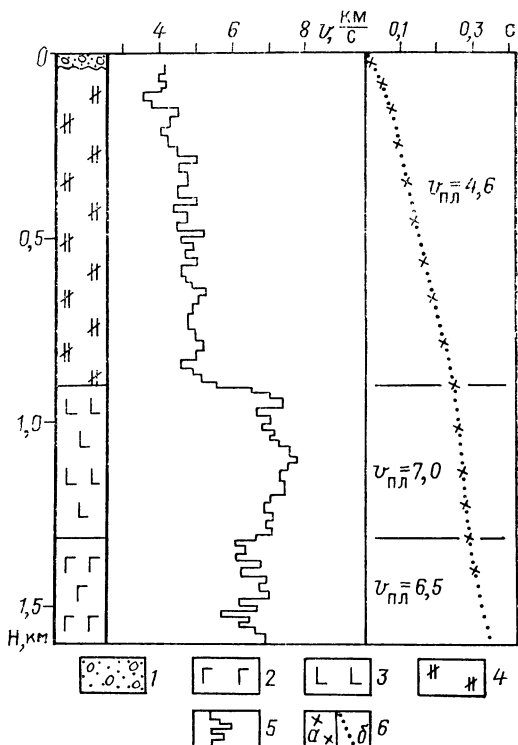
где l_1 и l_2 — меньший и больший зонды скважинного прибора АК; t_1 и t_2 — времена пробега волны на базах l_1 и l_2 зондов скважинного прибора; Δl — измерительная база скважинного прибора; Δt — интервальное время.

Для мощных однородных пластов, когда $h_{\text{пл}} \gg \Delta l$, находят $v_{\text{пл}}$ как среднее значение N независимых определений интервальной скорости в пределах пласта:

$$v_{\text{пл}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N v_{\text{инт } i}. \quad (\text{II.28})$$

Рис. П.5. Результаты акустического каротажа (АК) и вертикального сейсмического профилирования (ВСП) буровой скважины:

1 — четвертичные отложения; 2 — габбро; 3 — перидотиты, пироксениты; 4 — серпентиниты; 5 — скоростной разрез скважины по данным АК; 6 — вертикальные годографы по данным ВСП (а) и АК (б)



По значениям $\Delta t_{\text{инт}} = 1/v_{\text{инт}}$, приведенным к 1 м глубины, можно построить вертикальный годограф

$$T_{H_i} = \sum_{H=0}^{H_i} \Delta t_{\text{инт}} \quad (\text{П.29})$$

и вычислить значения средней скорости в интервале глубин H_{0i} или в любом другом интервале глубин.

Совместное использование ВСП и АК позволяет дополнять и уточнять сведения о скоростном разрезе среды. На рис. П.5 приведен пример ВСП и АК скважины, показывающий хорошее схождение вертикальных годографов, вычисленных по данным обоих методов.

Более полные сведения о скоростной модели среды можно получить, если скоростные разрезы ВСП и АК дополнить результатами лабораторных измерений скорости на образцах керна из тех же скважин.

При импульсном способе межскважинного прозвучивания скорость распространения упругих колебаний устанавливают по временам первых вступлений упругих колебаний на осцил-

логографической записи. Расстояние пробега волны между источником и приемником находят геометрически с учетом глубин размещения источника и приемников сигналов, а также углов искривления скважин, в которых размещены преобразователи звуковых сигналов.

Скорость продольных волн можно определить путем пересчета кривой кажущегося сопротивления (КС) в кривую скорости на основании корреляции электрических и упругих свойств горных пород. Для осадочных пород пересчет осуществляют по эмпирической формуле Фауста (Н. В. Афанасова, Т. М. Цимбал, 1975 г.):

$$v_p(z) = \gamma \sqrt[6]{z_i \rho_i(z)}, \quad (\text{II.30})$$

где

$$\text{где } \gamma = \bar{v}_{\text{инт}}/a; \quad a = \Sigma \sqrt[6]{z_i \rho_i(z) h_i} / H,$$

z_i — глубина залегания i -го пласта, м; ρ_i — усредненная величина относительного электрического сопротивления пласта или горных пород в некотором интервале глубин, Ом·м; $\bar{v}_{\text{инт}}$ — средняя интервальная скорость для толщи пород, вычисленная по данным ВСП или АК; h_i — мощность исследуемого пласта, м; H — мощность толщи пород, м.

§ 6. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Наиболее часто используемые параметры прочностных свойств горных пород, такие, как прочность на сжатие ($\sigma_{сж}$), прочность на растяжение (σ_p), прочность на сдвиг или срез ($\tau_{сдв}$), можно определить прямыми и косвенными способами. При прямых способах прочность горных пород рассчитывают в условиях одноосного воздействия нагрузки на породу по формуле [98]

$$\sigma = F_{\text{max}}/S_0, \quad (\text{II.31})$$

где F_{max} — максимальная разрушающая нагрузка; S_0 — начальная площадь поперечного сечения образца.

Этот показатель представляется как предел прочности при одноосном воздействии нагрузки на образец.

При косвенных способах изучаемый параметр прочности определяют путем вычисления соответствующих этому параметру предельных напряжений, возникающих при нагружении образцов определенной формы или при приложении нагрузки в соответствующем направлении, а также при использовании корреляционных связей прочностных параметров с другими физическими свойствами горных пород.

Прочностные свойства устанавливают как на образцах в лабораторных условиях, так и в массивах горных пород.

При испытаниях в лабораторных условиях механическую нагрузку на образец создают с помощью испытательных гидравлических и механических прессов. В стационарных лабораториях используют мощные гидравлические прессы типа П-125, ПСУ-50 (двухдиапазонный). Для работы с небольшими образцами кристаллических пород применяются малые настольные гидравлические прессы разработки ИГД им. А. А. Скочинского, а для испытания образцов песчаных и глинистых пород — приборы одноосного сжатия ИГП-10 и одноосного сжатия — растяжения ОСР-1 конструкции ВСЕГИНГЕО. Для работы с образцами неправильной формы как в стационарных, так и полевых условиях можно использовать прибор-пробник БУ-39 разработки ВНИМИ.

Кроме гидравлических прессов используют прессы механического типа: винтовые с механическим приводом и рычажные с грузовым приводом. Простота и относительная легкость конструкции механических прессов, а также независимость от электропитания дает возможность использовать эти приборы не только в нормальных лабораторных, но и в обычных полевых условиях.

Для прямого определения прочностных свойств берут образцы кубической, призматической, цилиндрической и неправильной формы. Образцы правильной формы выпиливаются и выбуриваются из монолитов и штуфов, отбираемых из горных выработок, из естественных обнажений или из керна буровых скважин. Рекомендуемые размеры монолитов составляют $25 \times 25 \times 40$ см; проб керна: диаметр 42 мм и более, суммарная длина пробы 20 см и более при длине отдельных кусков не менее 10 см. При отборе образцов должна быть соблюдена их представительность для конкретных геологических условий.

Предел прочности при сжатии устанавливают на образцах кубической или цилиндрической формы. Образец помещают между плитами пресса с последующей нагрузкой его 0,1—3 МПа/с до разрушения.

Предел прочности при растяжении определяют в разрывных машинах на образцах цилиндрической или призматической формы, специально подготавливаемых для закрепления их в держателях машины. Прямой способ определения σ_p — наиболее достоверный, но в связи со сложностью в подготовке образцов к испытанию на практике чаще используют косвенные методы.

Испытания прочности пород на срез производят на прессах, создающих сжимающую нагрузку с помощью специального приспособления — сменных наклонных матриц с углом наклона 30, 45, 60°, в которых размещается образец кубической или

призматической формы. Рассчитываемое предельное значение развиваемого при срезе касательного напряжения соответствует $\tau_{сдв}$.

Для оценки прочности горных пород в условиях сложного напряженного состояния проводятся испытания образцов в условиях трехосного или объемного нагружения, а для оценки прочности горных пород в условиях, близких к пластовым, проводят испытания образцов в аппаратах высокого гидростатического давления.

Горные породы на прочность в условиях массива испытывают на призмах, выделенных из массива горных пород и оконтуренных с пяти сторон. В качестве приборов, создающих одноосную нагрузку на призму горной породы, используют домкраты. При обеспечении вертикальной нагрузки на породную призму определяют $\sigma_{сж}$, при обеспечении горизонтальных и касательных нагрузок на породную призму — $\tau_{сдв}$.

Оценка точности методов определения прочностных свойств горных пород осложняется невозможностью проведения повторных испытаний из-за разрушения образцов. При проведении серии испытаний на образцах, отобранных из массива однородных горных пород, можно получить величину отклонения значений параметра прочности от его среднего значения. Опытным путем установлено, что относительная погрешность определения $\sigma_{сж}$ составляет 25—30 %.

Косвенные способы определения прочностных параметров в лабораторных условиях используют при массовых определениях σ_p . Наиболее распространен косвенный метод, при котором непосредственно прикладывают усилия к диаметрально противоположным образующим образца цилиндрической формы. Прочность при растяжении определяют также: методом соосных пуансонов при разрыве полых цилиндрических образцов давлением изнутри; тем же методом соосных пуансонов при раздавливании образца, изготовленного в виде диска толщиной 10—12 мм, диаметром до 100 мм и с концентрическим отверстием диаметром 11 мм; методом раскалывания пластин соосными клиньями.

Для нахождения предела прочности пород при одноосном сжатии с помощью геофизических методов используют известную достаточно тесную корреляционную связь (при коэффициенте корреляции до 0,9) $\sigma_{сж}$ со скоростью распространения продольных волн. Такое определение прочности осуществляют лабораторным способом на образцах горных пород и с помощью акустического каротажа (АК).

При лабораторном способе оценки $\sigma_{сж}$ по v_p предварительно определяют эти параметры на представительных выборках образцов горных пород конкретного участка или месторождения. Затем методом парной корреляции находят уравнение (или се-

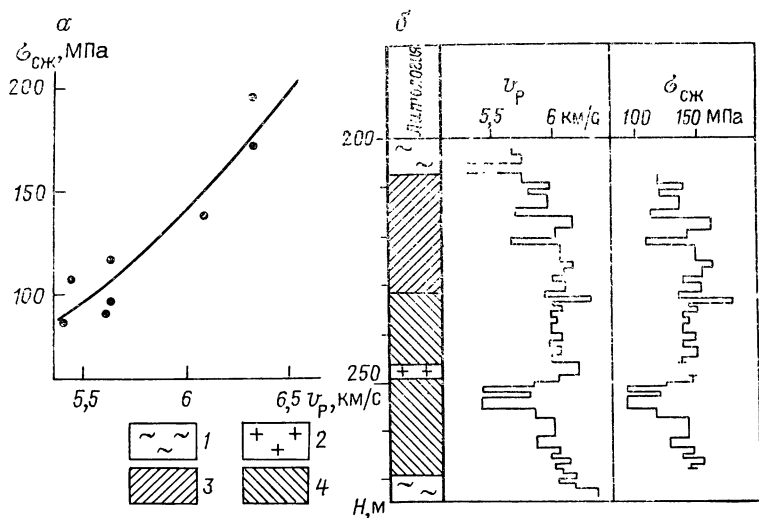


Рис. 11.6. Пример определения предела прочности при сжатии ($\sigma_{сж}$) железистых кварцитов по данным АК:

a — график корреляции $\sigma_{сж}$ железистых кварцитов (по лабораторным измерениям на керне из скважин) с v_p (по данным АК тех же скважин); уравнение корреляции $\lg \sigma_{сж} = 0,32 v_p + 1,22$; коэффициент корреляции $r = 0,94$; b — скоростной и прочностной разрезы скважины по данным акустического каротажа: 1 — биотитовые гнейсы; 2 — мигматиты; 3, 4 — железистые кварциты (3 — куммингтонитовые, 4 — роговообманковые)

рию уравнений) регрессии $\sigma_{сж}$ на v_p . С помощью полученного уравнения (или уравнений) вычисляют предел прочности при сжатии по скорости продольных волн, измеренной на образцах горных пород по общеизвестной методике прозвучивания образцов. Для прозвучивания рекомендуется отбирать штUFFы горных пород размером $10 \times 10 \times 10$ см и более из горных выработок и обнажений или образцы из керна скважин. Прозвучивание ведут с помощью приборов ультразвукового прозвучивания с достаточной мощностью акустического сигнала (ИПА-59, ДУК-20, УК-14П, УК-15 и др.).

При использовании акустического каротажа проводят парную корреляцию значений $\sigma_{сж}$, определенных на образцах из керна буровых скважин, с усредненными значениями v_p по данным АК тех же скважин в интервалах отбора проб. Данные о скорости продольных волн можно получить с помощью серийной аппаратуры АК типа «Парус» («Парус-4», «Парус-8») или СПАК.

На рис. 11.6 приведен пример парной корреляции значений $\sigma_{сж}$, измеренных по керну и полученных по данным АК.

ТЕХНИКА И МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

Для измерения магнитных характеристик образцов применяют в основном два метода: магнитометрический и индукционный. Параметры горных пород в естественном залегании оценивают по данным прямых измерений χ на обнажениях, коротажа магнитной восприимчивости и интерпретации изменений геомагнитного поля.

§ 7. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ ИНДУЦИРОВАННОЙ И ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

Индукцированную (J_i), остаточную естественную (J_n) и другие виды остаточной намагниченности горных пород измеряют на специально отобранных ориентированных или неориентированных образцах. При отборе ориентированного образца на нем краской или несмываемой тушью наносят линии маркировки, характеризующие его положение в пространстве. Для образцов, отбираемых из обнажений, применяют два способа маркировки: 1) горизонтальной линией, опоясывающей образец, и стрелкой на верхней поверхности образца, указывающей на север; 2) двумя взаимно перпендикулярными прямыми линиями на плоской грани образца, одна из которых горизонтальна с записью ее азимута, а другая — линия падения с записью ее угла.

Первый способ используется и для маркировки образцов керна, отбираемых из ориентированной колонны. В других случаях на образцы керна наносится стрелка, направленная к забою скважины. Для установления пространственной ориентировки керна используют данные инклинометрии, слоистость, полочатость пород и т. д.

Исследуемые образцы подвергаются механической обработке с целью придания им формы, удобной для измерений: грубому обкалыванию до приблизительно изометричной формы; вырезанию кубика, цилиндра или призмы с помощью камнерезного станка. Из штуфов мягких и слабосвязанных пород образцы правильной формы изготавливают при отборе.

Для определения J_i и J_n (J_r , J_{rt} , J_{rs} , ...) широко используется магнитометрический способ измерений. Он состоит в измерении магнитного поля образца при различных его ориентировках к намагничивающему полю и к магниточувствительному элементу (МЧЭ) измерительного устройства.

Магнитное поле образца на достаточно большом расстоянии от его магнитного центра аналогично полю магнитного диполя. При этом условия проекции вектора магнитного поля образца в точке наблюдения P в направлении, параллельном (H_{\parallel}) измеряемой компоненте магнитного момента M_k и перпендикулярном (H_{\perp}) к ней, определяются выражениями:

$$H_{\parallel} = \frac{M_k}{R^3} (3 \cos^2 \varphi - 1); \quad H_{\perp} = \frac{M_k}{R^3} 3 \sin \varphi \cos \varphi, \quad (\text{III.1})$$

где R — радиус-вектор (\vec{R}) из центра образца в точку наблюдения; φ — угол между \vec{R} и \vec{M}_k .

Составляющие вектора магнитного момента \vec{M} образца связаны с составляющими намагниченности J_{ik} и J_{nk}

$$M_k = V (J_{ik} + J_{nk}) = V \frac{\chi_k H_k + J_{nk}}{1 + N_k \chi_k}, \quad (\text{III.2})$$

где $k = x, y, z$ — направления ориентировки образца; V — объем образца; H_k — k -я составляющая внешнего магнитного поля; χ_k — объемная магнитная восприимчивость образца в направлении оси k ; J_{nk} — k -я составляющая естественной остаточной намагниченности; N_k — коэффициент размагничивания образца в k -м направлении.

Для определения J_i и J_n образцов магнитометрическим способом используют специальные приборы, относящиеся к подклассу магнитных градиентометров: астатические магнитометры, а также феррозондовые градиентометры (Ю. И. Спектор, 1959 г., К. С. Бураков, 1986 г.), сверхпроводниковые (типа СКВИД) магнитоградиентометры (С. И. Бондаренко, 1975 г., В. В. Рябовол, 1989 г.). Наибольшее распространение получили лабораторные астатические магнитометры.

В полевых условиях при низком уровне помех для измерения J_i и J_n образцов применяют также полевые магнитометры. Методика измерений принципиально не отличается от таковой для астатических магнитометров.

Индукционный способ измерения намагниченности образцов реализуется в лабораторных приборах — рок-генераторах. Остаточная намагниченность определяется по э. д. с. индукции, возникающей в катушках датчика при вращении образца.

Магнитные градиентометры

Астатические магнитометры относятся к высокочувствительным приборам с наиболее простой конструкцией измерительных систем. МЧЭ магнитометра является астатическая система, подвешенная на упругой нити, состоящая из двух или

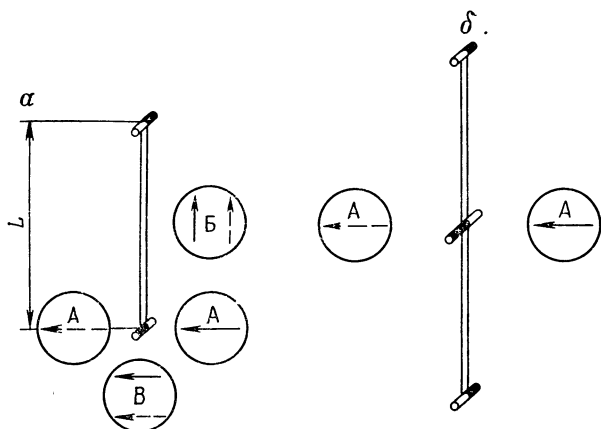


Рис. III.1. Схема расположения образцов относительно двух- (а) и трех- магнитной (б) астатических систем при измерении J_{Ti} и J_n по методу А. А. Логачева (А), Г. П. Капралова (Б) и Г. М. Авяна (В). Стрелкой показана измеряемая составляющая J ; сплошной линией для основного, пунктиром для дополнительного положения образца

трех магнитов, укрепленных на жестком стержне (рис. III.1). Магниты имеют противоположную ориентировку магнитов, так что суммарный магнитный момент системы близок к нулю. Благодаря этому она слабо взаимодействует с однородным магнитным полем, но приобретает высокую чувствительность к градиенту магнитного поля, создаваемого образцом.

В петрофизических и палеомагнитных лабораториях СССР используется ряд модификаций астатических магнитометров серийного (табл. III.1) и кустарного изготовления.

Астатические магнитометры подразделяются на два типа: оптико-механические с визуальным оптическим отсчетным устройством угла поворота системы (МГ-2, МА-21, МАЛ-036, ЛАМ-22 и др.) и электронные с отрицательной обратной связью (ООС), в которых угол поворота системы с помощью фоточувствительного детектора преобразуется в электрическое напряжение и далее — в ток катушки ООС, возвращающей систему в исходное состояние (ЛАМ-23, ЛАМ-24).

В большинстве астатических магнитометров измеряется разность ΔH перпендикулярных к плоскости магнитов астатической системы горизонтальных составляющих магнитного поля образца в точках расположения магнитов. Трехмагнитная астатическая система по взаимодействию с магнитным полем образца и с внешним однородным полем является аналогом двухмагнитной системы с совмещенными крайними магнитами (см. рис. III.1). Разность ΔH вызывает поворот астатической

Таблица III.1

Астатические магнитометры серийного производства

Марка	Страна, завод-изготовитель	Принцип измерения	Астатическая система		Отсчетное устройство	Число диапазонов измерений	Время установки, с	Максимальные размеры образца, мм	Цена деления или единицы младшего разряда шкалы, нТл
			тип	длина, мм					
МГ-2	СССР, Уфимский завод геофизического приборостроения	Опτικο-механический	Двухмагнитная	70	Коллиматор	1	3	70×70×70	$5 \cdot 10^{-1} \div 2$
МА-21	СССР, завод «Геологоразведка», НПО «Рудгеофизика»	То же	»	150	То же	4	20	70×70×70	$(5 \div 7) \cdot 10^{-2}$
МАЛ-036	То же	»	»	150	Коллиматор или выносная шкала с лазерным осветителем	5	20	70×70×70	$(2 \div 5) \cdot 10^{-2}$ (с коллиматором)
ЛАМ-22	Чехословакия, предприятие «Геофизика»	»	Трехмагнитная	2×150	Выносная шкала	1	6—20	80×80×80	$(5 \div 10) \cdot 10^{-3}$ (с выносной шкалой)
ЛАМ-23	То же	Электронный, автокомпенсационный	Двухмагнитная	120	Цифровой вольтметр	6	2—4	80×80×80	10^{-2}
ЛАМ-24	»	То же	»	120	То же	6	2—4	80×80×80	$(1 \div 5) \cdot 10^{-3}$

системы. При малых углах поворота величина ΔH пропорциональна разности отсчетов по шкале прибора

$$\Delta H = \varepsilon (n - n_0), \quad (\text{III.3})$$

где n и n_0 — отсчеты по шкале при наличии и отсутствии образца.

Цена деления шкалы ε определяется коэффициентом упругости нити c , проекцией остаточного магнитного момента ΔM_0 астатической системы на горизонтальную компоненту магнитного поля H_0 и разностью ΔY_ε составляющих магнитного поля вдоль оси верхнего и нижнего магнитов системы:

$$\varepsilon = \frac{c + \Delta M_0 H_0 \cos[\Delta M_0, H_0]}{M_0 l} + \frac{\Delta Y_\varepsilon}{l}, \quad (\text{III.4})$$

где M_0 — магнитный момент измерительного магнита системы; l — оптический рычаг (количество делений шкалы на 1 радиан угла поворота системы).

Разность ΔY_ε характеризует неоднородность магнитного поля H_0 в месте установки астатической системы. С помощью регулировки ее посредством перемещения магнита чувствительности (МА-21), изменения тока в катушке (МАЛ-036) или другим способом (G. Hellbardt, 1958 г.) принципиально можно достичь любого значения ε . Рациональный нижний предел ε определяется не конкретным типом прибора, а уровнем и частотным спектром помех в лаборатории, особенностями установки и регулировки прибора, а также инерционностью системы.

Важным параметром магнитометра является коэффициент астатичности системы $K_a = M_0 / \Delta M_0$. Он определяет помехозащищенность системы. Действие помехи в виде однородных изменений магнитного поля во времени амплитудой δH проявляется в колебаниях δn нуля-пункта прибора, ослабленных в K_a раз

$$\delta H / K_a = \varepsilon \delta n = \delta \Delta H, \quad (\text{III.5})$$

где $\delta \Delta H$ — влияние помехи, приведенное к значению градиента магнитного поля, создаваемого образцом.

В приборах МА-21 и МАЛ-036 коэффициент K_a регулируется с помощью дополнительных юстировочных магнитов, закрепленных на стержне системы, посредством изменения угла их наклона в плоскостях, параллельной плоскости астатической системы и перпендикулярной к ней. При этом обеспечивается длительная стабильность K_a при значении его порядка 2000—3000 (Э. Е. Резник, 1966 г.).

Двухмагнитная астатическая система не защищена от неоднородных вариаций магнитного поля

$$\delta H'_z L = \varepsilon \Delta n = \delta \Delta H, \quad (\text{III.6})$$

где $\delta H'_z$ — амплитуда изменений вертикального градиента го-

ризонгальной составляющей магнитного поля; L — расстояние между магнитами астатической системы.

Эффективной мерой устранения влияния градиентных помех является использование трехмагнитной астатической системы (МАЛ-036, ЛАМ-22). Она практически не реагирует на помехи с $\delta H_z' = \text{const}$.

Для уменьшения уровня градиентных помех астатический магнитометр необходимо устанавливать вдали от стальных предметов и источников нестационарного магнитного поля (дуговых и искровых установок, электромагнитов, электромоторов и т. д.) на специальном (невибрирующем) основании.

Регулировкой демпфирования обеспечивается минимальное время T установления отсчета астатического магнитометра, соответствующее критическому режиму затухания. Значение $T \sim 1/\sqrt{\epsilon M_0/I_z}$. Поскольку T не должно превышать 10—20 с, потенциально возможная минимальная цена деления определяется отношением I_z/M_0 . В серийных приборах используются астатические системы с неоптимальным I_z/M_0 . Повысить чувствительность магнитометров можно за счет использования в системах поперечно намагниченных магнитов, ориентированных длинной осью вдоль оси стержня системы, что позволит уменьшить I_z/M_0 (Р. М. S Blackett, 1952 г., А. К. Вейнберг, 1964 г.).

Значения порога чувствительности измерений поля ΔH , указанные в табл. III.1, могут быть достигнуты только в благоприятных условиях при низком уровне магнитных помех ($\delta H \leq 10$ нТл), при тщательной регулировке и правильной установке приборов.

Эксплуатационные качества астатических магнитометров существенно улучшились при введении отрицательной обратной связи. В приборах этого типа (ЛАМ-23, ЛАМ-24) угол поворота астатической системы преобразуется в электрический сигнал, который после усиления подается в катушку ООС, расположенную у верхнего магнита системы. Магнитное поле катушки возвращает (удерживает) систему в исходное состояние. Магнитное поле ΔH , создаваемое образцом, определяется по току i в катушке ООС:

$$\Delta H = K_{\text{пр}} K_m i, \quad (\text{III.7})$$

где K_m — постоянная катушка ООС; $K_{\text{пр}}$ — коэффициент преобразования прибора.

ООС используется в серийных магнитометрах ЛАМ-23 и ЛАМ-24. В последнем автоматизирован выбор диапазона измерений.

В последних отечественных экспериментальных образцах СКВИД-магнитометра достигнута чувствительность по магнитному моменту образца — $3 \cdot 10^{-11}$ А·м², а СКВИД-градиенто-

метра к градиенту магнитного поля порядка $1 \cdot 10^{-4}$ нТл/Гц $^{1/2}$ · м. Разработки по чувствительности приближаются к зарубежным приборам.

Методика измерения J_i и J_n магнитометрическим способом.

Образец для измерений на астатическом магнитометре закрепляют в держателе, позволяющем установить его в определенном положении относительно астатической системы и ориентировать по трем взаимно перпендикулярным осям в прямом и обратном направлениях.

Используются три основных метода измерений J_i и J_n , отличающиеся положением образца относительно магнитов системы, подвешенной вертикально (см. рис. III.1).

В серийных астатических магнитометрах для одновременного определения J_i и J_n используется метод равноудаленного положения образца (Г. П. Капралова). Метод А. А. Логачева (или на уровне магнита, в том числе на уровне центрального магнита трехмагнитной системы) применяется для измерения J_n . Третий метод (или метод измерения во втором положении Гаусса) используется для определения остаточной намагниченности на приборах МГ-2 (с подставкой конструкции Г. М. Авчяна) и серии ЛАМ-20.

Во всех трех методах как для одновременного определения J_i и \vec{J}_n , так и только \vec{J}_n измерения необходимо выполнять при 12 положениях образца.

Для определения каждой из трех ортогональных составляющих J_i и J_n регистрируются показания прибора ($\Delta n = n - n_0$, n_0 — отсчет без образца) при четырех положениях образца: Δn_k^o , Δn_{-k}^o , Δn_k^d и Δn_{-k}^d . Индекс k обозначены оси координат x , y и z образца; индекс k соответствует прямому, $-k$ — обратному (после изменения ориентировки k -й компоненты J на 180°) положениям образца, а индексы o и d — основному и дополнительному положениям (на рис. III.1 показаны сплошной и пунктирной стрелками соответственно). Положение d используется для уменьшения погрешностей, обусловленных несовпадением магнитного центра образца с центром держателя и влиянием других составляющих намагниченности на астатическую систему.

По данным измерений Δn вычисляют средние значения показаний k_i и k_n , пропорциональные k -м составляющим J_{ik} и J_{nk} :

$$k_i = (\Delta n_k^o + \Delta n_k^d + \Delta n_{-k}^o + \Delta n_{-k}^d)/4; \quad (\text{III.8})$$

$$k_n = (\Delta n_k^o + \Delta n_k^d - \Delta n_{-k}^o - \Delta n_{-k}^d)/4, \quad (\text{III.9})$$

где k_i — это x_i , y_i или z_i ; k_n — это x_n , y_n или z_n .

Модуль J_n , значения кажущейся магнитной восприимчивости κ'_k по осям и среднего значения $\bar{\kappa}'$ образца вычисляют по формулам:

$$J_n = \frac{\varepsilon_M}{V} \sqrt{x_n^2 + y_n^2 + z_n^2};$$

$$\kappa'_k = \frac{\varepsilon_M}{V} \cdot \frac{k_i}{T_0}; \quad \bar{\kappa}' = \frac{\kappa'_x + \kappa'_y + \kappa'_z}{3}, \quad (\text{III.10})$$

где ε_M — цена деления шкалы магнитометра в единицах магнитного момента ($\text{А} \cdot \text{м}^2$); V — объем образца, определяемый гидростатическим методом (см. гл. I); T_0 — намагничивающее поле.

Величина ε_M определяется с помощью градуировочной катушки, входящей в комплект серийных аstaticеских магнитометров. Она устанавливается вместо образца, от градуировочного устройства в нее подается ток i и регистрируются показания прибора Δn . Значения ε_M вычисляют по формуле:

$$\varepsilon_M = K_M i / (\Delta n), \quad (\text{III.11})$$

где K_M — постоянная катушки (по свидетельству об аттестации).

Для ориентированных образцов вычисляют азимут a и наклонение j вектора J_n . Когда образец ориентирован по странам света (ось x на север, y — на восток, z — вниз), a и j рассчитывают следующим образом:

$$a = \arctg(y_n/x_n);$$

$$j = \arctg(z_n/\sqrt{x_n^2 + y_n^2}). \quad (\text{III.12})$$

Если образец ориентирован способом маркировки плоскости, при установке его в держатель линию падения направляют по оси x , линию простираания — по оси y (вправо от x), нормаль к плоскости маркировки — по оси z (вниз). Значения x_n , y_n , z_n , рассчитанные по формуле (III.9), приводятся к ориентировке по странам света (А. К. Вейнберг, М. В. Чернюк, 1982 г.):

$$x_n = (x_n \cos \varphi - z_n \sin \varphi) \cos A - y_n \sin A;$$

$$y_n = y_n \cos A - (x_n \cos \varphi - z_n \sin \varphi) \sin A;$$

$$z_n = x_n \sin \varphi + z_n \cos \varphi, \quad (\text{III.13})$$

где A и φ — азимут простираания и угол падения плоскости маркировки образца.

Значение $\bar{\kappa}'$, вычисленное по формуле (III.10), пересчитывают в значение истинной κ

$$\kappa = \kappa' / (1 - N\kappa'), \quad (\text{III.14})$$

где N — коэффициент размагничивания образца.

Для образцов изометричной формы N принимают равным N куба или шара. При $\kappa' < 0,2$ ед. СИ $N = 0,333$ СИ. При $\kappa' > 0,2$ ед. СИ N образцов, имеющих форму, отличную от эллипсоидов, зависит от величины κ . Для повышения точности определения κ при $0,2 < \kappa' < 2$ величину J_i необходимо измерять на образцах кубической формы и при расчете κ использовать коэффициенты N , приведенные в статье А. К. Вейнберга, О. А. Квачевского (1981 г.). При $\kappa' > 2$ измерения J_i выполняются на образцах в форме призм (по длинной оси) с отношением сторон $1:5$ — $1:10$ и менее, когда $\kappa N < 0,05$, коэффициент размагничивания в этом случае принимается равным N эллипсоида вращения, вписанного в призму (Т. Нагата, 1965 г.).

Индукцированная намагниченность образца и фактор Q (Кеннигсбергера) определяют по формулам

$$\vec{J}_i = \kappa' \vec{T}_0; \quad Q = J_n / J_i = J_n / \kappa' T_0. \quad (\text{III.15})$$

Рок-генераторы

Рок-генераторы предназначены для измерения величины и направления J_n слабромагнитных образцов горных пород. Принцип действия их заключается в измерении ЭДС, индуцируемой в катушках вращающимся образцом. Возбуждаемая ЭДС (E_k) пропорциональна проекции вектора остаточного магнитного момента образца M_n на плоскость его вращения:

$$E_k \approx M_{nk} = J_{nk} V. \quad (\text{III.16})$$

По сравнению с астатическими магнитометрами рок-генераторы обладают более высокой чувствительностью ($\sim 2 \cdot 10^{-6} \div 20 \cdot 10^{-6}$ А/м) и помехозащищенностью. Последняя обеспечивается экранированием датчика пермалловым экраном и синхронным детектированием сигнала. Приборы могут быть использованы в условиях сильных помех в городских лабораториях.

Основные параметры серийных рок-генераторов приведены в табл. III.2.

Методика измерений. В приборе ИОН-1 (одноканальном) последовательно измеряются проекции вектора M_n на плоскости xy , yz и zx в системе координат образца (измеряются образцы кубической формы, оси x , y , z параллельны реб-

Т а б л и ц а III.2

Рок-генератор серийного производства

Марка	Страна, завод-изготовитель	Определяемые параметры, способ	Пределы измерений; число диапазонов	Форма и размеры образцов, мм	Цена деления или единицы младшего разряда шкалы, А/м
ИОН-1	СССР, завод «Геологоразведка», НПО «Рудгеофизика»	Проекция J_n на плоскость вращения по стрелочному индикатору, угол — по лимбу	$(0,1 \div 200) \cdot 10^{-3}$ А/м; 6	Куб с ребром 24 мм	$1,2 \cdot 10^{-5}$ ($1,7 \cdot 10^{-10}$ А·м ²)
ЙР-2	Чехословакия, предприятие «Геофизика»	Две проекции J_n на плоскость вращения по двум стрелочным индикаторам	$0,1 \div 10^4$ нТл $(0,08 \div 8000) \cdot 10^{-3}$ А/м; 5	Куб с ребром 20 мм	$1,6 \cdot 10^{-5}$ ($1,3 \cdot 10^{-10}$ А·м ²)
ЙР-4	То же	То же, по двум цифровым вольтметрам	$0,06 \div 10^4$ нТл $(0,06 \div 8000) \cdot 10^{-3}$ А/м; 5	Куб с ребром 20 мм; цилиндр, диаметр 25,4 мм; высота 22 мм	$1 \cdot 10^{-6}$ ($1 \cdot 10^{-11}$ А·м ²)

рам куба). Составляющие J_n по осям x , y и z и его модуль вычисляют по формулам:

$$\begin{aligned}
 J_{nx} &= \frac{1}{V} \sqrt{(M_{xy}^2 + M_{zx}^2 - M_{yz}^2)/2}; \\
 J_{ny} &= \frac{1}{V} \sqrt{(M_{yz}^2 + M_{xy}^2 - M_{zx}^2)/2}; \\
 J_{nz} &= \frac{1}{V} \sqrt{(M_{zx}^2 + M_{yz}^2 - M_{xy}^2)/2}; \\
 J_n &= \sqrt{J_{nx}^2 + J_{ny}^2 + J_{nz}^2}, \tag{III.17}
 \end{aligned}$$

где V — объем образца.

Азимут и наклонение вектора J_n рассчитывают по формулам (III.12) и (III.13).

Приборы ЙР-2 и ЙР-4 в отличие от ИОН-1 градуируются в единицах индукции B

$$B_n = \mu_0 J_n, \tag{III.18}$$

где μ_0 — магнитная постоянная; $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м.

Компоненты B_n измеряются двухканальным вольтметром с разделением проекции B на плоскость вращения образца на две ортогональные компоненты в системе координат образца с помощью двух фазовых детекторов. Образец устанавливают в держатель в шести положениях, при этом каждая компонента B_n измеряется 4 раза (для повышения точности определений и исключения влияния остаточной индукции держателя). Компоненты J_n с введением поправки за отличие объемов исследуемого V и стандартного V_0 образцов вычисляются по формулам

$$\begin{aligned}
 J_{nx} &= \frac{B_{nx}}{\mu_0} \frac{V_0}{V}; \quad J_{ny} = \frac{B_{ny}}{\mu_0} \frac{V_0}{V}; \\
 J_{nz} &= \frac{B_{nz}}{\mu_0} \frac{V_0}{V}. \tag{III.19}
 \end{aligned}$$

Азимут и наклонение J_n по данным определения его компонентов (в формулах III.17, III.19) вычисляют по формулам (III.12) и (III.13).

Наибольшее применение рок-генераторы находят при палеомагнитных исследованиях и изучении χ и J_n слабых магнитных пород (в комплексе с приборами типа KLY, см. ниже).

§ 8. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

При исследовании магнитных свойств широкое распространение получил индукционный метод измерения магнитной восприимчивости горных пород в переменном магнитном поле. Он основан на том, что при внесении магнитной среды или образца в рабочую область датчика (катушек, питаемых переменным током) изменяется поток магнитной индукции или индуктивные параметры катушек. Измеряемая величина, связанная с изменением потока магнитной индукции или параметров датчика, пропорциональна кажущейся магнитной восприимчивости κ' среды (образца):

$$\kappa' = \kappa / (1 + N\kappa), \quad (\text{III.20})$$

Коэффициент размагничивания N зависит от типа и параметров датчика, формы и размеров исследуемого образца.

Достоинство индукционного метода состоит в том, что он позволяет измерять κ' горных пород непосредственно, остаточная намагниченность не оказывает влияния на результат измерения. Индукционные средства измерений характеризуются высокой чувствительностью, воспроизводимостью и производительностью измерения.

Используются приборы двух типов: полевые (ИМВ-2, КТ-3 и КТ-5) и лабораторные (KLY-1, KLY-2), основные данные по которым приведены в табл. III.3.

Полевые индукционные приборы ИМВ-2, КТ-3 и КТ-5 имеют датчики «накладного» типа (рабочая область расположена с внешней стороны) и предназначены для измерения κ' горных пород как по образцам, так и в естественном залегании (рис. III.2).

Градуировка приборов выполняется с помощью стандартных образцов магнитной восприимчивости (СО МВ). В НПО «Рудгеофизика» создан комплект отраслевых СО МВ, имитирующих среду в геометрии 2π для датчиков с размерами области исследования по диаметру 180 мм и высоте 100 мм, аттестованных магнитометрическим методом.

Методика измерений. Принадлежность датчиков к одному типу определяет общность методики измерений κ' приборами ИМВ-2, КТ-3 и КТ-5. Методика их применения различна для объектов, представленных горными породами в естественном залегании, керном скважин или шtuфпными образцами. Эти различия обусловлены резким убыванием чувствительности датчиков к κ' среды с увеличением расстояния от их рабочей поверхности во всех направлениях. Поэтому результаты измерений κ' зависят от: зазора между поверхностями

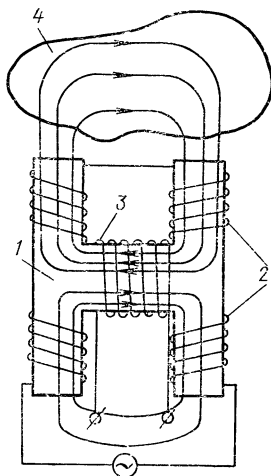
Таблица III.3

Измерители магнитной восприимчивости серийного производства

Марка	Страна, завод-изготовитель	Минимальная цена деления ж, ед СИ	Диапазон измерений ж' ед. СИ	Устройство датчика	Принцип измерений	Индикатор; число диапазонов	Размеры образца, мм	
							мини-мальные	оптимальные
ИМВ-2	СССР, Киевский завод геофизприборов	$1 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4} \div 10$	Магнитный мост с Н-образным сердечником	Э. д. с. индукции при разбалансе моста	Стрелочный вольтметр; 5	—	Параллелепипед $70 \times 65 \times 35$ не менее; цилиндр: диаметр не менее 75, длина 70
КТ-3	Чехословакия, предприятие «Геофизика»	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4} \div 0,5$	Плоская катушка индуктивности	Изменение индуктивности катушки	Измерительный конденсатор; 6	60	Диаметр 120, высота 80; с дистанционным стержнем диаметром 140
КТ-5	Чехословакия, предприятие «Геофизика»	$1 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4} \div 1$	Плоская катушка индуктивности	Частотный метод	Цифровое табло; 3	60	Диаметр 120, высота 60
КЛУ-1	Чехословакия, предприятие «Геофизика»	$1 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-6} \div 0,1$	Мост индуктивности с соленоидом	Компенсационный, по Э. д. с. разбаланса моста	Многооборотный потенциометр; 5	—	Кубик с ребром 20; цилиндр: диаметр 25,4; высота 22
КЛУ-2	Чехословакия, предприятие «Геофизика»	$4 \cdot 10^{-8}$	$2 \cdot 10^{-6} \div 0,2$	Мост индуктивности с соленоидом	Автокомпенсационный, по Э. д. с. разбаланса моста	Цифровой вольтметр; 11.	—	То же, с датчиком КЛУ = 2.1 Кубик с ребром 40; цилиндр: диаметр 46; высота 40

Рис. III.2. Принципиальная схема датчика прибора ИМВ-2:

1 — сердечник; 2 — катушки возбуждения; 3 — измерительная катушка; 4 — образец



исследуемой среды и датчика; неровностей и кривизны поверхности среды; размеров образца, когда они меньше размеров области исследования датчика (не являются «насыщенными»); неоднородности распределения магнитных компонентов в объеме среды.

κ' горных пород в естественном залегании измеряют на обнажениях, в горных выработках и т. п. на невыветрелой поверхности, свободной от почвенно-растительного покрова, и т. д. Выбирают участки обнажения с наименьшими дефектами поверхности — минимальными кривизной и размерами неровностей при однотипной шероховатости. Измерения κ' производят в соответствии с инструкцией по эксплуатации прибора. Датчик прибора устанавливают рабочей плоскостью на поверхность среды. Измеряют κ' и определяют размер неровности поверхности в пункте наблюдения. Поправочный множитель за неровности поверхности (m_n) имеет следующие значения¹:

Размер неровностей, мм	1	2	3	4	5	6	7	8
Поправочный множитель m_n	1,07	1,15	1,24	1,35	1,44	1,55	1,66	1,72

Значение $\kappa'_{2\pi}$, приведенное к плоской поверхности, вычисляют по формуле

$$\kappa'_{2\pi} = \kappa' m_n. \quad (\text{III.21})$$

При $\kappa'_{2\pi} \leq 100 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ $\kappa'_{2\pi} = \kappa$ с погрешностью не более 5%. Если $\kappa'_{2\pi} > 100 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, κ рассчитывают с учетом коэффициента размагничивания по формуле (III.14) при $\kappa' = \kappa'_{2\pi}$ и $N = 0,5$ ед. СИ.

¹ Данные заимствованы из инструкции по эксплуатации прибора КТ-5.

При изучении κ горных пород по керну скважин с поверхности керна необходимо удалить примазки шлама. Величину κ' измеряют по цилиндрической поверхности и на поверхности среза (скола) керна. Предпочтительно использовать первый вариант, так как цилиндрическая поверхность отвечает круговому цилиндру, диаметр ее можно определить штангенциркулем с высокой точностью. Она не имеет существенных неровностей.

В зависимости от неоднородности горной породы κ' измеряют в двух-четырёх точках, равномерно размещённых по окружности, вычисляют среднее значение κ' образца. Кривизну поверхности керна учитывают введением поправочного множителя m_α , определяемого по величине диаметра. Значения m_α для приборов типа КТ одинаковы, поскольку в них используются датчики одной конструкции и размеров, и резко отличаются от m_α для ИМВ-2.

На результат измерения κ' керна, кроме того, влияет длина l образца; при $l < 1200$ мм — для приборов типа КТ; при $l < 70$ мм — для ИМВ-2. Влияние длины учитывается введением поправки m_l .

Значения m_α и m_l для КТ-3 и КТ-5 приведены в инструкциях по эксплуатации приборов, а для ИМВ-2 — в работе [91]. Для приборов типа КТ поправки даны для $d \geq 60$ мм и $l \geq 60$ мм. Разработчики не рекомендуют измерять κ' керна при размерах, менее указанных. Кривизна поверхности в меньшей степени влияет на результат измерения κ' керна с помощью ИМВ-2; при $d \geq 75$ мм ($l \geq 70$ мм) $\kappa' = \kappa'_{2\pi}$.

Измеренные значения κ' исправляют за влияние диаметра и длины керна:

$$\kappa'_{2\pi} = \kappa' m_\alpha m_l. \quad (\text{III.22})$$

Значение κ горной породы вычисляют по формуле (III.14) при $\kappa' = \kappa'_{2\pi}$ и $N = 0,5$ ед. СИ.

При исследовании слабомагнитных пород с $\kappa_{2\pi} < 20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ возможно искажение κ' за счет техногенного загрязнения цилиндрической поверхности керна. На таких слабомагнитных средах целесообразно дополнительно измерять κ' керна по свежему сколу торцевой поверхности. В этом случае в значения κ' по сколу керна вводят поправки за размеры сечения керна — m_{l_1} и m_{l_2} (l_1 и l_2 — максимальный и минимальный размеры сечения), за неравности поверхности m_n и за высоту m_h образца:

$$\kappa'_{2\pi} = \kappa' m_{l_1} m_{l_2} m_n m_h. \quad (\text{III.23})$$

Значение κ горной породы находят по формуле (III.14) при $\kappa' = \kappa'_{2\pi}$ и $N = 0,5$ ед. СИ.

Измерения κ' штуфного образца производят по трем-шести «граням». Поправки определяют и вводят для каждой грани

по тому же принципу, что и по сколу зерна. Вычисляют среднее значение $\kappa_{2\pi}$, по которому рассчитывают значение κ образца по формуле (III.14).

Указанные выше поправки в пределах допустимой погрешности являются независимыми при $\kappa_{2\pi} \leq 200 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. В случае сильномагнитных сред ($\kappa'_{2\pi} > 200 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ) результаты измерений κ' зерна и штучных образцов будут искажены неучитываемым влиянием изменения коэффициента размагничивания. Величина κ' таких сред следует определять на образцах или образцах, размеры которых близки к размерам области исследования датчика, т. е. в условиях, соответствующих измерениям в геометрии 2π , когда коэффициент размагничивания известен ($N=0,5$).

Неоднородность горных пород по κ и приближенный характер поправок приводят к большим случайным погрешностям определения $\kappa'_{2\pi}$. На практике эти погрешности компенсируются тем, что благодаря простоте и высокой производительности измерений индукционными приборами исследуется во много раз большее количество образцов, чем с помощью приборов, измеряющих магнитную восприимчивость среднюю по объему образца.

Полевые индукционные приборы позволяют измерять κ' горных пород в диапазоне от $10 \cdot 10^{-5}$ до (прибор КТ-3) — 1 (КТ-5, ИМВ-2) ед. СИ с погрешностью не более 10—20 %.

Лабораторные индукционные приборы KLY-1 и KLY-2 имеют датчики «проходного» типа (с рабочей областью внутри датчика). Они предназначены для измерения средней величины κ образцов небольшого размера (см. табл. III.3) и изучения анизотропии образцов по κ .

Первичным измерительным преобразователем приборов типа KLY является симметричный мост индуктивности, в одно плечо которого включена измерительная катушка — соленоид. Принцип работы приборов основан на измерении ЭДС разбаланса моста, вызванного изменением индуктивности ΔL измерительного соленоида при внесении образца. ЭДС разбаланса моста ΔE пропорциональна произведению κ' образца на его объем V :

$$\Delta E \sim \Delta L \sim \kappa' V. \quad (\text{III.24})$$

ΔE измеряют компенсационным способом в KLY-1 вручную, в KLY-2 автоматически.

Градуировку приборов в единицах κ' производят на номинальный объем образца V_0 . Регистрируемые прибором значения κ'_0 являются эффективными значениями κ , приведенными к объему V_0 . В значения κ' образцов их пересчитывают по формуле

$$\kappa' = \kappa'_0 V_0 / V, \quad (\text{III.25})$$

где V — объем образца.

Отличительная особенность приборов типа KLY — высокая однородность магнитного поля в рабочей области соленоида (с погрешностью 0,2%). Это определяет постоянство чувствительности датчика к χ вещества в объеме его рабочей области, что позволяет использовать прибор не только для измерений χ' образцов, но и для изучения их анизотропии.

Методика измерений. В связи с высокой однородностью магнитного поля в центре соленоида χ образцов на приборах типа KLY измеряют по простой методике.

Образец крепят в специальный держатель, с помощью которого его вносят в центр соленоида. Последовательно изменяя ориентировку образца в держателе, измеряют его χ'_0 по трем взаимно перпендикулярным осям x , y и z , соответствующим маркировке ориентированного образца. По полученным данным вычисляют среднее значение χ'_0 и χ' по формуле (III.25) с поправкой за объем образца.

§ 9. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПО МАГНИТОРАЗВЕДОЧНЫМ И КАРОТАЖНЫМ ДАННЫМ

Определение намагниченности пород в естественном залегании по аномальным магнитным полям

Для определения намагниченности J горных пород в естественном залегании используют данные наземных и аэромагнитных съемок, а также — скважинной магниторазведки. Методы вычисления по аномальным магнитным полям основаны на сопоставлении наблюдаемого магнитного поля с теоретическим полем модели изучаемого магнитного объекта.

Намагниченность, вычисляемая по аномальному магнитному полю, характеризует магнитные свойства горных пород, усредненные в некотором объеме. Чем больше глубина залегания горных пород или высота полета при аэромагнитной съемке, тем для больших объемов усредняются значения намагниченности.

По аномальному магнитному полю определяют модуль вектора намагниченности J или его вертикальную составляющую J_z . Направление вектора J в большинстве случаев может быть принято совпадающим с направлением современного геомагнитного поля T_0 или обратным ему. Существенные отклонения наблюдаются в основном у дислоцированных вулканогенных пород кайнозойского и мезозойского возраста, в магнитоанизотропных горных породах и магнетитовых рудах; вектор J «прижимается» к плоскости слоистости или длинной оси рудного тела.

Относительная погрешность определения J горных пород по аномальным магнитным полям обычно составляет 20—30%.

Абсолютная погрешность определения J слабомагнитных горных пород зависит от погрешности магнитной съемки и в оптимальных условиях составляет первые единицы мА/м.

Определение J горных пород, выходящих на поверхность. Магнитные поля горных пород, выходящих на поверхность или перекрытых незначительным покровом немагнитных осадочных отложений, во многих случаях имеют изрезанный характер, отражающий неоднородность распределения магнитных свойств. Горизонтальные размеры магнитных объектов, выходящих на поверхность, как правило, во много раз превышают глубину залегания их верхней кромки (h) в отсчете от уровня съемки.

Среднюю намагниченность \bar{J} (в единицах 10^{-3} А/м) неглубоко залегающих горных пород оценивают с помощью приближенной формулы, выведенной для намагниченного в направлении геомагнитного поля мощного однородного вертикального пласта:

$$\bar{J} = \frac{10^{-2}\bar{Z}_a}{2\pi \sin I} = \frac{10^{-2}\Delta T_a}{2\pi\rho}, \quad (\text{III.26})$$

где \bar{Z}_a и ΔT_a — средняя величина аномалий вертикальной составляющей и приращение модуля магнитного поля над исследуемым объектом, нТл; I — магнитное наклонение; коэффициент ρ зависит от магнитного азимута (A) простирания магнитного тела: $\rho = \sin^2 I + \sin^2 A \cos^2 I$. Обычно коэффициент ρ полагают равным 1, что соответствует широтному простираню аномалий и средним и высоким магнитным широтам.

Формула (III.26) основана на предположении, что поле Z_a или ΔT_a обусловлено только изучаемым магнитным объектом. Уровень нормального поля, принятый в процессе вычисления Z_a и ΔT_a , может существенно отличаться от нулевого уровня поля для изучаемого объекта. В методе «эталонного массива» с целью учета этого различия используются полученные по образцам данные об J слабомагнитного эталонного массива (рис. III.3). Последний должен быть расположен вне зоны влияния изучаемого объекта, но в пределах единой аномальной зоны. При этом формула (III.26) преобразуется к виду (И. Ф. Зотова, 1970 г.):

$$\bar{J} = \frac{10^{-2}}{2\pi\rho} (\overline{\Delta T}_a - \overline{\Delta T}_s) + \bar{J}_s, \quad (\text{III.27})$$

где $\overline{\Delta T}_s$ — среднее значение аномального магнитного поля над эталонным массивом, нТл; \bar{J}_s — среднее значение намагниченности пород эталонного массива, 10^{-3} А/м.

Формулы (III.26) и (III.27) применимы в случае достаточно больших размеров горизонтальных ($2b$) и особенно вертикальных (l) размеров магнитных объектов. Вычисленные значения \bar{J} отличаются от истинных не более чем на 25 %, если выполня-

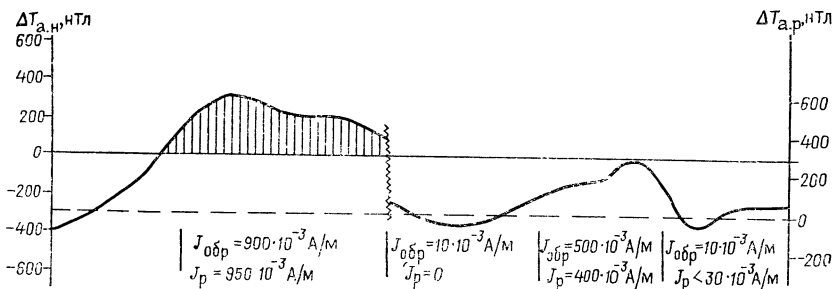


Рис. III.3. Определение намагниченности массивов по графикам ΔT_a методом «эталонного массива» (по Н. Б. Дортман и И. Ф. Зотовой). $\Delta T_{a,n}$ — наблюдаемое значение; $\Delta T_{a,p}$ — расчетное значение

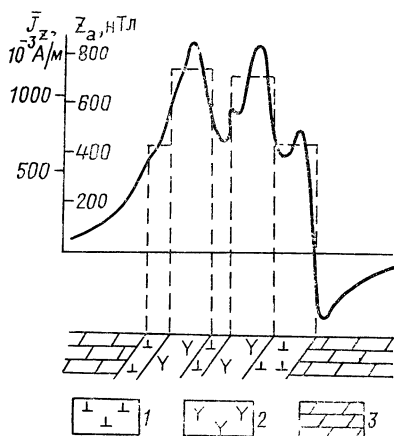


Рис. III.4. Пример определения средней намагниченности выходящих на поверхность горных пород по данным магнитной съемки.

Петромагнитные группы кимберлитов: 1 — ферропарамагнитная; 2 — парамагнитная; 3 — карбонатные породы

ются неравенства: $b > 5h$; $l > 4b$. При невыполнении этих неравенств вычисленные значения \bar{J} оказываются систематически заниженными и характеризуют минимально возможные значения средней намагниченности.

Для уменьшения погрешностей, связанных с ограниченностью размеров изучаемых объектов, можно применять следующие приемы:

при ограниченной горизонтальной мощности тел следует умножать вычисленные по формулам (III.26), (III.27) значения \bar{J} на поправочный коэффициент K , найденный для теоретических магнитных аномалий от однородных вертикальных пластов

$$K = \frac{2\pi}{4 \operatorname{arctg} \frac{2b}{h} - \frac{h}{b} \ln \left(1 + \frac{4b^2}{h^2} \right)}; \quad (\text{III.28})$$

при ограниченной вертикальной мощности изучаемых объектов вместо среднего значения аномального магнитного поля в формуле (III.26) целесообразно использовать среднюю амплитуду магнитного поля вблизи контактов пород или отсчитывать значения аномального поля от условного уровня, проходящего через минимумы отрицательных аномалий на периферии исследуемого объекта.

Границы объектов, между которыми усредняется магнитное поле, используемое в формулах (III.26), (III.27), могут определяться как по геологическим данным, так и по характеру магнитного поля (рис. III.4).

В районах с резко пересеченным рельефом намагниченность выходящих на поверхность магнитных пород может быть найдена по аномалиям магнитного поля, вызываемым характерными формами рельефа.

Методика определения намагниченности пород, слагающих магнитный рельеф, основана на изучении корреляционной связи между наблюдаемым магнитным полем и соответствующим теоретическим полем от модели рельефа, вычисленным при постоянной намагниченности [37].

Определение J глубоко залегающих магнитных объектов. Для определения J глубоко залегающих тел необходимо найти наиболее существенные их геометрические параметры. Сведения о форме и размерах магнитных объектов, залегающих на значительной глубине, как правило, получают с помощью количественных методов интерпретации магнитных аномалий.

Ввиду влияния погрешностей определения геометрических параметров глубинных магнитных объектов точность определения их намагниченности обычно ниже, чем в случае выхода изучаемых горных пород на поверхность.

Практическая эквивалентность магнитных аномалий приводит к неопределенности решения задачи вычисления J , если один из неизвестных размеров магнитного объекта мал по сравнению с глубиной залегания (h) его верхней кромки. При горизонтальных размерах ($2b$) объекта, меньших h , с помощью количественных методов интерпретации находят лишь произведение — $2b\bar{J}$, а значения \bar{J} и b раздельно нельзя найти. При вертикальных размерах l , меньших h , по форме и интенсивности магнитных аномалий можно найти только произведение $l\bar{J}$. В этих случаях можно оценить лишь минимально возможное значение \bar{J} изучаемого объекта.

Для определения \bar{J} глубинных магнитных тел применяют способы, использующие характерные параметры магнитных аномалий: различные варианты способа касательных В. К. Пятницкого (1961 г.), А. К. Вейнберга (1962 г.), ординат высших производных магнитного потенциала А. А. Логачева (1955 г.),

В. К. Пятницкого (1957 г.) и интегральные способы Д. С. Микова (1973 г.), Л. В. Булиной (1974 г.) и др. Большинство из них основано на представлении магнитного объекта в виде однородного вертикального пласта и специализировано на определении трех параметров объектов: h , b , \bar{J} . Вычислительные схемы большинства способов характерных параметров построены так, чтобы вероятные отклонения реальных возмущающих объектов от эталонной модели пласта не приводили бы к большим погрешностям вычисления искомых значений. Массовость применения способов характерных параметров, возможная благодаря простоте их реализации, и усреднение получаемых результатов по ряду магниторазведочных профилей, пересекающих исследуемую магнитную аномалию, приводят к значительному повышению точности определения намагниченности.

Опишем хорошо обоснованный на теоретических моделях и широко опробованный на практике интегральный способ определения средней намагниченности магнитных объектов, разработанный Л. В. Булиной и М. С. Рябковой (1974 г.). Этот способ выгодно отличается от других способов тем, что пригоден для определения \bar{J} объектов с неоднородным распределением магнитных свойств, создающих сложные магнитные аномалии.

Основной параметр магнитных аномалий, используемый в интегральном способе,— площадь S между графиком магнитного поля и линией, проведенной через минимумы поля (рис. III.5, а):

$$S = \int_{m_1}^{m_2} \Delta T(\xi) d\xi,$$

вычисляются, например, по форме прямоугольников

$$S = \Delta\xi \sum_j^n \Delta T_j,$$

где ΔT_j — значения магнитного поля, отсчитываемые от касательной, проведенной через точки минимумов магнитного поля m_1 и m_2 , взятые через равные интервалы $\Delta\xi$; n — количество интервалов.

Значение \bar{J} рассчитывают по формуле

$$\bar{J} = \frac{S}{2\pi 2b K_1 K_2}, \quad (\text{III.29})$$

где $2b$ — горизонтальная мощность тела, определяемая по расстоянию между точками перегиба x_0 ; K_1 , K_2 — поправочные коэффициенты, снимаемые с номограммы (рис. III.5, б, в).

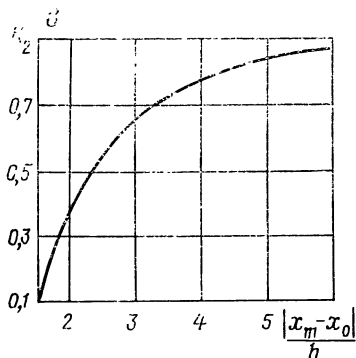
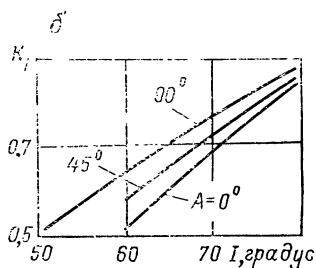
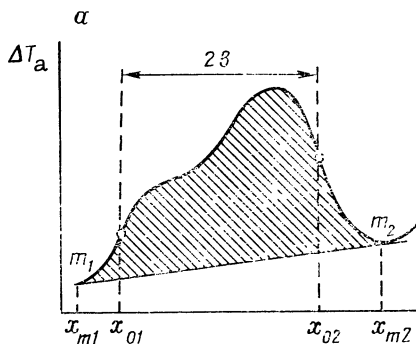


Рис. III.5. Параметры магнитной аномалии, используемые в способе Булиной — Рябковой (а), и номограммы для определения коэффициентов K_1 (б) и K_2 (в). A — магнитный азимут простираения аномалии

Способ разработан для двумерных дифференциально намагниченных вертикальных пластов, состоящих из ряда слоев различной намагниченности. Вертикальные и горизонтальные размеры пласта полагают большими, чем $2h$. Предполагается, что породы намагничены в направлении нормального геомагнитного поля, а магнитное склонение превышает 50° .

Определение намагниченности горных пород по данным скважинной магниторазведки (СМ)

По значениям составляющих аномального магнитного поля, полученного при проведении СМ внутри намагниченных объектов, можно установить знак намагниченности пород, величину вектора намагниченности J или его вертикальной составляющей J_z .

В аппаратуре СМ используются феррозондовые или протонные датчики магнитного поля. Феррозондовые приборы позволяют измерять внутренние магнитные поля произвольных градиентов и в большей степени подходят для определения намагниченности. С помощью имеющихся скважинных протонных магнитометров исследуют слабоградиентные магнитные поля

Таблица III.4

Основные технические характеристики аппаратуры СМ и КМВ

Аппаратура		Определяемые параметры	Тип датчика СМ	Тип зонда КМВ	Диапазон измерений	Масштаб регистрации на чувствительном пределе измерений (в 1 мм шкалы регистратора)
СМ	МСКЦ-1	$X, Y, Z_{ос}, \Delta Z$	Феррозондовый	—	$\pm (2 \div \div 150) \text{ мкТл}$	25 нТл
	СМ— ΔT — ΔZ МСП-2	$\Delta T, \Delta Z$ $ T $	То же Протонный	— —	$\pm 10 \text{ мкТл}$ 45— 70 мкТл	5 нТл 1 нТл
СМ КМВ	КСМ-38	κ, X, Y, Z	Феррозондовый	Однокатушечный	$\pm 200 \text{ мкТл}$ $100 \cdot 10^{-5}$ — 10 ед. СИ	50 нТл $100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ
КМВ	ЭМК-2	κ	—	Двухкатушечный	$3 \cdot 10^{-5}$ — 10 ед. СИ	$1 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ

и определяют намагниченность для пород с контрастностью по $J < 600 \cdot 10^{-3}$ А/м.

Однокомпонентные измерения приращений вертикальной составляющей магнитного поля ΔZ выполняются прибором ΔZ , входящим в состав аппаратуры МСКЦ-1, и прибором СМ— ΔZ , входящим в состав аппаратуры СМ— ΔT — ΔZ . Двухкомпонентные измерения составляющих ΔT и ΔZ производятся аппаратурой СМ— ΔT — ΔZ . Трехкомпонентные измерения ортогональных составляющих магнитного поля выполняются при помощи аппаратуры МСКЦ-1, КСМ-38. В указанных приборах использованы феррозондовые датчики. Скважинный магнитометр МСП-2 с протонным датчиком позволяет измерять модуль полного вектора магнитного поля $|T|$.

Основные технические характеристики скважинных магнитометров (СМ) и тип зондов каротажа магнитной восприимчивости (КМВ) приведены в табл. III.3.

Знак намагниченности пород можно определить по знаку внутреннего аномального магнитного поля $Z_a, \Delta T_a$. Для прямонамагниченных пород характерно отрицательное, а для обратнонамагниченных — положительное внутреннее аномальное магнитное поле (рис. III.6).

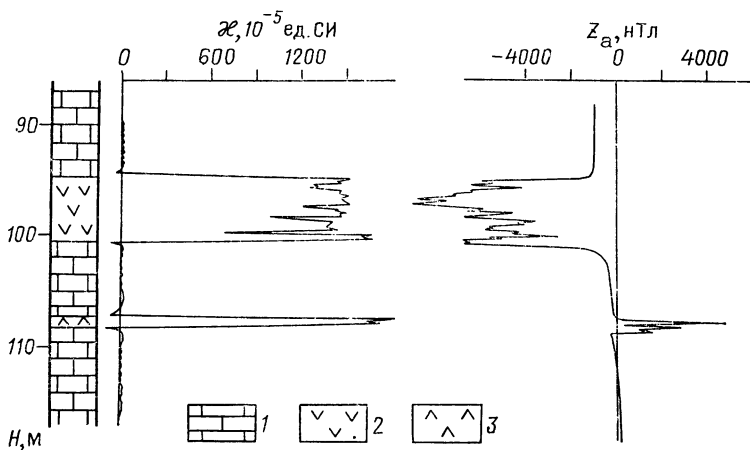


Рис. III.6. Определение знака суммарной намагниченности пород по данным скважинной магниторазведки:

1 — известняки; траппы: 2 — прямонамагниченные, 3 — обратнонамагниченные

Вектор внутреннего аномального магнитного поля объекта, составляющие которого измеряются в методе СМ, равен

$$\vec{T}_a = -N\vec{J}, \quad (\text{III.30})$$

где $\vec{J} = \vec{J}_i + \vec{J}_n$ — вектор суммарной намагниченности; \vec{J}_i , \vec{J}_n — векторы индуцированной и остаточной намагниченности; N — коэффициент размагничивания объекта, зависящий от его формы.

Для вертикальной составляющей аномального магнитного поля соотношение (III.30) записывается в виде

$$Z_a = -N_z J_z, \quad (\text{III.31})$$

где N_z — коэффициент размагничивания объекта по вертикальной оси.

Из (III.31) следует, что значение J_z может быть определено из данных измерений Z_a внутри намагниченного объекта при известной его форме по соотношению

$$J_z = \frac{Z_a}{N_z} 10^{-2}, \quad (\text{III.32})$$

где Z_a — выражено в нТл; J_z — в А/м.

Значения N_z в формуле (III.32) для объектов, аппроксимированных горизонтальным пластом, равны 4π ; для аппроксимированных полупространством, горизонтальным круговым цилинд-

ром или сжатым по вертикальной оси сфероидом с соотношением вертикальной и горизонтальной осей $1:2 - 2\pi$; аппроксимируемых сферой — $4/3\pi$. Форма исследуемых объектов оценивается по геологическим данным. Значения N_z , используемые при расчетах, уточняются на основе сопоставления по опорным скважинам данных измерений образцов керна и вычисленных величин J_z . Значение J можно найти из J_z с учетом наклона вектора \vec{J} , или, если нет этих данных, с учетом угла I наклона магнитного поля Земли: $J = J_z / \sin I$.

Трехкомпонентные (векторные) измерения магнитного поля в методе СМ позволяют найти ортогональную к наклонной границе намагниченного объекта составляющую вектора намагниченности. Эта задача решается на основе интерпретации скачка векторов магнитного поля при переходе границы интенсивно намагниченных и слабомагнитных пород [37].

При известной форме аномалиеобразующего объекта величина и направление вектора \vec{J} могут быть получены по результатам измерений магнитного поля методом подбора. Детальные данные о форме объекта обычно имеются на стадии разведки месторождений по достаточно изученным бурением геологическим разрезам. Вычисленное магнитное поле объекта сопоставляется с измеренным в воздухе, на поверхности Земли или в скважинах. Однозначность и точность решения задачи повышаются при одновременном учете материалов аэро-, наземной и скважинной магниторазведки.

При использовании метода подбора, меняя величину и направление вектора намагниченности объекта, добиваются минимальной заданной величины отклонений вычисленного и измеренного магнитного поля. Получаемые при этом ориентировка и величина вектора намагниченности совпадают с ориентировкой и величиной вектора намагниченности объекта.

Для вычисления магнитного поля объект аппроксимируется совокупностью элементарных тел правильной геометрической формы. Способ аппроксимации зависит от физико-геологических особенностей объектов и традиционно используемых разработчиком подходов к методике математического моделирования. В алгоритмах и программах, разработанных Г. Н. Константиновым и др. (1980, 1988 гг.), в качестве элементарных тел используются тонкие пластины или призмы, ориентированные по падению и простиранию объектов. Для интерпретации результатов СМ, полученных вблизи аномалиеобразующих объектов, удобна модель тригонального многогранника (Л. Н. Морозов и др., 1977, 1987 гг.; А. Н. Бахвалов, 1982 г.)

Точность определения намагниченности пород по данным СМ и методом подбора обычно составляет около $\pm 20\%$.

Определение магнитной восприимчивости по данным каротажа магнитной восприимчивости (КМВ)

КМВ основан на измерении характеристик вторичного магнитного поля, возбуждаемого в окружающей среде первичным полем катушки индуктивности (генераторной катушки), питаемой переменным током низкой частоты. Измерительная катушка индукционного зонда может быть совмещена с генераторной (однокатушечный зонд) или отнесена от нее на некоторое расстояние (двухкатушечный зонд). Под воздействием вторичного магнитного поля среды в приемной катушке наводится э. д. с. ΔE , связанная с магнитной восприимчивостью и электропроводностью пород. В методе КМВ регистрируется реактивная составляющая э. д. с. ΔE_p (сдвинутая по фазе на 90° относительно тока в генераторной катушке), которая связана в основном с магнитной восприимчивостью κ среды.

При проведении работ для повышения стабильности ΔE_p измеряется относительно э. д. с. первичного поля генераторной катушки E_0 , и измеряемая относительная величина обозначается как $\Delta \epsilon_p = \Delta E_p / E_0$. Значение $\Delta \epsilon_p$ связано с магнитной восприимчивостью непроводящей среды соотношением (Ю. И. Кудрявцев, 1978 г.):

$$\Delta \epsilon_p = g \frac{\kappa}{1 + n\kappa}, \quad (\text{III.33})$$

где g — геометрический фактор, учитывающий условия измерений (диаметр скважины, мощность пласта); n — коэффициент, отражающий нелинейный характер рассматриваемой связи из-за размагничивающего влияния среды (коэффициент размагничивания).

Для двухкатушечных дипольных зондов с малыми размерами катушек по сравнению с расстоянием между их центрами (длиной зонда L) в случае, когда мощность пласта намного превосходит L , а диаметр скважины намного меньше L , по результатам строгого решения установлено, что $g = -1$, $n = 1$ и выражение (III.33) принимает вид

$$\Delta \epsilon_p = -\kappa / (1 + \kappa). \quad (\text{III.34})$$

При $\kappa < 0,1$ ед. СИ с погрешностью менее 10 %

$$\Delta \epsilon_p = -\kappa, \quad (\text{III.35})$$

т. е. для дипольного двухкатушечного зонда величина сигнала, выраженного в единицах E_0 , в слабомагнитных средах численно равна (с обратным знаком) величине κ среды.

Для однокатушечных зондов зависимость $\Delta \epsilon_p$ от κ среды определяется на моделях сред с известными значениями магнитной восприимчивости. В связи с тем, что серийный выпуск

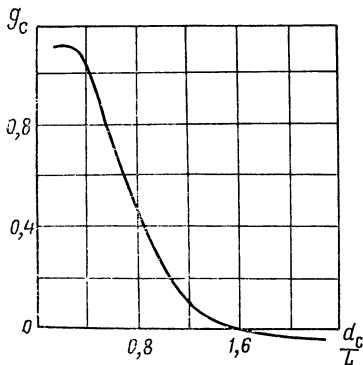


Рис. III.7. График геометрических факторов скважины двухкатушечного зонда КМВ

моделей сред, обеспечивающих калибровку аппаратуры КМВ, пока не производится, при параметрических измерениях магнитной восприимчивости чаще используют аппаратуру с двухкатушечными зондами.

Измеренную прибором КМВ с двухкатушечным зондом величину $\Delta\epsilon_p$ переводят в значение κ в соответствии с формулой (III.34). В результаты КМВ необходимо ввести поправки за влияние полости скважины и ограниченной мощности пласта. Поправки не вводят для скважин малого диаметра и пластов большой мощности. Погрешность менее 5% сохраняется при диаметрах скважин $d_c < 0,4L$ и мощностях пластов $h > 3L$.

При введении поправки за влияние скважины на результаты КМВ используют геометрический фактор скважины g_c , представляющей собой отношение сигналов в скважине конечного диаметра $\Delta\epsilon_{pd_c}$ к сигналу в скважине предельно малого диаметра $\Delta\epsilon_p$ [19]:

$$g_c = \Delta\epsilon_{pd_c} / \Delta\epsilon_p. \quad (\text{III.36})$$

График геометрических факторов скважины двухкатушечных зондов приведен на рис. III.7. Для введения поправки за влияние скважины по отношению d_c/L находят значение g_c и исправленную величину $\Delta\epsilon_p$ определяют в соответствии с формулой (III.36).

При интерпретации данных КМВ поправки за влияние ограниченной мощности пластов обычно не вводят, а для определения параметров κ среды используют пласты мощностью $h > > 3L$. В случае необходимости поправки могут быть введены по рассмотренной выше методике с помощью геометрических факторов пластов [19].

Основные технические характеристики аппаратуры КМВ приведены в табл. III.3.

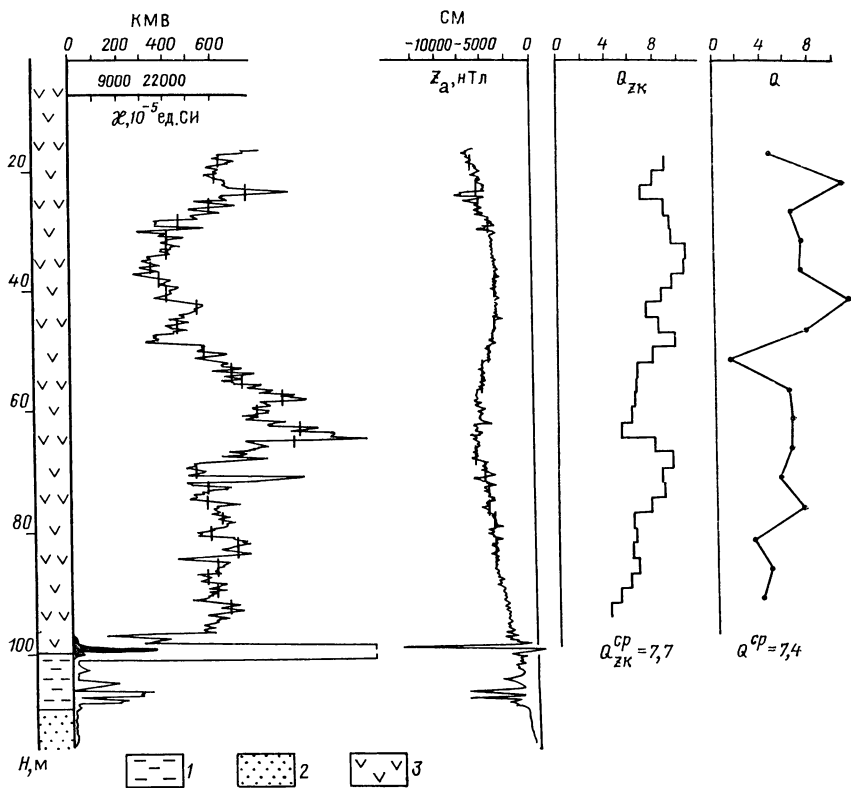


Рис. III.8. Результаты КМВ и СМ и значения Q_{zk} и Q по разрезу трапповой интрузии:

1 — алевролиты; 2 — песчаники; 3 — траппы

Определение соотношения остаточной и индуцированной намагниченности по данным скважинных магнитных измерений

Комплексирование СМ и КМВ позволяет определить фактор Q_{zk} , характеризующий отношение вертикальных составляющих остаточной J_{nz} и индуцированной J_{iz} намагниченности пересеченных скважиной магнитных пород (В. Н. Пономарев и др., 1977 г.; А. Н. Бахвалов и др., 1984 г.). При пересечении вертикальной скважиной магнитного объекта произвольных формы, величины и направления намагниченности фактор Q_{zk} рассчитывают по формуле (А. К. Сараев, 1983 г.):

$$Q_{zk} = \frac{1 + N_{zk}}{N_{zk}} \frac{|Z_a|}{Z_0} \pm 1, \quad (\text{III.37})$$

где Z_0 — вертикальная составляющая вектора \vec{T}_0 , знак плюс

соответствует случаю обратной, а минус — прямой намагниченности.

Для объектов с $\kappa < 0,1$ ед. СИ с учетом того, что $Z_0 = 50\,000$ нТл,

$$Q_{zk} = Z_a / (k\kappa) \pm 1, \quad (\text{III.38})$$

где Z_a выражено в нТл, κ — в 10^{-5} ед. СИ.

Значения k в формуле (III.38) для объектов, аппроксимируемых горизонтальным пластом, равны 0,5; аппроксимируемых полупространством, горизонтальным круговым цилиндром или сжатым по вертикальной оси сфероидом с соотношением вертикальной и горизонтальной осей 1:2 — 0,25; аппроксимируемых сферой — 0,17. При выборе значений k для определения Q_{zk} форму исследуемых объектов оценивают по геологическим данным и уточняют на основе сопоставления по опорным скважинам результатов измерений образцов и вычисленных величин Q_{zk} .

Методика обработки данных КМВ и СМ при вычислениях Q_{zk} видна из рис. III.8. Для уменьшения влияния внутренних неоднородностей намагниченности при вычислении Q_{zk} производится усреднение диаграмм κ и Z_a в одних и тех же интервалах глубин. При реализации рассмотренного способа определения Q_{zk} особое внимание следует уделять правильному выбору уровня нормального магнитного поля, в отсчете от которого находятся значения Z_a .

§ 10. МАГНИТНЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОСТАВА ФЕРРОМАГНЕТИКОВ ГОРНЫХ ПОРОД

О составе ферромагнетика можно судить по характеру изменения какой-либо магнитной характеристики при нагреве, т. е. с помощью термомагнитного анализа, главные разновидности которого базируются на изучении изменения при нагреве: 1) намагниченности насыщения $J_s(T)$; 2) начальной магнитной восприимчивости $\kappa(T)$; 3) остаточной намагниченности насыщения $J_{rs}(T)$.

1. Зависимость $J_s(T)$. Форма температурной зависимости J_s анализируемого образца горной породы определяется составом содержащихся ферромагнетиков и их относительной концентрацией. Температура Кюри, при которой интенсивно уменьшается J_s , определяется только составом ферромагнетика. Так, T_c магнетита близка к 580°C , T_c титаномагнетита в зависимости от содержания титана может быть любой — от комнатной до 580°C , точка Кюри пирротина порядка 325°C . В случае единственного ферромагнетика неоднозначность интерпретации вида зависимости $J_s(T)$ обусловлена тем фактом, что разные по составу ферромагнетики имеют одинаковую точку Кюри. При существовании в анализируемом образце нескольких ферро-

магнетиков соответствующие точки Кюри определяются по перегибам на кривой $J_s(T)$. Интенсивность перегиба (разрешающая способность метода) зависит от величины намагниченности насыщения соответствующей ферромагнитной фазы и ее концентрации относительно других ферромагнетиков. Необходимо подчеркнуть, что перегиб на кривой $J_s(T)$ может соответствовать минеральному превращению, например, при температуре порядка 350 °С в случае присутствия в анализируемом образце магнетита происходит его необратимое превращение в гематит, намагниченность насыщения которого более чем на порядок меньше. Возможны и минеральные превращения при нагреве, когда увеличивается J_s . В отличие от минеральных превращений переходы, которым соответствуют точки Кюри, всегда обратимы. Отсюда следует необходимость съемки кривых $J_s(T)$ первого и второго нагрева.

Серийная аппаратура для получения кривых зависимостей $J_s(T)$ отсутствует. Основная трудность при конструировании аппаратуры в лабораторных условиях обусловлена необходимостью нагрева образца и измерения его J в сильном магнитном поле, создаваемом, как правило, электромагнитом.

Разновидностью метода $J_s(T)$ является термомагнитная сепарация. В этом случае выделенную ферромагнитную фракцию горной породы подвешивают в сильном магнитном поле и нагревают. При достижении температуры Кюри либо температуры минерального превращения, сопровождающегося сильным уменьшением намагниченности конкретной частицы ферромагнетика, сила, удерживающая ее в подвешенном состоянии, пропорциональная намагниченности, резко уменьшается и частица падает в специальный бункер. По количеству частиц, выпавших в бункер в определенном температурном интервале, строят спектр точек Кюри (при учете минеральных превращений) анализируемой магнитной фракции. Специфической сложностью этого метода является необходимость выделения магнитной фракции. При этом возможны механическое загрязнение фракции и изменение (прежде всего окисление) ферромагнетика при дроблении.

2. Зависимость $\chi(T)$. Использование этой зависимости для определения состава ферромагнетика основано на факте существенного уменьшения χ при переходе ферромагнетик — парамагнетик, а также чувствительности магнитной восприимчивости к минеральным превращениям. В отличие от J_s магнитная восприимчивость является структурночувствительным параметром. Поэтому, хотя вид зависимости $\chi(T)$ определяется главным образом составом ферромагнетика, необходим учет и структурного фактора, что усложняет интерпретацию.

Систематизации и изучению различных видов зависимости $\chi(T)$ первого и второго нагревов посвящена обширная литера-

тура. Прежде всего можно назвать первое издание известной монографии Т. Нагата (1956 г.). Схема простейшей установки для определения зависимости $\kappa(T)$ в диапазоне температур от -196°C до $+900^\circ\text{C}$ представлена в монографии Г. П. Кудрявцевой (1988 г.). Там же приведены многочисленные примеры использования данной разновидности термомагнитного анализа для исследования магнитной фракции разнообразных пород и руд.

3. Зависимость $J_{rs}(T)$. Остаточная намагниченность как специфическая характеристика ферромагнетика выше точки Кюри равна нулю. Остаточная намагниченность насыщения J_{rs} , максимальная для анализируемого образца горной породы, образуется после воздействия сильного магнитного поля, обычно порядка 200 кА/м. Величина J_{rs} обусловлена видом ферромагнетика, его концентрацией и магнитной жесткостью; мерой последней обычно служит коэрцитивная сила H_c . Магнитная жесткость определяется структурой ферромагнетика, т. е. размером и формой его зерен, агрегативностью, формой агрегатов и т. п., наконец, внутренней структурой зерна. Сильная зависимость J_{rs} от структурных факторов приводит к тому, что в общем случае остаточная намагниченность насыщения, полученная при комнатной температуре, обращается в ноль по достижении некоторой блокирующей температуры, не совпадающей с точкой Кюри.

Заметная, как правило, неоднородность природных ферромагнетиков по составу, и особенно структуре, приводит к тому, что любой образец горной породы может быть охарактеризован спектром блокирующих температур, который и определяет конкретный вид зависимости $J_{rs}(T)$. Основная проблема в рамках данной разновидности термомагнитного анализа заключается в неоднозначности, как правило, интерпретации полученного по зависимости $J_{rs}(T)$ спектра блокирующих температур.

С учетом того, что именно эта разновидность термомагнитного анализа наиболее широко применяется в исследовательских лабораториях, для уменьшения степени неоднозначности интерпретации при переходе от спектра блокирующих температур к составу и структуре ферромагнитной компоненты горной породы предлагается использовать такую характеристику магнитной жесткости, как параметр Q_{rs} (Б. Н. Писакин), который равен отношению остаточной намагниченности насыщения к индукции $(J_i = \kappa H)$, где H — средняя напряженность магнитного поля Земли, равная 40 А/м). В случае магнетитсодержащих пород показано, что $Q_{rs} \approx 3H_c$. При повышенных требованиях к надежности интерпретации спектра блокирующих температур рекомендуется использовать выборочные анализы по $J_s(T)$, а также привлечение немагнитных методов определения состава ферромагнетика горных пород.

Спектр блокирующих температур получается непосредственно при использовании дифференциального термомагнитного анализа, когда анализируется вид функции $\partial J_{rs}/\partial T(T)$, т. е. собственно изменение остаточной намагниченности с температурой. В работе Б. В. Бурова и П. Г. Ясонова (1979 г.) представлено описание термомагнитометра, сконструированного на базе магнитометра К. С. Буракова для получения дифференциальных термомагнитных кривых $\partial J_{rs}/\partial T(T)$ (далее ДТМ-кривых). Модифицированный термомагнитометр с самописцем позволяет снять и построить ДТМ-кривую при нагреве от 20 до 700 °С за 5—10 мин.

Простейшим устройством для получения спектра блокирующих температур является приставка к астатическому магнитометру. Ее основные элементы: кварцевая печь с бифилярной катушкой нихромовой немагнитной проволоки, «рубашка» водяного охлаждения и термopара хромель-копель, выведенная на цифровой вольтметр, позволяющий измерять изменения температуры до долей градуса (типа Ш-1413). Должен быть выбран специальный режим тока кварцевой печи, позволяющий обеспечивать монотонный нагрев с требуемой скоростью в интервале 20—700 °С. Отсчет берется, как правило, через 10 °С и усредняется по 20 °С интервалу методом скользящего окна. Методика позволяет выбрать определенный интервал на температурной шкале и снять ДТМ-кривую в этом интервале с желаемой детальностью. При анализе данных удобно пользоваться системой эталонов, которая позволяет идентифицировать конкретные особенности ДТМ-кривой при меняющихся условиях съемки и прежде всего при изменении скорости нагрева.

Все многообразие ДТМ-кривых магнетитсодержащих пород может быть сведено к трем типам. Рис. III.9 показывает ДТМ-кривые образцов, отобранных по керну скважины, пересекающей дайку андезитовых порфириров. Номера кривых соответствуют положению образцов в теле дайки следующим образом: образцы 1 и 6 вблизи контактов, образец 4 в центре дайки. ДТМ-кривая образца 1 (первый тип) соответствует выпуклой кривой $J_{rs}(T)$, наиболее интенсивное изменение J_{rs} происходит вблизи точки Кюри магнетита. ДТМ-кривая образца 4 (второй тип) демонстрирует, что максимум спектра блокирующих температур расположен в низкотемпературной области, соответствующая зависимость $J_{rs}(T)$ — вогнутая.

Существует четкое соответствие значения параметра Q_{rs} образца магнетитсодержащей породы форме его ДТМ-кривой. Установлено, что образцы с $Q_{rs} > 250$ имеют ДТМ-кривую первого типа, а образцы с $Q_{rs} < 250$ — второго. Причем если ДТМ-кривая представляет собой суперпозицию двух типов, чем меньшее значение Q_{rs} образца, тем ближе его ДТМ-кривая ко второму типу. Существенно, что в случае нормированных кри-

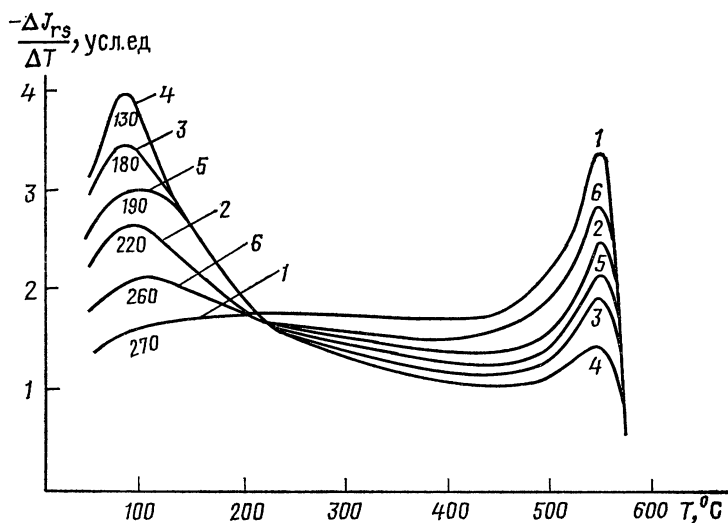


Рис. III.9. Дифференциальные термомагнитные кривые магнетитосодержащих андезитовых порфиритов (по Б. Н. Писакину). Около каждой кривой представлены значения параметра Q_{rs} соответствующего образца (1—6)

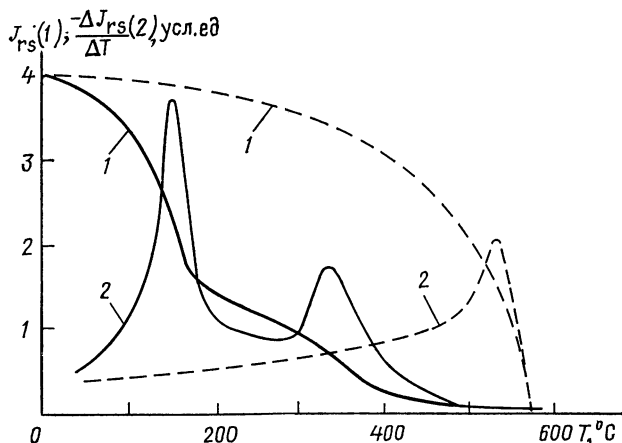


Рис. III.10. Типичные ДТМ-кривые и кривые $J_{rs}(T)$ первого (сплошная линия) и второго (пунктир) нагревов образца, содержащего магнетит, измененный выветриванием

вых (площадь под кривыми одинакова) с изменением значения Q_{rs} (см. рис. III.9) происходит уменьшение интенсивности соответствующего максимума ДТМ-кривой практически без смещения по температурной шкале. Эта общая закономерность на-

ряду с четким соответствием значения Q_{rs} интенсивности соответствующего максимума в случае магнетитсодержащих пород резко снижает на практике неоднозначность интерпретации ДТМ-кривой второго типа.

Третий тип ДТМ-кривых, характерных для магнетитсодержащих пород, отличается от двух первых резким различием в форме кривых первого и второго нагревов. Отличительным признаком ДТМ-кривой первого нагрева этого типа (рис. III.10) является максимум, обычно узкий и интенсивный вблизи 150°C при скорости нагрева порядка $25^{\circ}\text{C}/\text{мин}$. Этот максимум соответствует интенсивному необратимому уменьшению остаточной намагниченности насыщения. Почти всегда на кривой данного типа присутствует максимум вблизи 300°C . Кривая повторного нагрева, как правило, относится к первому типу, и на ней отсутствуют особенности вблизи 150 и 300°C . Вершина пика 150°C при одинаковой скорости нагрева для разнообразных пород и руд обычно жестко привязана к определенной температуре. Закономерное отклонение в область высоких температур обнаружено для ультраосновных пород, где смещение может достигать 40°C . Установлена корреляция такого смещения с незначительным (менее 1 %) содержанием магния в решетке магнетита. Необходимо подчеркнуть, что ДТМ-кривая третьего типа получена только на образцах пород, содержащих практически свободный от примеси магнетит.

ДТМ-кривая третьего типа обычна для образцов магнетитсодержащих пород, отобранных в зоне гипергенеза. При выветривании магнетита образуется маггемит, переходу которого в гематит соответствует максимум ДТМ-кривой первого нагрева вблизи 300°C . Характерный пик кривой при 150°C имеет другую, пока не установленную природу. Можно отметить закономерное отсутствие на практике ДТМ-кривых, свидетельствующих о переходе маггемит — гематит и не имеющих пика 150°C .

Гипергенное изменение магнетита сопровождается увеличением магнитной жесткости. В результате, если значения Q_{rs} магнетитсодержащих пород лежат в интервале $1—1500$, значения параметра Q_{rs} образцов, характеризующихся ДТМ-кривой третьего типа, может достигать 3000 . Для магнетита, измененного выветриванием, типично уменьшение J_{rs} , образованной после нагрева до 600°C , по сравнению с J_{rs} до нагрева.

Подробное описание трех главных типов ДТМ-кривых магнетитсодержащих пород позволяет сформулировать признаки, свидетельствующие о вкладе в J_{rs} анализируемого образца иного, нежели магнетит и продукты его выветривания, ферромагнетика:

1) максимум на ДТМ-кривой первого нагрева в интервале $150—500^{\circ}\text{C}$, присутствующий и на кривой повторного нагрева;

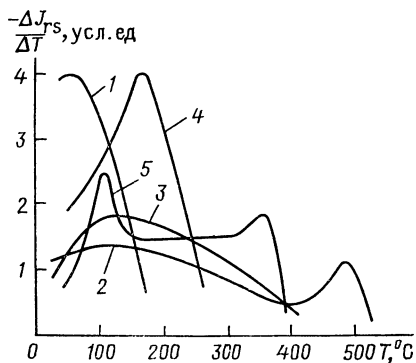


Рис. III.11. ДТМ-кривые первого нагрева титаномагнетитсодержащих образцов:

1, 2 — океанические базальты; базальты: 3 — Армении, 4 — Камчатки, 5 — Тимана

2) сдвиг высокотемпературного максимума (ДТМ-кривая первого типа) в область ниже 500°C при переходе от кривой первого нагрева к повторной, в частности, появление или увеличение низкотемпературного максимума;

3) несоответствие формы ДТМ-кривой образца значению Q_{rs} , например, ДТМ-кривая второго типа при $Q_{rs} > 250$;

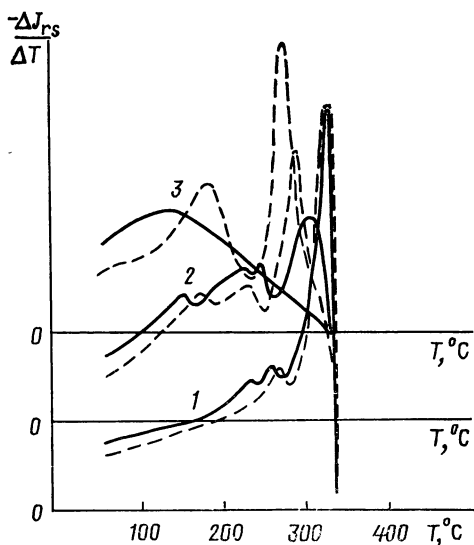
4) обращение J_{rs} в ноль ниже 500°C либо ненулевое значение выше 580°C .

Эти особенности с учетом геологических факторов, приведенных в начале параграфа, требуют дополнительных анализов, и прежде всего исследования зависимости $J_s(T)$.

На рис. III.11 приведен ряд кривых первого нагрева образцов титаномагнетитсодержащих пород, позволяющий проиллюстрировать указанные признаки. ДТМ-кривая образца 1 близка по форме к ДТМ-кривой второго типа, но значение Q_{rs} этого образца 1300, J_{rs} равна нулю выше 200°C ($T_c = 190^{\circ}\text{C}$). Кривые образцов 2 и 5 имеют максимумы в низкотемпературной области, а соответствующие значения Q_{rs} , равные 1600 и 800 ($T_c = 540$ и 400°C). Кривая образца 4 отличается максимумом вблизи 200°C , кривая повторного нагрева практически такая же ($T_c = 280^{\circ}\text{C}$). Особенно показательна кривая образца 3, которая по форме практически не отличается от ДТМ-кривой второго типа, но значение Q_{rs} этого образца равно 1300, поэтому низкотемпературный максимум ДТМ-кривой в данном случае свидетельствует о титаномагнетите с очень сильной вариацией содержания титана, что не является редкостью, например, при его распаде. Соответствующая зависимость намагниченности насыщения $J_s(T)$ — вогнутая. Титаномагнетитсодержащие породы могут характеризоваться и низкими значениями Q_{rs} . В случае, когда $Q_{rs} < 250$, требуется особенно тщательный учет всех признаков.

Многообразие ДТМ-кривых титаномагнетитсодержащих пород велико. Различия в этом семействе обусловлены прежде

Рис. III.12. ДТМ-кривые первого (сплошная линия) и второго (пунктир) нагревов трех образцов пирротинов (по Б. Н. Писакину) (начало координат для каждого образца смещено по вертикальной оси): 1 — типичные кривые моноклинного пирротина; 2, 3 — гексагонального пирротина



всего широким спектром точек Кюри природных титаномагнетитов, затем различной степенью распада первичного титаномагнетита и степенью его низкотемпературного окисления, и в последнюю очередь — структурными особенностями. Надежность интерпретации таких кривых в настоящее время без привлечения данных по $J_s(T)$ крайне незначительна. С достаточной степенью уверенности по указанным признакам можно судить лишь о соответствии конкретных ДТМ-кривых магнетиту либо другому ферромагнетнику.

Следующим в порядке встречаемости после магнетита, титаномагнетита и продуктов их низкотемпературного окисления среди ферромагнетиков является магномагнетит. Он широко представлен в ультрабазитах, карбонатитах щелочной ультраосновной формации, в некоторых железорудных месторождениях (Ангаро-Илимская группа). Присутствие магния в решетке магнетита может заметно снизить его точку Кюри (но не ниже 310°C). По ДТМ-кривым довольно сложно идентифицировать магномагнетит, особенно отличить его от титаномагнетита. В какой-то мере неопределенность снимает нередкая для магномагнетитов ультрабазитов частичная гомогенизация при нагреве до 600°C на воздухе, проявляющаяся в том, что на кривой повторного нагрева пик вблизи 500°C меньше по интенсивности и смещен в сторону низких температур сравнительно с аналогичным пиком ДТМ-кривой первого нагрева. В зоне гипергенеза магномагнетит, судя по термомагнитным характеристикам, изменяется в отличие от титаномагнетита подобно магнетиту, но с характерными особенностями, позволяю-

щими по форме ДТМ-кривых с определенностью утверждать, что это именно магномagnetит.

Среди природных ферромагнетиков, не относящихся к группе магнетита, но столь же сильномагнитным и довольно широко распространенным, является пирротин. Ферромагнитные гексагональные (промежуточные) и моноклинные пирротины легко различаются по кривым $J_s(T)$: намагниченность моноклинового пирротина монотонно спадает к точке Кюри (325 °С), в то время как для промежуточных пирротинов характерен так называемый λ -пик, т. е. возрастание намагниченности при первом нагреве в интервале 200—300 °С.

ДТМ-кривые пирротиновых руд с пирротином разного состава заметно отличаются для λ -пирротинов и моноклинных пирротинов, но на практике обычно встречается суперпозиция двух типов кривых (рис. III.12). Характерные особенности ДТМ-кривых первого и особенно второго нагревов двух типов пирротина позволяют легко идентифицировать эти типы и установить их присутствие на фоне магнетитовой минерализации, часто сосуществующей с пирротиновой.

ГЛАВА IV

ТЕХНИКА И МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

§ 11. ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ УДЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ И ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

Измерение удельного электрического сопротивления

Для измерения удельного электрического сопротивления пород применяются двух- и четырехэлектродные способы. В обоих случаях измеряется сила тока i , текущего через образец. Питающие электроды располагаются симметрично относительно друг друга с противоположных сторон образца. В четырехэлектродном способе измеряется падение напряжения ΔU между приемными электродами. Тогда

$$\rho = \frac{\Delta U}{i} k, \quad (IV.1)$$

где k — коэффициент, зависящий от формы, размеров образца и расстояния между приемными и питающими электродами.

В двухэлектродном способе, если напряжение источника питания не стабилизировано, необходимо также измерять с помощью вольтметра падение напряжения на образце.

Таким образом, во всех случаях сначала определяется электрическое сопротивление образца или его части, а затем осуществляется переход к удельному сопротивлению с помощью коэффициента установки. Преимущество четырехэлектродного метода — уменьшение влияния приэлектродной поляризации.

Основное условие получения по образцам данных, соответствующих удельному сопротивлению горных пород в естественных условиях залегания, — проведение измерений с предварительным насыщением образцов водой, идентичной по минерализации пластовой. При пористости пород более 5 %-е насыщение образцов проводится замачиванием, при меньшей пористости — под вакуумом в специальных эксикаторах.

Измерительная установка для определения ρ на постоянном токе может быть реализована по методу амперметра — вольтметра (рис. IV.1, А) или мостовых схем на постоянном токе; для высокоомных пород используется высокочувствительный гальванометр. Измерительные электроды при двухэлектродном способе могут быть плоскими, штыревыми, кольцевыми или точечными. При измерении электрического сопротивления двухэлектродным способом методом постоянного тока существенные погрешности вносят поверхностные токи, поляризация и переходное сопротивление между образцом и электродом. Переходное сопротивление уменьшается путем шлифовки поверхности образцов, покрытия контактных поверхностей графитом, распыленным металлом, специальной пастой, серебряной коллоидальной пленкой. Для учета влияния поляризации электродов измеряют ток поляризации.

Для исключения влияния поверхностных токов применяется охранное кольцо, которое изготавливается из того же материала, что и электроды, и включается в цепь тока, минуя прибор, измеряющий силу тока. Использование двух охранных колец позволяет производить измерения при прямом и обратном направлениях тока через образец и тем самым уменьшить влияние токов поляризации. При массовых измерениях часто применяется двухэлектродный метод сопротивления заземления. Электроды погружаются в образец на глубину, равную их радиусу. Сопротивление заземлений R_3 зависит от радиуса электродов r и удельного сопротивления образца ρ :

$$R_3 = \rho / (4\pi r). \quad (IV.2)$$

С целью уменьшения влияния поляризационных эффектов, а также изменения сопротивления в приэлектродных зонах широко применяются двухэлектродные способы измерения ρ на

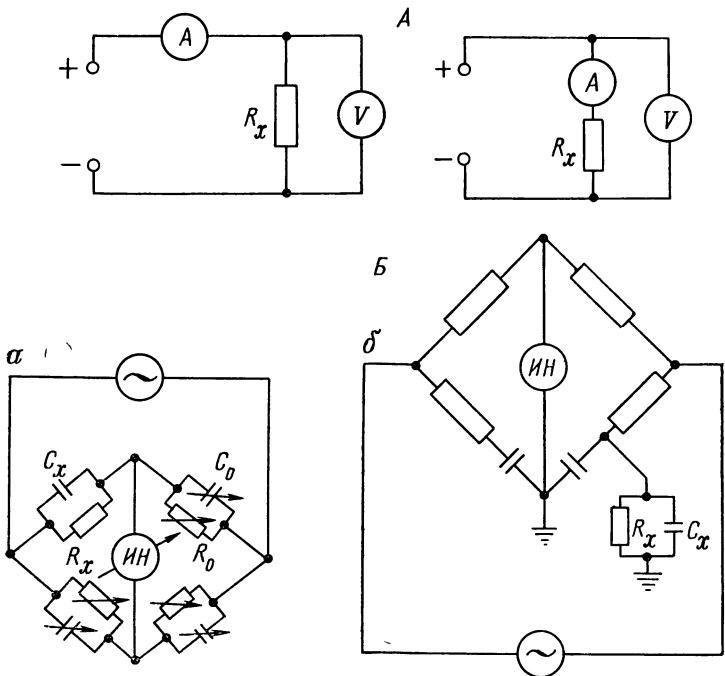


Рис. IV.1. Методы измерения электрических свойств горных пород. Схемы измерений:

А — удельного электрического сопротивления при помощи амперметра и вольтметра; Б — удельного сопротивления и диэлектрической проницаемости на специальной установке: а — с параллельным включением сопротивления и емкости в плечах, б — с последовательным включением сопротивления и емкости в плечах; C_x — искомая емкость; C_0 — компенсирующая емкость; R_x — искомое сопротивление; R_0 — компенсирующее сопротивление; ИН — стрелочный индикатор

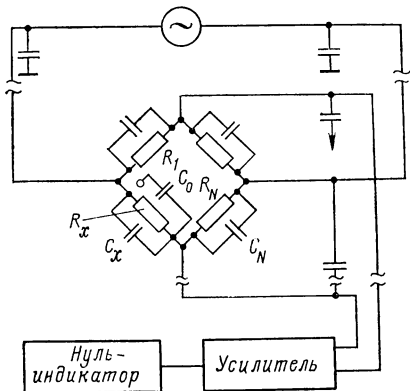


Рис. IV.2. Мостовая схема измерения сопротивления горных пород на высоких частотах

переменном токе. В переменных электрических полях с увеличением частоты тока уменьшается роль приэлектродных эффектов и объемной поляризации. Однако при измерении ρ на переменном токе следует учесть емкостные эффекты, возникающие из-за отсутствия общей заземленной точки у генераторных и измерительных устройств и увеличивающиеся с увеличением частоты переменного тока. Удельное сопротивление образцов на низких частотах может измеряться мостовым методом (рис. IV.1, Б), на радиочастотах — мостовым (рис. IV.2), резонансным и импульсным методами [90]. Для горных пород с большими электрическими потерями применяется мостовая схема с параллельным включением сопротивления и емкости, для пород с малыми электрическими потерями — мосты с последовательным соединением сопротивления и емкости. При низких частотах индикаторами баланса моста служит ламповый вольтметр или осциллограф. При высоких частотах используются радиокомпараторы. Резонансный метод определения удельного сопротивления базируется на измерении добротности контуров. Импульсный метод [90] определения удельного сопротивления применяется для высокоомных пород. Схемы, основанные на импульсном принципе, свободны от поляризационных, емкостных эффектов и нагрева. Измеряя величину двух соседних амплитуд затухающего колебания, можно определить сопротивление пород, поскольку колебания контура затухают по закону, определяемому добротностью контура, а последняя зависит от сопротивления породы.

В четырехэлектродном способе ток в образец вводится с помощью двух питающих электродов. С помощью второй пары электродов (измерительных) измеряется разность потенциалов. Существуют две схемы расположения электродов. При линейном расположении (рис. IV.3, а) коэффициент k определяется расстоянием между питающими L и измерительными l электродами:

$$k = \frac{\pi}{4} \frac{L^2 - l^2}{l}. \quad (\text{IV.3})$$

В случае расположения электродов по второй схеме (рис. IV.3, б) коэффициент установки зависит от площади поперечного сечения образца:

$$k = S/l. \quad (\text{IV.4})$$

При определении сопротивления высокоомных пород применяется охранное кольцо для устранения погрешностей, обусловленных поверхностными токами. При линейном расположении электродов форма образца может быть произвольной, но поверхность, на которой располагаются электроды, должна быть плоской. В случае расположения электродов по схеме (см.

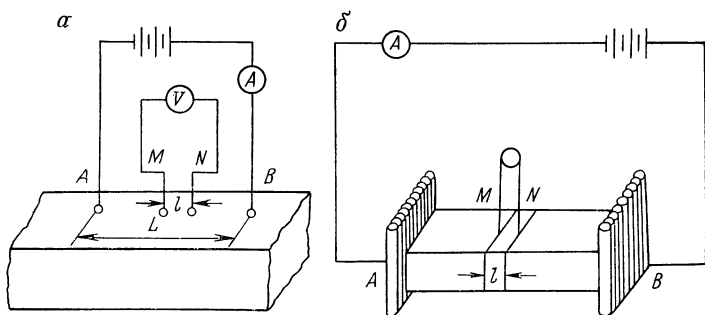


Рис. IV.3. Четырехэлектродные установки для измерения удельного электрического сопротивления.

Расположение электродов: *a* — на одной поверхности, *б* — на торцах образцов

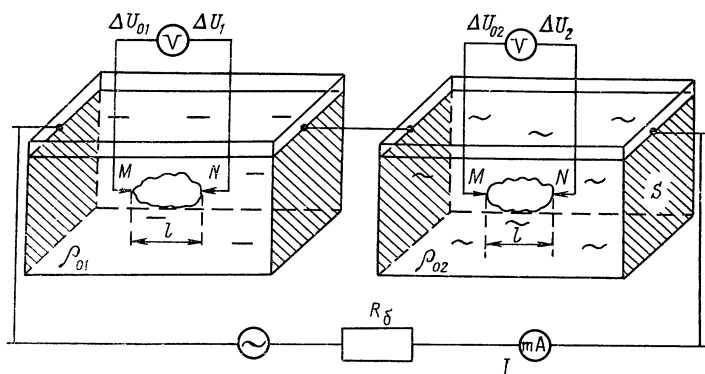


Рис. IV.4. Схема измерений удельного электрического сопротивления образцов горных пород электролитическим способом при использовании двух жидкостей (по А. А. Кашкарову)

рис. IV.3, *a*) образец должен иметь форму цилиндра или параллелепипеда. При четырехэлектродном способе обычно применяется компенсационная схема измерения. Это позволяет исключить погрешности, обусловленные сопротивлением электродов. Разность потенциалов измеряется потенциометром. При определении сопротивления высокоомных пород применяются также ламповые вольтметры с высоким входным сопротивлением либо электрометры.

Принцип электролитического способа, разработанного А. А. Кашкаровым [27], основан на измерении разностей потенциалов первичного и результирующего полей, возбуждаемых в жидкости без образца и при его погружении в жидкость (рис. IV.4). С целью измерения удельного сопротивления ρ образцов

любой формы применяют две жидкости различного удельного сопротивления (ρ_{01}, ρ_{02}). Удельное сопротивление образцов рассчитывают по формуле

$$\rho = \frac{\rho_{01} \frac{\Delta U_2 - \Delta U_{02}}{\Delta U_2} - \rho_{02} \frac{\Delta U_1 - \Delta U_{01}}{\Delta U_1}}{\frac{\Delta U_2 - \Delta U_{02}}{\Delta U_2} - \frac{\Delta U_1 - \Delta U_{01}}{\Delta U_1}}, \quad (\text{IV.5})$$

где $\Delta U_{01}, \Delta U_{02}, \Delta U_1, \Delta U_2$ — разности потенциалов первичных и результирующих полей на участке образца в первой и второй жидкостях.

Метод применяется для изучения удельного сопротивления слабопористых образцов горных пород преимущественно магматических, эффузивных и метаморфических разностей ($n < 3\%$). В качестве жидкостей целесообразно использовать глицерин и воду. Первая жидкость обладает удельным сопротивлением порядка 10 тыс. Ом·м, вторая — порядка 10 Ом·м.

Измерение диэлектрической проницаемости и тангенса угла диэлектрических потерь

Основным методом определения диэлектрической проницаемости образцов пород, а также тангенса угла диэлектрических потерь является метод плоского конденсатора. Из образца породы вырезают пластину, которую в качестве диэлектрика помещают между электродами измерительного конденсатора. Размеры образца выбирают с условием сохранности квазистационарности — эффективные размеры конденсатора с образцом должны быть намного меньше длины волны электрического поля. Емкость плоскости конденсатора можно измерить в звуковом диапазоне с помощью мостовых схем, а в радиочастотном — мостовым, резонансным, импульсным методами и методом биений. При измерении ϵ горных пород с большими потерями, как и при измерении удельного электрического сопротивления, применяются мосты с параллельным включением сопротивления и емкости, с малыми потерями — мосты с последовательным включением. Значение диэлектрической проницаемости по измеренной емкости конденсатора C_x с образцом

$$\epsilon = (4\pi d/S) C_x, \quad (\text{IV.6})$$

где d — толщина образца; S — контактирующая площадь образца.

Существуют две группы резонансных методов. Первая группа основана на настройке измерительного контура в резонанс с частотой генератора, питающего контур. Восстановление резонанса контура на измеряемой частоте, нарушенного внесе-

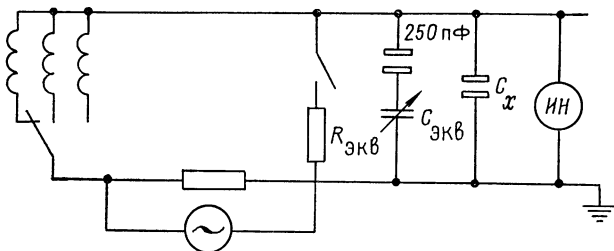


Рис. IV.5. Схема измерения диэлектрической проницаемости и угла потерь методом замещения

нием в контур конденсатора с образцом, производится изменением емкости эталонного конденсатора. Вторая группа методов основана на сравнении частот двух генераторов — эталонного (опорного) и рабочего, меняющего свою частоту в зависимости от величины измеряемой емкости, включенной в его колебательный контур. К резонансным методам первой группы относится метод замещения (рис. IV.5, Э. И. Пархоменко, 1965 г.). В колебательный контур вместо измерительного конденсатора с исследуемым образцом включаются конденсатор переменной емкости $C_{\text{экв}}$ и неиндуктивный потенциометр $R_{\text{экв}}$, соединенные параллельно, как на рис. IV.5, или последовательно. Дважды контур настраивается в резонанс — с образцом и его эквивалентом. Конденсатором и сопротивлением эквивалента восстанавливаются резонанс контура и напряжение на вольтметре, какие были в контуре с образцом. Диэлектрическая проницаемость и тангенс угла потерь вычисляются по формулам

$$\epsilon = C_{\text{экв}}/C_0; \quad (IV.7)$$

$$\text{tg } \delta = 1/2\pi f R_{\text{экв}} C_{\text{экв}}, \quad (IV.8)$$

где C_0 — емкость измерительного конденсатора с воздушным диэлектриком, вычисленная по формуле для плоского конденсатора.

Разновидностью метода замещения является метод вариации емкости [90]. Контур настраивается в резонанс на одной и той же частоте также дважды — с образцом между пластинками измерительного конденсатора и без него. Во втором случае нарушенный резонанс восстанавливается сближением пластин измерительного конденсатора.

Комплексные измерения электрических параметров на приборах ИЭМС

Приборы типа ИЭМС для лабораторного изучения электрических свойств горных пород в гармонических полях представляют собой высокочастотные компенсаторы, измеряющие ак-

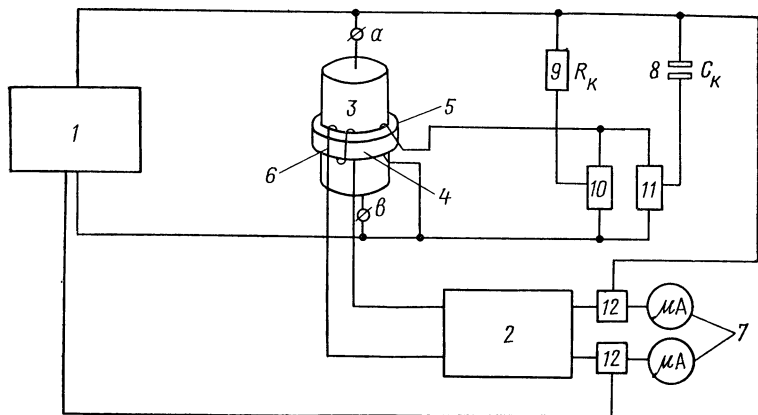


Рис. IV.6. Принципиальная схема измерения электрических свойств горных пород прибором ИЭМС-1:

1 — генератор переменного тока; 2 — усилитель; 3 — образец; 4 — ферритовый сердечник; 5 — компенсационная обмотка; 6 — сигнальная обмотка; 7 — стрелочные индикаторы; 8 — токозадающая емкость; 9 — сопротивление; 10 и 11 — аттенюаторы; 12 — фазовые детекторы

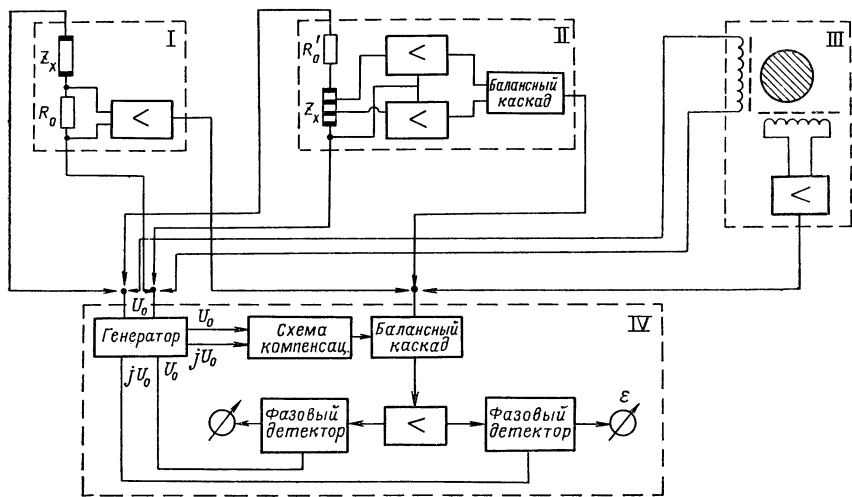


Рис. IV.7. Функциональная схема аппаратуры ИЭМС-3:

I — двухэлектродный контактный датчик; II — четырехэлектродный контактный датчик; III — индукционный датчик; IV — измерительное устройство

тивную и реактивную составляющие сигнала и приспособленные для работы с датчиками различных типов [21, 71].

Серийные приборы ИЭМС-1 (рис. IV.6) и ИЭМС-3 (рис. IV.7) построены с использованием одних и тех же принци-

альных решений и имеют много общего. Так, в обоих приборах образование сетки рабочих частот осуществляется с помощью кварцованного автогенератора и триггерных делителей частоты. Применяется компенсационный метод измерения с прямоугольно-координатным независимым уравниванием, разделение составляющих измеряемого сигнала производится путем синхронного детектирования. Каждый прибор имеет два канала, один из которых реагирует на активную, а другой — на реактивную составляющие сигнала.

Прибор ИЭМС-1 позволяет измерять проводимость G и емкость C образца. ИЭМС-3 с двухэлектродным датчиком измеряют активную C и реактивную B составляющие комплексной электропроводности образца

$$y = C + iB. \quad (IV.9)$$

При четырехэлектродных измерениях прибором ИЭМС-3 определяется активная R и реактивная x составляющие комплексного образца

$$\dot{z} = R + ix. \quad (IV.10)$$

Для практики чаще всего интерес представляют не суммарные (интегральные) параметры R , x или G , B образцов, а удельные электрические свойства горных пород, в частности γ и ϵ , или комплексная удельная электропроводность

$$\gamma = \gamma' + i\gamma''. \quad (IV.11)$$

Эти параметры получают из суммарных путем пересчета. Но при этом диапазон удельных параметров, определяемых с помощью аппаратуры ИЭМС, оказывается зависящим от величины поперечного сечения измеряемых образцов и от расстояния между измерительными электродами. Поэтому данный диапазон измерений может быть задан лишь условно. Ввиду важности его обычно приводят в технических характеристиках на прибор для зерна диаметром 50 мм и длиной 80 мм. Причем расстояние между электродами оговаривается особо, в зависимости от применяемого датчика (двух- или четырехэлектродного). Для образцов, имеющих другие размеры, диапазон измерения удельных электрических параметров изменяется.

Технические характеристики аппаратуры ИЭМС:

А. Обеспечивает контактные измерения электрических свойств горных пород на образцах:

- 1) твердых, имеющих длину 70—200 мм и форму;
 - а) круглого цилиндра $d = 20—150$ мм (кern);
 - б) произвольную, при постоянной величине поперечного сечения образца на участке длиной не менее 50 мм;

2) сыпучих, с размерами гранул не более 2 мм и в количестве не менее 120 см^3 ;

3) жидких — объемом не менее 120 см^3 .

Б. Диапазон рабочих частот для прибора ИЭМС = $15 \div 2500$ кГц (измерения производятся на 10 фиксированных частотах: 5; 10; 20; 40; 80; 156; 312; 625; 1250 и 2500 кГц).

Диапазон рабочих частот для прибора ИЭМС-3 от 20 Гц до 10 кГц (измерения производятся на 10 фиксированных частотах: 20; 40; 80; 156; 312; 625; 1250; 2500; 5000 и 10 000 Гц).

В. Диапазон измерения интегральных параметров образцов:

а) ИЭМС-1 — проводимости $G = 10^{-2} \div 10^{-8}$ Ом, что соответствует сопротивлению $R = 100 \text{ Ом} \div 100 \text{ МОм}$;

б) ИЭМС-3 — для двухэлектродной установки по активному R и реактивному x сопротивлениям предела $2 \text{ кОм} \div 20 \text{ МОм}$; для четырехэлектродной установки для активного сопротивления $R = 0,02 \text{ Ом} \div 20 \text{ кОм}$, для реактивного сопротивления $x = 0,02 \text{ Ом} - 20 \text{ кОм}$.

Г. Аппаратура предназначена для использования в стационарных и полевых лабораториях при следующих климатических условиях:

1) температура окружающего воздуха от -10 до $+40$ °С (при защите от прямых солнечных лучей);

2) влажность воздуха — до 80 % при 20 °С;

3) питание приборов может осуществляться:

а) от сети переменного тока частотой 50 Гц, напряжением $220 \text{ В} \pm 10 \%$;

б) от внешней батареи с постоянным напряжением 12 В.

Методика измерения электрических параметров на аппаратуре типа ИЭМС описана в инструкции по электроразведке [21].

Для изучения микроструктуры электрических свойств образцов горных пород и руд может быть использован метод фотографирования прослоев разной проводимости в поле высокой частоты [93]. Эти исследования позволяют выявить неоднородности в электрических свойствах образцов горных пород и руд (Г. С. Франтов, В. И. Михалевский, 1966 г.). Устройство для изучения горных пород и руд в поле токов высокой частоты содержит генератор токов высокой частоты, на выход которого включаются два электрода. За счет неоднородного по своим электромагнитным свойствам объекта, расположенного на одном из двух электродов, между которыми происходит высокочастотный разряд, перераспределяется плотность разрядного тока на фотоматериале, помещенном на втором электроде. На полученных в результате съемки фотографиях отражаются электрические свойства снимаемых объектов: светло-серым тоном выделяются электропроводные минералы, черным — непроводящие участки и т. д.

§ 12. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Изучение поляризационных свойств образцов пород и руд в лабораторных условиях является важным элементом технологии электроразведочных работ методом ВП.

К сожалению, в производстве бытует практика прямого сравнения результатов лабораторных и полевых наблюдений. Такой подход в большинстве случаев неверен, так как связь между ними не всегда однозначна, многофакторна и носит вероятностный характер.

Технология лабораторных исследований включает два этапа: 1) измерения параметров вторичного электрического поля (ВЭП); 2) вычисление параметров среды и сопоставление их с полевыми наблюдениями.

Измерения параметров ВЭП

Методы измерения параметров ВЭП основаны на изучении переходного процесса ВП, возникающего в горных породах под воздействием импульсного электрического тока. В лабораторных условиях предпочтение следует отдавать прямым измерениям э. д. с. ВП по поверхности исследуемого образца, для чего собирается схема, состоящая из: лабораторной установки (ЛУ); маломощного источника поляризующего тока (ИТ); измерительного прибора (ИП).

В качестве установки для прямых измерений э. д. с. ВП рекомендуется использовать установку, состоящую из двух одинаковых кювет в форме прямоугольного параллелепипеда, изготовленных из оргстекла и заполненных водой. В каждой кювете находится по одному питающему и одному измерительному электроду, в качестве которых используются графито-марганцевые электроды, изготовленные из гальванических элементов типа 316 (измерительные электроды) и 373 (питающие). Наружные цинковые стаканчики элементов удаляются, а питающие и измерительные провода присоединяются к графитовым стержням. Такие электроды, как показали исследования Ю. Т. Ильина [19], имеют температурный коэффициент 0,25 мВ/град, стабильность э. д. с. поляризации 0,1 мВ/г. Электроды требуют предварительного подбора пар, поскольку значение потенциала электрода неоднозначно. Испытуемый образец зажимается между отверстиями, имеющимися в торцевых стенках каждой кюветы. Площадь контакта образца с водой на обеих поверхностях ограничена размером отверстия. Постоянство величины переходного сопротивления образец — среда в такой установке определяется только протекающими поверхностными электрохимическими реакциями. В связи с этим колебания естественной разности потенциалов на измерительных

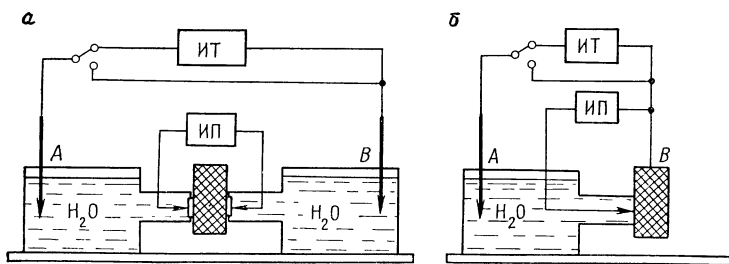


Рис. IV.8. Схемы лабораторных установок для изучения поляризационных свойств образцов:

a — для изучения суммарного эффекта э. д. с. ВП; *б* — для раздельного изучения анодной и катодной поляризаций. ИТ — источник тока; ИП — измерительный прибор

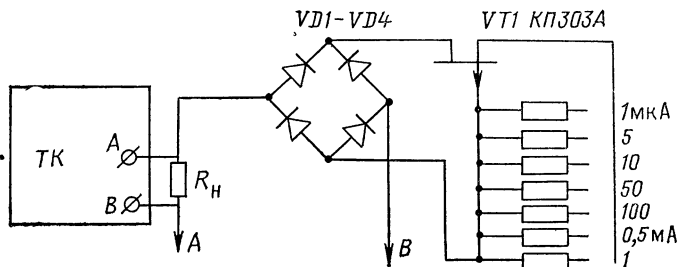


Рис. IV.9. Принципиальная схема приставки, обеспечивающая стабилизированный ток в диапазоне 1мкА—10 мА (ТК — тиристорный коммутатор)

электродах существенно ниже, чем в установках, имеющих механический контакт измерительных электродов и образца. Возможны два варианта подключения образца. Первый (рис. IV.8, *a*) служит для изучения суммарного эффекта э. д. с. ВП анодной и катодной поляризаций, второй (рис. IV.8, *б*) — анодной и катодной поляризаций раздельно (при подключении образца к положительному полюсу ИТ изучают анодные эффекты, при подключении к отрицательному — катодные).

Э. д. с. измеряется как в процессе пропускания поляризующегося тока, так и после его выключения. Время регистрации переходного процесса должно быть достаточным для выхода его на асимптотическое значение. Для ионопроводящих пород это, как правило, десятые доли секунд, коренных пород — первые секунды, для рудных тел — десятки, сотни, а иногда и тысячи секунд.

При лабораторных исследованиях важным условием является соблюдение принципа подобия плотности поляризующего тока при лабораторных и полевых измерениях. Последняя, как показали новые оценки, обычно бывает порядка 10^{-4} А/м².

Если принять во внимание, что ток во вмещающих породах течет лишь по влагонасыщенным порам, то, положив в качестве среднего значения коэффициента пористости 0,01, получим, что плотность поляризующего тока вряд ли превысит 0,01 А/м². Опыт лабораторных исследований показывает, что для выполнения принципа токового подобия необходимо обеспечить стабилизацию тока в цепи АВ в диапазоне 1 мкА—1 мА.

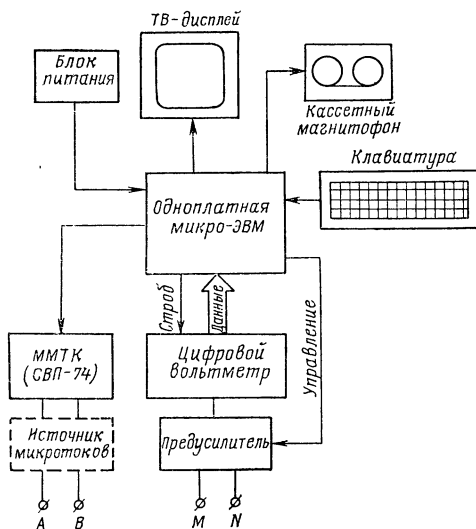
В связи с тем, что большинство серийных источников поляризующего тока (маломощный тиристорный коммутатор станции СВП-74, коммутатор аппаратуры «Диапир») обеспечивают стабилизированный ток (I_{AB}) начиная с 30 мА, предлагается использовать схему, приведенную на рис. IV.9. Величина R_n выбирается из условия, что падение напряжения на R_n должно быть в пределах 15—20 В при минимальном стабилизированном токе, который обеспечивает тиристорный коммутатор. VD1—VD4 — любые кремниевые диоды. Источник стабилизированного тока на VT1 и R1÷R7 включен в диагональ моста, что обеспечивает стабилизацию тока обеих полярностей. Величины резисторов R1÷R7 подбираются для конкретного ряда значений I_{AB} .

При лабораторных исследованиях поляризационных свойств образцов пород и руд измерительная аппаратура должна обеспечить измерения переходного процесса ВП в диапазоне времени от первых миллисекунд до 100 с и более. Имеющаяся в настоящее время серийная измерительная электроразведочная аппаратура («Диапир», импульсный прибор СВП-74, ЭВП-802, С-013) не удовлетворяют этому требованию. Ввиду этого обстоятельства следует использовать серийные лабораторные приборы: запоминающий осциллограф (типа С8-13 и аналогичные) или цифровой вольтметр, имеющий вход внешнего запуска и выход для подключения цифropечатающего устройства. В первом варианте осциллограф работает в режиме внешнего запуска. В зависимости от режима измерений (спад или зарядка) запуск развертки осциллографа производится сигналом включения тока или гашения. При этом необходимо предусмотреть гальваническую разрядку по цепи внешнего запуска развертки осциллографа. Ее отсутствие может привести к утечке между измерительной парой электродов MN, подключенной к входу осциллографа, и питающей парой АВ по цепи управления.

Данный вариант обеспечивает практически неограниченный временной диапазон измерений, но требует кропотливой и утомительной работы по снятию отсчетов с экрана осциллографической трубки.

Для реализации второго варианта в НПО «Рудгеофизика» разработана микропроцессорная приставка к цифровому вольтметру, позволяющая полностью автоматизировать процесс из-

Рис. IV.10. Блок-схема микро-процессорной приставки к цифровому вольтметру



мерения и обработки сигнала (рис. IV.10). Приставка управляет работой источника поляризирующего тока и цифровым вольтметром и позволяет производить измерения в режимах:

одиночного импульса поляризирующего тока заданной длительности при изучении как суммарного эффекта ВП, так и анодных и катодных процессов отдельно;

разнополярных импульсов поляризирующего тока с произвольной скважностью и усреднением результатов измерений по заданному периоду тока при изучении только суммарного эффекта ВП;

разнополярных импульсов специальной формы для измерения второй логарифмической производной переходного процесса ВП.

Кроме того, она обеспечивает визуальный контроль как в табличном, так и в графическом виде измеряемых значений, их корректировку, обработку и хранение.

Вычисление параметров среды и их сопоставление с полевыми наблюдениями

Лабораторные исследования позволяют определить: значение временного хода э. д. с. ВП;

коэффициент поверхностной поляризации $\lambda = \epsilon_{ВП} / E_0$, где $\epsilon_{ВП}$ — стационарное значение э. д. с. ВП; E_0 — напряженность электрического поля в электролите;

постоянную времени процесса ВП τ , равную ординате максимума производной э. д. с. ВП по логарифму времени.

Оцениваемыми параметрами, характеризующими поляризационные свойства среды, являются:

поляризуемость η ;

постоянная времени ВП τ ;

коэффициент нелинейности ВП Λ .

Если принять, что изучаемая среда представлена статистически равномерно распределенными в объеме шаровыми включениями радиуса a , то значение объемной поляризуемости среды с включением данного размера определяется соотношением:

$$\eta = -3\xi \frac{\epsilon'_{\text{ВП}}}{E_0 a}, \quad (\text{IV.12})$$

где ξ — объемная концентрация включений; $\epsilon'_{\text{ВП}}$ — стационарное значение э. д. с. ВП, измеренное на образце в лабораторных условиях; E_0 — напряженность первичного поля.

Таким образом, измерив в лабораторных условиях э. д. с. ВП того или иного образца, определив средний радиус включений и их объемное содержание по формуле (IV.12), можно найти значение объемной поляризуемости среды.

В практике электроразведки для аппроксимации переходных характеристик ВП часто используют модель Кол-Кола [21], которая во временной области имеет вид:

$$F = - \sum_{j=1}^{\infty} \frac{(1)^j (t/\tau)^{\nu j}}{F (1 + \nu_j)}, \quad (\text{IV.13})$$

где параметр τ — постоянная времени (с), определяет скорость затухания процесса ВП; безразмерный показатель степени ν обычно находится в пределах 0,1—1, в частных случаях при $\nu=1$ и $1/2$ функцию можно выразить через элементарные функции:

$$F_1(t/\tau) = 1 - e^{-t/\tau}; \quad (\text{IV.14})$$

$$F_2(t/\tau) = 1 - e^{-t/\tau} \operatorname{erfc}(\sqrt{t/\tau}). \quad (\text{IV.15})$$

Связь лабораторных и полевых наблюдений определяется соотношением:

$$\tau_1 = \tau_0 \left(\frac{1 + 2\rho}{1 + 2\rho + 2\lambda/a} \right) \quad \text{при } \nu = 1; \quad (\text{IV.16})$$

$$\tau_2 = \tau \left(\frac{1 + 2\rho}{1 + 2\rho + 2\lambda/a} \right)^2 \quad \text{при } \nu = 1/2, \quad (\text{IV.17})$$

где $\rho = \tau_1/\tau_2$ — отношение электропроводностей вмещающей среды и электропроводности поляризуемого объекта; τ_0 — постоянная времени э. д. с. ВП.

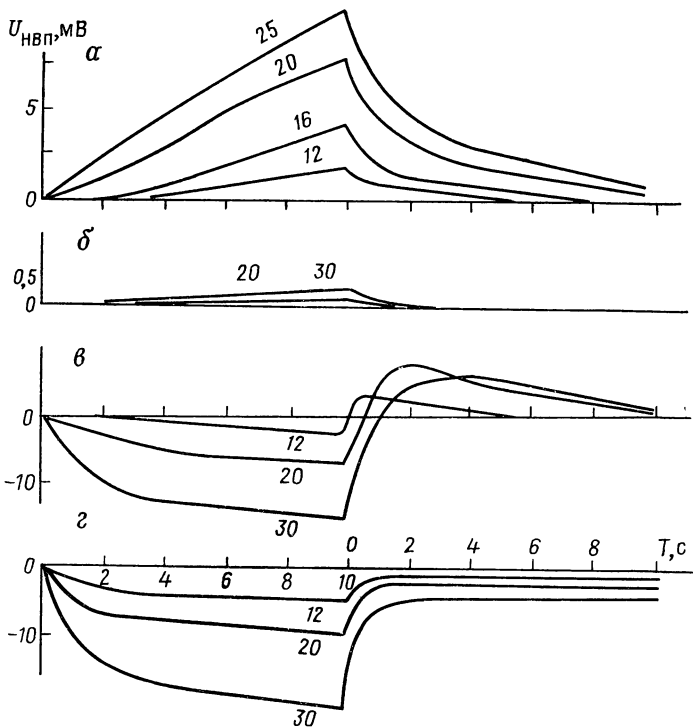


Рис. IV.11. Изменение потенциала НВП во время пропускания тока и после его выключения над образцами графита (а), пирита (б), халькопирита (в), галенита (г) (по материалам А. А. Смирнова). Шифр кривых — I , мА

Как показывает опыт работ, для хорошо проводящих вкрапленников $2\rho \ll 1$ и $2\lambda/a \gg 1$. При этом постоянные времени оказываются равными:

$$\tau = \tau_0 \left(\frac{a}{2\lambda} \right)^{1/\nu}. \quad (\text{IV.18})$$

В НПО «Рудгеофизика» разработана программа аппроксимации переходных характеристик с моделью Кол-Кола, с помощью которой вычисляют параметры τ и ν .

Известно, что при малых плотностях возбуждающего тока, обычных для условий полевых работ, контактная э. д. с. ВП пропорциональна силе тока. Однако коэффициент пропорциональности зависит от направления тока, что отражает различие анодной и катодной поляризации. Параметром, характеризующим эти различия, служит коэффициент нелинейности ВП, равный:

$$\Lambda = (\lambda_a - \lambda_k) / (\lambda_a + \lambda_k), \quad (\text{IV.19})$$

где индекс a указывает на анодную поляризацию, индекс k — на катодную поляризацию.

Соотношение анодной и катодной поляризаций минералов существенно зависит от длительности пропускания тока, а точнее говоря — от количества электричества, прошедшего через контакт электронного проводника и электролита. На рис. IV.11 показаны изменения потенциала НВП во время зарядки и после выключения тока, характерные для графита, пирита, халькопирита и галенита.

Как отмечалось в начале раздела, прямое количественное сопоставление лабораторных и полевых наблюдений малоэффективно. В такой ситуации более правильно использовать результаты лабораторного изучения поляризационных свойств при математическом моделировании конкретных геологических ситуаций. Такой подход позволяет еще до выезда на полевые работы выбрать оптимальную измерительную установку, методику полевых работ, способы интерпретации, оценить влияние геологических «помех».

§ 13. АППАРАТУРА И ТЕХНИКА ИЗМЕРЕНИЙ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ГОРНЫХ ПОРОД

Пьезоэлектрическую активность горных пород и минералов определяют статическим и динамическим способами [55]. Статический способ малопроизводителен и применяется для высокоточных измерений. Для относительной количественной оценки пьезоактивности горных пород и минералов служит динамический способ. В практике работ используют два динамических метода оценки пьезоактивности геологических объектов: лабораторный — с определением пьезоактивности на образцах и экспрессный, служащий для оценки пьезоэлектрической активности горных пород и минералов в естественном залегании [55].

В лабораторных условиях пьезоэлектрическая активность образцов измеряется чаще всего с помощью ультразвуковой магнитострикционной установки (рис. IV.12), состоящей из генератора 1 переменного электрического тока, магнитострикционного датчика 2 упругих колебаний, щупа 4 с преусилителем и усилителя 5 с вольтметром. Образец горной породы 3 или минерала в форме кубика при минимальном размере $3 \times 3 \times 3$ см [6] помещают на активную площадку магнитостриктора. Пьезоэлектрический потенциал измеряют с помощью площадного электрода, соответствующего размерам граней образца, относительно активной площадки магнитостриктора. Для обеспечения надежного акустического контакта образцы должны иметь ровные поверхности граней, а пространство между образцом и поверхностью магнитостриктора должно заполняться касторовым или трансформаторным маслом. Про-

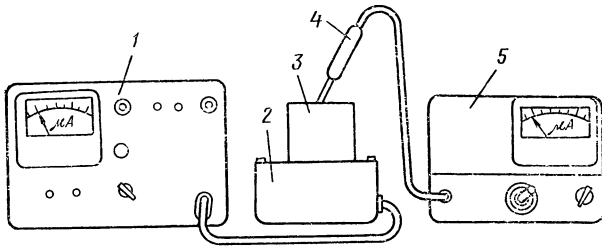


Рис. IV.12. Установка для измерения пьезоэлектрической активности образцов горных пород

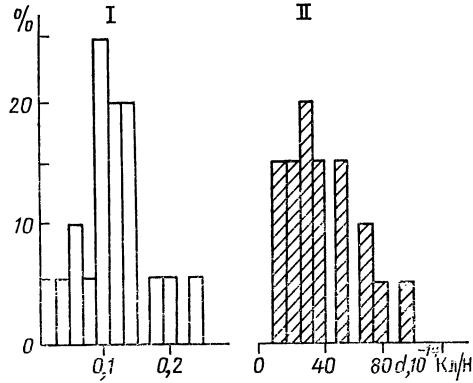


Рис. IV.13. Гистограмма пьезоактивности горных пород кварц-пегматитового месторождения Балтийского щита: I — вмещающие породы — полевой шпат; II — кварцевое ядро

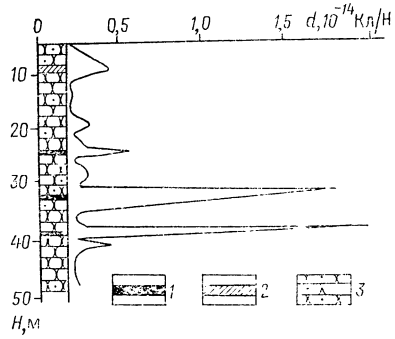


Рис. IV.14. График пьезоактивности горных пород по скважине. Кварцевое месторождение Среднего Урала: 1 — гранулированный кварц; 2 — кварциты; 3 — сланцы

дольный пьезоэффект измеряют на всех шести гранях образца попарно при различных его положениях относительно датчика. Количество образцов должно обеспечивать достаточную представительность изучаемых рудных или нерудных объектов и вмещающих пород.

В качестве эталона пьезоэлектрической активности используют монокристалл кварца среза x с известным продольным пьезомодулем $d_{11} = 230 \cdot 10^{-14}$ Кл/Н. Среднее значение пьезоактивности образца

$$d_{\text{обр}} = d_{\text{эт}} \frac{U_{\text{обр}}}{U_{\text{эт}}} \frac{C_{\text{обр}}}{C_{\text{эт}}}; \quad (\text{IV.20})$$

$$U_{\text{обр}} = \sum_{i=1}^n \frac{U_i}{n}, \quad (\text{IV.21})$$

где d — пьезомодуль эталона; $U_{\text{эт}}$ — величина электрического напряжения, регистрируемая на эталоне; U_i — значение электрического напряжения, регистрируемое при каждом положении образца; n — количество измерений; $C_{\text{обр}}$ — электрическая емкость образца; $C_{\text{эт}}$ — электрическая емкость эталона.

В случае, когда размеры эталона и образца близки, отношение $C_{\text{обр}}/C_{\text{эт}} \approx 1$ и формула (IV.20) упрощается:

$$d_{\text{обр}} = d_{\text{эт}} U_{\text{обр}}/U_{\text{эт}}. \quad (\text{IV.22})$$

Результаты измерений представляются в виде графиков пьезоактивности горных пород и руд по профилям или в виде гистограмм (рис. IV.13). Относительная погрешность определения пьезоактивности горных пород, руд и минералов рассмотренным способом составляет порядка $\pm 30\%$. Такая величина, как правило, допустима при использовании динамического способа с целью предварительной оценки применимости пьезоэлектрического метода (ПЭМ) на рудно-кварцевых, пегматитовых и других пьезоактивных месторождениях и рудопроявлениях. В ряде случаев пьезоактивность измеряют по керну скважин. Для этого из керна изготавливают цилиндры минимальной высотой 3 см. Торцы цилиндров, с помощью которых производятся измерения, должны быть ровными и примерно параллельными. По полученным результатам строят графики пьезоактивности горных пород и руд по скважинам (рис. IV.14), которые позволяют существенно уточнять и коррелировать геологические разрезы.

С целью изучения текстурных особенностей кварцевых, пегматитовых и других пьезоактивных образований разработан способ определения величины и направления результирующего вектора пьезоэлектрической поляризации образцов минералов и горных пород [56], основанный на использовании обратного пьезоэффекта. Этот способ заключается в том, что исследуемый образец помещают в переменное электрическое поле и измеряют интенсивность возникающих в нем вследствие обратного пьезоэффекта упругих колебаний. Измерения производят в трех взаимно перпендикулярных направлениях образца отно-

сительно первичного электрического поля и по результатам измерений определяют величину и направление результирующего вектора пьезоэлектрической поляризации.

Экспрессная оценка пьезоэлектрической активности горных пород и руд производится в их естественном залегании без отбора образцов. Сущность этого способа заключается в сравнении величин пьезоэффекта, регистрируемого при упругом воздействии на определенном участке горных пород или руд. Для этой цели на рудном теле и вмещающих породах или на различных петрофизических разновидностях горных пород устанавливают пары приемных электродов или индукционные рамки симметрично относительно пункта возбуждения для получения однородного пьезоэлектрического поля. В качестве источника возбуждения упругих колебаний применяют взрывы электродетонатора или удары кувалды. Относительную пьезоэлектрическую активность вычисляют путем определения отношения величин пьезоэлектрических сигналов, зарегистрированных в рудном теле и вмещающих породах. Соотношение относительной пьезоактивности рудных тел и вмещающих пород, составляющее не менее трех-пяти раз, свидетельствует о целесообразности использования пьезоэлектрического метода на данном месторождении или рудопроявлении. Этот способ применяется главным образом при работе шахтным вариантом ПЭМ.

§ 14. ОПРЕДЕЛЕНИЕ УДЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД МЕТОДАМИ КАРОТАЖА И ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПОСТОЯННЫМ ТОКОМ

Электроразведка постоянным током представлена многочисленными модификациями метода сопротивлений [21], которые позволяют как в лабораторных, так и в полевых условиях измерять величину кажущегося удельного сопротивления пород. Определение степени соответствия кажущегося удельного сопротивления его истинному значению для данного петрофизического объекта составляет основную методическую проблему в условиях естественного залегания пород. Вторая проблема заключается в установлении объема пород, которому следует приписать измеренные и вычисленные значения удельного электрического сопротивления. Приблизительно его можно оценить по эффективной глубине проникновения тока в изучаемую среду в зависимости от разности токовых электродов питающей цепи AB . Для однородного полупространства она равна $1/4 AB$, при этом плотность тока убывает примерно в 1,5 раза. В неоднородных слоистых средах глубина проникновения колеблется в пределах $1/4 \div 1/10 AB$ в зависимости от соотношения мощностей и проводимостей разреза [21].

Электрический каротаж скважин

При измерениях электрических свойств горных пород в скважинах необходимо учитывать, что в ближнем околоскважинном пространстве эти свойства, как правило, существенно нарушены механическим воздействием бурового снаряда, наличием столба промывочной жидкости, сопротивление которой существенно отлично от сопротивления окружающих пород, и проникновением фильтрата промывочной жидкости в стенки скважины с образованием глинистой корки. Радиус зоны проникновения или переходной зоны от оси скважины до неизменных пород колеблется в пределах $0 \div 2$, реже более 2 м. Кроме того, в процессе бурения нарушается естественный температурный и гидрогеологический режим среды, изменяется естественное электрическое поле, что также влияет на величину ее удельного сопротивления [8, 9, 10, 88].

Все эти вопросы составляют содержание теории и практики электрического каротажа скважин методом сопротивлений (В. Н. Дахнов, 1959, 1967 гг.; С. Г. Комаров, 1960, 1973 гг.).

Каротаж сопротивлений (КС) — основной и наиболее распространенный как в нефтяных, так и в рудных районах вид электрического каротажа скважин. Параметры зондов КС (расстояния между токовыми и измерительными электродами), получивших название стандартных, выбирают опытным путем для каждого района исследований с учетом степени расчлененности геологического разреза по проводимости слагающих его пород.

Если измеренную стандартным зондом кривую КС разбить на интервалы h_i , в которых соответствующие им значения ρ_{ki} колеблются в небольших пределах, то для каждого интервала (пласта) можно вычислить (Н. Б. Дортман, 1962 г.):

продольную проводимость

$$S_i = h_i / \rho_{ki}, \quad (\text{IV.23})$$

поперечную проводимость

$$T_i = h_i \rho_{ki}, \quad (\text{IV.24})$$

среднее значение продольного ρ_l и поперечного ρ_t сопротивлений разреза:

$$\rho_t = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n S_i}; \quad (\text{IV.25})$$

$$\rho_t = \frac{\sum_{i=1}^n T_i}{\sum_{i=1}^n h_i}, \quad (\text{IV.26})$$

среднее квадратичное значение сопротивления ρ_m и коэффициент λ макроанизотропии:

$$\rho_m = \sqrt{\rho_t \rho_l}; \quad \lambda = \sqrt{\rho_l / \rho_t}. \quad (\text{IV.27})$$

Для КС разработана и широко применяется полуколичественная методика определения границ и оценки удельного сопротивления пород по кривым кажущегося сопротивления, в основу которой положено комплексное применение зондов разных геометрии и размеров [10].

Данные КС используют практически при всех построениях, связанных с изучением геологического строения территории. По кривым КС производят литологическое расчленение разреза, выделяют коллекторы и оценивают их водо- или нефтенасыщенность, устанавливают рудные интервалы и решают другие многочисленные задачи. Пример корреляции рудного разреза по данным КС приведен на рис. IV.15. По результатам лабораторных измерений образцов керна скважин вычислены средние логарифмические значения удельного электрического сопротивления основных разновидностей пород и руд Талнахского месторождения и выявлены устойчивые корреляционные связи, согласно которым литологическим границам соответствуют границы раздела электрических свойств. По корреляции кривых КС (стандартный градиент-зонд А2, ОМО, 25N), обработанных по методике В. М. Саложникова [72], устанавливается принципиально отличная картина. Корреляционные связи с литологией проявляются нечетко, и заштрихованные на рисунке области различной проводимости, установленные по КС, связаны с проявлением наложенных процессов рудогенеза и тектоники. Таким образом, в пределах одного и того же разреза могут иметь место две существенно различные петрофизические ситуации, одну из которых, установленную по данным измерений электрических свойств керна, правомерно рассматривать в качестве нормального петрофизического фона по отношению к аномальным результатам КС.

Боковой каротаж (БК) отличается от КС обычными зондами тем, что с целью фокусировки тока в направлении, перпендикулярном к оси скважины, и более глубокого его проникновения в стенки в трехэлектродных зондах устанавливают дополнительные экранные электроды. В результате достигаются эффект пробки и локализация области исследования.

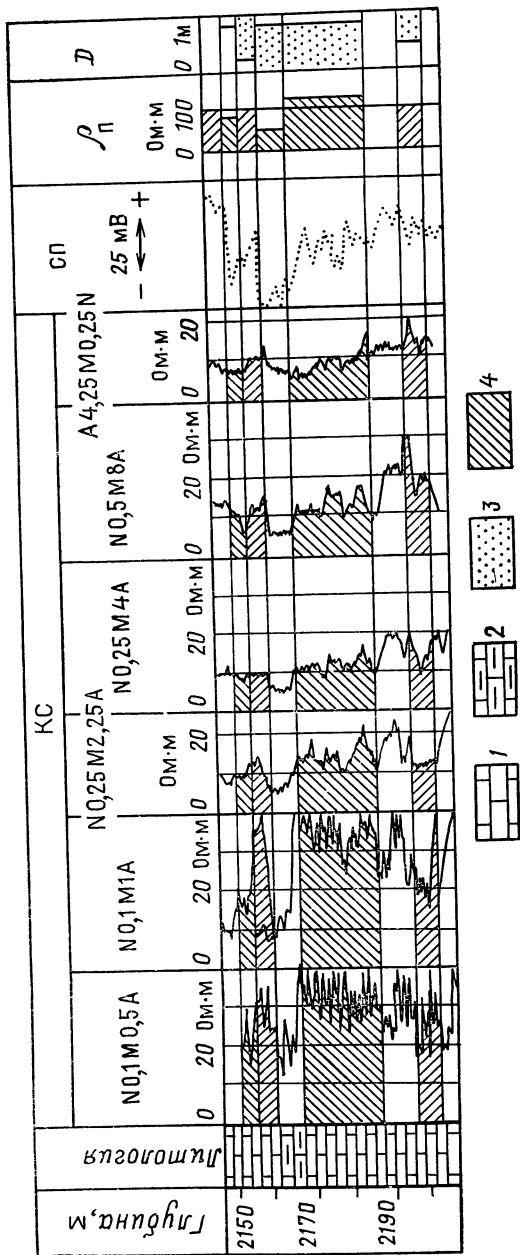


Рис. IV.15. Кривые БКЗ, записанные при наличии переходной зоны (по С. С. Итенбергу, Д. Т. Дахкильгову, 1982):
 1 — известняк; 2 — известняк глинистый; 3 — зона проникновения фильтрата промывочной жидкости в пласт; 4 — интервалы определения удельного сопротивления

Последнее обстоятельство имеет решающее значение при расчленении высокоомного разреза. При этом снижается искажающее влияние столба промывочной жидкости и переходной зоны на результаты измерений. Имеются многочисленные примеры, когда значения кажущегося удельного сопротивления БК по своей величине близки истинному электрическому сопротивлению пород в исследуемом интервале.

Микрокартаж (МК), благодаря малым размерам зондов, электроды которых тесно прижимаются рессорой к стенке скважины, имеет эффективную глубину исследования, сопоставимую с диаметром керна, отобранного с того же интервала. Например, при расстоянии между электродами А, М и N 25 мм у градиент-микрозонда А0, 025М0, 025 и при расстоянии 50 мм у потенциал-зонда А0, 05М радиусы исследования МК составляют соответственно 4—5 и 10—20 см. Таким образом, при благоприятных условиях данные МК можно использовать в качестве связующего звена между величинами удельного сопротивления керна и пород в стенках скважины.

Боковое каротажное зондирование (БКЗ) заключается в измерении кажущихся удельных сопротивлений горных пород в одном и том же интервале разреза скважины набором однотипных зондов КС разных размеров. Последнее обеспечивает разные глубины проникновения тока исследования и достижение эффекта зондирования — установление зависимости ρ_k от размера зонда (радиуса исследования). БКЗ — наиболее сложный в постановке и в то же время наиболее обоснованный метод определения истинного удельного электрического сопротивления горных пород в условиях их естественного залегания.

Теория метода разработана глубоко (Л. М. Альпин, 1958 г.); рассчитаны теоретические кривые кажущегося сопротивления, сгруппированные в палетки двухслойных и трехслойных кривых БКЗ.

С помощью БКЗ обеспечивается определение удельного электрического сопротивления пород неограниченной мощности. Практически это условие соблюдается при БКЗ градиент-зондами, размеры которых соответствуют $1 \div 30$ диаметрам скважины против середины пласта мощностью 15—20 м [21]. При определении удельного электрического сопротивления пород, имеющих среднюю и малую мощности, вводят специальные поправки за влияние вмещающей среды и используют палетки экспериментальных кривых БКЗ.

Погрешность определения удельного электрического сопротивления пород по данным БКЗ оценивается в пределах 10—30 % в зависимости от степени соответствия реальных условий измерений теоретическому и экспериментальному палеточному материалу.

Анализ показывает, что данные БКЗ можно рассматривать как эталонные в общем ряду изучения электрических свойств горных пород в условиях их естественного залегания, с которыми можно сравнивать как данные лабораторных измерений на образцах, так и результаты скважинных и наземных электроразведочных определений истинного удельного сопротивления.

Методы наземной электроразведки

Наземные варианты метода сопротивлений предназначены по своей сути для изучения геоэлектрических структур и выявления как проводящих, так и непроводящих объектов в нижнем полупространстве. Сопоставление измеренных значений кажущегося электрического сопротивления с истинным электрическим сопротивлением пород, слагающих это полупространство, в полевой электроразведке задача значительно более сложная, чем в каротаже. Много большая по сравнению с каротажными зондами величина разносов питающих и приемных линий в наземной электроразведке приводит прежде всего к интегрированию электрических свойств пород в значительном объеме. С одной стороны, это собственно и является конечной целью петрофизических исследований этими методами, но, с другой стороны, крайне сложно контролировать размер и вещественный состав этой области усреднения. Кроме того, возрастает искажающее влияние геометрического фактора измерения, зависящего от строения геоэлектрического разреза и ориентации в пространстве токовых и измерительных цепей.

Метод вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) по своему физическому содержанию и назначению является наземным аналогом метода БКЗ, но со значительно большими возможностями в выборе способов применения. Как и в БКЗ, в методе ВЭЗ величина кажущегося удельного сопротивления является функцией параметров разреза и геометрии измерительной установки [21]:

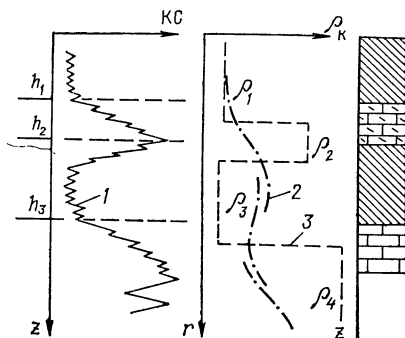
$$\rho_k = f(\rho_i, h_i, AB/2), \quad (IV.28)$$

где ρ_i , h_i — удельное электрическое сопротивление и мощность i -го слоя, $i=1, 2, 3, \dots$; $AB/2$ — величина полуразноса питающей цепи.

Для горизонтально-слоистых сред формула (IV.28) имеет аналитическое решение, используемое для расчета теоретических кривых ВЭЗ. Последние в зависимости от количества пластов в разрезе подразделяются на двухслойные, трехслойные, четырехслойные и многослойные. Число слоев и соотношение их сопротивлений определяют тип кривой ВЭЗ и тип геологического разреза, которому она принадлежит. Кривые ВЭЗ

Рис. IV.16. Использование данных КС при интерпретации результатов ВЭЗ:

1 — фрагмент диаграммы КС; 2 — кривая ВЭЗ; 3 — результаты послойной интерпретации



систематизированы по типам и обобщены в альбомы палеток (Е. Н. Каленов, 1957 г.; А. М. Пылаев, 1968 г.; Б. К. Матвеев, 1964 г.). В сложных геологических случаях горизонтально-неоднородных разрезов помимо палеток для их дешифрирования применяются методы аналогового и математического моделирования с использованием ЭВМ.

Формула (IV.28) подразумевает также физическую равнозначность моделей геоэлектрического разреза, выражаемую в так называемом принципе эквивалентности. Согласно этому принципу разным комбинациям величин ρ_i и h_i слоистой среды в пределах погрешности измерений соответствуют практически одинаковые кривые ВЭЗ. Для устранения этой неопределенности нужна дополнительная информация, которую получают с помощью параметрических зондирований вблизи устья скважин (также называемых параметрическими), геоэлектрические разрезы которых могут служить в качестве нормального петрофизического фона для данного района исследований. По данным КС или БКЗ определяют глубину залегания и мощности пластов h_1, h_2, h_3, \dots (рис. IV.16). С помощью палеток по параметрической кривой ВЭЗ находят соответствующие им значения продольной S_1, S_2, S_3, \dots и поперечной T_1, T_2, T_3, \dots проводимостей и по формулам (IV.25, IV.26) рассчитывают искомые сопротивления отдельных пластов и электрические параметры разреза в целом.

При отсутствии параметрических скважин по кривым ВЭЗ визуально выделяют там, где это возможно, маркирующие электрические горизонты, заведомо совпадающие с определенными комплексами пород, обладающих резко отличными от вмещающей среды электрическими свойствами, которые используются в качестве опорных при построении геоэлектрических разрезов и планов.

Интерпретационный аппарат вертикальных электрических зондирований позволяет решать разнообразные и сложные задачи по выявлению деталей строения геоэлектрических

разрезов. Для этого используются: типы кривых ВЭЗ; отклонения наблюдаемых кривых ВЭЗ от теоретических или специально рассчитанных для данного разреза; мощности и удельные электрические сопротивления верхнего слоя — важнейшая информация как для решения задач прикладной геофизики, так и для петрофизического изучения коренных пород, погребенных под рыхлыми отложениями; величины кажущихся удельных сопротивлений на фиксированных разносах питающих электродов; суммарная продольная проводимость комплекса пород над непроводящим основанием; угол наклона ветви кривой ВЭЗ при конечном удельном сопротивлении пласта и т. д. [21]. Все перечисленные данные несут в той или иной степени петрофизическую информацию, но основу ее составляют разрезы и погоризонтные планы изолиний удельного сопротивления пород (рис. IV.17) и карты изопахит, построенные по данным площадных ВЭЗ.

Метод заряда (погруженного электрода) постоянным (квазипостоянным) током в рудной геофизике применяют в двух основных модификациях: положительный электрод A питающей цепи AB заземляют либо в рудном интервале скважины — собственно метод заряда, либо во вмещающих породах, вскрытых скважиной — метод погруженного электрода. Размещение одного из питающих электродов в нижнем полупространстве преследует цель, во-первых, приблизить источник тока к объекту исследования и, во-вторых, ослабить мешающее влияние электрических неоднородностей верхней части разреза.

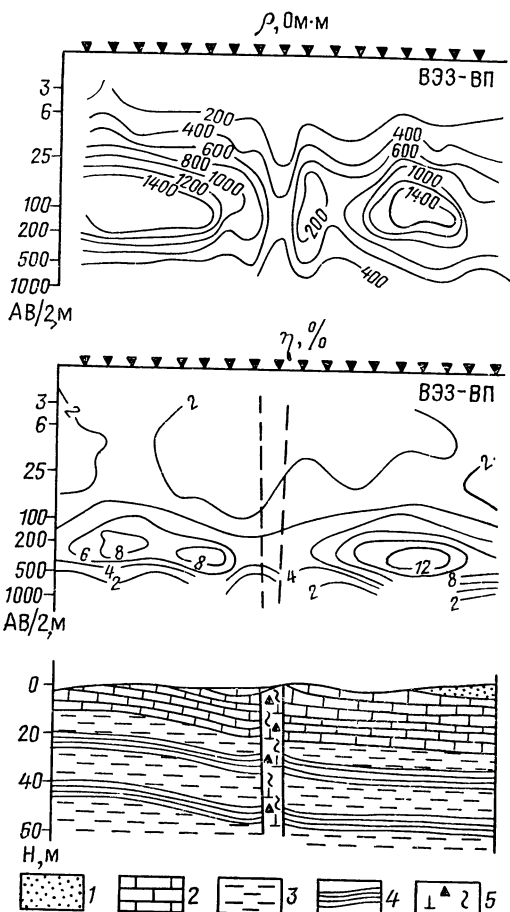
Для петрофизического картирования может быть предложен метод мелкомасштабного заряда (ММЗ) [21], отличительной особенностью которого является съемка больших территорий. По опыту постановки этого метода в Норильском районе размеры площади съемки могут достигать 600 км^2 при длине линии AB свыше 45 км ($I_{AB} = 5 \div 8 \text{ А}$, $f = 2,44 \text{ Гц}$) и глубине расположения заряда в скважинах свыше 2000 м .

Построенные для таких площадей карты изолиний величины кажущегося удельного электрического сопротивления, рассчитанные по формулам точечного источника постоянного тока (П. Ф. Родионов, 1971 г.), по своим масштабам и информативности сопоставимы с результатами грави-магнитных съемок и имеют самостоятельное значение для петрофизики.

Эффективность ММЗ при постановке его в целях петрофизического картирования существенно повышается за счет применения методики пространственно совмещенных съемок, когда в пределах одной и той же площади, по одним и тем же профилям и магистралям, измерения напряженности потенциального поля ведутся от системы скважин, заряженных на разных уровнях и определенным образом размещенных в простран-

Рис. IV.17. Пример геоэлектрического разреза в Якутии по данным ВЭЗ-ВП (по Г. И. Березину, 1985 г.):

1 — пески; 2 — терригенно-карбонатные породы; 3 — алевролиты; 4 — глины; 5 — кимберлиты среднепалеозойского возраста



стве в зависимости от геологической ситуации и поставленной геологической задачи (А. Б. Ломакин, 1987 г.). После соответствующей обработки по планшету съемки составляется комплект карт кажущихся сопротивлений от разных источников тока и, кроме того, комплект карт $\rho_{к}$, полученных в результате различных комбинаций этих источников. Один из вариантов подобной комбинации приведен на рис. IV.18.

В пределах площади Талнахского рудного узла выполнено несколько съемок ММЗ, в том числе методом заряда при размещении питающего электрода в рудном интервале скв. 1 на глубине порядка 1800 м и методом погруженного электрода при зарядах в породы осадочного комплекса в скв. 2 и 3 на глубинах 1830 и 1700 м соответственно. Данные измерений всех

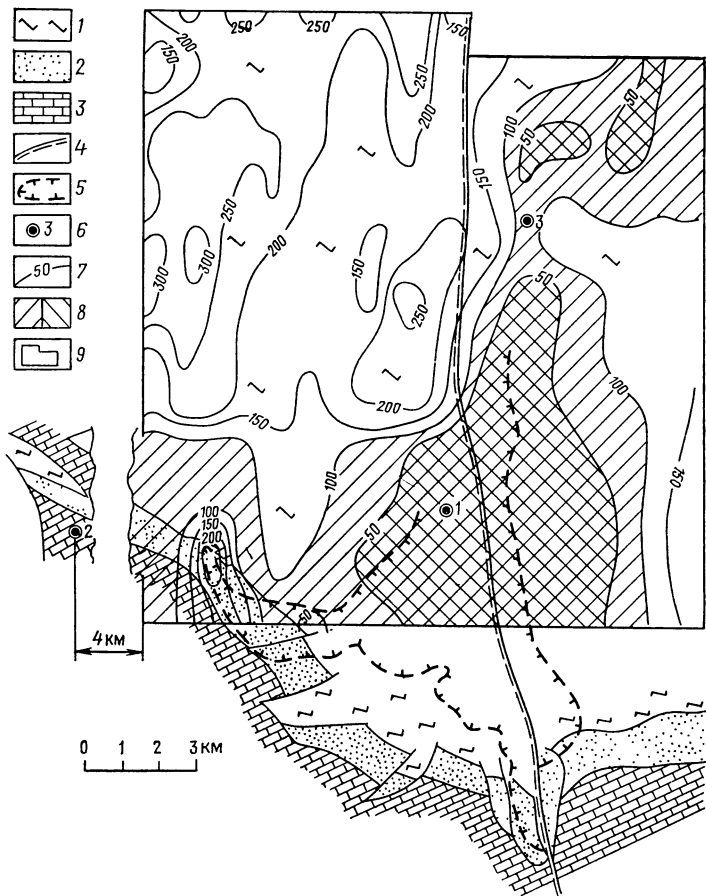


Рис. IV.18. План изолиний кажущегося удельного сопротивления по данным пространственно совмещенных съемок методом заряда (погруженного электрода) над Талнахским рудным узлом (по А. Б. Ломакину, 1989 г.):

1 — траппы; 2 — терригенно-лагунные отложения тунгусской свиты; 3 — карбонатные породы девона; 4 — Норильско-Хараелахский разлом; 5 — проекция талнахского рудносного интрузива; 6 — зарядные скважины; 7 — изолинии ρ_k , Ом·м; 8 — аномалия проводимости в границах изолиний 50 и 100 Ом·м; 9 — границы планшета пространственно-совмещенных съемок

трех съемок использованы для расчета величины кажущегося удельного сопротивления:

$$\rho_k = K \sum_{i=1}^n \frac{\Delta U_i}{I_i};$$

$$K = \frac{2\pi}{MN \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{r_{A_i}^2} - \frac{1}{r_{B_i}^2} \right)}, \quad (\text{IV.29})$$

где ΔU_i — измеренные значения разности потенциалов i -й съемки, $i=1, 2, 3, \dots, n$ (в рассматриваемом на рис. IV.18 случае $n=3$); I_i — величина тока в i -й питающей цепи $A_i B_i$; MN — длина измерительной линии ($MN=200$ м); r_{A_i}, r_{B_i} — расстояния от электродов A_i и B_i до точки наблюдения.

В формуле (IV.29) общепринятое определение кажущегося удельного сопротивления для одного источника распространено на группу зарядов. Такой подход позволяет снизить роль геометрического фактора измерений и подобрать оптимальную схему группирования зарядов, наилучшим образом отвечающую поставленной задаче.

Как следует из рис. IV.18, Талнахский интрузив габбро-долеритов, в подошвенной части которого находятся проводящие сульфидные медно-никелевые руды, залегающий под покровом относительно высокоомных траппов, мощность которых колеблется от нуля на юге до 1500 м и более на севере, в изолиниях суммарных значений ρ_k отчетливо проявляется аномалией пониженных сопротивлений. Здесь имеет место явление, известное в электроразведке как парадокс анизотропии [21]. Согласно формуле

$$\rho_k = \frac{j_{MN}}{j_0} \rho_{MN}, \quad (\text{IV.30})$$

где j_{MN}, ρ_{MN} — плотность тока и сопротивление породы (истинное удельное сопротивление) в точке измерения; j_0 — нормальная плотность тока в однородной среде. При измерениях поля заряда на поверхности траппов плотность тока в районе измерительных электродов M и N мала и соответственно малό кажущееся сопротивление, тогда как в проводящих рудах она максимальна и относительно велики значения ρ_k . Соотношение же истинных сопротивлений обратное.

ТЕХНИКА И МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 15. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И ТЕПЛООВОГО ПОТОКА

Методы определения теплофизических параметров твердых тел базируются на решении уравнения теплопроводности (Г. Карслоу, А. Егер, 1964 г.; А. В. Лыков, 1967 г. и др.).

$$\partial T / \partial t = a \nabla^2 T, \quad (V.1)$$

где ∇^2 — оператор Лапласа,

$$\nabla^2 = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2 + \partial^2 / \partial z^2.$$

Существуют методы, основанные на закономерностях стационарного и нестационарного тепловых потоков, а также калориметрические.

Методы стационарного теплового потока более точные, чем нестационарные, но использование их затруднено из-за продолжительности опыта, трудности воспроизведения граничных условий и громоздкости аппаратуры. В методах стационарного теплового потока измерения проводят на специализированных установках и аппаратуре, предназначенных для измерения теплопроводности горных пород [90]. В практике измерений используют метод пластины (стержня) при одномерном стационарном тепловом потоке. Теория метода основана на решении одномерного уравнения теплопроводности, записываемого для пластины (стержня) в прямоугольных координатах:

$$\frac{d}{dx} \left(\lambda \frac{dT}{dx} \right) = 0. \quad (V.2)$$

Рабочая формула для измерения теплопроводности

$$\lambda = q (x_2 - x_1) / (T_1 - T_2), \quad (V.3)$$

где q — тепловой поток через плоские поверхности или через торцовые поверхности стержня; $x_2 - x_1$ — расстояние между изометрическими поверхностями; T_1 и T_2 — температуры изометрических поверхностей, расположенных на расстояниях x_1 и x_2 от начала координат.

Методы нестационарного теплового потока при кратковременности проведения опыта обеспечивают определение a , λ , c [90]. Из нестационарных методов применяют

следующие: регулярного режима первого, второго и третьего рода; двух пространственно-временных точек; мгновенного источника тепла (точечного, линейного, плоского), называемых также зондовыми.

Среди калориметрических методов определения теплоемкости твердых тел наиболее приемлем для определения удельной теплоемкости горных пород метод смешения (Е. Н. Фомичев, В. В. Кандыба, П. Б. Кантор, 1962 г.);

$$c = (m_1 c_1 + H_k) (T_n - T_0) / m (T' - T_n), \quad (V.4)$$

где m — масса исследуемого образца; m_1 — масса калориметрической жидкости; T' — температура нагрева образца вне калориметра; T_0 — начальная температура калориметрической жидкости; $T_n = T' + \delta$ — конечная температура калориметрической системы; δ — поправка за теплообмен; c_1 — удельная теплоемкость калориметрической жидкости; H_k — тепловое значение калориметрической системы (теплоемкость калориметрической системы без учета теплоемкости калориметрической жидкости).

О тепловом расширении тел можно судить по температурному коэффициенту линейного расширения их при температуре T , получившему название истинного,

$$\alpha_T = dL_T / L_{ст} dT, \quad (V.5)$$

где L_T — длина тела при температуре T ; $L_{ст}$ — длина тела при стандартной температуре $T_{ст}$, за которую принимается 0°C или 273 K .

Объемное расширение тел по аналогии с линейными характеризуется средним температурным коэффициентом объемного расширения $\beta_{ср}$ и истинным коэффициентом объемного расширения β_T :

$$\beta_{ср} = (V_2 - V_1) / V_{ст} dT, \quad (V.6)$$

где $V_{ст}$; V_1 ; V_2 — объем тела при температуре соответственно $T_{ст}$, T_1 , T_2 ;

$$\beta_T = dV / V_{ст} dT. \quad (V.7)$$

Температурный коэффициент линейного расширения (ТКЛР) определяют dilatометрами, которые по принципу действия устройств для измерения удлинения образца делятся на механические, оптические и электрические (А. К. Кузнецов, В. Л. Чеховской, В. А. Петухов).

Для измерения теплофизических свойств горных пород при высокой температуре используются методы стационарного теплового потока, мгновенного линейного источника тепла,

температурных волн, монотонного режима (Е. С. Платунов, В. В. Курепин, Р. П. Юрчак, Г. И. Петрунин, В. И. Шаповал, Т. С. Лебедев, У. И. Моисеенко).

Для измерения теплофизических свойств горных пород и минералов наиболее часто применяются следующие приборы.

Прибор «Лямбда» конструкции ВНИИМ с непосредственным отсчетом значений теплопроводности твердых материалов при нормальной температуре в интервале λ от 0,1 до 2,5 Вт/(м·К) с относительной погрешностью $\pm 5\%$. Используются образцы диаметром $12 \pm 0,1$ мм, высотой $4 \pm 0,1$ мм. Принцип действия прибора основан на закономерностях стационарного теплового потока, т. е. на измерении перепада температуры при постоянном значении теплового потока [78]. Прибор градуируется с помощью стандартных образцов.

Прибор ИТ-3 конструкции ИТТФ АН УССР. В основу работы прибора положен стационарный метод пластины. Значение теплопроводности определяется из соотношения

$$\lambda = qh/\Delta t, \quad (\text{V.8})$$

где h — толщина образца, м; q — плотность теплового потока, равная e/K_d ; e — сигнал датчика теплового потока (тепломера), мВ; K_d — коэффициент преобразования теплового потока в термо-э. д. с. датчика (постоянная тепломера), равный 0,00297 мВ·м²/Вт; Δt — разность температур между торцевыми поверхностями образца, равна $\Delta e/K_T$; Δe — сигнал дифференциальной термопары, мВ; K_T — чувствительность хромель-алюмелевой термопары, равная 0,04 мВ/К.

Исходя из изложенного, соотношение (V.8) можно записать:

$$\lambda = \frac{K_T}{K_d} \frac{e}{\Delta t} h. \quad (\text{V.9})$$

Прибор ИТ-3 предназначен для неметаллических твердых веществ с теплопроводностью от 0,03 до 5,0 Вт/(м·К), относительная погрешность измерений $\pm 6\%$. Используют образцы толщиной от 0,5 до 10 мм, диаметром от 40 до 120 мм.

Приборы ИТ- λ -400 и ИТ-с-400 конструкции СКБ теплофизического приборостроения — первые серийные приборы для определения теплопроводности и теплоемкости. В приборе ИТ- λ -400 использован метод динамического λ -калориметра [32, 65]. Прибор предназначен для исследования температурной зависимости теплопроводности твердых веществ с $\lambda = 0,1 \div 5$ Вт/(м·К) в режиме монотонного нагрева в интервале $-100 \div +400$ °С. Для измерения используют образцы диаметром 15 мм, высотой от 0,5 до 5 мм. Предел допустимой погрешности $\pm 10\%$.

Прибор ИТ-с-400, измеритель теплоемкости, основан на сравнительном методе динамического с-калориметра с тепло-

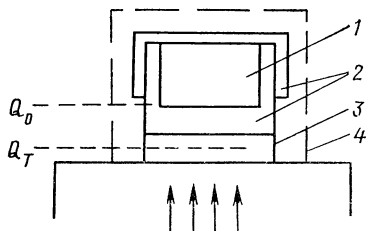
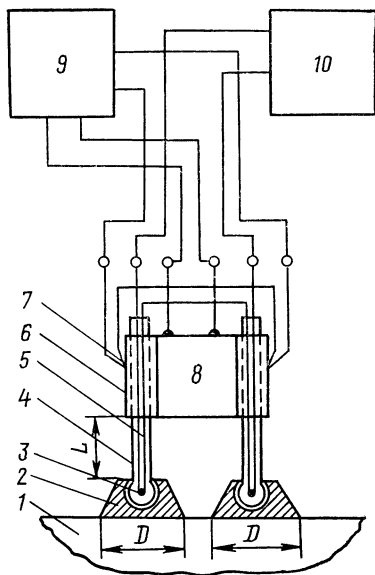


Рис. V.1. Схема с-калориметра

Рис. V.2. Схема теплового компаратора для измерения теплопроводности:

1 — исследуемый образец; 2 — медные наконечники; 3 — концы термозондов шаровой формы; 4 — термозонды из латуни; 5 — измерительная термопара; 6 — медные пластинки; 7 — регулирующая термопара; 8 — термоэлектрическая батарея ТБМ-2М; 9 — автоматический регулятор; 10 — милливольтметр



мером 3 и адиабатической оболочкой 4 [32, 65]. Испытуемый образец 1, помещенный в металлическую ампулу 2, находящуюся на пластине-тепломере 3, разогревается тепловым потоком Q_T , проходящим через тепломер (рис. V.1). Для компенсации тепловых потерь с боковой поверхности и верхнего торца ампулы предусматривается адиабатическая оболочка 4. Часть теплового потока Q_0 расходуется на разогрев образца, другая часть Q_a — на разогрев ампулы. Прибор состоит из измерительного блока и блока питания и регулирования. Прибор Ит-с-400 предназначен для определения удельной теплоемкости при постоянном давлении и температуре $-100 \div +400$ °С в интервале значений 700—3000 Дж/(кг·К). Исследуются образцы диаметром 15 мм, высотой 10 мм. Допустимая погрешность ± 10 %.

Перечисленные методы измерения теплофизических свойств требуют предварительной обработки каменного материала. В последнее время разработаны новые приборы, позволяющие более оперативно измерять теплофизические свойства при минимальной подготовке образцов: тепловой компаратор, бесконтактный метод сканирования (А. Н. Калинин, 1981 г.; Ю. А. Попов и др., 1983 г.).

Тепловой компаратор реализует относительный метод двухточечного зондирования поверхности образца (рис. V.2). Между верхними концами термозондов 4 с помощью полупроводниковой термоэлектрической батареи 8 создается и

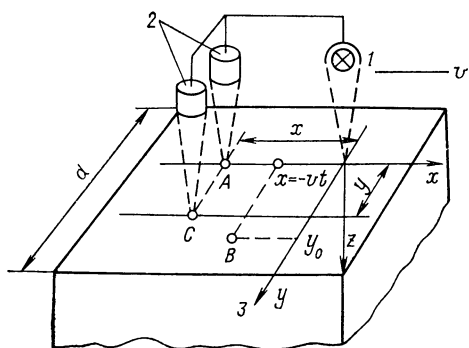


Рис. V.3. Схема расположения источника энергии и измерителей температуры относительно исследуемого тела:

1 — точечный источник энергии; 2 — измерители температуры; 3 — исследуемое тело; v — скорость перемещения источника энергии и измерителей температуры относительно тела; t — время после прохождения источником проекции точки B на ось x ; d — ширина образца

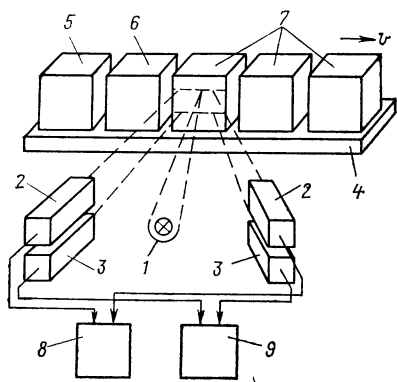


Рис. V.4. Функциональная схема лабораторной установки:

1 — источник тепловой энергии; 2, 3 — двухканальные термометры; 4 — подвижная платформа; 5, 6 — эталонные образцы; 7 — исследуемые образцы; 8, 9 — двухканальные аналоговые регистраторы

поддерживается постоянная разность температур (~ 40 K), которая обеспечивается автоматическим регулятором 9, управляемым дифференциальной термопарой 7. О теплопроводности исследуемого образца 1 судят по величине термо-э. д. с. дифференциальной термопары 5, регистрирующей разность температур между нижними концами термозондов при контакте с поверхностью образца в установившемся тепловом режиме. Термо-э. д. с. этой термопары измеряется милливольтметром 10. Прибор предварительно градуируется по стандартным образцам теплопроводности [25].

Для градуировки компаратора использовались рекомендуемые в качестве стандартных образцы из следующих материалов (О. А. Сергеев, 1972 г): органического стекла, $\lambda = 0,194$ Вт/(м·К); стекла ТФ-1, $\lambda = 0,700$ Вт/(м·К); стекла К-8, $\lambda = 1,087$ Вт/(м·К); стекла ЛК-5, $\lambda = 1,178$ Вт/(м·К) плавленного кварца марки КВ, $\lambda = 1,338$ Вт/(м·К); чистого железа, $\lambda = 81,1$ Вт/(м·К). Дополнительно в качестве стандартных использовались образцы из титанового сплава ВТ-16 (ГОСТ 19807—74), $\lambda = 6,74$ Вт/(м·К) и нержавеющей стали марки

12X18N10T (ГОСТ 5632—72), $\lambda = 14,70$ Вт/(м·К) из партий аттестованных на государственном специальном эталоне единицы теплопроводности твердых тел ГЭТ 69—75 (ГОСТ 8.177—76). Значения теплопроводности стандартных образцов указаны при нормальной температуре (293 К), при которой градуируется компаратор.

Для обеспечения стандартными образцами диапазона теплопроводности горных пород экспериментально исследовалась теплопроводность белого мрамора (который может претендовать на роль стандартного образца) абсолютным методом стационарного осевого теплового потока (погрешность 2,5 %). При нормальной температуре теплопроводность составляет 2,74 Вт/(м·К). Измерения этого же мрамора компаратором, проградуированным по стандартным образцам, дали значение 2,86 Вт/(м·К). В результате измерения теплопроводности образцов мрамора трех разных месторождений получены результаты, отличающиеся на 20 % (3,22; 2,86; 2,69 Вт/(м·К)). Это указывает на необходимость индивидуальной аттестации образцов мрамора, используемых в качестве стандартных.

В 1981—1984 гг. в СССР был создан бесконтактный метод измерения тепловых свойств минералов, горных пород и руд на основе сканирования. При нагреве полубесконечного твердого тела подвижным точечным источником тепловой энергии, перемещающимся относительно тела с постоянной скоростью, установившееся температурное поле тела в подвижной системе координат, начало которой совмещено с источником энергии, описывается соотношением

$$Q(x, y, z) = \frac{q}{2\pi\lambda R} \exp\left(-\frac{vx}{2a} - \frac{vR}{2a}\right), \quad (\text{V.10})$$

где $Q(x, y, z)$ — избыточная температура тела в точке с координатами (x, y, z) в подвижной системе координат (рис. V.3); q — мощность точечного источника энергии; v — скорость перемещения источника относительно тела; $R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ — расстояние от точечного источника энергии до поверхности тела до точки регистрации температуры; λ — теплопроводность тела; a — температуропроводность тела.

Режим измерения избыточной предельной температуры поверхности нагреваемого подвижным источником энергии полубесконечного тела в точке, перемещающейся со скоростью источника вслед за источником по линии нагрева (рис. V.3, точка А), т. е. при $y=0$, $x=0$, используется для определения теплопроводности. В этом режиме регистрируемая избыточная предельная температура поверхности тела в случае, когда мощность источника энергии и база измерений $|x|$ постоянны, зависит лишь от теплопроводности тела [67, 68].

Для комплексного определения тепловых свойств исследуемого тела возможны два режима регистрации избыточной температуры его поверхности: 1) регистрация температуры в точке, неподвижной относительно тела (рис. V.3, точка *B*); 2) регистрация температуры в точке, перемещающейся относительно тела со скоростью, равной скорости источника энергии по линии, параллельной линии нагрева тела (рис. V.3, точка *C*).

Лабораторная установка (рис. V.4), обеспечивающая комплексное определение теплофизических свойств горных пород, содержит бесконтактный сосредоточенный источник энергии 1, два двухканальных радиометра 2 и 3, предназначенных для бесконтактной регистрации избыточной предельной температуры поверхности нагреваемых тел по электромагнитному излучению, перемещаемую с помощью электропривода подвижную платформу 4, на которой размещаются эталонные (5, 6) и исследуемые (7) образцы, и два аналоговых регистратора (рис. V.4).

В случае использования точечного источника с помощью движущихся вслед за ним датчиков измеряют отношение сигналов, пропорциональных избыточным температурам θ на исследуемом образце и $\theta_{эТ}$ на эталоне. Значения теплопроводности λ и температуропроводности a каждого из исследуемых образцов вычисляют по формулам:

$$\lambda = \lambda_{эТ} \frac{\theta_{эТ}}{\theta}; \quad (V.11)$$

$$a = \frac{a_{эТ1} \ln\left(\frac{\lambda_{эТ1}}{\lambda_{эТ2}} \frac{\theta_{эТ1}}{\theta_{эТ2}}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_{эТ1}}{\lambda_{эТ2}} \frac{\theta_{эТ1}}{\theta_{эТ2}}\right) + \frac{a_{эТ2} - a_{эТ1}}{a_{эТ2}} \ln\left(\frac{\lambda}{\lambda_{эТ1}} \frac{\theta}{\theta_{эТ1}}\right)}, \quad (V.12)$$

индексы 1 и 2 указывают, что в измерениях участвуют два эталона.

В измерительных установках, реализующих метод сканирования, используются оптические источники нагрева — лазер или лампы накаливания с фокусирующим отражателем. Бесконтактная регистрация температуры осуществляется с помощью датчиков теплового излучения. Диапазон измеряемых значений λ и a составляет соответственно (0,2 ÷ 40 Вт/(м·К)) и (4 ÷ 50) · 10⁻⁷ м²/с. Производительность измерений — до 70 образцов в час. С учетом точности аттестации эталонов общая погрешность измерений методом сканирования составляет 5 % в лабораторных условиях и 7 % в полевых условиях для теплопроводности, 8 % для температуропроводности. Измерения методом сканирования могут осуществляться на образцах с плоской или цилиндрической поверхностью при радиусе кривизны

от 15 мм и более. Сканирование вдоль поверхности неоднородных образцов позволяет оценивать теплофизические свойства в среднем для всей исследуемой области и на локальных участках вдоль линии сканирования.

Как видно из изложенного, для измерения теплофизических параметров применяется большое число методов. Выбор метода часто определяется доступностью его технической реализации и наибольшей простотой механической обработки образцов. Отсутствие единой методики измерения теплофизических параметров затрудняет сопоставление полученных результатов. В связи с этим необходимо идентифицировать методику определения теплофизических параметров и использовать единые стандартные эталоны. Можно рекомендовать приборы «Ламбда», ИТ-3, ИТ-λ-400, ИТ-с-400, тепловой компаратор, бесконтактный метод сканирования.

§ 16. ИЗМЕРЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА И ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ГРАДИЕНТА В СКВАЖИНАХ

Для измерения плотности теплового потока используется скважинный метод, основанный на раздельном измерении в одном и том же интервале глубин, геотермического градиента и теплопроводности горных пород

$$q = -\lambda \text{ grad } t. \quad (\text{V.13})$$

Геотермический градиент определяют по замерам температуры в скважинах, теплопроводность — на образцах керна в лабораторных условиях по описанной выше методике.

Для измерения температуры горных пород в скважинах используют ртутные, манометрические и электрические термометры. Ртутные и манометрические термометры не нашли широкого применения в геотермических исследованиях из-за низкой точности, длительной выстойки в отдельных точках и многократности спуско-подъемных операций. Среди электрических термометров сопротивления наибольший интерес представляют термометры с резисторами из меди или платины, дающие непрерывную запись температуры по стволу скважины с погрешностью 0,2—0,5 °С. Такая точность достаточна для решения производственных задач, но не всегда удовлетворяет требования геотермии, так как не обеспечивает 5 %-ную погрешность определения геотермического градиента. При геотермических исследованиях погрешность измерения температуры должна быть 0,01—0,05 °С.

В последние годы в качестве датчиков температуры применяются термисторы, обладающие высоким температурным коэффициентом. Использование их позволяет снизить требования к точности электроизмерительной аппаратуры и упростить

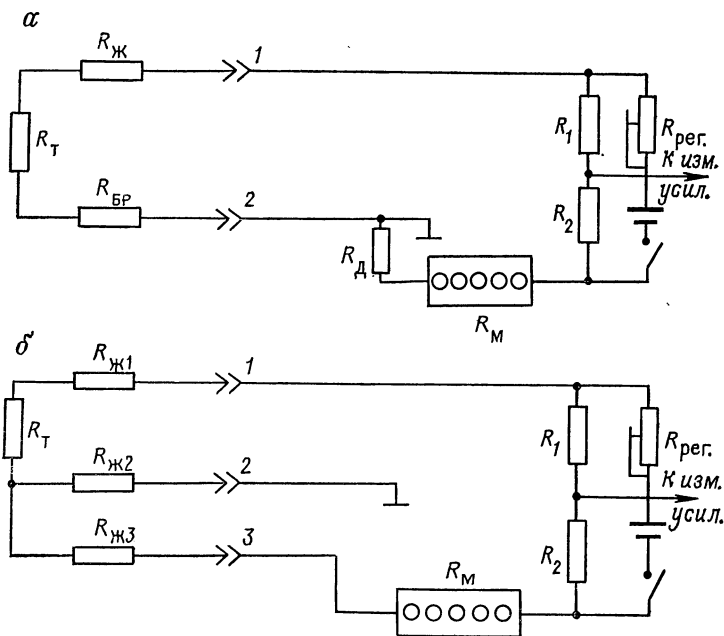


Рис. V.5. Схема измерительного моста КТ-80:

a — с одножильным кабелем ($R_{\text{Д}} = R_{\text{Ж}} + R_{\text{БР}}$; $R_1 = R_2$; $R_{\text{T}} + R_{\text{Ж}} + R_{\text{БР}} = R_{\text{М}} + R_{\text{У}}$); *б* — с трехжильным кабелем ($R_{\text{Ж}1} = R_{\text{Ж}2} = R_{\text{Ж}3}$; $R_1 = R_2$; $R_{\text{T}} + R_{\text{Ж}1} = R_{\text{М}} + R_{\text{Ж}3}$); $R_{\text{Д}}$ — дополнительное сопротивление; R_{T} — сопротивление микротермистора; $R_{\text{БР}}$ — сопротивление брони; $R_{\text{Ж}}$ ($R_{\text{Ж}1}$, $R_{\text{Ж}2}$, $R_{\text{Ж}3}$) — сопротивление жил кабеля

процесс измерения. Преимуществом термисторных датчиков является возможность использования трехжильного кабеля, малые размеры этих термометров гарантируют низкую тепловую инерцию.

Для проведения температурных измерений в скважинах в НПО «Рудгеофизика» разработан каротажный термометр КТ-80 (Г. С. Смирнов, А. В. Нефедов, А. Л. Грейнер, 1980), переданный в серийное производство [81]. В комплект КТ-80 входит наземный пульт с измерительной схемой и скважинные приборы с термочувствительными датчиками двух модификаций: 1) скважинный прибор с малоинерционным датчиком температуры, работающий на трехжильном кабеле до глубины 3000 м; 2) скважинный прибор для неглубоких скважин (до 150 м) на одножильном кабеле, рассчитанный на длительное нахождение датчиков температуры на забое. Температура в скважине определяется по изменению сопротивления термодатчиков (микротермистор МТ-64, ММТ), включенного в одно из плеч уравновешенного измерительного моста. При работе

с одножильным кабелем сопротивление жилы и брони компенсируется дополнительным сопротивлением. Использование трехжильного кабеля позволяет исключить влияние жил кабеля на сопротивление термодатчиков.

В наземном пульте каротажного термометра КТ-80 сосредоточены элементы измерительной схемы: пятидекадный магазин резисторов, усилитель постоянного тока, индикатор нуля, коммутационная схема и батареи питания. Конструкция скважинных приборов, входящих в комплект КТ-80, зависит от их назначения и применяемых кабелей (рис. V.5). Имеется возможность перейти от цангового крепления снаряда к кабелю на стандартное с помощью кабельных головок. Погрешность измерения температуры 0,01 °С.

Дистанционная исследовательская станция ЭДИС-КГУ разработана на кафедре электроники Казанского университета [46]. Дистанционный термометрический комплекс включает скважинный прибор, кабельный канал связи и регистрирующий прибор. Аппаратура ЭДИС-КГУ работает с любым одножильным геофизическим кабелем, в том числе небронированным уменьшенного диаметра, что сокращает габаритные размеры, массу и стоимость спуско-подъемного оборудования и позволяет монтировать ее на любом автомобиле. Скважинный прибор включает термочувствительный элемент и измерительный преобразователь с входным согласующим каскадом и параметрическим стабилизатором напряжения. Чувствительным элементом скважинных термометров являются микроминиатюрные емкостные датчики температуры К10-21, изготовленные на базе вариконда ВК-8 и микрорезистора марки СТЗ-19 или МТ-64.

Специально для геотермических исследований создана малогабаритная измерительная аппаратура ЭДИС-2МТ, в том числе и в переносном варианте. Масса такого комплекта с лебедкой, кабелем 3000 м и аккумулятором равна 35 кг. Диапазон измерения температуры 0—120 °С, погрешность измерения не более 0,05 °С. Разрешающая способность скважинного прибора позволяет при необходимости определять температуру по стволу скважины с шагом 0,5 м [46].

Частотный кварцевый термометр создан в ИМГиГ ДО АН СССР (В. В. Соинов, О. В. Веселов, Н. А. Волкова, 1983 г.). В качестве датчика температуры используются термозависимые кварцевые резонаторы. Конструктивно кварцевый термометр выполнен в виде погружаемого контейнера, в котором размещены датчики температуры и электронные схемы. Отдельно установлен блок питания измерительной и регистрирующей аппаратуры. При работе используется одножильный кабель. Диапазон измеряемой температуры 0—60 °С, погрешность 0,05 °С. Технические характеристики приборов приведены в табл. V.1.

Таблица V.1

Технические характеристики термометров сопротивления [10]

Параметр	ЭТМИ-58	ЭТС-2У	ТЭГ-2	ТЭГ-60	ТЭГ-36	КТ-80	ЭДИС-2мТ
Необходимое для работы с термометром число жил кабеля	3	3	1	1	1	3	1
Сопротивление чувствительного плеча при 200 °С, Ом	230	94	750	750	750	—	—
Сопротивление постоянного плеча, Ом	230	100	—	—	—	—	—
Примерное значение T , °С	35	40	—	—	—	—	—
Постоянная прибора, С, °С/Ом	4; 5	5	—	—	—	—	—
Тепловая инерция τ_0 , с	0,8	0,4	1,5	2	2	0,5	2
Погрешность измерения, %	1	1	2	1	1	1	1
Порог чувствительности, °С	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,01	0,05
Максимальная температура, °С	170	120	120	200	150	80	120
Максимальное давление, МПа	80	40	10	120	100	—	—
Диаметр прибора, мм	60	42	73	60	36	18	—
Длина прибора, мм	980	550	1960	2045	2010	400	500
Питание, В	36	36	250	250	250	7,5	12
Масса, кг	8,6	2,5	30	19	8	1,5	1,5

При геотермических исследованиях температуры замеряют в выстоявшихся скважинах. Период покоя скважины для восстановления теплового равновесия зависит от диаметра зоны нарушения теплового состояния пород в процессе бурения, который в свою очередь зависит в основном от глубины скважины, ее диаметра, температуры промывочной жидкости, скорости и периода его циркуляции, длительности бурения, а также от температуры и физических свойств горных пород, геологических и гидрогеологических особенностей региона. Наиболее надежно время покоя скважин определяется экспериментальным путем в конкретных условиях. Критерием установившегося теплового режима является идентичность термометров, зарегистрированных в разные сроки выдержки скважины, с расхождением в определении температуры в пределах допустимой погрешности. По измерениям температуры в скважинах определяются значения геотермического градиента, который используется при оценке теплового потока. Значения

геотермического градиента в виде градиент-термограммы выносятся на геологический разрез скважины, сопровождаемый также термограммой. Здесь же помещаются сведения о начале и конце бурения, времени каротажа, типе прибора, альтитуде устья и угле наклона скважины.

Для измерения теплового потока используется скважинный метод, основанный на раздельном измерении в одном и том же интервале глубин геотермического градиента и теплопроводности горных пород. Геотермический градиент вычисляются по замерам температуры в скважинах, теплопроводность измеряют на образцах керна в лабораторных условиях. Способ расчета теплового потока зависит от характера разреза и детальности наблюдений, чаще всего расчет ведется поинтервально. В первом варианте выделяются отдельные интервалы равной мощности, в пределах которых определяются геотермический градиент и средневзвешенное значение теплопроводности. Средний тепловой поток вычисляется как среднее из измеренных поинтервальных значений.

Другой способ поинтервального определения теплового потока заключается в следующем: выделяют интервалы с постоянным значением геотермического градиента, для каждого интервала находят значение теплового потока, далее тепловой поток по скважине рассчитывают как средневзвешенное из поинтервальных значений. Погрешность определения теплового потока складывается из инструментальных и методических погрешностей, а также неучтенных помех и вычисляется по разнице тепловых потоков в близких точках.

ГЛАВА VI

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ ЯДЕРНО-ФИЗИЧЕСКИХ (РАДИОАКТИВНЫХ) СВОЙСТВ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Методы изучения радиоактивных свойств природных и техногенных продуктов включают широкий набор ядерно-физических и других методик определения природной (первичной) и наведенной (вторичной) радиоактивности. Методы изучения природной радиоактивности применяются в основном при поисках месторождений урана и тория. Ядерно-физические методы изучения искусственной радиоактивности используются для определения содержания нерадиоактивных элементов (Sn, Be, Pb, Zn и др.) и при оценке радиационной зараженности вторичными радионуклидами.

Методы измерения радиоактивности и определения содержания радиоактивных элементов в горных породах и минералах

Метод	Модификация метода и методики	Измеряемая характеристика или элемент	Единица измерения	Относительная случайная погрешность, %	Пределы измеряемых концентраций и интенсивностей	Требования к препаратам (масса, истирание)
Полевые методы						
Гамма-съемка	Пешеходная, каротажная, автомобильная, воздушная	Мощность дозы (интенсивность γ -излучения)	мкР/ч	10—20	2—1 500 мкР/ч и выше	—
Гамма-спектрометрическая съемка		Мощность дозы (интенсивность γ -излучения), содержание Ra, Th	имп/с, мкР/ч, %	20—30	до 10 000 имп/с, от $1 \cdot 10^{-4}$ до 1 % U и Th и выше	—
Бета-съемка		Интенсивность γ - и β -излучения в эквивалентах мкР/ч	имп/с, мкР/ч	10—20	3—1 000 мкР/ч	—
Эманационная съемка	Радоновая, тороновая	Концентрация Rn и Th в почвенном воздухе, воде и т. д.	м ⁻³ ·с ⁻¹	20—30	$(0,37 \div 18 500) \cdot 10^3$	—
Лабораторные методы						
Радиометрические:	—	Интенсивность γ -излучения, содержание Ra, Th	имп/с, %	10—30	$> 5 \cdot 10^{-4}$ %	Порошки, более 100 г
гамма-спектрометрический метод бета-метод	—	Интенсивность γ - и β -	имп/с,	10—30	$> 10 \cdot 10^{-4}$ %	

альфа-метод	—	излучения, содержание Ra, Th, U	г/г, %	10—20	$> 3 \cdot 10^{-4} \%$	Порошки, 10—20 г
Радиохимический	—	Интенсивность α -излучения, содержание U, Th	имп/с, г/г, %	5—15	$> 0,3 \cdot 10^{-10} \%$ Ra, $> 2 \cdot 10^{-4} \%$ Th	Порошки, 10—20 г
Колориметрический	Экстракционный, ионно-обменно-хроматографический	Содержание Ra, Th и других элементов	г/г, %	5—20 ($\geq 1-2 \cdot 10^{-4}$) 20—40 ($< 1 \cdot 10^{-4}$)	$\geq n \cdot 10^{-5} \%$	Порошки, 0,5—2 г
Люминесцентный	В. С. Быковой, ЦАЛ-1, ЦАЛ-2 и др.	Содержание U	г/г, %	5-15 ($> 2 \cdot 10^{-4}$) 15—30 ($\leq 1 \div 2 \cdot 10^{-4}$)	$\geq n \cdot 10^{-5}$ (ЦАЛ-2) $\geq n \cdot 10^{-4} \%$	Порошки, 0,2—1 г, до 200 меш.
Рентгеноспектральный	—	Содержание U и Th	г/г, %	5—10 ($> 2 \cdot 10^{-4}$) 10—30 ($\leq 1-2 \cdot 10^{-4}$)	$\geq 1 \div 2 \cdot 10^{-4} \%$	Порошки, 10—20 г
Изотопного разбавления	—	Содержание U, резе Th	г/г, %	3—6	$\geq n \cdot 10^{-7} - \geq n \times 10^{-8} \%$	Порошки, 1—2 г
Нейтронно-активационный	—	Содержание U и Th	г/г, %	3—6	$\geq n \cdot 10^{-8} \%$	Порошки, 5—10 г
Радиографические:	—	Пространственное распределение атомов	—	—	$\geq n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3} \%$	Пришлифованные препараты
альфа-метод	—	Содержание U	г/г, %	5—10 (треки)	$\geq n \cdot 10^{-8} \%$	—
метод треков	—	Содержание U	г/г, %	5—10 (треки)	$\geq n \cdot 10^{-8} \%$	—

§ 17. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННОЙ РАДИОАКТИВНОСТИ

При изучении радиоактивности горных пород и минералов и определении содержания в них радиоактивных элементов применяются различные методы (табл. VI.1).

Основными методами изучения естественной радиоактивности земной коры и поисков скоплений радиоактивных минералов являются радиометрические методы, в первую очередь различные модификации интегральной и дифференциальной спектрометрической гамма-съемки (пешеходной, автомобильной, воздушной, глубинной).

С помощью методов полевой гамма-съемки получен материал о гамма-активности (в мкР/ч) почв, рыхлых отложений, кор выветривания и материнских горных пород большинства геологических структур континентов. Указанный материал, явившийся основой поисков радиоактивных руд, может быть использован для сравнительной оценки радиоактивности отдельных типов горных пород в весьма ограниченном объеме, что связано с различной спектральной чувствительностью применяемых радиометров и несоответствием энергетического состава γ -излучения эталона первичным и вторичным излучениям образцов горных пород.

Для сравнительной характеристики радиоактивности горных пород лучшие результаты дают методы непосредственного определения содержания отдельных радиоактивных элементов. Зная количество радиоактивных элементов в том или ином объеме горной породы, руды или минерала, можно рассчитать суммарную α -, β - и γ -активность, используя соответствующие переводные коэффициенты. В частности, относительная интенсивность интегрального γ -излучения

$$I_{\gamma} = \gamma_U C_U + \gamma_{Th} C_{Th} + \gamma_K C_K. \quad (VI.1)$$

где γ_U , γ_{Th} , γ_K — коэффициенты концентрационной чувствительности (расчетные или экспериментально найденные), мкР/ч на единицу содержания C_U , C_{Th} , C_K — содержание урана, тория в равновесии с продуктами их распада и калия.

Коэффициенты концентрационной чувствительности различны для разных типов счетчиков и обычно находятся экспериментальным путем (табл. VI.2).

Для определения содержания радиоактивных элементов в горных породах и построения карт изоконцентраций U (по Ra), Th и K наиболее широко применяется полевая гамма-спектрометрия (в воздушном, автомобильном, каротажном или пешеходном вариантах). В основе этого метода отдельного определения элементов лежит различие спектрального состава гамма-излучения уранового и ториевого семейств и калия. При-

Таблица VI.2

Коэффициенты концентрационной чувствительности, мкР/ч

Прибор	γ_U ($C_U = 1 \cdot 10^{-4} \%$)	γ_{Th} ($C_{Th} = 1 \cdot 10^{-4} \%$)	γ_K ($C_K = 1\%$)
АСГ-48 (интегральный канал)	0,5	0,2	0,5
СРП-2	1,0	0,4	1,1
УР-4	0,55	0,25	1,2

меняемая для этой цели отечественная аппаратура приведена в табл. VI.3, а техника измерений и расчетов подробно описана в работах Г. Ф. Новикова, В. А. Мейера и других исследователей.

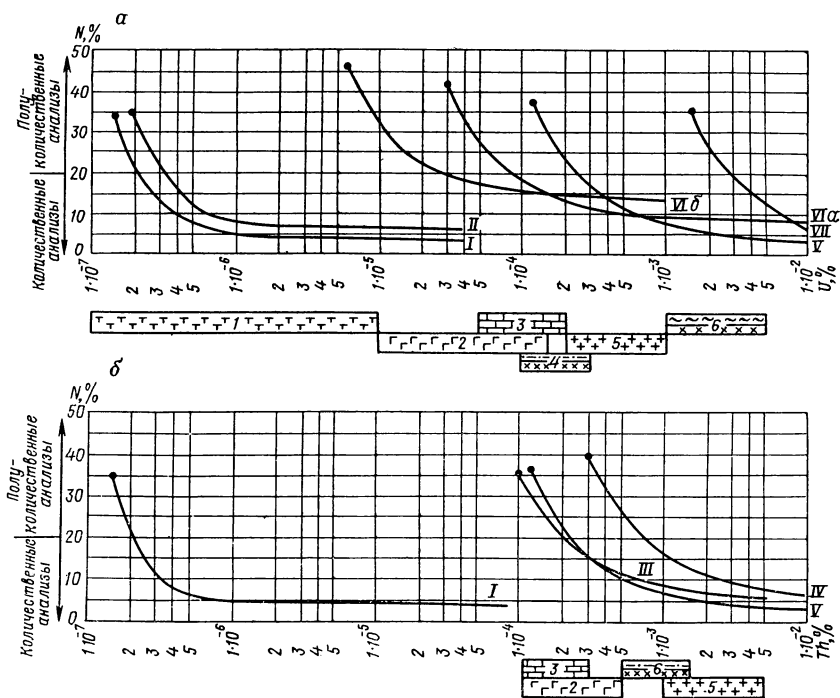


Рис. VI.1. Относительные погрешности определения урана (а) и тория (б) разными методами.

Методы: I — нейтронно-активационный, II — изотопное разбавление, III — колориметрический; IV — радиохимический, V — рентгеноспектральный, VI — люминесцентный (а — по методике Быковой, б — по методике ЦАЛ-2); VII — химический; пределы содержания урана в породах: 1 — ультрабазиты, 2 — базиты, 3 — карбонаты, 4 — терригенные отложения и диориты, 5 — граниты, липариты, 6 — углеродисто-глинистые отложения, метасоматиты

Таблица VI.3

Радиометрическая аппаратура и ее технические характеристики (по Г. Ф. Нови)

Прибор	Область применения	Масса, кг	Питание	Детектор
СРП-68-01	Пешеходная	3,6	Элементы А-343 (9 шт.)	NaI (Tl) 30×25 мм, ФЭУ-85
СРП-68-02	Шпуровая	9,5	—	NaI (Tl) 18×30 мм, ФЭУ-67Б
СРП-68-03, поисковый радиометр	Глубинная γ-съемка	4,5	—	NaI (Tl) 10×40 мм, ФЭУ-60
СП-4, переносный γ-спектрометр	Пешеходная γ-съемка	6,8	Элементы «Рубин» (5 шт.)	NaI (Tl) 80×80 мм, ФЭУ-110
РКП-305 (Карагат), концентрoметр	Пешеходная γ-съемка Шпуровая γ-съемка	9,2	Элементы А-343 (9 шт.)	NaI (Tl) 80×80 мм, ФЭУ-110 NaI (Tl) 30×70 мм, ФЭУ-85
СКАТ-77, станция комплексная аэрогеофизическая трехметодная	Аэросъемки: γ-спектральная, магнитная, электрическая	430	Бортовая сеть напряжением 27 В	NaI (Tl) 200×100 мм, (2—12 шт.), ФЭУ-49
РСС-006, скважинный γ-спектрометр	γ-спектральный каротаж	20	11—16 В; 5 Вт	CsI (Tl) 25×80 мм, ФЭУ-67Б; CsI (Tl) 20×80 мм
АГА-201, скважинная комплексная установка	Интегральный γ-каротаж и электрокаротаж	48	ИСТ-65-47 12—13 В; 60 Вт	CsI (Tl) 18×30 и 30×70 мм
РГА-01 («Глициния»), α-радиометр для измерения объемной активности emanации	Эманационная съемка	9	Элементы Марс-373 (6 шт.)	ZnS (Ag) пластмасса на торце ФЭУ

При количественном определении содержания урана и тория в горных породах и минералах для минералого-геохимических целей более надежно применение лабораторных методов, которые существенно отличаются по чувствительности и точности (рис. VI.1).

§ 18. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИСКУССТВЕННОЙ (НАВЕДЕННОЙ) РАДИОАКТИВНОСТИ

В прикладной геологии изучение искусственной (наведенной) радиоактивности используется в двух направлениях.

1. Определения содержания металлов (Sn, Pb, Zn, Cu и др.) или физических характеристик горных пород в результате их

Регистрирующее устройство	Порог E_n , кэВ; ширина окна l , МэВ	Порог чувствительности	Верхний предел определяемой величины
Измеритель средней частоты импульсов (ИСЧ), телефон	$E_n = 20 \pm 5$	0,07 пА/кг при фоне 0,35 пА/кг	215 пА/кг
ИСЧ, ЭМС	$l_1 = 1,35 \div 1,55$ $l_2 = 1,65 \div 1,95$ $l_3 = 2,50 \div 2,80$	U — 10^{-4} % Th — 10^{-4} % K — 0,2 %	U — 0,03 % Th — 0,03 % K — 25 %
Цифровое табло — содержания U, Th, K	$l_1 = 1,35 \div 1,55$ $l_2 = 1,65 \div 1,95$ $l_3 = 2,50 \div 2,80$	U — 10^{-4} % Th — 10^{-4} % K — 0,1 %	U — 0,05 % Th — 0,05 % K — 50 %
Аналоговый, цифровой магнитный регистратор РУМС-2000	$E_n = 220$ $l_1 = 1,33 \div 1,58$ $l_2 = (1,65 \div 1,93) + (1,06 \div 1,20)$ $l_3 = 2,40 \div 3,00$	U — $0,2 \cdot 10^{-4}$ % Th — $0,5 \cdot 10^{-4}$ % K — 0,05 %	U — 0,025 % Th — 0,1 % K — 32 %
Цифро-аналоговая регистрация	$E_n = 750$ $l_1 = 1,35 \div 1,55$ $l_2 = 1,65 \div 1,85$ $l_3 = 2,05 \div 2,65$	U — $5 \cdot 10^{-4}$ % Th — $5 \cdot 10^{-4}$ % K — 1 %	U — 0,3 % Th — 0,3 % K — 50 %
То же	$E_n = 20 \pm 5$	1,0 пА/кг	3500 пА/кг
Цифровое табло	$E_n = 30$	0,3 Бк/л	10^5 Бк/л

облучения жесткими рентгеновскими лучами или частицами (рентгенорадиометрические и другие методы).

2. Для оценки содержания искусственных радионуклидов (^{134}Cs , ^{137}Cs , ^{90}Sr и др.) при работах по радиационной экологии.

Первое направление использования искусственной радиоактивности традиционно связано с проблемами поисков и изучения месторождений полезных ископаемых, а также разведки и добычи руд.

Решение второй задачи стало особенно актуальным в связи с изучением регионов, в пределах которых выпали радиоактивные осадки (радионуклиды), после аварии на Чернобыльской АЭС.

Характеристики искусственных радионуклидов (по данным работ В. А. Мейера, Р. А. Ваганова и др.)

Изотоп	Период полураспада	Средняя энергия наиболее интенсивных линий β -излучения, МэВ	Относительная интенсивность β -излучения, %	Энергия наибо- лее интенсивных линий γ -квантов, МэВ	Выход γ -квантов на 1 распад, %	Удельная активность 1 мг изотопа, Бк	Удельная активность на 1 кг металла, 10^{10} Бк
$^{90}_{38}\text{Sr}$	28,5 года	0,196	100	—	—	$5,14 \cdot 10^6$	10,32
$^{123}_{50}\text{Sn}$	129,2 дня	0,530	99,37	0,153	77,2	$3,14 \cdot 10^{11}$	0,04
$^{125}_{51}\text{Sb}$	2,53 года	0,086 0,134 0,216	37,8 6,6 13,6	0,028 0,428 0,464 0,601 0,636	73 29,6 10 18,4 11,2	$3,92 \cdot 10^{10}$	0,28
$^{134}_{55}\text{Cs}$	2,062 года	0,023 0,210	27,4 70,1	0,596 0,605 0,796 0,802	11,5 57,5 57,5 8,6	$4,77 \cdot 10^{10}$	10,9
$^{137}_{55}\text{Cs}$	30,17 года	0,174 0,272	94,7 5,3	0,662	84,6	$3,24 \cdot 10^8$	7,73
$^{144}_{58}\text{Ce}$	284,2 дня	0,049 0,065 0,086	19,4 4,2 75,8	0,134	15,3	$1,18 \cdot 10^{11}$	136,38

Для определения содержания металлов по наведенной радиоактивности в последние годы широко применяются как полевые, так и лабораторные рентгенорадиометрические методы, использующие преимущественно отечественную аппаратуру со сцинтилляционными или полупроводниковыми детекторами и источниками первичного жесткого гамма-излучения ($^{60}_{27}\text{Co}$, $^{75}_{34}\text{Se}$ и др.).

Наибольшей чувствительностью (10^{-6} — 10^{-8} %) и точностью обладают нейтронно-активационные методы при облучении порошковых проб высокими потоками нейтронов в атомных реакторах с последующим определением активности искусственных радионуклидов.

При изучении содержания искусственных радионуклидов, возникающих при атомных взрывах и в аварийных зонах вблизи АЭС, применяются радиометры, фиксирующие суммарную радиоактивность, или гамма-спектрометры, позволяющие фиксировать характеристический спектр отдельных протонов преимущественно в области «мягкого» γ - и β -излучения (табл. VI.4).

ГЛАВА VII

ТЕХНИКА И МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Комплекс петрофизических исследований должен обеспечить количественные определения следующих параметров и характеристик: степени нефтегазонасыщения, пористости, проницаемости, глинистости, а также — общей и минеральной плотности, естественной гамма-активности, удельного электрического сопротивления, скорости распространения упругих волн. Для определения этих свойств и параметров используются лабораторные методы изучения керна и широко применяются геофизические методы исследования скважин (ГИС) [45, 53, 66].

§ 19. ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Исследования коллекторских свойств проводятся на образцах правильной цилиндрической формы определенной длины (30×30 мм), вырезанных из керна различного диаметра (30—100 мм). Керна готовят на специальном оборудовании (рис. VII.1) или на установках на базе сверлильного и фрезерного станков. Следует заметить, что для измерения различных

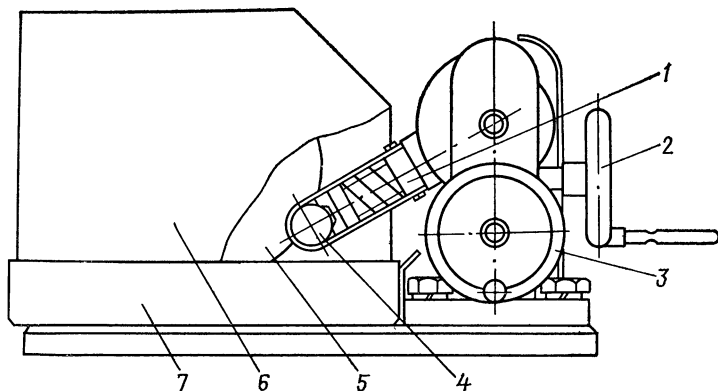


Рис. VII.1. Настольный кернорезный станок СКН:

1 — кернодержатель; 2 — ручка настройки; 3 — ручка подачи; 4 — керн; 5 — алмазный круг; 6 — кожух; 7 — поддон

параметров требуется также ряд дополнительных процессов и операций: экстрагирование и насыщение, сушка, взвешивание и др.

Остановимся на технике и методике измерения только специальных параметров коллекторов нефти и газа: нефтегазоводонасыщенности, глинистости и пористости, поскольку техника и методика измерений других физических параметров подробно рассмотрена в предыдущих главах.

Определение нефтегазоводонасыщенности

Для количественного определения нефти в породе используют методы, которые основаны: на вымывании нефти из породы различными растворителями и ее количественном определении; на существовании линейной связи между содержанием нефти в экстракте и оптической плотностью; на испарении при высоких температурах нефти, насыщающей образец породы.

Точность определения нефтенасыщенности зависит от количества находящегося в образце флюида и точности измерений его объема или массы.

Остаточное содержание нефти по образцам, отобранном колонковым набором и сверлящим керноотборником, рекомендуется определять двумя методами: экстракционно-дистилляционным и методом «сушки».

Экстракционно-дистилляционный метод широко применяется в практике лабораторного исследования образцов керна. Промышленностью выпускаются аппараты Закса и ЭД-2 с измерительными ловушками, имеющими цену деления 0,2; 0,02; 0,01 см³. При определениях на образцах малого

размера необходимо использовать аппараты с высокой точностью определения воды. С этой целью Л. М. Марморштейн и В. А. Юргенс модернизировали аппарат Закса в «Мини-Закс», принципиальная схема которого изображена на рис. VII.2. «Мини-Закс» имеет небольшой рабочий объем, что позволяет сократить до минимума потери воды на его стенках (по данным авторов, не более 10 мг); он удобен и прост в эксплуатации и имеет высокую производительность.

Сущность дистилляционно-экстракционного метода заключается в том, что в период экстракции и дистилляции образца в аппарате вода собирается в сборнике, количество ее измеряют, а количество нефти определяют путем вычитания массы извлеченной воды из разности масс образца до и после экстрагирования.

Метод «сушки» применяется на образцах малого размера с малым объемом порового пространства. Он основан на удалении воды из образца путем сушки его в эксикаторе над хлористым кальцием или в сушильном шкафу при температуре 333 К и определении количества нефти по разности масс неэкстрагированного и экстрагированного образца с учетом потери легких фракций нефти при сушке. Потери легких фракций нефти учитывают, определяя коэффициент N , равный отношению начальной массы нефти к массе нефти в образце после испарения легких фракций.

В период сушки происходит испарение воды и легких фракций нефти из образца, за ходом которого следят, взвешивая образцы вначале через 1—2 сут, а затем через 2—3 сут. Полнота сушки определяется по установившейся постоянной массе образца. Обычно это наступает через 10—20 сут. После этого

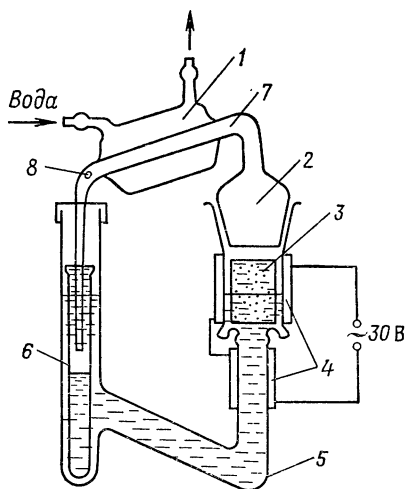


Рис. VII.2. Аппарат «Мини-Закс»:

1 — холодильник; 2 — камера для образца; 3 — образец; 4 — нагреватель; 5 — сосуд для ксилола; 6 — сборник-пробирка для воды; 7 — конденсатор; 8 — дренажное отверстие

каждый образец заворачивают в фильтровальную бумагу, помещают в аппарат Сокслета и экстрагируют до полного удаления нефти. После экстрагирования образцы проветривают несколько часов в вытяжном шкафу, а затем сушат над хлористым кальцием 1—2 сут и взвешивают. По разности масс до экстрагирования и после экстрагирования сухих образцов определяют массу проэкстрагированной нефти, которую умножают на коэффициент N , и получают массу нефти, находящейся в образце. По массе нефти в образце при определенной пористости, рассчитывают коэффициент остаточной нефтенасыщенности (в %):

$$k_{o.н} = (V_n/V_{пор}) \cdot 100,$$

где V_n — объем нефти; $V_{пор}$ — объем пор.

Косвенные методы оценки остаточной водонасыщенности применяются при бурении скважин, в которых отбор керна проводится на безводной основе. Используются два метода — капилляриметрический и центрифугирования.

Капилляриметрический метод — один из наиболее обоснованных косвенных методов моделирования остаточной водонасыщенности, позволяющий более точно воспроизвести количество воды, первоначально содержащейся в породе. Пластовое состояние в образце моделируется при помощи полупроницаемой мембраны, размер пор которой обеспечивает фильтрацию через нее вытесняемой фазы (воды) и не пропускает флюид газа или нефти.

Сущность метода состоит в следующем: на насыщенный моделью пластовой воды образец, помещенный в капилляриметр, создается давление моделью газа либо моделью нефти, которые вытесняют воду из образца при данном давлении до тех пор, пока величина капиллярного давления p_k в поровых каналах не уравновесит давления вытеснения Δp :

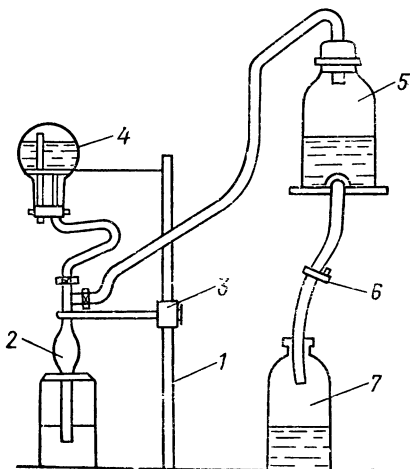
$$p_k = \Delta p = 2\sigma \cos \theta / r_x,$$

где p_k — капиллярное давление, Па; σ — поверхностное натяжение на границе воды с несмачивающей фазой, Н/м; $\cos \theta$ — косинус угла смачивания; r_x — радиус цилиндрического канала, где развивается давление p_k , м. В результате ступенчатого увеличения давления в камере наступает момент, когда с повышением капиллярного давления водонасыщенность в образце практически не снижается. Эту неснижающуюся водонасыщенность принимают за остаточную.

Отсутствие полупроницаемых мембран с малым радиусом пор не позволяет вытеснять воду из тонких капилляров образцов при давлениях, не допускающих прорыва, т. е. момента, когда мембрана становится проницаемой для вытесняющей

Рис. VII.3. Установка для определения глинистости пипеточным способом.

1 — штатив, 2 — пипетка; 3 — упор, 4 — колба; 5 — аспиратор; 6 — зажим, 7 — водослив



фазы (воздуха, керосина и т. п.). Давление прорыва определяет максимальную величину капиллярного давления, а следовательно, и минимальный радиус пор образца, из которых будет вытеснена вода. В качестве полупроницаемых мембран используются пластинки толщиной 3—10 мм, изготовляемые из керамической массы. Некоторые исследователи с целью увеличения прорыва предлагают использовать целлофановую пленку [53], укладываемую на поверхности керамической мембраны.

Определять количество выделившейся воды целесообразно при различных давлениях вытеснения. Каждому значению давления вытеснения будет соответствовать определенный объем воды, вытесненной из образца. При низких давлениях вода вытесняется из крупных поровых каналов, при повышении давления — из мелких пор, оставаясь только в порах наименьшего диаметра. Таким образом, каждой величине капиллярного давления будет соответствовать определенное значение водонасыщенности. Если порометрическую характеристику получать не нужно, в камере сразу создают высокие давления, близкие к $p_{пр}$.

В практике капилляриметрических исследований образцов горных пород известны капилляриметрические установки, в камерах которых можно размещать один или несколько образцов. Капилляриметрические ячейки изготовляют либо из металла, либо из органического стекла. Во ВНИИГИСе разработана капилляриметрическая установка, которая состоит из восьми индивидуальных капилляриметрических ячеек 1, предназначенных для размещения образцов; манифольда для распределения сжатого воздуха по камерам и регулирования давления в камерах; источника давления — баллона с редукто-

ром и сосуда — аккумулятора; приборов, измеряющих давление в системе: одного жидкостного U-образного манометра со шкалой измерения до 0,01 МПа и двух пружинных с пределами измерения от 0 до 0,1 и 1 МПа; термостата с электронатгревателем и терморегулятором, обеспечивающего термостатирование установки в диапазоне температур от комнатной до 50 °С с точностью ± 1 °С.

Один из основных элементов капилляриметрической установки — капилляриметрическая ячейка с полупроницаемой мембраной, от которой во многом зависит достоверность проводимых исследований. Давление в капилляриметрической ячейке определяют по манометру, а количество выделившейся жидкости — по микробюретке или взвешиванием.

Определяемые величины рассчитывают по следующим формулам:

коэффициент водонасыщенности (в %) по массе вытесненной жидкости газом

$$k_B = \frac{M_5 - M_7}{M_5} 100; \quad (\text{VII.1})$$

коэффициент водонасыщенности (в %) по массе вытесненной жидкости моделью нефти

$$k_B = \frac{M_4 - M_1 - (M_1 \gamma_H / \gamma_H) V_B}{(\gamma_B - \gamma_H) M_5} 100; \quad (\text{VII.2})$$

коэффициент водонасыщенности (в %) по объему вытесненной воды

$$k_B = \frac{V_{\text{пор}} - V_B}{V_{\text{пор}}} 100; \quad (\text{VII.3})$$

минимальный радиус поровых каналов, из которых вытеснена вода при данном p_K :

$$r_K = 2\sigma \cos \theta / p_K, \quad (\text{VII.4})$$

где M_1 — масса сухого образца, кг; M_4 — масса образца после опыта, кг; M_5 — масса жидкости в образце, кг; M_7 — масса вытесненной жидкости из образца, кг; γ_B и γ_H — плотность воды и модели нефти, г/см³; θ — краевой угол смачивания для системы вода — модель нефти и воздух — вода; $V_{\text{пор}}$ — объем пор, заполненных жидкостью, м³; V_B — объем вытесненной воды, м³.

Метод центрифугирования — один из экспрессных методов, позволяющих моделировать и оценивать содержание остаточной воды в образце горной породы. Он основан на отжатии свободной воды из образца под действием центробежных сил, возникающих при вращении ротора центрифуги, в которую помещают предварительно насыщенные моделью пла-

стой воды исследуемые образцы. По разности масс насыщенного образца до и после центрифугирования определяют объем оставшейся воды в образце. Коэффициент остаточной водонасыщенности

$$k_{o.в} = \frac{M_4 - M_1}{M_3 - M_1} 100, \quad (\text{VII.5})$$

где M_4 — масса образца с водой, оставшейся после центрифугирования, кг; M_1 — масса сухого образца, кг; M_3 — масса насыщенного образца, кг.

Количество вытесняемой из образца воды зависит от структуры порового пространства породы, скорости и продолжительности вращения центрифуги. Достоверность определения остаточной водонасыщенности в образце в основном зависит от правильного выбора скорости и продолжительности вращения ротора центрифуги.

Определение глинистости

Определение глинистости проводится прямым и косвенным (радиоактивным) методами.

Методика определения глинистости прямым методом состоит в следующем. От пробы для анализа отбирают навеску массой не менее 100 г, измельченной (без растирания) вручную или механизированным способом в механической дробилке, просеивают через сито № 1, сушат до постоянной массы в сушильном шкафу и охлаждают в эксикаторе. От высушенной пробы берут навеску массой 10 г, помещают в коническую колбу с обратным холодильником вместимостью 500 см³, доливают 150 см³ дистиллированной воды, 10 см³ раствора пиррофосфорнокислого натрия концентрацией 10 г/л, применяемого в качестве диспергатора и кипятят в течение 1 ч, считая с момента закипания. Суспензию охлаждают, переносят в фарфоровую чашку и растирают резиновым пестиком. Воду сливают через сито № 0,0063 в цилиндр емкостью 1000 м³. Растирание и промывание пробы проводят до тех пор, пока вода в фарфоровой чашке не станет прозрачной. Остаток на сите смывают промывалкой в чистую, предварительно высушенную выпарительную чашку и сушат до постоянной массы в сушильном шкафу, или под инфракрасной лампой, а затем взвешивают.

В цилиндр с суспензией доливают дистиллированную воду до верхней метки, перемешивают мешалкой в течение 1 мин, измеряют температуру суспензии и оставляют до отстаивания. Интервал времени, после которого отбирают первую и последующие пробы, определяют в зависимости от фракционного состава, температуры суспензии и глубины отбора проб. Фракци-

онный состав глины определяют пипеточным способом на установке, которая состоит из пипетки вместимостью 25 см³, закрепленной на штативе с помощью упора, колбы для промывания пипетки, аспиратора для засасывания суспензии, зажима на трубке, соединяющей аспиратор с водосливом (рис. VII.3).

Глубина взятия проб регулируется упором, продолжительность отбора суспензии должна составлять 30 с. После выпаривания воды содержание глинистой фракции в образце рассчитывают по формуле

$$C_{\text{гл}} = \frac{(m_1 - 0,006)V}{V_1 m} 100, \quad (\text{VII.6})$$

где m_1 — масса высушенной пробы суспензии; 0,006 — масса диспергатора; V — объем суспензии в цилиндре; V_1 — объем суспензии в пипетке; m — масса сухой навески пробы.

Радиоактивный метод основан на значительно более высокой гамма-активности глинистых минералов относительно гамма-активности большинства минералов скелетов коллекторов, особенно кварцевых и карбонатных.

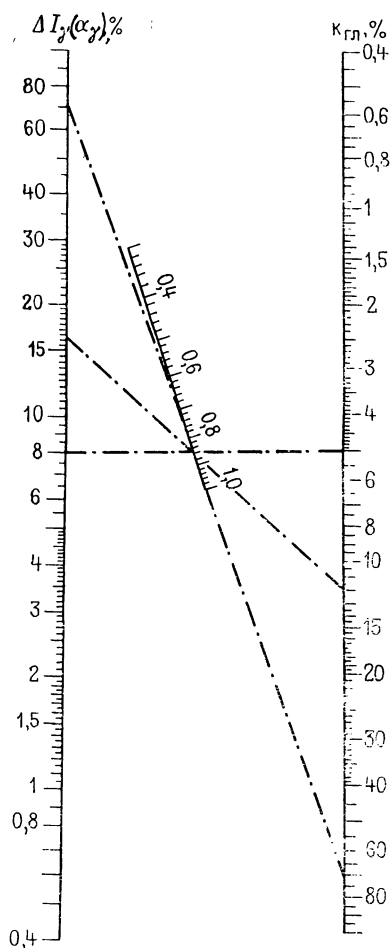
В лабораторных условиях общую гамма-активность по образцам керна измеряют на серийно выпускаемой аппаратуре, состоящей из детектора излучения, пересчетного прибора и высоковольтного блока питания детектора. В аппаратуре могут применяться сцинтилляционные и полупроводниковые детекторы. При петрофизических исследованиях для определения общей гамма-активности используют, как правило, сцинтилляционные детекторы излучения, состоящие из сцинтиллятора-монокристалла NaI(Tl) и фотоэлектронного умножителя. Сцинтилляционные детекторы обладают высокой эффективностью регистрации гамма-квантов по сравнению с другими типами детекторов и позволяют с высокой эффективностью измерять малоактивные естественные образцы горных пород.

Эффективность регистрации гамма-квантов заданной энергии сцинтилляционным детектором тем выше, чем больше объем кристалла. Для улучшения геометрии измерений проб выпускаются сцинтиллоки с колодцем. Измерение проб на сцинтилляционных детекторах с колодцем позволяет приблизить геометрию к регистрации гамма-квантов в телесном угле, близкому к 4π. Обычно используют сцинтиллок с кристаллом NaI(Tl) 150 × 100 мм и колодцем 35 × 70 мм.

Для снижения фона установки детектор должен быть помещен в защитный кожух из свинца толщиной 100 мм. Защита для детектора собирается из серийно изготавливаемых свинцовых блоков БС-100 из спектрометрически чистого свинца.

Измерение естественной радиоактивности сводится к сравнению интенсивности счета от образца $N_{\text{обр}}$ с интенсивностью

Рис. VII.4. Палетка для определения $k_{г.л.}$ по данным $\Delta I_{\gamma}(\alpha_{\gamma})$



счета от эталона $N_{эт}$ с известным содержанием радиоактивных элементов:

$$N_{обр}/N_{эт} = A_{обр}/A_{эт},$$

отсюда

$$A_{обр} = A_{эт} \frac{N_{обр}}{N_{эт}},$$

где $A_{эт}$, $A_{обр}$ — активность (или содержание) радиоактивных элементов (U, Th, K) образца и эталона.

Во избежание погрешностей при расчетах по формуле необходимо, чтобы геометрические размеры образца и эталона были идентичны. Желательно также, чтобы плотность, мине-

ральный состав и соотношение между содержаниями U, Th и K эталона и образца тоже были достаточно близки. Требование близости соотношений U, Th и K для эталона и образца вызвано тем, что эффективности регистрации гамма-квантов различной энергии сцинтилляционным детектором различны: чем выше энергия гамма-кванта, тем ниже эффективность регистрации их детектором. Спектры излучения U и Th представлены значительным числом линий со средней энергией по всему спектру излучения 0,8 МэВ, ^{40}K имеет одну линию гамма-излучения с энергией 1,46 МэВ. В зависимости от соотношения содержаний U, Th и K в образце эффективность регистрации гамма-излучения детектором будет несколько меняться. С другой стороны, при измерении общей гамма-активности невозможно предварительно оценить соотношение между U, Th и K, в образцах, поэтому эталон для измерения можно приготовить, используя равные по активности количества U, Th и K.

Определение глинистости по измерениям $\Delta I_{\gamma}(\alpha_{\gamma})$, %, производится по номограмме, построенной по эталонным образцам с известными заданными свойствами ΔI_{γ} и $k_{\text{гл}}$ (рис. VII.4).

§ 20. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

Данные ГИС на этапах оперативной интерпретации и подсчета запасов месторождений нефти и газа обеспечивают решение следующих задач: корреляцию и литологическое расчленение разрезов; выделение коллекторов и определение их эффективных мощностей; определение пористости и глинистости коллекторов; выделение нефтегазонасыщенности пластов и определение коэффициентов нефтегазонасыщенности; определение положения контактов между различными флюидами.

Набор исследований, позволяющий решать все поставленные задачи с минимальными затратами, определяет оптимальный комплекс геофизических исследований скважины в данном регионе. С учетом сходства геологических и технических условий проведения работ в различных районах устанавливают типовые комплексы ГИС.

Структура типовых комплексов предусматривает общие и детальные исследования с учетом типов коллекторов, свойств промысловых жидкостей и назначения скважины [88]. Для реализации комплексов используют комплексные и комбинированные скважинные приборы, позволяющие выполнять одновременно несколько видов исследований с целью сокращения времени задалживания скважины под ГИС и сопоставления во времени результатов измерений одних и тех же параметров различными по физической основе методами [8, 88].

Таблица VII.1

Комплексы ГИС для определения коллекторских свойств нефтяных и газовых пластов при различных промывочных жидкостях

Параметр	Промывочная жидкость		
	Пресная	Минерализованная	Непроводящая
Коэффициент пористости	БКЗ БМК АК—ГГКП—НК	БКЗ БМК АК—ГГКП—НК	АК—ГГКП—НК
Коэффициент глинистости	ПС ГК АК—ГГКП—НК	ГК АК—ГГКП—НК	ГК АК—ГГКП—НК
Коэффициент нефтегазонасыщенности	БКЗ БМК—БК—ИК ОПК ГДК ¹	БКЗ БМК—БК ОПК ГДК ¹	ИК ОПК ГДК ¹

¹ Полукачественная оценка, остальные комплексы — количественная оценка.

В табл. VII.1 приведены комплексы и методы ГИС для определения коллекторских свойств пластов в нефтяных и газовых скважинах, позволяющие при проводке скважин в различных геолого-технических условиях, в т. ч. при использовании промывочных жидкостей с различной проводимостью и минерализацией, определять коэффициенты: пористости k_p , глинистости $k_{г.л.}$, нефтегазонасыщенности $k_{нг.}$

Определение пористости

Для определения коэффициента пористости в практике геофизических исследований скважин используют методы измерения электрического сопротивления КС, ИК, БК, потенциалов самопроизвольной поляризации (СП), нейтронные (ИИКТ, НГК), рассеянного гамма-излучения (ГГКП, ГГКМ), акустический (АК) и другие методы.

Коэффициент пористости по данным электрического каротажа

$$k_p = k_{п.КС} = k_{г.л.} \frac{\rho_v}{\rho_{г.л.}} = k_{п.м} \frac{\rho_v}{\rho_{п.м}}, \quad (VII.7)$$

где $k_{п.м}$ и $\rho_{п.м}$ — объемное содержание и электрическое удельное сопротивление проводящих минералов; $k_{г.л.}$ — коэффициент глинистости; $\rho_{г.л.}$, ρ_v — электрические удельные сопротивления глины и воды, заполняющих поровое пространство.

Определение коэффициента пористости коллекторов по данным потенциалов самопроизвольной поляризации основано на достаточно тесной, близкой к прямолинейной, связи диффузионно-адсорбционной активности $A_{да}$ пород и их относительной глинистости $\eta_{гг} = k_{гг} / (k_{гг} + k_{п})$.

По данным нейтронных методов

$$k_{п} = (k_{пНМ} - \omega_{гг} k_{гг} - \sum_i a_{m_i} k_{m_i}) / H_3, \quad (\text{VII.8})$$

где $\omega_{гг}$ — объемное содержание воды в глинах; k_{m_i} — объемное содержание i -го минерала, составляющего скелетную часть твердой фазы; a_{m_i} , H_3 — водородные эквиваленты соответственно i -го минерала и заполнителя порового пространства.

В методах рассеянного гамма-излучения

$$k_{п} = k_{пГГМ} - k_{гг} \left[\frac{\delta_{ск} - \delta_{гг}}{\delta_{ск} - \delta_3} \right], \quad (\text{VII.9})$$

где $\delta_{ск}$, $\delta_{гг}$, δ_3 — плотности соответственно скелетной составляющей твердой фазы, глин и заполнителя порового пространства.

При ультразвуковом методе

$$k_{п} = k_{пАМ} - k_{гг} [(\Delta\tau_{гг} - \Delta\tau_{ск.с}) / (\Delta\tau_3 - \Delta\tau_{ск.с})], \quad (\text{VII.10})$$

где $\Delta\tau_{ск.с}$, $\Delta\tau_{гг}$, $\Delta\tau_3$ — интервальные времена распространения упругих волн соответственно в скелетной составляющей твердой фазы, глинах и заполнителе порового пространства.

Из формул следует, что коэффициент пористости коллекторов нефти и газа можно определить по данным одного метода только в чистых коллекторах при отсутствии глинистого материала.

Методами электрического каротажа определяется только открытая пористость, методами АК, НК, ГГК — кавернозная и трещинная.

Для водонасыщенных пластов $k_{п.отк}$ определяют по данным БКЗ, БК, ИК с учетом условий измерений, так как необходимо учитывать влияние зоны проникновения фильтрата промывочной жидкости в пласт. Поэтому точность определения $k_{п}$ по данным электрокаротажа в диапазоне пористости 15—25 % составляет $\pm 25 \div 30 \%$.

При определении $k_{п}$ по НГК показания $I_{НГК}$ исправляют за влияние скважины, толщины глинистой корки, минерализации промывочной жидкости, инерционности аппаратуры. Полученные значения $k_{п}$ соответствуют истинным в неглинистых и незагипсованных известняках. В пластах другого литологического состава (доломит, песчаник) найденные значения $k_{п}$ исправляют за влияние литологии с помощью специальной палетки. На показания НГК практически не влияет нефтенасыщенность

пород, так как содержания водорода в воде и нефти отличаются не более, чем на 3%. В газонасыщенных породах вычисленные значения пористости занижены из-за влияния остаточного газа. НГК применяют для определения пористости карбонатных пород из-за независимости показаний от нефтенасыщенности пород и структуры порового пространства. К недостаткам НГК относят невозможность определения пористости в терригенных разрезах, характеризующихся слабой дифференцированностью кривых НГК, а также существенное влияние условий измерений и трудоемкость калибровки аппаратуры.

По ГГКП $k_{п}$ определяют для пород известного минерального состава по соотношению

$$k_{п} = 10^2 \frac{\sigma_{ск} - \sigma}{\sigma_{ск} - \sigma_{ж}},$$

где σ — объемная плотность пород, $\sigma_{ск}$ — скелета пород; $\sigma_{ж}$ — плотность жидкости, заполняющей поровое пространство.

Для водоносных и нефтеносных пород $\sigma_{ж}$ принимают равной плотности фильтрата промывочной жидкости в зоне проникновения, так как глубинность исследований методом ГГК незначительна. По сравнению с другими методами значения пористости, вычисленные по ГГК, менее подвержены влиянию глинистой корки. К недостаткам метода следует отнести сильное влияние на измеряемую величину плотности условий измерений (неровностей стенок скважин, глинистой корки и плотности промывочной жидкости).

При определении $k_{п}$ по акустическому каротажу (АК) результаты измерений по уравнению среднего времени исправляют за влияние остаточных нефти и газа.

Абсолютная погрешность определения пористости пород по АК известного литологического состава составляет $\pm 1,5$ —2%. Преимущество метода заключается в незначительном влиянии условий измерений и вмещающих пород, простоте калибровки аппаратуры. В условиях кавернозных коллекторов метод АК дает заниженные показания пористости, поэтому комплекс ГИС из разных по физической основе видов каротажа позволяет разделять коллекторы нефти и газа по типу пористости.

В глинистых коллекторах значения электрического удельного сопротивления $\rho_{гл}$ водородосодержания $\omega_{гл}$, минеральной плотности $\sigma_{гл}$ и интервального времени заметно отличаются от соответствующих характеристик минерального скелета осадочных пород. Поэтому для нахождения истинной пористости $k_{п. и}$, занятой флюидом, необходимо исправить $k_{п\rho}$, $k_{пНГК}$, $k_{пГГК}$ и $k_{пАК}$:

$$k_{п. и} = k_{п\rho} - k_{гл}\rho_{пв}/\rho_{гл}. \quad (\text{VII.11})$$

Таким образом, можно заключить, что комплекс методов ГИС, включающий набор различных по физической основе методов каротажа (ЭК, РК, АК) позволяет определить пористость коллектора независимо от его типа.

Определение глинистости

Определение глинистости по данным гамма-каротажа и самопроизвольной поляризации основано на использовании двойного разностного параметра ГК — $\Delta I_{ГК}$, который является результатом геофизической интерпретации данных ГК. Осуществляется переход: от $\Delta I_{ГК}$ к $k_{г.л}$ или через глинистость опорного пласта глин:

$$k_{г.л} = \Delta I_{ГК} k_{г.л.о.} \quad (VII.12)$$

Исходным параметром при определении глинистости по данным СП является величина $\alpha_{СП}$, получаемая при трансформации кривой СП. Переход от $\alpha_{СП}$ к глинистости осуществляется на основе эмпирической связи.

Геофизические методы дают суммарную величину глинистости пласта, включая рассеянную, агрегатную и слоистую глинистость.

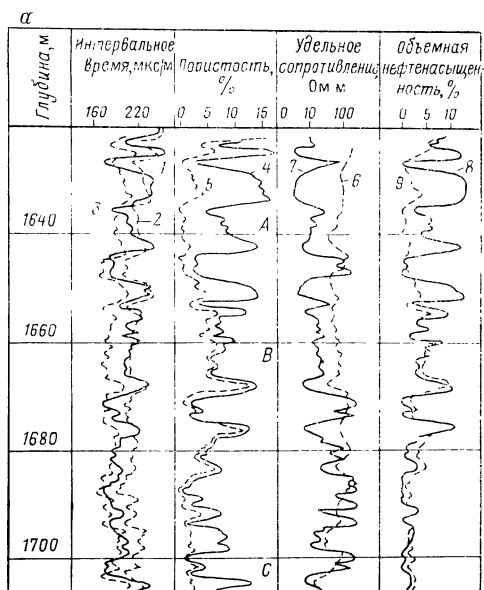
Комплексная интерпретация данных ГИС

Вопросы комплексной интерпретации рассмотрены в ряде работ. Широко используются программы, разработанные в БелНИГРИ (Н. З. Заляев, 1988). Алгоритм этого комплекса программ основывается на следующем. Поскольку параметры, полученные при различных видах каротажа, по-разному подвержены влиянию литологического состава пород и свойств насыщенного их флюида, при попарном сопоставлении функционально преобразованных каротажных кривых можно выделить факторы, характеризующие изучаемые свойства, и скомпенсировать влияние других искажающих факторов. Физические модели пород описываются при этом таким образом, что во всех случаях функциональное преобразование кривых сводится к их логарифмированию, а компенсация мешающих факторов достигается путем совмещения преобразованных кривых против пород (пластов), характеризующихся определенными свойствами, например, плотность глин, водоносных песчаников и т. п.

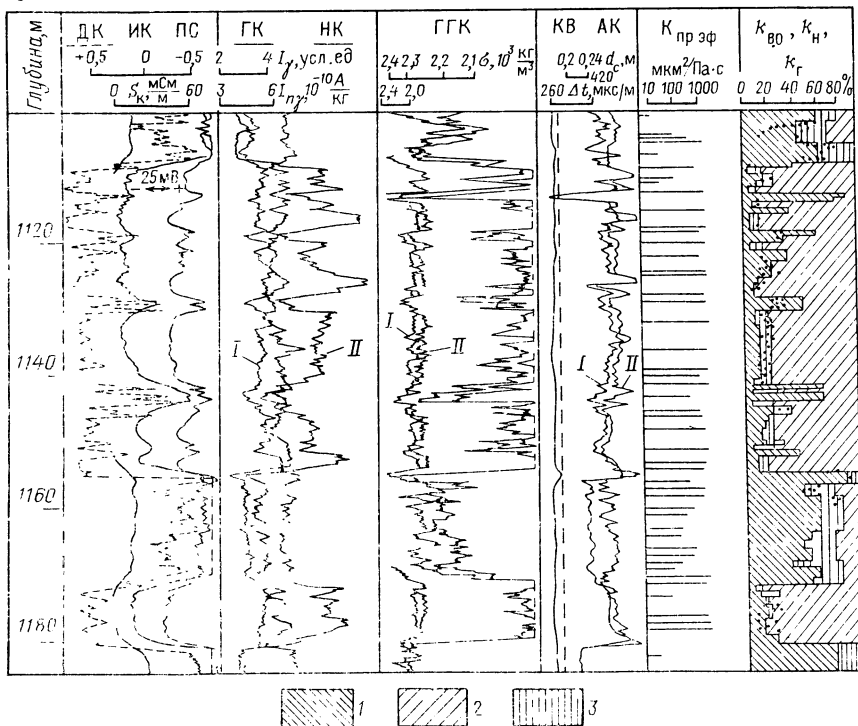
При таком подходе комплексное решение задачи геологической интерпретации сводится к последовательному попарному сопоставлению каротажных кривых в различных комбинациях, так что каждая комбинация кривых используется для решения частной задачи: определения общей пористости, содержания связанной воды, нефтегазонасыщенности, типа пород и др.

Рис. VII.5. Результат интерпретации данных ГИС:

a — определение физических параметров и коллекторских свойств пласта в программной ИНГЕЕ (по Н. З. Заляеву). Кривые: 1 — АК; 2 — НГК, представленная в масштабе интервальной скорости и совмещенная с кривой АК на уровне известняков; 3 — НГК в том же масштабе, совмещенная с кривой АК на уровне доломитов; 4 — общей пористости; 5 — ГК, представленная в масштабе пористости (характеризует относительный объем связанной воды); 6 — сопротивлению; 7 — пористость, представленная в масштабе сопротивлений (характеризует сопротивление водоносных пластов); 8 — относительного объема связанной воды, 9 — коэффициента объемной нефтенасыщенности. 1, В. С — области нефтенасыщенности, отсутствия свободной воды, водонасыщенности. *b* — определение коллекторских свойств нефтегазового пласта по комплексу ГИС (скв. 41 Ямбургского месторождения): 1 — промысловая жидкость на нефтяной основе, II — на водной основе. 1 — $k_{в\ o}$; 2 — $k_{г}$; 3 — $k_{н}$



b



Пример интерпретации комплекса ГИС приведен на рис. VII.5.

Наиболее строгий подход к определению коллекторских свойств пластов связан с решением систем петрофизических уравнений. Реализованный на практике А. И. Сидорчуком комплекс машинной интерпретации, основанный на описании линейных зависимостей между некоторыми параметрами и компонентным составом пород описывается уравнениями:

$$\begin{aligned}\delta &= \delta_{\phi}k_0 + \delta_1k_1 + \delta_2k_2 + \dots + \delta_nk_n; \\ \omega &= \omega_{\phi}k_0 + \omega_1k_1 + \omega_2k_2 + \dots + \omega_nk_n; \\ \Delta t &= \Delta t_{\phi}k_0 + \Delta t_1k_1 + \Delta t_2k_2 + \dots + \Delta t_nk_n; \\ \gamma &= \gamma_{\phi}k_0 + \gamma_1k_1 + \gamma_2k_2 + \dots + \gamma_nk_n,\end{aligned}\quad (\text{VII.13})$$

где δ , δ_{ϕ} , δ_n , ω , ω_{ϕ} , ω_n , Δt , Δt_{ϕ} , Δt_n , γ , γ_{ϕ} , γ_n — плотность, водородосодержание, интервальное время и естественная гамма-активность породы, флюида и n -го компонента горной породы (k_0 , k_1 и т. д.).

Следует заметить, что применение прямых методов отбора флюида из пласта и оценки характера его насыщенности с помощью опробователей пластов на кабеле ОПН-140 или ОПН-112 и аппаратуры гидродинамического каротажа ГДК-1 в значительной мере упрощает решение задачи, особенно в условиях значительного проникновения фильтрата промывочной жидкости в пласт. Эффективным является применение сверлящих керноотборников на каротажном кабеле СКО-8-9, СКТ-1 для отбора образцов горных пород из стенок скважин.

ГЛАВА VIII

АППАРАТУРА И ТЕХНИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

Экспериментальное исследование физических свойств образцов горных пород в термодинамических условиях, соответствующих различным глубинам в Земле, предусматривает оснащение лабораторий специальной довольно сложной аппаратурой.

Ввиду того, что породы отличаются полиминеральным неоднородным составом, образцы должны иметь довольно большие размеры. Как правило, датчики для измерения физических характеристик размещаются внутри камеры высокого давления.

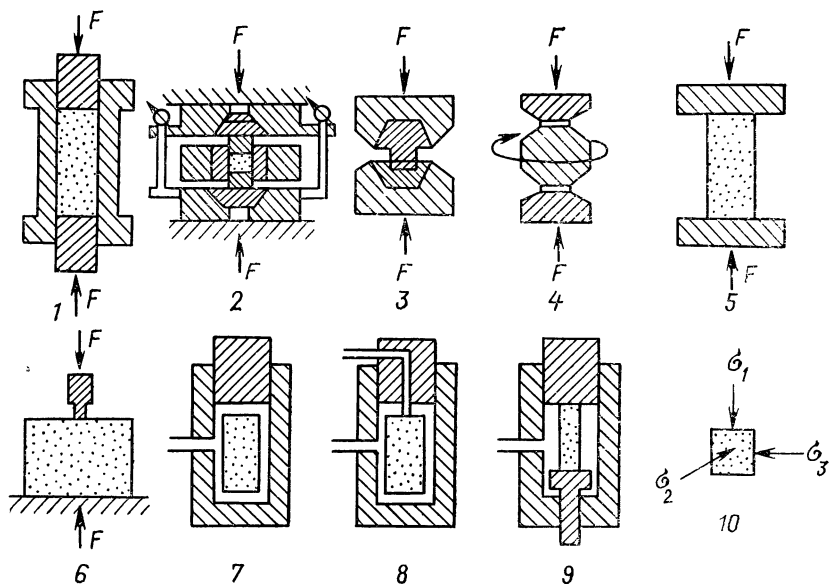


Рис. VIII.1. Схемы установок высокого давления различных типов для изучения физических свойств горных пород

Установки высокого давления, обычно используемые для исследования физических свойств горных пород, различаются как по величине достигаемого давления, так и по способу его создания. На рис. VIII.1 приведены схемы наиболее часто применяемых установок. Некоторые разновидности (схемы 1—6) основаны на принципе передачи усилия от прессы (испытательной машины) к образцу с помощью поршней. В этом случае образец находится при неравномерном напряженном состоянии.

В установке Адамса (схема 1) цилиндрический образец породы сжимается на прессе двумя поршнями в камере из мягкой стали. Стенки камеры подбираются такой толщины, чтобы в горной породе произошли остаточные деформации. В такой установке изучалось влияние пластических деформаций на скорость упругих волн в горных породах ультразвуковым методом [6].

В твердофазных установках (схемы 2, 3) подбором размера образца и пластичной оболочки как среды, передающей давление, удается создать квазигидростатическое давление, близкое к гидростатическому с точностью до 1% при 0,5 ГПа.

Метод пьезометра (схема 2) применял П. Бриджмен, а затем и другие исследователи для изучения сжимаемости твер-

дых тел: металлов, простых соединений, горных пород. В камере из твердого сплава с поддерживающими стальными кольцами помещается образец в тонкой оболочке из пластичного материала (свинец, пиррофиллит, литографский камень) и сжимается поршнями из твердого сплава. Давление в камере создается с помощью гидравлического испытательного пресса, между плитами которого размещается камера. Величина квазигидростатического давления определяется путем пересчета усилия пресса на площадь поперечного сечения поршня с внесением соответствующей поправки за трение между стенками камеры и поршнями.

Аппаратура такого типа снабжена ультразвуковым датчиком (М. П. Волярович, Е. И. Баяк, А. И. Левыкин и др.) и широко используется для изучения комплекса упругих свойств и плотности горных пород и минералов при давлении до 4 ГПа в ряде лабораторий Советского Союза [4, 34]. На такой установке исследовались изменение скоростей упругих волн при полиморфных превращениях минералов в условиях высоких давлений [34] и упругая анизотропия горных пород [4].

Разработаны три вида твердофазных установок (схема 3) для изучения электропроводности и диэлектрической проницаемости образцов горных пород и минералов при давлении до 2 ГПа, они подробно описаны в работах [85]. Для создания в опытах температуры до 200 °С установка помещается внутри цилиндрической электропечи. Температура до 1200 °С повышается в установке с внутренним обогревом.

По схеме 4 (наковальни Бриджмена) изучают большие сдвиговые деформации. Очень тонкие пластинки из испытуемого материала подвергаются одноосному сжатию до 1—2 ГПа между стальными закаленными деталями, затем при вращении средней детали в образце развиваются большие деформации сдвига [6]. Эксперименты на таких установках с образцами горных пород проводились в связи с изучением горных ударов и внезапных выбросов угля в шахтах. (М. П. Волярович, Э. И. Пархоменко, 1957 г.), а также при изучении электропроводности и микроструктурных преобразований глинистых пород при воздействии давления + сдвиг (Е. И. Баяк, Е. И. Зубковская, В. А. Жорин, 1987 г.).

Изучение влияния одноосного давления на упругие параметры горных пород осуществляется по схеме 5 (О. И. Силаева, 1964 г. и др.) до величины напряжения, составляющего 50 % от разрушающего. В условиях одноосного напряжения изучались анизотропия скорости продольных волн, возникающая при сжатии образцов изотропного вещества (М. П. Волярович, Е. И. Баяк, Н. И. Дьяур, 1985 г.), а также влияние скорости деформирования на прочность и пластичность горных пород [6]. Для изменения скорости деформирования образцов

в диапазоне 10^{-10} — 10^{-2} с⁻¹ создан специальный механизм, управляющий через редуктор движением силового винта испытательного пресса [6].

По схеме 6 разработан особый способ определения механических свойств горных пород при вдавливании цилиндрического штампа (пуансона). Методика позволяет получить сравнительные характеристики буримости горных пород, но из таких опытов нельзя вычислить модули упругости и предел прочности пород (Л. А. Шрейнер, Н. Н. Павлова, Б. В. Байдук, 1968 г.).

Наиболее распространенными являются установки, в которых всестороннее давление создается газом или жидкостью путем их сжатия (схемы 7—9). В газовых установках давление повышается обычно до 0,4—0,5 ГПа [4], в жидкостных достигает 1—1,5 ГПа [4, 34].

Камера высокого давления (схема 7) представляет собой толстостенный цилиндрический термообработанный сосуд, изготовленный из высоколегированной стали. Применяются также двухслойные сосуды. В качестве генератора давления используются насосные станции, газовый компрессор системы Л. Ф. Верещагина, мультипликаторы. Газ (обычно азот) или жидкость (масло, смесь масла с керосином и др.) поступают в камеру под давлением от генератора. Затвор удерживается в сосуде завинчивающейся пробкой. В затвор вмонтированы электроводы. Через них соединяются датчики, размещенные на образце горной породы, с измерительной аппаратурой. Образец горной породы изолируется от среды, передающей давление, тонкой оболочкой из отожженной меди, фторопласта, резины и др. или покрывается несколькими слоями клея. Все уплотнения в камере действуют на принципе «некомпенсированной площади» по Бриджмену. В установках такого типа чаще всего изучают скорости упругих волн, их затухание, а также сжимаемость, электрическое сопротивление, магнитные и теплофизические свойства горных пород и минералов. Конструкции камер для теплофизических и магнитных исследований имеют свои особенности [6]. Магнитные характеристики образцов определяют в камерах из немагнитных материалов (З. Подружкова, В. Кропачек).

В некоторых модификациях такой аппаратуры (схема 8) имеется приспособление, позволяющее создавать кроме всестороннего внутрипорового давления жидкости, насыщающей образец (Г. М. Авчян, 1972 г.; Н. Н. Павлова, 1975 г.). Для этого в затворе камеры наряду с электроводами предусмотрены один или два ввода с капиллярными трубками. С помощью одной трубки жидкость подается в поры образца горной породы от насоса или выходит при уменьшении порового пространства породы в процессе обжатия образца внешним давлением. При

наличии двух трубок кроме описанных процессов возможно определение фильтрации газа или жидкости через образец. В этих условиях изучаются скорости прохождения упругих волн, электрическое сопротивление, сжимаемость и проницаемость образца. Для осадочных пород полученные результаты характеризуют коллекторские свойства глубокопогруженных отложений при нормальных и аномально высоких пластовых давлениях.

Еще одним вариантом схемы 7 является аппаратура (схема 9) для исследования деформационных и прочностных свойств горных пород, так как в ней кроме внешнего гидростатического (и внутрипорового) давления создается осевое сжатие образца. Конструкция аппаратуры такого типа довольно сложная, чаще всего установки относятся к системе цилиндр — поршень — мультипликатор [4, 34 и др.]. Испытательная камера с одной стороны закрывается затвором с электровводами и поджимается гайкой, с другой стороны находится поршень. Всестороннее давление в камере создается мультипликатором, осевая нагрузка на образец — плунжером другого мультипликатора или насоса. Напряжение и деформация образцов измеряются тензодатчиками, расположенными в камере, и записываются автоматически.

Оснащенная пьезоэлектрическими датчиками и измерительными электродами, такая аппаратура позволяет определять комплекс физических характеристик: скорость упругих волн, их затухание, электрическое сопротивление в процессе деформирования горных пород вплоть до разрушения (И. С. Томашевская, Е. И. Баюк, Н. И. Дьяур), а также изучать акустическую эмиссию в образцах (И. С. Томашевская, В. А. Мансуров).

Для исследования деформационно-прочностных свойств горных пород используются трехосные установки (схема 10), в которых все три нормальных напряжения на кубический образец задаются разными или сохраняются определенные соотношения между ними (А. Д. Алексеев и др.), иногда в таких установках изучаются скорости упругих волн (Х. Штиллер, Х. Фольштадт и др.). Однако напряжение в образцах оказывается весьма неоднородным. Для задач прогноза землетрясений в установках такого типа проводятся исследования акустических свойств пород для случая, когда две противоположные стороны куба остаются свободными, а к другим прикладывается напряжение (Г. А. Соболев, З. И. Стаховская).

Кроме описанных существуют другие установки высокого давления для исследования физических свойств твердых тел при давлениях до 1—10 ГПа: тетраэдрическая (типа «белт») с рабочим пространством в виде линзы. Однако они весьма сложны и не нашли применения для опытов с горными поро-

дами. Полиморфные превращения в минеральном веществе изучают в алмазных камерах, где можно создавать давление до десятков гигапаскалей, но в малом объеме вещества (доли кубического миллиметра). Физические свойства горных пород в таких камерах пока невозможно исследовать. Для измерения высоких давлений используются различные манометры. Из наиболее распространенных можно назвать манометр с трубчатой пружиной, он позволяет измерять давление в гидростатических системах до 2,5 ГПа с точностью 3—4 %. С более высокой точностью (0,5—1 %) измеряется давление образцовым манометром.

Манганиновые манометры работают по принципу изменения электрического сопротивления спирали из манганиновой проволоки при действии на нее всестороннего давления. Манганиновый манометр, как правило, размещается непосредственно в рабочей камере и позволяет измерять давление до 3 ГПа с точностью 0,5—1,5 %.

Для создания высокой температуры в установках высокого давления используются как внешний, так и внутренний нагревы. Твердофазные установки высокого давления (схемы 2, 3), как правило, оборудованы нагревательным устройством, размещенным снаружи. На внешней поверхности камеры, покрытой слоем слюды, наматывается электронагреватель из никромовой спирали, уложенной в соответствующие пазы между асбестовыми шнурами. Нагреватель потребляет мощность 1,5—2 кВт для создания температуры в камере 350—500 °С. При высоких температурах используются другие оболочки для образцов; вместо свинца — пирофиллит, пьезоэлектрические датчики размещаются вне зоны нагрева. Однако в установках такого типа применяются и нагреватели, расположенные внутри камеры давления, они обеспечивают создание более высокой температуры. Схема такой установки для изучения скоростей упругих волн представлена на рис. VIII.2. Устройство камеры хорошо видно на схеме. Можно добавить лишь, что для повышения температуры до 700 °С при давлении 1,5 ГПа на нагреватель поступало напряжение в несколько вольт от регулирующей системы, состоящей из автотрансформаторов, вольтметров и амперметров, мощность электротока достигала 1,5 кВт.

В данной аппаратуре интересно решен вопрос о расположении пьезодатчиков для измерения скорости упругих волн. Два кварцевых пьезодатчика, которые хорошо работают при высоких температурах, но имеют малый пьезоэффект, монтировались внутри камеры непосредственно на образце и служили приемником ультразвука. А мощный излучатель монтировался вне камеры, в наковальне. Поскольку излучатель не подвергался воздействию высокой температуры, его изготавливали из керамики цирконата-титана свинца ЦТС. При таком располо-

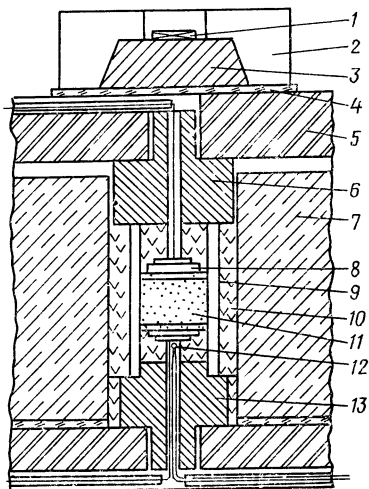


Рис. VIII.2. Схема твердофазной камеры высокого давления с внутренним обогревом.

1 — излучатель ультразвука из керамики ЦТС, 2 — стальное кольцо; 3 — наковальня из твердого сплава; 4 — прокладка из слюды и асбеста; 5 — стальная плита; 6 и 7 — поршень и камера из твердого сплава; 8 — пьезокварцевые приемники ультразвука; 9 — медно-графитовый нагреватель; 10 — пиррофиллит; 11 — образец горной породы; 12 — термомпара, 13 — поршень из твердого сплава — электрод печи

жении пьезодатчиков не требовалось вносить поправок за различные линии задержки, так как время распространения ультразвука в образце определялось по разности сигналов от излучателя до одного и другого приемника [4].

В гидростатических установках обычно используется внутренний нагрев [4, 34]. Нагревательный элемент, выполненный из нихромовой проволоки, укладывают на тонкостенный цилиндр из алюминия, обклеенного слюдой или пиррофиллитом. Цилиндр размещают внутри камеры высокого давления и изолируют от нее слюдой, стеклонитью или цилиндром из кварцевого стекла. Температура в таких установках обычно не превышает 300 °С. При этом особое внимание уделяется эксплуатации пьезоэлектрических датчиков. При использовании пьезодатчиков из керамики ЦТС предусмотрены буферные стержни (например из плавленого кварца), которые обеспечивают вынос пьезоэлементов из зоны активного нагрева и сохранения хорошего акустического согласования (пьезодатчик — буфер — буфер — образец) [34, 92]. Возможно также применение пьезодатчиков из кристаллов кварца, наклеенных непосредственно на образец горной породы [4].

Температура в камере высокого давления измеряется термомпарами, которые вводятся в камеру при помощи электровводов различной конструкции. При этом в одних случаях термомпарная проволока, не прерываясь, проходит через электроввод непосредственно в рабочую камеру, в других — она прерывается, и разорванные концы ее привариваются к электровводу. Способ непрерывного введения термомпары в камеру позволяет из-

мерять рабочую температуру с более высокой точностью, поэтому он имеет преимущественное применение [4, 34, 85, 92].

Следует отметить, что методика измерения физических параметров образцов горных пород в условиях высоких давлений и температур не отличается от разработанных для атмосферных условий (см. гл. II—V). Некоторые особенности, связанные с влиянием давления или температуры, могут быть уточнены.

ГЛАВА IX

СИСТЕМА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ «ПЕТРОФИЗИКА»

§ 21 СИСТЕМА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Петрофизические исследования в системе геологоразведочных работ служат фундаментом геофизических исследований, являясь в комплексе с другими видами работ равноправным методом изучения геологического строения территории СССР, решения задач прогнозирования, поисков и разведки рудных, нефтяных, газовых, угольных и других видов месторождений. Исследования глубинного строения территории страны на основе региональных геофизических работ, глубоких и сверхглубоких скважин открыли новый этап в применении петрофизики в комплексе с геофизикой при изучении структурно-вещественного строения земной коры. Результаты этих исследований имеют большое значение для развития представлений о физико-геологической модели (ФГМ) земной коры и совершенствования методов прогноза и поисков месторождений.

Решению перечисленных задач отвечает система «Петрофизика» (рис. IX.1), в которой можно выделить ряд подсистем, различающихся объектами и методами исследования.

Каждая подсистема включает отдельные элементы (рис. IX.2).

Общие задачи петрофизики: изучение физических свойств горных пород и полезных ископаемых, связи их с составом, строением, условиями образования и изменения геологических сред в процессе развития земной коры, закономерностей пространственного изменения свойств в границах геологических объектов, а также закономерностей взаимодействия геологических сред с физическими полями. Установленные закономерности изменения физических свойств геологических сред составляют теоретическую базу петрофизики. Они заключаются в установлении закономерностей изменения комплексных физических



Рис. IX.1. Структурная схема системы «Петрофизика»

характеристик, расширению круга изученных объектов. Непосредственным отражением прогресса в этой области является резкое увеличение количества изучаемых физических характеристик, число которых превышает в настоящее время 100 единиц.

Основные недостатки здесь связаны с отставанием работ по оценке информативности новых физических характеристик и разработке физических моделей горных пород и руд. Как следствие этого, петрофизические исследования слабо влияют на разработку и совершенствование геофизических методов.

Общий методологический подход к петрофизическим исследованиям состоит в разработке петрофизических (ПФМ) и физико-геологических (ФГМ) моделей геологических объектов разного ранга (рудная провинция, рудный район, узел, поле, месторождение, рудное тело). Принципы разработки двумерных ПФМ и методика составления петрофизических карт рассмотрены в работах Н. Б. Дортман и др., а объемных ПФМ и ФГМ — А. С. Барышева, Н. Н. Боровко, В. В. Столпнера и др.

Работы в данном направлении проводятся во многих геологических организациях. Разработана технология и изданы мелкомасштабные петрофизические карты территории СССР, Балтийского щита, территории БАМ (ВСЕГЕИ), Азербайджана (ВНИИГеофизика). Созданы ПФМ и ФГМ некоторых месторождений магно-магнетитовой железорудной, колчеданной, колчеданно-полиметаллической, медно-никелевой, медно-порфировой, олово- и золоторудной и других формаций, а также ряда рудных узлов и полей.

Результаты моделирования используются для классификации изученных объектов, разработки геофизических критериев прогнозирования и поисков месторождений, типовых и рациональных комплексов геофизических методов, методики геологической интерпретации геофизических данных.

Недостатком в развитии методологии является слабая разработанность вопросов методики постадийного изучения

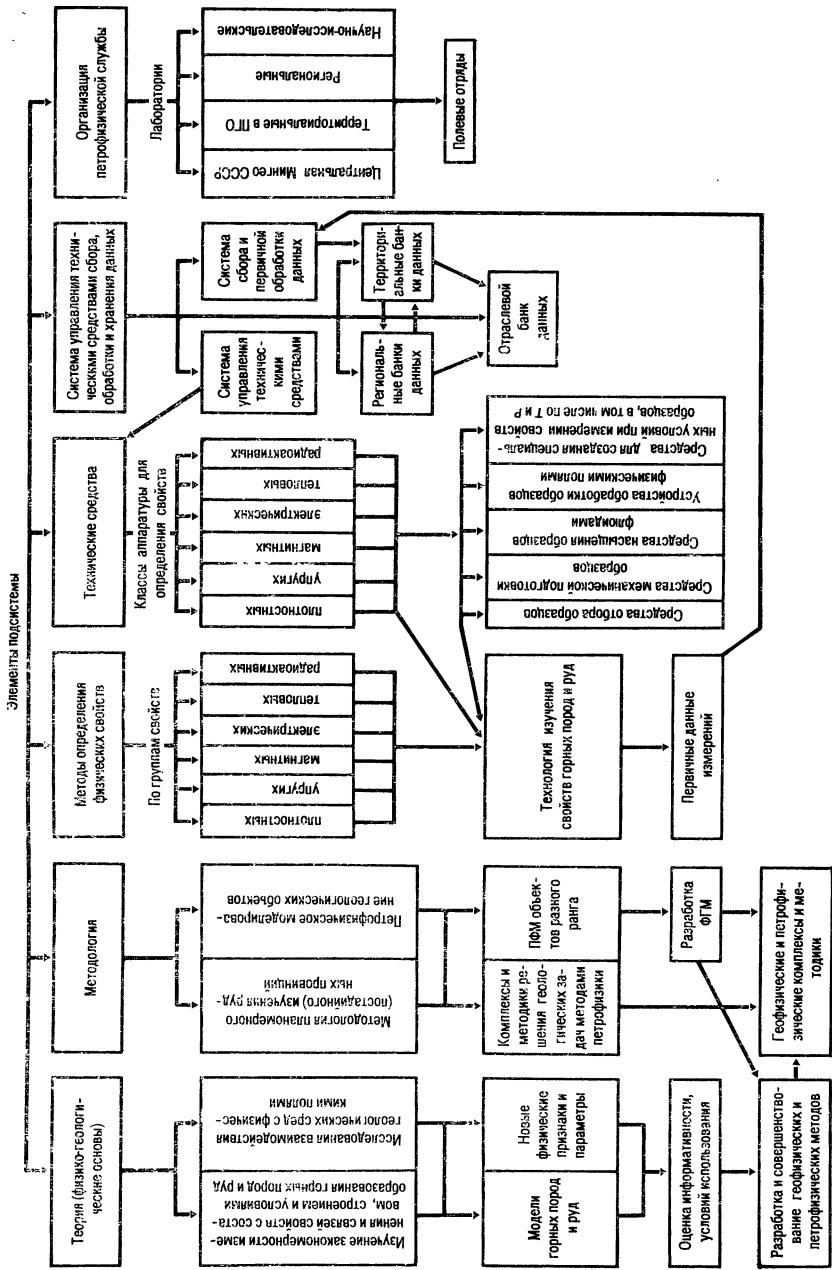


Рис. IX.2. Структурная схема подсистемы «Рудная петрофизика»

рудных провинций и входящих в них рудных объектов. Решение этой задачи относится к числу наиболее актуальных.

Научно-технический прогресс в развитии петрофизики и геофизики сопровождается закономерным расширением комплекса используемых физических характеристик горных пород и руд. Практически полный перечень физических характеристик горных пород (более 100 наименований) был предложен НИО «Рудгеофизика» при разработке «Нормального ряда аппаратуры для изучения физических свойств горных пород и руд», выполненной по линии СЭВ в 1985 г. Только для описания гетерогенной ферромагнитной модели горной породы используется более 40 магнитных характеристик. Из указанного множества характеристик выделяется 25 основных физических параметров, изучение которых при различных условиях измерений (напряженность, направление и частота поля, время его действия, температура и т. д.) позволяет определить остальные.

Для изучения физических характеристик горных пород и руд разработан ряд специальных методов измерения параметров образцов. Применяются способы определения физических свойств сред в естественном залегании: параметрические измерения, методы ГИС. Используются методы интерпретации геофизических наземных и аэросъемок. Все они имеют достаточное теоретическое обоснование и в большинстве случаев обеспечивают решение практических задач при комплексном использовании перечисленных методов. Основная причина низкой достоверности полученных оценок физических характеристик — это, как правило, непредставительность изучаемого объекта либо несоблюдение методики измерений.

Лабораторные и отчасти параметрические определения свойств производятся преимущественно на специальной аппаратуре. В остальных методах используется стандартная геофизическая аппаратура.

Рассмотрение перечня измеряемых физических параметров в различных подсистемах, их повторяемость, динамический диапазон изменения параметров горных пород, в т. ч. при термобарических условиях, современные требования к аппаратуре позволяют наметить набор аппаратуры и оборудования в виде измерительно-вычислительного комплекса, состоящего из измерительных установок на агрегатно-модульном принципе для измерения различных физических характеристик горных пород, в том числе при различных термобарических условиях, устройств регистрации данных и обработки информации на персональном компьютере типа IBM PC или XT (рис. IX.3). Комплекс включает также специальное оборудование для подготовки образцов к измерениям. Такой принцип позволяет наращивать в зависимости от решаемых задач техническую оснащенность лабораторий. Данные измерений должны вводиться

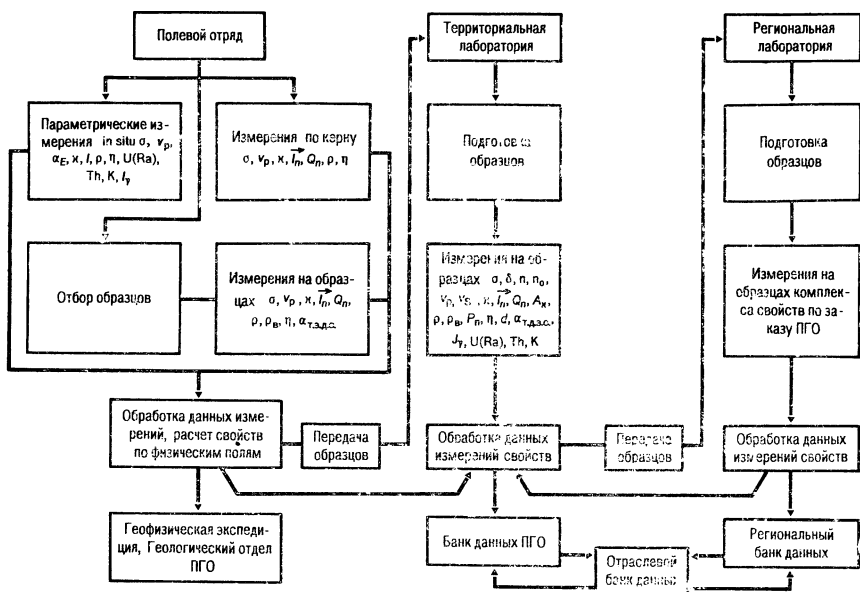


Рис. IX.3. Структурная схема измерительно-вычислительного комплекса петрофизических исследований

в банк данных петрофизических лабораторий разного ранга для их использования на различных стадиях геологоразведочного процесса или для других целей.

§ 22. ОСНОВНЫЕ ТЕХНИЧЕСКИЕ ТРЕБОВАНИЯ К АППАРАТУРЕ И МЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Разнообразие и широкий диапазон изменений физических свойств горных пород и руд, возможности применения геофизических методов измерения физических полей для установления закономерностей размещения и научного прогнозирования поиска и разведки месторождений полезных ископаемых требуют единого подхода и правильного выбора динамического диапазона входных параметров, обеспечения необходимой точности измерений физических параметров. Анализ фактического материала о свойствах горных пород и руд [34, 61, 85, 91, 92] для различных рудных регионов и провинций, разнообразных геологических условий залегания и строения позволил уточнить информативность измеряемых параметров и, исходя из необходимой точности выделения объектов исследований, определить основные технические требования к аппаратуре, наметить сред-

Основные показатели аппаратуры для петрофизических измерений

Группа характеристик	Основной определяемый параметр	Диапазон измерения	Средства метрологического обеспечения			
			потребность		наличие	
			тип	допустимая погрешность	тип	погрешность
Плотно- стные	Масса (пикнометрический метод) m	10—100 г	Комплект гирь	$0,1 \cdot 10^{-3}$ г	Образцовые гири 1-го разряда	до $0,1 \times 10^{-3}$ г
	Масса (гидростатический метод) m	100—1000 г	То же	$10 \cdot 10^{-3}$ г	Образцовые гири 3-го разряда	до $10 \cdot 10^{-3}$ г
	Плотность жидкости $\sigma_{ж}$	0,7—2 г/см ³	Комплект денсиметров	$0,5 \times 10^{-3}$ г/см ³	Образцовые денсиметры 2-го разряда	до $0,3 \times 10^{-3}$ г/см ³
	Плотность горной породы (гамма-гамма-метод) $\sigma_{п}$	0,5—7,5 г/см ³	Комплект стандартных образцов, σ	$2 \cdot 10^{-3}$ г/см ³	—	—
	Коэффициент влагонасыщения (нейтронный метод) $k_{в}$	2—50 %	То же, $k_{в}$	1,5 %	—	—
Упругие	Скорость распространения продольных волн $v_{р}$	100—9000 м/с	» $v_{р}$	0,5—3 %	—	—
	Скорость распространения поперечных волн v_{s}	50—5000 м/с	» v_{s}	0,5—3 %	—	—
	Коэффициент затухания упругих колебаний α_{E}	0,2—250 м ⁻¹	» α_{E}	10—5 %	—	—
	Магнитный момент M	8 · 10 ⁻¹¹ —4 А · м ²	Комплект многозначных мер магнит-	3—1 %	Образцовые 2-го разряда	до 0,5 %

Остаточный M_r	$10^{-10} - 0,5 \text{ A} \cdot \text{M}^2$	ного момента (ка- тушки)	меры магнит- ного момента $1 \cdot 10^{-6} \div 1 \text{ A} \cdot \text{M}^2$	—
Магнитный момент $M (H, T)$	$M = 10^{-9} - 0,5 \times$ $\times 10^{-1} \text{ A} \cdot \text{M}^2$ $H = (4 - 700) \cdot 10^3 \text{ A/M}$ $T = -270 \div +700 \text{ }^\circ\text{C}$ $10^{-7} - 30 \text{ ед. СИ}$	Комплект стандарт- ных образцов M_r Комплект стандарт- ных образцов, атте- стованных зависи- мостью $M (H, T)$ Комплект стандарт- ных образцов $\chi_{обр}$ кубической формы с объемом 10 см^3	—	—
Магнитная воспри- имчивость в пере- менном магнитном поле $\chi_{обр}$	$10^{-5} - 30 \text{ ед. СИ}$	Комплект стандарт- ных образцов $\chi_{обр}$ для геометрии Комплект стандарт- ных образцов ку- бической формы с объемом 10 см^3 , ат- тестованных зависи- мостью $\chi_{обр} (T)$	Отраслевые стандартные образцы ОСО МВК с $\chi =$ $= 1 \cdot 10^{-5} -$ $- 0,2 \text{ ед. СИ}$ ОСО МВП, ци- линдры с $\chi_{обр} =$ $= (0,4 \div 500) \times$ $\times 10^{-8} \text{ ед. СИ}$	1,5—2,5 %
$\chi_{обр} (T)$	$\chi = 10^{-6} - 30 \text{ ед. СИ}$ $T = 80 - 700 \text{ }^\circ\text{C}$	Комплект многозна- чных мер магнит- ного момента ку- бической формы с объ- емом 8 см^3	—	3—5 %
Магнитная анизотро- пия в сильном магнитном поле $A_J (H)$	$A_J = 5 - 100 \%$ $H = (4 \div 700) \cdot 10^3 \text{ A/M}$	Образцовые сред- ства измерения	—	—
Удельное электри- ческое сопротивление ρ	$\rho = 10^{-7} - 10^{14} \text{ Ом} \cdot \text{м}$ $f = 0 - 5 \text{ МГц}$ $\rho = 10^{-4} - 10^7 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ $f_1 = 0$ $f_2 = 100 \text{ кГц} - 100 \text{ МГц}$ $f_{отн} = 2 - 5 \cdot 10^5$ $f = 0 - 5 \text{ МГц}$ $f_{отн} = 2 - 5 \cdot 10^5$ $f = 100 \text{ кГц} - 100 \text{ МГц}$	Образцовые сред- ства измерения	Образцовые средства изме- рения	3—1 %
Диэлектрическая проницаемость $\epsilon_{отн}$		Образцовые сред- ства измерения	Образцовые средства изме- рения	3—1 %

Продолжение табл. IX.1

Группа характеристик	Основной определяемый параметр	Диапазон измерения	Средства метрологического обеспечения			
			потребность		наличие	
			тип	допустимая погрешность	тип	погрешность
Электрические	Изменение э. д. с. вызванной поляризации во времени $\Delta U_{ВП}(t)$	$\Delta U_{ВП} = 0,1-3000$ мВ $t = 5$ мс — 3 мин	Имитаторы поляризующихся образцов — цепочки РС, аттестованные по постоянный спада $\Delta U_{ВП}$	—	—	—
	Пьезоэлектрический модуль d Коэффициент термо э. д. с. $\alpha_{т.э.д.с.}$	$10^{-16}-10^{-12}$ Кл/Н $10-1000$ мкВ/°С	Комплект стандартных образцов d Комплект стандартных образцов $\alpha_{т.э.д.с.}$	5—3 % 7—5 %	— —	— —
Тепловые	Теплопроводность λ	$0,1-40$ Вт (м·К)	Комплект стандартных образцов λ То же	5—3 %	—	—
	Температуропроводность a	$0,1-40$ Вт/(м·К) $(0,7 \div 25) \cdot 10^{-7}$ м²/с	Комплект стандартных образцов a	3—2 % 3—2 %	— —	— —
	Удельная теплоемкость c	$(0,7 \div 25) \cdot 10^{-7}$ м²/с $(0,2 \div 7,5) \cdot 10^3$ Дж (кг·К)	Комплект стандартных образцов c	5—3 % 3—2 %	— —	— —
Радиоактивные	Интегральная γ -активность I_{γ}	$3,6 \cdot 10^{-13}-2,1 \cdot 10^{-10}$ А/кг $(5 \div 3000)$ мкР/ч	Комплект радионейтральных γ -источников	6 %	Комплект радионейтральных источников	6 %
	Содержание радиоактивных элементов Сu (Ra) СTh СК	$(1 \div 500) \cdot 10^{-4}$ % $(1-500) \cdot 10^{-4}$ % $0,1-50$ %	Комплект стандартных образцов по U (Ra) Th К	10—5 % 7—5 % 7—5 %	ГСО ГСО ГСО	5 % 5 % 5 %

ства и установки метрологического обеспечения, позволяющие реализовать измерения физических параметров (табл. IX.1) горных пород и руд с допустимой погрешностью.

Характерно, что несмотря на незначительное различие в определенных свойствах исследуемых объектов (например, рудных тел) с вмещающими породами, комплекс методов, особенно на различной физической основе, позволяет все-таки выделить исследуемые объекты.

Чаще всего это удается сделать в тех случаях, когда измерения, выполненные в разное время, на различных технических средствах — идентичны и сопоставимы между собой. Это может быть достигнуто только систематической калибровкой аппаратуры, проведением контрольных измерений на стандартных образцах. Контрольные измерения выполняются с целью оценки точности наблюдений, т. е. установления случайных и систематических ошибок.

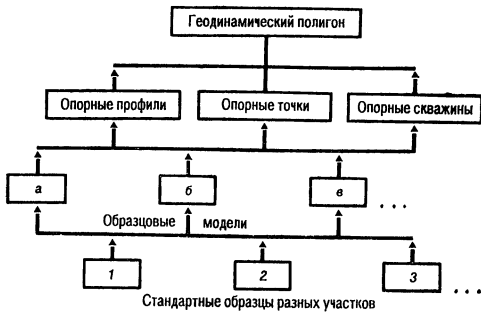
Для увязки данных лабораторных измерений физических параметров горных пород и руд с данными измерений геофизической аппаратурой в скважинах, шахтах, горных выработках необходимо иметь модели среды со стабильными свойствами исследуемых параметров. Как правило, это объемные модели с заранее заданными известными естественными или искусственно созданными стабильными свойствами.

Эталонирование скважинной аппаратуры целесообразно выполнять в опорных специально пробуренных скважинах с устройством в них опорных пластов или объемов. Это могут быть и естественные объемы или пласты или искусственно изготовленные гетерогенные модели для методов скважинной геофизики с целью изучения околоскважинного и межскважинного пространства и количественного сопоставления данных лабораторных и скважинных измерений. И, наконец, совместной интерпретации данных космических, аэрогеофизических, наземных и скважинных исследований физических характеристик различных образований в естественных условиях и на значительных глубинах должны служить геодинамические полигоны. В качестве полигонов можно использовать не представляющие промышленного интереса небольшие или уже выработанные месторождения.

Комплексная характеристика полигона кроме геологических характеристик должна включать одноименные методы на разных уровнях, набор методов на единой физической основе, данные измерений этих свойств на керне.

Таким образом, система метрологического обеспечения петрофизических исследований представляет собой комплекс в виде набора стандартных образцов с заданными свойствами одного или нескольких физических параметров, затем — образцовые объемные модели с набором известных физических

Рис. IX.4. Структурная схема геодинамического полигона



свойств, далее — опорные скважины, профили и точки и геодинамические полигоны (рис. IX.4).

На территории Северо-Запада РСФСР, выделено более 60 объектов. В их число включены практически все типичные для геологической ситуации этого региона объекты: породы докембрия (чарнокитовый массив Лапландского заповедника, гнейс-мигматитовый комплекс Кандалакшского заповедника и т. д.), рифея (останцы пород нижнего ордовика, принесенные ледником, иотнийские песчаники и т. п.); полезные ископаемые: медно-никелевые руды Печенгского и Мончегорского типов, фосфаты Хибинских тундр, слюдоносные и керамические пегматиты Чупино-Лоухского района, янтарь Приморского месторождения. В Северном Приладожье имеются разнообразные геологические, минералогические, петрографические и геофизические объекты, по богатству не уступающие единственному в нашей стране Ильменскому минералогическому заповеднику.

На Урале имеются полигоны на типичных для него месторождениях железо-магнетитовых (Тагило-Кушвинская группа), медно-колчеданных (Дегтярское, Чусовское, Султановское, Западно-Озерное и др.), золоторудных (Березовское), редкометальных (Вишневые горы), бокситовых (Черняховское), асбестовых (Баженовское), хромитовых (Южно-Сарновское) руд. В Красноярском крае имеется ряд предложений по объектам для создания полигонов — от участков медно-никелевых месторождений Норильска до железорудных месторождений Хакассии.

Во всех регионах нашей страны есть типичные месторождения: оловорудные в Приморье, медно-порфиновые в Казахстане, железорудные на Украине, золоторудные, нефтяные, угольные и т. д., где необходимо выделить сохраняемые части и создать полигоны для научных исследований. Выбор участков должен быть тесно связан с основными физико-геологическими закономерностями, охватывать объекты, характеризующиеся различными типами ФГМ.

Для обеспечения высокой точности лабораторных работ необходимо проведение контрольных измерений.

Случайные погрешности измерений устанавливаются по их сходимости при повторении части этих измерений в аналогичных условиях. Количественно случайные погрешности оцениваются по значению средней арифметической или средней квадратической погрешности отдельных измерений.

Для оценки случайных погрешностей измерений физических параметров производятся контрольные наблюдения.

Для наиболее распространенного случая парных (повторных) контрольных наблюдений, т. е. когда каждая величина измеряется дважды, средняя квадратичная δ_t и средняя арифметическая θ погрешности равны:

$$\delta_t = \sqrt{\Sigma (x_i - y_i)^2 / (2N)}; \quad (\text{IX.1})$$

$$\theta = \Sigma |x_i - y_i| / \sqrt{2N}, \quad (\text{IX.2})$$

где N — количество парных наблюдений.

Оценка систематических погрешностей для различных случаев подробно рассмотрена в работах [17, 28, 35, 48].

При измерении физических свойств на образцах горных пород для установления точности измерений необходимо выполнять:

1) внутренний контроль для оценки случайных погрешностей на той же аппаратуре и по той же методике измерений; выполняется для 5 %;

2) внутренний контроль для оценки систематических погрешностей на другой аппаратуре или по другой методике; выполняется для 1—2 %;

3) внешний контроль для оценки систематических погрешностей, связанных с аппаратурой и методикой измерений; выполняется до 1—2 %.

Внутренний контроль для определения случайных и систематических погрешностей осуществляется на тех же образцах, на которых выполнялись первичные определения. Образцы для контрольных измерений зашифровываются, результаты записывают в специальный журнал.

Для проведения внешнего контроля образцы пересылаются (или передаются): полевыми партиями в лаборатории физических свойств геофизических трестов или геологических управлений; лабораториями физических свойств трестов в лабораториях других производственных организаций или научно-исследовательских институтов. Для внутрилабораторного и внешнелабораторного контроля подбирают образцы, характеризующиеся различными значениями (минимальными, средними и максимальными) физических параметров.

Допустимые относительные и абсолютные средние арифметические погрешности измерения физических параметров

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

При проведении лабораторных исследований и производственных работ погрешности не должны превышать указанных в табл. IX.2.

Г Л А В А X

МЕТОДИКА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выбор методов петрофизических исследований и комплекса изучаемых физических параметров обусловлен геологическим строением регионов (складчатых, платформенных) и задачами, стоящими перед геолого-геофизическими работами (изучение глубинного строения, геологическое картирование и поиски месторождений, поисковая и детальная разведка месторождений).

Общая схема петрофизических исследований сводится к следующему:

1) отбор образцов горных пород, руд и углей для лабораторного изучения преимущественно из обнажений в складчатых регионах и из керна скважин в платформенных;

2) измерение комплекса физических свойств на образцах, главным образом, плотности, магнитных и электрических параметров в рудных провинциях и различных параметров: плотности, пористости, скорости упругих волн в нефтегазоносных и угольных провинциях;

3) определение физических свойств горных пород в естественном залегании по аэро-, наземным и скважинным геофизическим данным;

4) изучение физических свойств руд, углей и их формаций, коллекторских свойств пород;

5) выделение петрофизических групп пород на основе статистической обработки лабораторных и геофизических данных;

6) составление петрофизической классификации горных пород района, петрофизических карт, моделей и разрезов; детальная характеристика рудных и угольных формаций, коллекторских свойств горных пород;

7) составление банка петрофизических данных и его использование для общего математического анализа петрофизических, петрохимических и геологических данных.

Общая схема петрофизических исследований конкретизируется применительно к различным регионам и геологическим задачам.

Основными проблемными аспектами в настоящее время являются: изучение глубинного и регионального строения земной коры, в том числе вдоль сейсмических геотравверсов и в районах сверхглубокого бурения (1 : 2 500 000—1 : 1 000 000), геологические картирование и поиски месторождений (1 : 200 000—1 : 50 000 и крупнее), поисковая, детальная разведка месторождений (1 : 5000—1 : 1000). Отсутствие планомерных петрофизических съемок определяет одновременное в большинстве случаев выполнение работ во всех названных аспектах. При этом основные производственные работы включают петрофизические исследования в процессе геологической и геофизической съемок, при поисках и разведке месторождений. Мелкомасштабные петрофизические исследования, опирающиеся на данные картирования, проводятся в научно-исследовательских институтах совместно с производственными организациями. В научно-исследовательских организациях выполняются также специализированные тематические исследования.

§ 23. МЕТОДИКА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ, ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Древние щиты, складчатые регионы и районы развития траппового магматизма

Полевые петрофизические работы. Петрофизические исследования при геологосъемочных работах среднего и крупного масштабов выполняются с целью использования петрофизической характеристики для диагностики горных пород, для изучения геологического строения районов (тектоники, магматизма, процессов метаморфизма, гидротермально-метасоматических изменений, возрастной корреляции горных пород) и целенаправленного проведения поисковых работ на различные полезные ископаемые. Петрофизические исследования также имеют целью обоснованную постановку и интерпретацию геофизических работ.

Задачи петрофизических исследований при геологосъемочных работах следующие:

1) составление петрофизической классификации горных пород, слагающих район съемки и выделение петрофизических (петроплотностных, петромагнитных, петроэлектрических) групп на основании изучения закономерных изменений физических параметров пород различных генетических типов, состава, структуры и текстуры, диагенеза и метаморфизма;

2) составление петрофизических карт районов в масштабе съемки, а при наличии скважин — петрофизических разрезов;

3) изучение физических свойств рудоносных массивов, горных пород на участках их гидротермально-метасоматических изменений и других участках, перспективных для рудной минерализации и угленакопления.

Площадные петрофизические исследования, выполняемые для решения первой задачи будем называть опорными, для второй задачи — картировочными, для третьей задачи — детальными.

Площадные исследования (опорные и картировочные) проводятся совместно с геологической съемкой и соответствуют ей по масштабу. В наиболее рудоперспективных районах, где выполнена геологическая съемка масштаба 1:200 000 и 1:50 000 без петрофизических исследований, следует считать необходимым их проведение, так как их результаты и переинтерпретация геофизических материалов на базе петрофизических карт и разрезов могут позволить выделить участки, перспективные на полезные ископаемые, не обнаруженные при геологической съемке.

Комплекс изучаемых физических свойств зависит от геологического строения районов и объектов исследования. При изучении складчатого комплекса пород, сложенного магматическими, метаморфическими и осадочными образованиями, при площадных петрофизических исследованиях повсеместно определяются плотность и магнитные свойства пород; в ряде районов целесообразно измерение естественной радиоактивности и скорости распространения упругих волн. На участках детальных работ кроме того определяются электрическое сопротивление, поляризуемость, скорость распространения упругих волн.

При петрофизических исследованиях физические свойства горных пород исследуют путем измерения физических параметров образцов, на основании измерения физических полей в скважинах и вычисления по ним физических констант расчетным путем по физическим полям, измеренным на поверхности земли и в воздухе. Выбор способов исследования физических свойств горных пород зависит от геологического строения района, особенностей, присущих различным физическим свойствам, и разработанности методики и техники измерений, обуславливающей различные погрешности измерения разных параметров.

Сбор и представительность каменного материала. При площадных петрофизических исследованиях сбор каменного материала проводится с целью составления 1) петрофизической классификации пород района (опорные работы) и 2) петрофизических карт (картировочные работы). В первом случае необходимо получить представительный каменный материал главных петрографических (литологических) групп пород и основных стратиграфических комплексов. Для составления петрофизических карт следует иметь каменный материал с разных мест, так чтобы можно было оконтурить на карте выделенные петрофизические группы пород.

Для петрофизических исследований можно использовать образцы, отбираемые:

- а) специальными партиями и отрядами, занимающимися петрофизическими исследованиями;
- б) тематическими геологическими партиями (петрологическими, стратиграфическими, литологическими);
- в) геологосъемочными партиями;
- г) геофизическими партиями.

Отбор образцов специальными петрофизическими партиями производится с целью составления петрофизической классификации пород района. В задачу петрофизических партий может входить отбор образцов для составления петрофизических карт, однако экономически это целесообразно только в случаях, если не представляется возможным определение физических свойств

по образцам, собранным геологическими и геофизическими партиями.

Геологические коллекции, собранные тематическими партиями, служат также для составления петрофизической классификации пород. Использование образцов тематических партий весьма ценно и экономически выгодно, так как все образцы обычно детально петрографически изучаются, по многим из них имеются данные силикатных и шлиховых анализов, определения абсолютного возраста и другие аналитические материалы. Полностью заменить самостоятельный отбор образцов коллекциями, собранными тематическими партиями, как правило, невозможно, так как последние ведут специализированные работы по изучению какой-либо одной группы пород, определенного комплекса или возраста.

Образцы, собранные геологосъемочными партиями равномерно по площади района съемки, являются основным каменным материалом для составления петрофизических карт. С этой же целью следует использовать образцы, собранные геофизическими партиями. Они представляют большой интерес, так как обычно точно привязаны к ансмалиям физических полей, что позволяет наиболее полно использовать результаты геофизической съемки при составлении петрофизических карт. Однако для петрофизических исследований необходима детальная геологическая привязка образцов, что в настоящее время в геофизических партиях, как правило, не проводится.

Для составления петрофизической классификации горных пород района образцы целесообразно отбирать по опорным приближенно линейным профилям, пересекающим интрузивные массивы и проходящим вкост простирания метаморфических эффузивных и осадочных образований. Точки отбора образцов по профилям следует распределять по возможности равномерно, сгущая их вблизи контактов пород, зон дробления и тектонических нарушений. Основное требование к расположению опорных профилей — учет данных карт физических полей, составленных на основании аэрогеофизической и наземной геофизической съемок. Профилями следует пересекать основные магнитные, гравитационные и электрические аномалии, установленные в районе работ. Точки отбора образцов должны обязательно приходиться на аномальные и безаномальные участки.

Для составления петрофизических карт исследуют образцы, отобранные по возможности равномерно по площади, по отдельным маршрутам, выбираемым в соответствии с методикой геологосъемочных работ, принятой для района.

Расстояния между опорными профилями, точками отбора образцов по ним и точками отбора образцов по маршрутам зависят от масштаба составляемых петрофизических карт и

сложности геологического строения района. Общие требования к выделению групп пород, стратиграфических подразделений и точности проведения границ принимаются согласно инструктивным положениям по геологосъемочным работам. Дополнительным требованием является необходимость характеристики наиболее широко распространенных пород в районе съемки количеством образцов, достаточным для статистического анализа. Следует отметить, что при проведении геологосъемочных работ геологи отбирают образцы главным образом из зоны контактов, тектонических нарушений, зон катаклаза и др. (т. е. преимущественно измененные вторичными процессами), и недостаточное количество образцов основных разновидностей пород, слагающих район.

Образцы для физических исследований должны: отбираться из пород, развитых на площади и наиболее типичных для данной петрофизической группы; быть свежими, без видимых следов поверхностного разрушения и выветривания; быть примерно изометричной формы, по возможности без каверн и выступов на поверхности.

Для отбора образцов используют естественные обнажения пород на профиле или вблизи от него, карьеры, горные выработки и скважины (если они имеются в районе работ) и как исключение склоново-делювиальные отложения и конусы выносов. Недопустим отбор образцов из отвалов горных выработок. При отборе полосчатые породы необходимо представлять образцами с отношением разновидностей, характерным для всей массы породы; в грубополосчатых породах отбирается несколько образцов и отмечается распространение каждой разновидности в данном комплексе. Для определения скорости распространения упругих волн размер образцов должен быть не менее $5 \times 5 \times 5$ см осадочных пород, $7 \times 7 \times 5$ см кислых и средних разновидностей магматических и метаморфических пород и $10 \times 10 \times 5$ — основных и ультраосновных пород. Часть образцов следует отбирать ориентированными для выяснения направления вектора естественной остаточной намагниченности. Масса образцов 150—300 г.

На каждый лист карты крупного масштаба следует считать необходимым отбор образцов по трем-пяти опорным профилям и равномерно по площади. Как показывает опыт работ, на каждом обнажении по опорным профилям следует отбирать из главных разновидностей пород в среднем от двух до пяти образцов. Из неосновных разновидностей (маломощных пропластков, даек, ксенолитов и т. п.) отбирают один-два образца. По геологическим маршрутам при площадной съемке отбирают из главных и второстепенных разновидностей один-два образца. При наличии в районе скважин образцы отбирают из керна по одному образцу через 5—10 м.

Привязка точек отбора образцов производится согласно инструктивных положений по геологосъемочным работам. Если в районе проведены или проводятся наземные геофизические работы, то точки отбора образцов привязываются к геофизическим профилям и по возможности совмещаются с точками геофизических наблюдений.

Ориентировочное количество образцов, необходимое для площадных петрофизических исследований, составляет для листа карты 600—1000 образцов. В зависимости от сложности строения района указанное количество образцов может быть увеличено или уменьшено. Кроме того, при возможности использовать при полевых работах каппаметр, количество измеренных образцов в каждой точке может быть увеличено без больших затрат времени до 10—15 образцов. Количество ориентированных образцов для определения направления остаточной намагниченности в общем случае составляет 10—20 %, если программой не предусматриваются специальные палеомагнитные исследования.

Детальные работы производятся после или в процессе обработки результатов петрофизических исследований. Они выполняются на участках: 1) характерных геофизических аномалий; 2) аномального изменения физических свойств пород; 3) рудоносных интрузий; 4) обнаруженных рудопроявлений; 5) в интервалах скважин с аномальными физическими свойствами. В этих случаях образцы отбирают с большей детальностью в соответствии с размерами участков, геологическим строением и поставленными перед исследователями задачами. Эти работы производятся совместно с геологическими и геофизическими исследованиями с использованием создаваемой при этих работах сети наблюдений и разведочных горных выработок.

Документация отбора образцов производится в пикетажной книжке, где указывают номер профиля или маршрута, номер пикета, номер образца, описывают обнажение, дают полевое определение породы, указывают привязку точек отбора к местным ориентирам, положение обнажения в рельефе, размеры обнажения.

Лабораторные петрофизические работы. Физические параметры изучают по образцам горных пород в стационарных или полевых (временных) лабораториях. При геологической съемке по образцам пород измеряют следующие физические параметры:

- 1) плотность;
- 2) минеральную плотность (10 % образцов магматических и метаморфических пород, 20—50 % образцов осадочных, кайнотипных эффузивных и метасоматически измененных пород);
- 3) общую и открытую пористость (аналогично 2);
- 4) магнитную восприимчивость;

5) индуцированную и естественную остаточную намагниченность (в том числе по 10—20 % ориентированных образцов).

Кроме того, в зависимости от геологического строения района и специальных задач, для части образцов (10—50 %) изучают:

- 6) естественную радиоактивность;
- 7) удельное электрическое сопротивление;
- 8) электрическую поляризуемость;
- 9) скорость распространения упругих волн;
- 10) теплофизические параметры.

Техника измерения физических параметров изложена выше.

Петролого-минералогические исследования. Петрографическое изучение при определении физических свойств горных пород проводится согласно общепринятой методике, изложенной в многочисленных практических руководствах по определению пород и минералов, с учетом их специфических особенностей, которые обуславливают их физические свойства. Основная задача этих работ — дать наиболее полную характеристику петрологических разновидностей горных пород в отношении состава, структуры, вторичных изменений, вскрывающих природу различия их физических свойств.

Петрографо-минералогическое изучение осуществляется в три этапа.

Первый этап — макроскопическое описание образцов, проводимое в полевой период. При этом необходимо обратить внимание на однородность или неоднородность породы в пределах образца по цвету и текстуре (полосчатость, флюидалность; количество, размер и характер распределения пустот и миндалин) на наличие или отсутствие неравномерно распределенных макроскопически заметных кристаллов отдельных минералов, а также трещин, выполненных вторичными минералами. От степени однородности образца зависят количество и размер петрографических шлифов, достаточно представительных для последующего микроскопического описания.

Второй этап — изучение породы в шлифах, которое дает возможность уточнить полевое определение, установить количественно-минеральный состав, структуру и вторичные изменения. В пределах каждой петрофизической группы при массовых исследованиях микроскопически изучается примерно 25 % образцов. Причем для выявления закономерностей изменения того или иного физического параметра необходимо микроскопическое изучение образцов, характеризующихся как средствами, так и предельными минимальными и максимальными значениями.

Третий этап — более тонкие исследования отдельных минералов, состав, внутренняя структура и свойства которых имеют существенное влияние на физические свойства пород.

При изучении плотности, магнитной восприимчивости, скорости распространения упругих волн, радиоактивности и электрического сопротивления петрографо-минералогические исследования должны несколько различаться, с выделением тех особенностей состава, структуры пород и отдельных минералов, которые влияют на величину данного параметра.

1. При изучении плотности горных пород основное внимание уделяется установлению количественных соотношений породобразующих первичных и вторичных минералов и особенно минералов, различающихся по плотности. Важное место занимают исследования структуры горных пород, ее пористости и трещиноватости. Большое влияние на величину плотности оказывает степень диагенеза и метаморфизма. Среди эффузивных пород необходимо выделять: миндалекаменные; пористые, шлаковые разновидности; кайнотипные и палеотипные разновидности, а среди метаморфических — образования различных ступеней метаморфизма: эклогитовую, гранулитовую, амфиболовую, эпидот-амфиболовую фации и фации зеленых сланцев. Большое значение приобретает изучение процессов гидротермально-метасоматического и гипергенного изменения пород, приводящих к замещению одних минералов другими, а также к изменению структуры породы и ее пористости.

2. При изучении магнитных свойств горных пород необходимо микроскопическое исследование пород и ферромагнитных минералов как в проходящем, так и в отраженном свете, которое может производиться соответственно в шлифах и аншлифах, но оптимальным является изучение в комбинированных прозрачно-полированных шлифах с помощью микроскопа, позволяющего свободно переходить от проходящего света к отраженному. При этом сначала определяются все рудные минералы, а затем с особенной тщательностью изучаются размер, форма, характер распределения в породе и количество ферромагнитных минералов (пирротин, разновидности магнетита¹, маггемит, гематит и др.), а также других железо-титановых оксидов. Однако точный расчет содержания всех ферромагнетитов и тем более каждого в отдельности на всех интеграционных счетчиках встречается значительные трудности, особенно для зерен размером меньше 0,05 мм, исключение составляет автоматический минералогический анализатор АМА-1 «Контраст», который позволяет в полуавтоматическом режиме с чувствительностью 0,1 % и воспроизводимостью 0,01 % подсчитывать в отраженном свете зерна рудных минералов размером от 0,01 мм

¹ Термин «магнетит» употребляется в общем значении, подразумевающим кубический минерал $FeFe_2O_4$, включая и разновидности, содержащие примеси Ti, Al, Mg, Mn, Cr и др. и имеющие соответствующие названия — титаномагнетит, алюмомагнетит, магномагнетит и др. (Минералы. Т. II. Вып. 3. 1967, с. 57—74).

и крупнее на площади 20×20 мм с фиксированным машинным временем 100 с, если они достаточно отличаются друг от друга по отражательной способности (например, магнетит и гематит). Особое внимание должно быть уделено внутреннему строению зерен ферромагнитных минералов (наличие структур распада и замещения).

После оптической диагностики ферромагнитных минералов в отраженном свете более точные сведения о их составе и структуре могут быть получены при полном химическом, количественном спектральном и рентгено-структурном анализе мономинеральных фракций, выделенных из искусственных шлихов (протолочек) и микронзондовом анализе в прозрачно-полированных шлифах. Последний имеет те преимущества, что позволяет определить состав разных генераций ферромагнитных минералов (индивидов существенно разного размера), разных фаз в структурах распада и замещения. Однако микронзондовый анализ, как и спектральный, не дает возможности отдельного определения двухвалентного и трехвалентного железа. Микронзондовым анализом может быть установлена неоднородность состава в пределах индивида, не фиксируемая оптически. В этом случае необходимо привлечение методов электронной микроскопии с использованием прицельных реплик.

3. При изучении скорости распространения упругих волн кроме количественно-минерального состава необходимо возможно более детальное изучение структурно-текстурных особенностей пород. Выделяются массивные, шлировые, сферические, гнейсовидные, полосчатые, миндалекаменные и другие текстуры. Необходимо отметить такие процессы, как выветривание, катаклаз, милонитизация, приводящие к уменьшению скорости в породах.

4. Объектами пристального внимания при изучении петро-радиоактивных групп или разновидностей пород являются акцессорные минералы. Многие из них сами радиоактивные или служат концентраторами радиоактивных элементов в той или иной форме. В этой связи большой интерес представляет изучение магнетита как одного из распространенных минералов-концентраторов радиоактивных элементов. Важное значение приобретает изучение процессов, связанных с привнесом или выносом калия (кальевый метасоматоз и др.).

5. При изучении петроэлектрических разновидностей пород по вызванной поляризуемости и удельному электрическому сопротивлению большая роль отводится изучению рудных примесей в породе: содержанию, структуре минералов с электронной проводимостью (магнетит, пирит и другие оксиды и сульфиды металлов). Очень важным является исследование пористости горных пород, структуры породы и минерализации естественных поровых вод.

Из сказанного видно, что при комплексном изучении физических свойств пород последняя подвергается всесторонним петрографо-минералогическим исследованиям, включающим в общем случае макроскопическое описание, микроскопические исследования пород в прозрачных и полированных шлифах, изучение искусственных шлихов и мономинеральных фракций, а также многие специальные исследования (химический, спектральный, рентгеноструктурный анализы, рентгеноспектральный микронзондовый анализ; электронную микроскопию и др.).

В случае использования коллекций образцов тематических и съемочных геологических партий часть перечисленных данных можно выписать из полевых дневников и журналов и из геологических отчетов.

Использование каротажных и полевых геофизических данных. Каротажные и полевые геофизические данные позволяют получить физическую характеристику горных пород в естественных условиях залегания, с присущей массивам и толщам трещиноватостью, водонасыщенностью, минерализацией пластовых и поровых вод. Соответствие лабораторных, каротажных и полевых геофизических данных различно для разных физических свойств вследствие разного влияния трещиноватости и гидрохимии, а также разработанности специальной методики геофизических работ. Наибольшая сходимость наблюдается для намагниченности и естественной радиоактивности, расхождение значений которых, определенное по образцам, каротажу и расчетным путем по картам аномального магнитного поля, составляет $\pm 20\%$. В большинстве случаев возможно определение скорости распространения упругих волн по этим трем способам с погрешностью до 5% , однако в зонах трещиноватости расхождение между v_p , полученное в лаборатории и по сейсмокаротажу, может достигать 50% и более. Значения плотности пород, найденные по образцам, близки данным плотностного (гамма-гамма) каротажа. По картам локальных гравитационных аномалий можно установить относительную плотность массивов (толщ), 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 сопротивления пород или полезных ископаемых (например, углей), характер проводимости — ионный, электронный, полупроводниковый, влияние минерализации поровых вод и др. Наиболее точные данные об удельном электрическом сопротивлении пластов дает боковое электрическое зондирование (БКЗ), которое проводится в пределах нефтеносных толщ. Кажущееся электрическое сопротивление успешно устанавливается раз-

личными 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 электрическому зондированию, выполненному у скважин, или по кривым ВЭЗ, типичным для мощных однородных разрезов (лежащих вне области эквивалентности кривых). Сведения о кажущемся сопротивлении могут быть получены по данным электропрофилеирования, выполненного на нескольких разносах питающих линий.

Для построения петрофизических карт используют расчетные значения намагниченности пород по картам ΔT_a 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. Методы определения указанных параметров рассмотрены выше.

Следующие этапы петрофизических исследований — статистическая обработка данных, составление петрофизических карт и разрезов (см. гл. XI, XII, XIII, XIV).

Осадочный чехол платформенных регионов

Методика петрофизических работ в типично платформенных регионах с мощным чехлом осадочных пород определяется наличием в них месторождений нефти, газа, каменных углей, бокситов, алмазов. Картирование, поиски и разведка месторождений проводятся преимущественно с помощью бурения скважин (опорных, картировочных, поисково-разведочных), которые в нефтегазоносных провинциях опираются на сейсмические исследования.

Задачи петрофизических работ следующие:

- 1) общая характеристика разреза осадочных пород, выделение плотностных и скоростных опорных горизонтов;
- 2) детальное изучение электрических и коллекторских свойств нефте- и газопродуктивных горизонтов, плотностных и электрических свойств угленосных и бокситоносных серий и слоев, плотностных и магнитных свойств кимберлитов.

Источником информации о петрофизической характеристике пород (углей, руд) являются главным образом данные геофизических исследований скважин, дополненные лабораторным изучением керна и в отдельных районах (угленосных, бокситоносных) образцов из обнажений.

Результаты петрофизических исследований представляются в виде колонок отдельных скважин или по профилям, пересе-

кающим структуры и месторождения. В нефтегазоносных провинциях составляются погоризонтные петрофизические карты; в угленосных и бокситоносных районах существенное значение имеет составление петрофизических карт современной поверхности.

В остальном методика петрофизических работ аналогична рассмотренной выше.

Петрофизические работы при разведке месторождений

Комплекс петрофизических исследований при поисково-разведочных работах разнообразен и зависит от геологических условий нахождения месторождений различных полезных ископаемых, их физической характеристики, технологии разведки и методики геофизических работ. Выделяются несколько групп месторождений, существенно отличающихся задачами и методикой петрофизических исследований.

1. Месторождения железных (магнетитовых) и урановых руд. Аномально высокие физические свойства руд, соответственно магнитные и радиоактивные, определяют возможность применения геофизических методов как прямых методов поисков и разведки, включая детальную и эксплуатационную. Основная задача петрофизических исследований — изучение корреляционных связей между магнитными (радиоактивными) свойствами и составом железных (урановых) руд, различных формаций и месторождений. Кроме того изучаются плотность и электрические свойства для интерпретации полевых и скважинных геофизических данных и изучения механических свойств, необходимых при проектировании горно-технических условий эксплуатации месторождений.

Физические свойства горных пород и руд изучают на образцах из обнажений и горных выработок (если такие имеются) и из керна скважин, а также по данным каротажа скважин. Техника измерения физических свойств стандартная (рассмотрена в соответствующих главах). Целесообразно применение термомагнитного анализа для характеристики состава ферромагнитных минералов. Определение формационного типа руд и выделение петрофизических групп осуществляются по комплексу геологических и физических данных.

2. Месторождения цветных, редких и благородных металлов. Геологические условия нахождения и петрофизика месторождений цветных¹, редких и благородных металлов весьма различны и соответственно различны методы их разведки. Геолого-разведочные работы ведутся горными выработками и бурением или только бурением (при глубоком залегании место-

¹ Медно-никелевые и хромитовые руды по геолого-промышленной классификации относятся к группе черных и легирующих металлов; по петрофизической характеристике они соответствуют группе цветных металлов.

рождений). Из геофизических методов основное значение имеют различные модификации электроразведки, на месторождениях некоторых руд — магниторазведка. Применение геофизики как метода прямых поисков и разведки ограничено; существенное значение имеет применение геофизики для выделения рудовмещающих формаций и зон метасоматоза. На стадии поисков и поисковой разведки применяются магнито-, грави- и сейсморазведка. Широко используются каротаж скважин и межскважинное просвечивание.

Особенностью петрофизической характеристики эндогенных руд цветных металлов является высокая электронная электропроводность большинства формаций сплошных и прожилковых рудных тел. В некоторых формациях и особенно при вкрапленном оруденении электропроводность резко снижается. Для редких и благородных металлов типично незначительное процентное содержание в рудах рудных минералов, что обуславливает их относительно слабую электропроводность. Большинство руд цветных, редких и благородных металлов слабомагнитны, за исключением некоторых формаций бокситов, марганцевых руд, медистых песчаников.

Закономерная связь петрофизической характеристики руд и их образования в разных формациях изучена Э. Я. Дубинчик [90]. Эти исследования, а также петрофизическая классификация эндогенных рудных месторождений, разработанная Г. А. Соловьевым (1984 г.) показали, что физическая характеристика руд больше зависит от типа формаций (колчеданный, скарновый, штокверковый, жильный), чем от присутствия в них различных металлов. При этом рудные формации, выделяемые по геологическим данным, во многих случаях подразделяются на петрофизические субформации по контрастному отличию физических свойств рудных тел.

Весьма существенное значение имеет петрофизическая характеристика зон метасоматитов [80] для постановки и интерпретации геофизических методов. Этой же цели служит методика построения петрофизических моделей рудных месторождений [5, 89].

Общая проблема петрофизических исследований в рудных провинциях — это разработка теории петрофизики месторождений цветных, редких и благородных металлов.

Задачи исследований следующие:

- 1) составление петрофизических карт рудных районов, полей и месторождений (масштаб 1 : 50 000—1 : 5 000), выделение зон метасоматитов, рудовмещающих и рудных формаций;

- 2) построение петрофизических разрезов и моделей рудных районов и месторождений;

- 3) детальное изучение широкого комплекса физических свойств руд, рудных и рудовмещающих формаций.

На стадии детальной разведки дополнительной задачей следует считать: 4) изучение прочностных (механических) свойств руд и вмещающих пород.

Комплекс исследования физических свойств включает изучения по образцам: плотности, магнитных параметров χ , J_n ; электрических параметров $\rho_{уд}$, η (при разных временных и частотных условиях) на всей коллекции образцов; пористости, упругих, теплофизических и радиоактивных свойств по части коллекции (10—20 %). Для построения петрофизических карт и моделей используют данные полевых и скважинных геофизических методов.

3. Месторождения нефти, газа, каменных углей. Глубокое залегание месторождений определяет разведку нефти и газа сейсмическими методами и бурением; каменных углей в платформенных районах — бурением, в складчатых районах — бурением и горными выработками. Грави- и электроразведка проводится при поисковых работах. На всех месторождениях нефти, газа, каменных углей существенное значение имеют геофизические исследования скважин в комплексе с изучением петрофизической характеристики разрезов по керну скважин.

По керну скважин изучают: плотность, пористость, электрические и радиоактивные свойства. На месторождениях нефти и газа плотность определяют по образцам в газо-, водо- и нефтенасыщенном состоянии. Изучают открытую, эффективную и общую пористость, проницаемость и другие коллекторские свойства. На месторождениях углей изучают прочностные свойства пород, главным образом кровли и почвы угольных пластов.

Керн отбирают через 5—10 м; в пределах продуктивных горизонтов изучают весь поднятый керн.

§ 24. МЕТОДИКА МЕЛКОМАСШТАБНЫХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Мелкомасштабные петрофизические исследования включают составление мелкомасштабных петрофизических карт (1 : 500 000—1 : 1 000 000 и мельче) и абрисов вдоль геотраверсов глубинных петрофизических разрезов. Эти исследования обычно сопровождаются изучением физических свойств пород, вскрытых глубокими и сверхглубокими скважинами, расположенными в регионе, и построением глубинных петрофизических разрезов (см. книгу третью, гл. III).

Цель составления мелкомасштабных петрофизических карт — обобщение имеющихся разномасштабных и разнохарактерных исследований для получения обзорной картины физической дифференциации геологических образований, слагающих платформы и складчатые области. При этом преследуются следующие задачи:

1) по возможности полно отразить физическую латеральную неоднородность геологических образований региона;

2) отразить наиболее существенные закономерности изменения физической характеристики пород разного генезиса и состава;

3) использовать петрофизическую характеристику для выяснения общности или различия условий образования, литогенеза, метаморфизма разных геологических формаций, внести коррективы в формационные подразделения пород, провести тектоническое районирование.

Методика построения петрофизических карт рассмотрена в гл. XIII. Методика построения петрофизических абрисов аналогична методике составления петрофизических карт. Петрофизические абрисы характеризуют физические свойства горных пород (их формаций, ассоциаций), выходящих на поверхность в зоне геотраверса. Эти данные используют в дальнейшем для интерпретации сейсмических гравиметрических и магнитометрических данных при построении глубинного петрофизического разреза, особенно его верхней части. Петрофизическая характеристика этих глубинных ассоциаций пород служит основой для геологического моделирования глубинных уровней коры.

В процессе бурения сверхглубоких и глубоких скважин осуществляется широкий комплекс исследований вещественного состава и физических свойств горных пород и минералов с помощью геологических, каротажных и лабораторных петрофизических методов. Лабораторные петрофизические исследования керна скважин проводятся в два этапа — экспресс-измерения и детальное изучение. При экспресс-измерениях выполняются массовые определения физических параметров — плотности, скорости продольных волн, магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности по всему керну непосредственно после его подъема. Эти данные используются при первичном геологическом описании пород, вскрытых скважиной, и для решения технологических задач бурения.

Дальнейшее изучение указанных физических свойств и других параметров — пористости, скорости поперечных волн, магнитных, электрических и тепловых, выполняется в лабораторных условиях. Специальные исследования ведутся на установках определения физических свойств пород при высоких термобарических параметрах. Изучение физических свойств керна сопровождается петрографическими и минералогическими определениями. По этим данным строится петрофизический разрез скважины, который входит составной частью в сводный геологический разрез, составляемый по комплексу геологических, геохимических, геофизических (каротажных) и петрофизических данных. Примером такого комплексного изучения является Кольская сверхглубокая скважина.

К изучению физических свойств керна глубоких и сверхглубоких скважин должны предъявляться повышенные метрологические требования. Все измерения необходимо выполнять по современной методике на приборах последних конструкций с максимальной точностью. Для гарантии исключения систематических погрешностей необходим внутренний и обязательно внешний контроль всех основных физических параметров.

Основные положения по изучению керна отражены в изданной в 1986 г. ВСЕГЕИ работе [41].

§ 25. СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение анизотропии физических свойств горных пород

Степень анизотропии минерального скелета и трещинно-порового пространства горных пород отражает природу и интенсивность различных геологических процессов — кристаллизационного, седиментационного, деформационного, реологического, которые определяют пространственную упорядоченность структуры и текстуры пород и анизотропию физических свойств. Особое значение имеет анализ анизотропии физических характеристик породы при крупномасштабной геологической съемке, проведении прогнозных, поисково-разведочных работ, а также при решении вопросов структурной и генетической петрологии, динамики и нетекстурности метаморфических и рудогенных процессов (А. А. Прияткин, 1976 г.). Практика детальных геологических и геофизических исследований с использованием петрофизических данных показывает, что наибольший интерес и значимость приобретают такие петрофизические материалы, в которых дается количественная оценка анизотропии физических свойств [69].

В зависимости от уровня организации вещества (или масштабности проявления геологического процесса) анизотропное строение в породах может проявляться в пределах образца, обнажения или только в объеме всего геологического тела. Это обстоятельство необходимо учитывать при отборе образцов для исследования анизотропии физических характеристик. Большинство физических параметров являются векторами и имеют направление и характеризуются тензорами 2,3 и 4-го рангов. Тензоры 2-го ранга включают, например, все виды естественной остаточной намагниченности, тепловые и электрические свойства, кроме пьезомодуля, который описывается тензором 3-го ранга. Упругие параметры являются тензорными величинами 4-го ранга.

Тензорность физических свойств и характер симметрии пространственной ориентации составных частей минерального ске-

лота породы определяют сложность объемной характеристической поверхности. Чем выше ранг тензора свойства и чем ниже вид симметрии, тем большее количество направлений параметра необходимо измерить для получения объемной поверхности какого-либо свойства. Количество необходимого числа направлений измерений находят по формуле $N=3n$, где N — количество измерений; n — ранг тензора. Так, например, для магнитной восприимчивости в образцах с триклинной сингонией таких направлений — 9, а для скоростей упругих волн — 81. Однако, ввиду симметричности тензора и зачастую более высокой симметрии исследуемых образцов количество необходимых направлений измерений обычно меньше. Здесь особое значение приобретает правильный выбор осей координат (или ребер и граней кубика породы) по отношению к ее текстурным элементам.

Все текстурное разнообразие горных пород может быть с точки зрения пространственной ориентации их составных частей сведено к следующим основным типам (рис. X.1): линейные текстуры — обусловленные субпараллельным расположением вытянутых кристаллов, ксенолитов, шлиров, осей складок; плоскостные — слоистые, гнейсовидные, полосчатые, трахитоидные; линейно-плоскостные — когда в плоскости слоистости располагаются субпараллельно ориентированные удлиненные минералы, и наконец, (однородные) текстуры — без явной пространственной упорядоченности составных частей. При линейных текстурах ось x (или ребро кубика) всегда располагается вдоль линейности, оси y и z — произвольно, но под углом 90° к оси x . В породах с плоскостными текстурами жестко ориентируется ось z — она перпендикулярна к слоистости, а оси x и y располагаются в этой плоскости произвольно. В линейно-плоскостных текстурах все три оси (x, y, z) жестко увязаны — ось x вдоль линейности, z — поперек полосчатости, а ось y перпендикулярна к линейности в плоскости полосчатости. В случае внешне бесструктурных пород оси располагаются произвольно. Каждая из текстур описывается своим специфическим характеристическим эллипсоидом (см. рис. X.1): линейная — вытянутым эллипсоидом вращения ($x > y = z$), плоскостная — сплюснутым эллипсоидом вращения ($x = y > z$), линейно-плоскостная — грехосным эллипсоидом ($x > y > z$) и изотропная — шаром ($x = y = z$). Совершенно естественно, что максимальные значения коэффициента анизотропии получаются при сопоставлении величин физического параметра, отвечающих большей и меньшей осям эллипсоида. При отборе образцов в поле обязательна увязка текстурных элементов со сторонами света (т. е. измерение элементов залегания). Кроме того необходимо стремиться к тому, чтобы размеры исследуемых образцов не превышали размеры структурного домена (т. е. такого объема

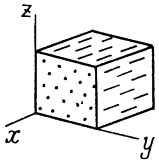
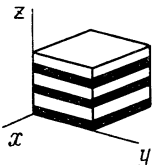
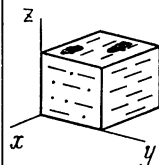
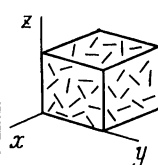
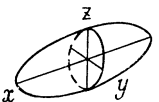
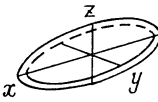
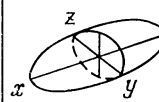
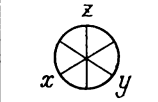
<i>Текстуры</i>			
<i>Линейные</i>	<i>Плоскостные (полосчатые, гнейсовидные трахитоидные)</i>	<i>Линейно- плоскостные</i>	<i>Однородные</i>
			
			
$x > y = z$	$x = y > z$	$x > y > z$	$x = y = z$

Рис. X.1. Схема расположения осей x , y , z по отношению к текстурным элементам породы

породы, в пределах которого структурные элементы были бы ориентированы статистически одинаково).

При последовательном «просвечивании» образца магнитным, электрическим и динамическим полями все слагающие породу минералы разобьются на диэлектрики, ферромагнетики, проводники и т. д. (табл. X.1), и каждый из изучаемых физических параметров имеет свои направление вектора и величину. В целом ряде случаев направления векторов различных физических характеристик совпадают — когда протекающие петрогенные процессы одноактны, и, наоборот, могут различаться — при многоэтапности событий, зачастую сопровождающихся возникновением новых минеральных фаз с другой пространственной ориентацией.

Получаемые значения векторных характеристик тензорные величины и описываются разного типа характеристическими эллипсоидами (см. рис. X.1).

Для целого ряда физических характеристик (например, ρ_k , v_p) большое значение имеет анизотропия трещинно-порового пространства.

В петрофизических исследованиях наиболее часто изучается анизотропия следующих физических характеристик: магнитной

Таблица X.1

Векторные физические характеристики и методы, используемые при изучении анизотропии твердого минерального скелета и трещинно-порового пространства в образцах горных пород

Твердый минеральный скелет				Трещинно-поровое пространство
Силикаты и алюмосиликаты		Оксиды железа и титана, сульфиды железа (реже другие рудные)		
Диэлектрики	Пьезоэлектрики	Ферромагнетики	Диэлектрики и полупроводники	
Диэлектрическая проницаемость ϵ	Пьезоэлектрический модуль d_{ikl} Диэлектрическая проницаемость ϵ	Магнитная восприимчивость χ Остаточная намагниченность насыщения J_{rs} Диэлектрическая проницаемость ϵ	Диэлектрическая проницаемость ϵ	Удельное эффективное электрическое сопротивление водонасыщенных пород $\rho_{эф}$ Люминофорный метод анализа трещинно-порового пространства Сопоставление скоростей упругих волн в сухих и водонасыщенных породах
Скорость упругих волн (v_p и v_s) Упругие характеристики (модуль Юнга, коэффициент Пуассона и др.)				Проницаемость по жидкости и газу

восприимчивости и диэлектрической проницаемости, скоростей распространения упругих волн, кажущегося электрического сопротивления, реже анизотропия пьезомодуля, вызванной поляризации и др.

Магнитная анизотропия. Среди трех ее видов: обменной, кристаллографической и анизотропии формы, последняя для горных пород играет определяющую роль. Вытянутые зерна ферромагнетика или его агрегаты создают анизотропию, коэффициент которой достигает иногда 1,2—1,3. Анизотропия J_{rs} по сравнению с анизотропией χ имеет то преимущество, что позволяет усилить влияние ферромагнитной фазы в слабомагнитных породах, сложенных в основном парамагнетиками.

Анизотропия диэлектрической проницаемости. Измерения ее на сухих образцах и высоких (мегагерце-

вых) частотах позволяют снять влияние воды с $\epsilon = 81$ и охарактеризовать анизотропию минерального скелета любой породы. ϵ обычных порообразующих минералов колеблется в пределах 4—8; в то время как в рудных минералах — до 171.

Анизотропия скоростей распространения упругих волн. Согласно данным Е. И. Баяк в сухих образцах при атмосферном давлении анизотропия скоростей волн обусловлена главным образом системами щелевидных трещин. По мере их закрытия под давлением или при водонасыщении начинает преобладать анизотропия минерального скелета породы. В ряде случаев анизотропии скелета и трещинно-порового пространства не совпадают. Коэффициент анизотропии обычно не более 1,2—1,3.

Анизотропия удельного электрического сопротивления. В случае наличия в породе сообщающихся электропроводящих минералов анизотропия ρ будет определяться их ориентацией, а при ионной проводимости — закономерностями пространственного распределения сквозных трещин. Различия ρ по разным направлениям могут достигать двух-трех порядков.

Для практических целей можно рекомендовать два уровня исследования анизотропии физических характеристик: простой и с применением тензорного исчисления.

В первом (простом) случае, естественно сопровождающемся максимально возможной увязкой ребер и граней кубика с текстурными элементами породы, физические характеристики изменяют вдоль всех трех осей (т. е. в трех взаимно перпендикулярных направлениях).

Во втором (сложном) случае, когда необходимо учитывать форму и пространственную ориентировку характеристической поверхности конкретного физического параметра, следует увеличить количество направлений измерений (за счет усложнения формы образца) и вести расчеты с помощью тензорного анализа (Дж. Най, 1960 г.).

По степени проявления анизотропии и частоте ее встречаемости среди различных генетических групп пород (магматических, метаморфических и осадочных) можно отметить следующие закономерности. В магматических комплексах обычно хорошо пространственно текстурированы базит-гипербазитовые интрузии вследствие меньшей вязкости генерировавших их расплавов. Гранитные формации, наоборот, из-за высокого содержания SiO_2 гнейсовых магм и близких по плотности слагающих их минералов редко обнаруживают ориентационные директивные текстуры. Вулканические образования любого состава во многих случаях характеризуются текстурами течения. Среди метаморфических пород наиболее анизотропные продукты регионального метаморфизма (гнейсы, сланцы), а наименее —

продукты автотаморфизма (грейзены, спилиты, серпентиниты и др.). В осадочных формациях наиболее ярко анизотропия проявляется во флишондных толщах, средне- и мелкообломочных механических осадках.

Петрофизическое изучение геологических образований Миревого океана

Особенности петрофизического изучения пород морского дна обусловлены, во-первых, спецификой решаемых геологических задач, во-вторых, особенностями самих образований морского дна, представленных слоем донных осадков с высокой пористостью, достигающей 90 %, осадочными и вулканогенными породами, в-третьих, необходимость особой методики отбора, сохранения и подготовки образцов к измерениям в судовой лаборатории и в базовых лабораториях на берегу [63, 64, 79].

Комплекс параметров включает изучение: плотности, магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности, скорости упругих волн, удельного электрического сопротивления, вызванной поляризации и естественной радиоактивности. Методические приемы определения параметров различны для донных осадков, поднимаемых в виде колонок, и каменного материала горных пород, представленных керном из скважин глубоководного бурения, или образцов, полученных методом дражирования. Существенная особенность осадков и пород — насыщение их морской водой высокой минерализации, что особенно сказывается на электрических параметрах. Проведение работ осложняется морскими условиями — волнениями моря, а также ограниченностью помещения и наличием железных (магнитных) конструкций кораблей.

Плотность донных осадков в судовых условиях измеряют с помощью мерных колец и весов, что и обеспечивает погрешность измерений в пределах 0,01—0,02 г/см³. Более производительно измерение плотности осадков на денситометре ПВГП, которое позволяет получить идентичные данные при небольшом волнении моря и увеличивает погрешность при волнении более 3 баллов. Денситометр используется также для определения в судовых условиях плотности каменного материала — горных пород, сульфидных руд, железо-марганцевых конкреций.

Скорость распространения продольных волн измеряют в ультразвуковом диапазоне на сейсмокопах УС-1 ЗИ, УЗИС-ЛЭТИ или ДУК-66. Техника измерения каменных образцов обычна (см. гл. II). Для определения донных осадков вырезают образцы с размерами, приблизительно соответствующими расстоянию между датчиками приборов, которое определяется с высокой точностью. Систематические погрешности, обуслов-

ленные насыщением осадков морской водой, устраняют проведением градуировок: при известной солености и температуре воды находят скорость акустических волн по таблицам. Погрешность измерения v_p составляет менее ± 30 м/с.

При измерениях на образцах твердых пород морского дна необходимо сохранение их естественной влажности. Базальтам срединно-океанических хребтов свойственна анизотропия, что определяет необходимость измерения скорости в этих породах по различным осям.

При измерении удельного электрического сопротивления донных осадков наибольшую сложность представляет учет их температуры, так как температурный коэффициент составляет более 2% $^{\circ}\text{C}$. Повышение температуры осадков до лабораторной происходит примерно за 2 ч. Измерения проводятся при погружении зонда в осадок через разрез в полиэтиленовом чехле на глубину около 5 см. В качестве измерительных зондов используются четырехэлектродные конструкции различной формы. Удобен в работе пенетрационный зонд ПЕЗУС-1, разработанный во ВНИИОкеангеология. Зонд представляет собой стержень длиной около 120 мм и диаметром 3 мм с четырьмя медными кольцевыми электродами, выводы от которых находятся внутри стержня. Коэффициент зондов

$$k = \frac{I}{\Delta U \rho_p \rho_{35\%}}, \quad (\text{X.1})$$

где ρ_p — относительная электропроводность раствора, измеренная с помощью солемера ГМ-65М; $\rho_{35\%}$ — удельная электропроводность нормальной воды с соленостью 35‰ для данной температуры; I — сила тока; ΔU — измеренное напряжение.

Для питания установки используется генератор переменного тока ИКС-1 или батареи ГРМЦ; можно применять комплект аппаратуры ЛНЧ-3. Измерения ведут на вольтметрах, соответствующих по классу точности (В7-27А/1 и др.).

Измерения удельного электрического сопротивления и поляризуемости образцов каменного материала связаны с необходимостью учета формы образцов, для чего они выпиливаются в форме куба, а также с сохранением к началу и в процессе измерения их естественной влажности и солености поровых вод.

Достоверные результаты измерения $\rho_{уд}$ и η твердых пород и руд получены на установке, сконструированной по ВНИИ-Океангеологии. Она состоит из ванны с морской водой, разделенной на шесть отсеков (отсеки для электродов А, В, М, N и измерительная камера, разделенная на две части образцом в резиновом держателе); блока питания постоянного тока 25 В (для измерения ВП) и источника стабилизированного тока частотой 50 Гц (для измерения сопротивления); регистрирующей части, в которую входят вольтметр Щ-1516, микро-ЭВМ, интер-

фейс и принтер. С помощью микро-ЭВМ задается программа, управляющая питающими импульсами и регистрацией импульсов на приемных электродах. Промежутки времени, через которые регистрируются $\Delta U_{\text{ВГР}}$, устанавливаются в процессе программирования. Результаты измерений распечатываются на принтере.

Погрешность определения удельного электрического сопротивления образцов в основном зависит от степени сохранности их естественной влажности и составляет 5—20 %. Погрешность измерения полярности колеблется в тех же пределах.

Измерение магнитной восприимчивости осадков, осадочных, магматических пород и руд дна океана — наиболее массовый вид измерений физических свойств. Используется преимущественно каппаметр КТ-5. При размере образцов менее 100 мм в поперечнике, что типично при бурении скважин малым диаметром, требуется введение поправочных коэффициентов. Сфероидные конкреции перед измерением распиливают.

В судовой лаборатории магнитную восприимчивость измеряют на специальных деревянных подставках на расстоянии более 0,5 м от металлических предметов палубы, переборок и др. Погрешность определения магнитной восприимчивости пород составляет от нескольких процентов до 10—20 %.

Естественную остаточную намагниченность образцов в судовых лабораториях наиболее надежно можно измерить магнитометром (рок-генератором) JR-4. Из твердых пород выпиливают кубики размером 20—22 мм по ребру; если есть данные об ориентировке образцов, грани кубиков маркируют. На колонках донных осадков маркируется ось z (направление вниз), а положение горизонтальных осей выбирается относительным. Как правило, наблюдается заметное уменьшение J_n через два-три дня после отбора проб донных осадков. Поэтому измерения рекомендуется выполнять через 36—48 ч после подъема образцов. Кроме того, для донных осадков наблюдается перемагничивание в процессе хранения и подготовки к измерениям, в связи с чем требуется их экранирование от внешних магнитных полей.

Основным источником погрешности в определении величины J_n образцов — неточность измерения их объема. Погрешность определения величины J_n составляет 10—20 %, направления J_n — 5—10°.

Естественную радиоактивность и концентрации радиоактивных элементов в образцах магматических пород дна океана измеряют на приготовленных в судовых условиях порошковых пробах. Изучение донных осадков сложно из-за их слабой радиоактивности. Оно выполняется с помощью сцинтилляционного геологоразведочного прибора СРП-68-01 и требует специальных приспособлений.

Для изучения физико-механических свойств донных осадков разработан лабораторный комплекс НАЛК, с помощью которого определяется сопротивление пенетрации, сопротивление срезу, сопротивление сдвигу, липкость донных осадков и др.

ГЛАВА XI

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ И ПРИМЕНЕНИЕ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ ТЕХНИКИ

При обработке материалов определений физических свойств широко применяются статистические методы, которые помогают решать задачи петрофизической классификации пород, устанавливать наличие связей между различными физическими свойствами пород и их составом, получать необходимые для геологической интерпретации геофизических полей оценки физических параметров, а также выполнять анализ погрешностей измерений.

Исходной документацией при статистической обработке является каталог фактического материала, в который заносят результаты измерений физических параметров образцов, их макро- и микроскопическое описание, возраст и пространственное положение пород.

§ 26. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ГРУПП ПОРОД

При выделении петрофизических групп пород (совокупностей) применяется метод группирования по наиболее общим и устойчивым признакам — генетическому типу пород, составу, текстурно-структурным особенностям, диагенезу и метаморфизму. Выделенные по указанным признакам петрофизические группы пород в процессе математической обработки уточняют. Возможно появление новых групп, предварительно не выделенных, что может свидетельствовать о недостаточных геологических предпосылках, положенных в основу предварительного выделения петрофизических групп, или, наоборот, возникает необходимость объединения нескольких отдельных групп в одну. С этой целью анализируется распределение параметра в пределах предварительно выделенных петрофизических групп.

Для выяснения распределения физических параметров используется вариационный ряд (табл. XI.1), где каждому значе-

Таблица XI.1

Пример составления вариационного ряда
распределения плотности пород

№№ пп	Интервал, г.см	Частота	Частость, %	Накоплен- ная частота	Накоплен- ная частость, %
1	$\leq 2,545$	7	8	7	8
2	2,546—2,565	19	21	26	29
3	2,566—2,585	33	37	59	66
4	2,586—2,605	24	27	83	93
5	$\geq 2,606$	6	7		
		89	100		

нию параметра соответствует определенная частота попадания измеренной величины исследуемого параметра в некоторый заданный интервал.

При построении вариационного ряда в линейном масштабе начало любого k -го интервала можно рассчитать по формуле арифметической прогрессии $x_0 + k\Delta x$, где x_0 — начало отсчета; Δx — ширина интервала. Величину Δx целесообразно определять по формуле Стерджесса

$$\Delta x \geq \frac{x_{\max} - x_{\min}}{1 + 3,322 \lg N}, \quad (\text{XI.1})$$

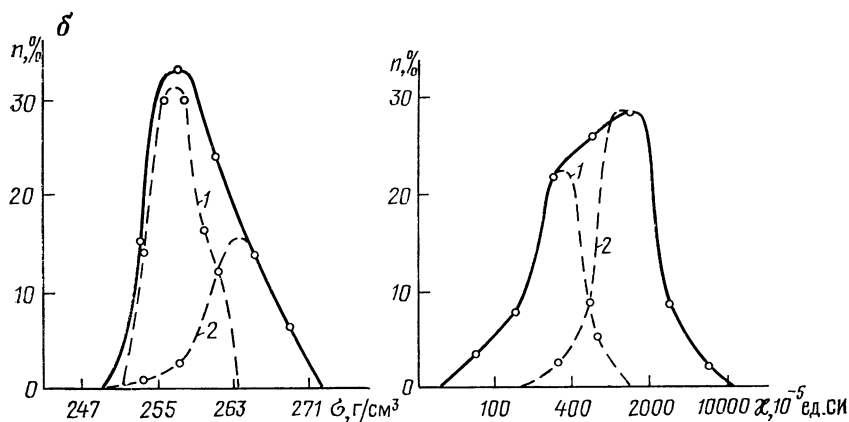
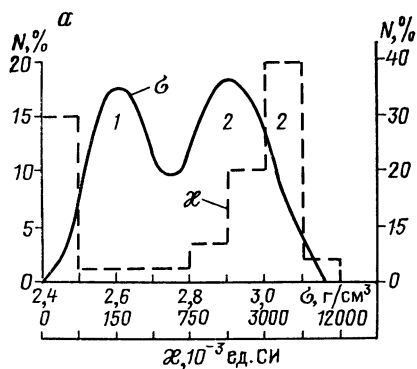
где $x_{\max} - x_{\min}$ — размах распределения; N — количество измерений.

В случае построения вариационного ряда в логарифмической шкале границы интервалов подчиняются геометрической прогрессии: $x_0 q^k$. Например, при $x_0 = 10$ и $q = 2$ границы интервалов будут 10, 20, 40 и т. д.

По результатам составления вариационного ряда строят гистограмму или вариационную кривую распределения параметра в границах значений параметра, характерных для группы. Гистограмма — это ступенчатая кривая, состоящая из прямоугольников, ограниченных по оси абсцисс интервальными значениями параметра и имеющих ординаты, равные частоты в процентах: $w = (\Delta N / N) \cdot 100\%$ (рис. XI.1, а). Вариационная кривая — плавная кривая, соединяющая средние точки ступеней гистограммы.

Форма вариационной кривой служит одним из качественных критериев правильности выбора петрофизической группы. Распределение физических параметров в пределах правильно выделенных групп пород, не подвергшихся вторичным изменениям, в большинстве случаев подчиняется нормальному или

Рис. XI.1. Двухмодальные вариационные кривые плотности и гистограммы магнитной восприимчивости: а — четко выраженные двухмодальные кривые осадочно-вулканогенного комплекса пород; 1 — песчаники; 2 — диабазы; б — слабо выраженные двухмодальные кривые гранитоидов: 1 — лейкократовые граниты гранитной формации; 2 — биотитовые граниты гранит-гранодиоритовой формации



логнормальному закону распределения, описываемым функцией.

$$f(x) = \frac{1}{s \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(x_i - \bar{x})^2}{2s^2} \right], \quad (\text{XI.2})$$

где x_i — значение параметра или его логарифма; \bar{x} — среднее арифметическое значение параметра или его логарифма; s — стандарт распределения параметра или его логарифма.

С целью проверки соответствия распределения тому или иному закону используются кривые накопленных частот, построенные в специальном вероятностном масштабе, где по оси ординат откладывают накопленные частоты, выраженные в процентах, а по оси абсцисс — интервальные значения параметра или его логарифма. При соответствии исследуемого распределения нормальному или логнормальному закону график накопленных частот представляет собой прямую линию. Рез-

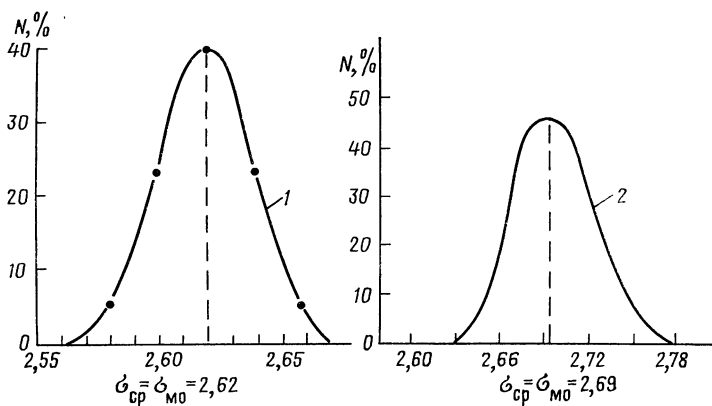


Рис. XI.2. Нормальные одномодальные вариационные кривые плотности гранитов (1) и гранодиоритов (2)

кое отклонение экспериментального распределения от теоретического указывает на неоднородный состав совокупности.

Каждая петрофизическая группа пород должна иметь близкие минеральный состав и структуру и быть однородной по комплексу изучаемых физических параметров. Однородность петрофизической группы пород определяет одномодальность нормальной вариационной кривой распределения физического параметра (рис. XI.2) и гистограмм.

Петрографические комплексы, геологические серии и свиты во многих случаях характеризуются бимодальными или полимодальными вариационными кривыми, т. е. включают породы, близкие по возрасту или по петрографическому составу, но заметно различающиеся по физическим свойствам. В одну серию, например, могут быть объединены осадочно-вулканогенные образования, резко различающиеся по плотности и магнитной восприимчивости (см. рис. XI.1, а).

Ошибочное отнесение к одному комплексу интрузивных пород близкого состава, но различных условий образования (разноформационных) может отражаться в нечетко выраженных двумодальных кривых плотности и магнитной восприимчивости, которые должны быть перестроены для каждой петрофизической группы пород (см. рис. XI.1, б).

Процессы постепенного изменения пород (диагенез, ультра- и автометаморфизм, метасоматоз) фиксируются либо полимодальными, либо асимметричными вариационными кривыми. Значительная левая асимметрия кривых типична для тех случаев, когда в выборку попадают выветрелые образцы, поскольку процессы гипергенеза приводят к понижению плотно-

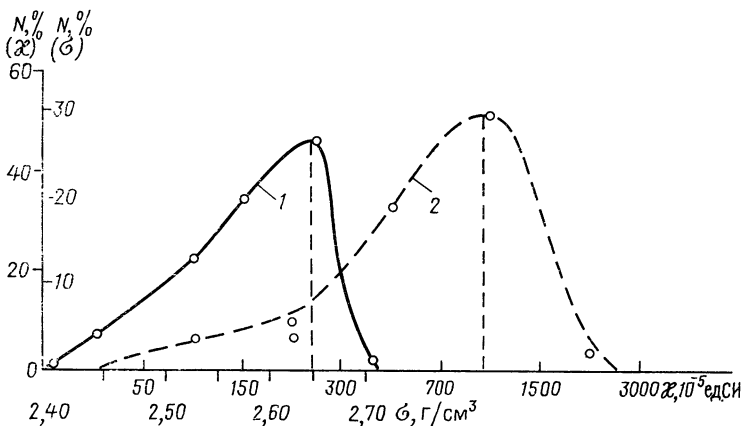


Рис. XI.3. Асимметричные вариационные кривые плотности (1) и магнитной восприимчивости (2) гранитов. Кривые построены по данным измерения неизменных и выветрелых пород ($\sigma_{\text{мо}}=2,65 \text{ г/см}^3$, $\chi_{\text{мо}}=900 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ)

сти, намагниченности и других физических параметров (рис. XI.3).

Полимодальные (в том числе — бимодальные) и асимметричные кривые (гистограммы) физических параметров наблюдаются в случаях включения в одну геологическую группу (петрографический комплекс, формацию, серию) пород:

- разного состава или текстуры;
- различных условий образования (разных формаций);
- различных фаций регионального метаморфизма, разной интенсивности диагенеза, ультра- и автотематоморфизма;
- измененных гидротермально-метасоматическими и гипергенными процессами.

Для составления петрофизической классификации и петрофизических карт района установление причины полимодальных вариационных кривых и гистограмм имеет существенное значение. С этой целью используют типовую петрофизическую классификацию пород, анализируют план физических данных и геофизические карты. Например, отклонение на 10—20 % плотности различных по генезису и возрасту пород вдоль определенной линии свидетельствует о более поздних гидротермально-метасоматических изменениях. Асимметричные вариационные кривые и специальный петрографический анализ, подтверждающий сделанное предположение, позволяют выделить петрофизическую группу (или группы) метасоматитов. Приуроченность образцов пород с пониженными σ и χ (по сравнению с типовой) к осевой части хребтов или долинам рек позволяет пред-

положить, что это выветрелые разновидности. При подтверждении этого петрографическими исследованиями образцы должны быть исключены из общей выборки и расчетов статистических характеристик.

Дополнительные данные для выделения петрофизических групп пород получают построением корреляционных диаграмм. Последние строят для обнаружения корреляции физических параметров и состава пород или корреляции различных физических параметров между собой, например, σ и κ , σ и ν_p , κ и ρ и др. Во многих случаях сопоставление разных параметров с плотностью пород как наиболее жестко связанной с их минеральным и химическим составом определяет более объективное и надежное выделение петрофизических групп. В районах с широким распространением магматических пород, особенно разновозрастных и разноформационных, хороший результат получен при построении корреляционных диаграмм κ и I .

§ 27. РАСЧЕТ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

В практике петрофизических исследований наиболее часто используются такие количественные статистические характеристики, как среднее и модальное значения, а для однородных групп — так же дисперсия (или стандарт) и асимметрия.

Средняя арифметическая величина

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^N x_i / N, \quad (\text{XI.3})$$

где x_i — значение одного измерения; N — количество измерений.
Модальное (наиболее часто встречающееся) значение

$$M_0 = x_0 + \frac{\Delta x (\Delta N_1 - \Delta N_2)}{\Delta N_1 - 2\Delta N_2 + \Delta N_3}, \quad (\text{XI.4})$$

где x_0 — начало модального интервала; Δx — ширина интервала; ΔN_1 , ΔN_2 , ΔN_3 — частоты значений предмодального, модального и послемодального интервалов.

Модальное значение может быть также определено непосредственно по вариационной кривой по интервалу с максимальной частотой.

Дисперсия s^2 или стандарт s (среднее квадратичное отклонение), отражающее диапазон вариаций параметра, находятся из равенства:

$$s^2 = \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 / N. \quad (\text{XI.5})$$

Погрешность определения среднего значения

$$\delta\bar{x} = s/\sqrt{N}, \quad (\text{XI.6})$$

а мера асимметрии

$$A = \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^3 / Ns^3. \quad (\text{XI.7})$$

В случае нормального распределения параметра значения моды и средней арифметической величины совпадают, и мера асимметрии равна нулю.

Выборки значений для расчетов, первоначально составленные для геологических групп пород, корректируются с учетом подразделения этих групп на однородные петрофизические группы. Для упрощения составления петрофизической классификации и легенды петрофизических карт петрофизические группы выделяются в такой последовательности:

а) стратифицированные образования — осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы и серии пород, в том числе регионально метаморфизованные в возрастающей последовательности (сверху вниз от молодых к древним) с подразделением на петрофизические группы пород;

б) интрузивные, вулканогенные, ультра- и автотметаморфические комплексы пород в возрастной последовательности с подразделением на петрофизические группы пород. В каждом комплексе пород выделяются петрофизические группы гидротермально-метасоматически измененных образований. При поисковых работах в рудных районах последние могут быть выделены в специальную колонку, но также с подразделением на петрофизические группы.

Для осадочных, вулканогенных и интрузивных образований наблюдаются непрерывно-дискретные ряды значений физических параметров, и выделение петрофизических групп соответствует естественным минеральным ассоциациям. Для ультраметаморфических и метасоматических пород характерны непрерывные ряды значений параметров, в связи с чем выделение петрофизических групп является формализованным. Каждая группа выделяется при отклонении значения параметра от среднего значения для неизмененных пород на 10—20 % или на 2—3 единицы стандарта.

Результаты математической обработки данных оформляются в виде таблицы, которая после уточнения и проверки производящейся при составлении петрофизических карт, прикладывается к отчету как приложение.

При обработке материалов петрофизических исследований возникает задача изучения связи различных физических параметров друг с другом или с другими характеристиками исследуемых пород, например, с минеральным составом и текстурой.

Эти связи имеют обычно вероятностный характер и поэтому в качестве меры их силы обычно используют линейный коэффициент корреляции

$$r = \frac{\overline{xy} - \bar{x}\bar{y}}{s_x s_y}, \quad (\text{XI.8})$$

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

Коэффициент корреляции изменяется в пределах от -1 до $+1$. При $r=0$ линейная связь между x и y отсутствует; при $r = \pm 1$ связь между x и y функциональная. Достоверность выявленной связи оценивается по величине $|r|/\sigma_r$, где $\sigma_r = 1/r^2 - 1/\sqrt{N}$ погрешность определения r . Коэффициент корреляции имеет достоверное значение с задаваемой вероятностью 0,95, если $|r|/\sigma_r$ больше соответствующей величины t -статистики (критерия Стьюдента), приведенной ниже:

$N-1$	5	10	20	40	60	∞
t	2,57	2,23	2,09	2,02	2,00	1,96

При наличии статистически значимого r связь между параметрами с высокой достоверностью может быть описана уравнением регрессии y и x :

$$y = \bar{y} + r \frac{s_y}{s_x} (x - \bar{x}); \quad (\text{XI.9})$$

или x по y :

$$x = \bar{x} + r \frac{s_x}{s_y} (y - \bar{y}). \quad (\text{XI.10})$$

§ 28. ПРИМЕНЕНИЕ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ ТЕХНИКИ

Подавляющее большинство задач описательной статистики, целью которых является получение средних значений, дисперсии или стандарта, асимметрии и коэффициента корреляции физических параметров для небольших выборок, содержащих не более нескольких сот образцов, может успешно решаться без применения больших ЭВМ.

Подготовка данных для решения задач с помощью больших ЭВМ — это многоступенчатый и поэтому достаточно долгий, трудоемкий и довольно дорогостоящий процесс. Он включает создание исходного набора данных, перенесение его на магнитную ленту или магнитный диск, вывод данных на экран или принтер, проверку, корректировку и перезапись скорректированного набора данных на магнитный носитель для долговременного

хранения. Затраты собственно машинного времени на стадии подготовки данных составляют обычно минуты, а при использовании специальных автономных устройств типа ЕС-9001 вообще приближаются к нулю. При оценке стоимости подготовки данных по описанной полной схеме по сравнению со стоимостью затраченного машинного времени, необходимого для решения одной задачи средней сложности, соотношение затрат может достигать 1:1 и даже больше. Поэтому несложный расчет показывает, что применение больших ЭВМ для решения чисто вычислительных задач целесообразно лишь в тех случаях, когда используются большие объемы данных, и задачи решаются неоднократно с различными целями, требующими различного сочетания данных, хранящихся в созданном массиве.

Большая экономия времени и средств, особенно в тех случаях, когда число изучаемых параметров не превышает двух, а решение задачи носит предварительный, оценочный характер, достигается с применением микрокалькуляторов с встроенным блоком статистической оценки данных (типа МК-51), программируемых микрокалькуляторов (МК-52, МК-61 и аналогичных им) и «карманных» компьютеров. Время, затрачиваемое на получение окончательного результата с помощью этих вычислительных устройств, совпадает со временем ввода данных, так как все расчеты выполняются автоматически микропрограммным способом по мере ввода данных. Получаемые значения — средние значения одного или двух параметров, дисперсия или стандарт, коэффициент корреляции и коэффициенты линейного уравнения регрессии. Возможность выполнения во всех этих устройствах однотипной операции логарифмирования с помощью встроенной микропрограммы позволяет так же легко рассчитывать параметры логарифмического распределения. Следует, однако, учитывать, что достоверность любых статистических оценок, получаемых с помощью любых вычислительных устройств, в значительной мере зависит от достоверности предварительного выделения петрофизических групп, что предполагает обязательное выполнение ручной процедуры визуализации и корректировки данных.

Время подготовки данных значительно сократилось с появлением персональных компьютеров. Использование разработанных для них специализированных или интегрированных пакетов прикладных программ, дающих возможность одновременно с вводом данных выводить их на экран и выполнять проверку и корректировку, позволяет исключать некоторые из перечисленных выше промежуточных подготовительных операций, выделять непересекающиеся множества — петрофизические группы пород и оперативно формировать числовые массивы на магнитных носителях с целью их многократного и многоаспектного

использования в дальнейших исследованиях. Обычно пакеты прикладных программ, предназначенные для решения научных и экономических задач, имеют средства для построения гистограмм, вариационных кривых и двумерных корреляционных диаграмм, что существенно ускоряет и облегчает процесс подготовки данных, их группирования и вывода полученных результатов в любой желаемой форме — в виде распечаток, полностью оформленных таблиц или рисунков. Число цветов, используемых для построения рисунков, в зависимости от типа компьютера и качества принтера, может быть 8 или 16; принтеры особенно высокого качества обеспечивают воспроизведение до 256 оттенков.

В лаборатории петрофизики НИИ Земной коры совместно с НИИ математики и механики ЛГУ создан диалоговый пакет прикладных программ, в котором реализованы наиболее употребительные программы статистического анализа; пакет приспособлен для оперативного анализа исходных данных, получаемых при исследованиях образцов горных пород. Пакет реализован в среде языка Турбо-Паскаль для персональных ЭВМ типа IBM PC AT/XT. Он содержит ряд способов и математических моделей обработки многомерной эмпирической и экспериментальной геолого-геофизической и петрофизической информации, в том числе получаемой по разрезам скважин. Работает пакет в легко доступном и дружелюбном режиме, результирующая информация представляется в виде графиков и диаграмм, а также дублируется в виде специального листинга, где приводятся таблицы, сопровождающиеся комментариями столбцов и строк. Число строк (объектов) — до 1000, число столбцов (признаков) — до 15, матрица должна быть заполнена результатами наблюдений без пропусков.

После того как первичный материал, представленный в виде матрицы наблюдений, занесен в память ПЭВМ и организован в виде файла, вызывается загрузочный модуль программы. На экране высвечивается «главное меню»:

Главная программа

Способ обработки исходных данных

- A. Модель метода главных компонент
- B. Модель регрессионного анализа
- C. Модель дискриминантного анализа
- D. Модель дисперсионного анализа
- E. Первичная обработка
- F. Просмотр результатов
- G. Завершение работы пакета

Для начала работы с пакетом вызывается раздел первичной обработки информации (E), который позволяет оценить качество и пригодность данных для решения конкретной задачи, наметить дальнейший путь их обработки и выбрать наиболее подходящую математическую модель. По каждой петрофизиче-

ской характеристике строится ее гистограмма, выводятся двумерные графики эмпирической зависимости одной характеристики от другой, рассчитываются средние по каждой из них, стандарты, дисперсии, максимумы и минимумы, коэффициенты вариации, асимметрии и эксцесса. Расчет заканчивается представлением матрицы коэффициентов корреляции. Вся эта информация в графическом и табличном виде может быть выведена на принтер. Этот пункт «главного меню» позволяет также редактировать входные данные, представленные в цифровой форме и преобразованные в графическую, удаляя с экрана и из рабочего файла те объекты, в которых обнаружены резко отклоняющиеся (ураганные) значения того или иного параметра. После завершения редактирования организуется новый массив данных, имеющих то же имя, но отличное от начальное расширение.

В пакете реализована процедура алгебраической трансформации: каждый элемент любого столбца может быть преобразован путем извлечения из величины квадратного корня, вычисления экспоненты, логарифма, возведения в любую степень, умножения или деления на константу, сложения с константой или ее вычитания. Возможны алгебраические операции над элементами двух и более векторов и формирование нового вектора-столбца, производного от исходных векторов. Такое преобразование исходных данных включено в пункт «главного меню», что позволяет нелинейные зависимости между параметрами сводить к линейным, существенно расширяя возможности пакета: модели, реализованные в пакете, по определению являются линейными.

При обращении к модели метода главных компонент (А) исходный эмпирический материал подвергается анализу, выявляющему ряд первопричинных факторов, определяющих вариацию исходных петрофизических переменных (характеристик). Реализуется классическая схема обработки данных, построенная на основе компонентной модели. Определяются собственные числа и собственные векторы корреляционной матрицы, строится матрица факторных нагрузок, оцениваются значения главных компонент (факторов).

Модель регрессионного анализа (В) позволяет оценить двумерные и многомерные связи между переменными; в листинг включается материал, позволяющий оценить силу и тесноту связей между ними: коэффициент детерминации, множественный коэффициент корреляции. Анализ дисперсий множественной линейной регрессии в форме дисперсионной таблицы позволяет принять или отвергнуть линейную модель (по значению F-критерия). Для каждого найденного коэффициента регрессии вычисляются стандартная погрешность, соответствующий коэффициент корреляции и значение t -критерия, свидетельствующее

щего о значимости коэффициента регрессии. Из системы петрофизических характеристик можно выбрать любую их комбинацию и получить уравнение регрессии для любой переменной или любого их сочетания.

Дискриминантный анализ (С) позволяет построить оптимальную поверхность дискриминантной функции в пространстве петрофизических переменных, которая делит все пространство на области, соответствующие разным классам, число которых не должно превышать пяти. Оцениваются коэффициенты дискриминантной функции и вероятность правильной классификации путем расчета «обобщенного расстояния» Махаланобиса между совокупностями (классами).

Использование модели дисперсионного анализа (D) дает возможность оценить статистическое различие или равенство средних значений характеристики между группами объектов путем реализации классической схемы одномерного дисперсионного анализа. Оцениваются средние для групп, общее среднее, дисперсии между группами и внутри них. Могут быть реализованы схемы двух- и многофакторного дисперсионного анализа.

Для систем равноотстоящих точек наблюдения могут быть выполнены автокорреляционный и авторегрессионный анализы, полиномиальная регрессия или разложение на гармонические функции.

ГЛАВА XII

БАЗЫ И БАНКИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

Для отображения любого объекта исследований, под которым следует понимать какой-либо материальный объект, процесс или явление, может быть использована та или иная модель или набор непротиворечивых взаимосвязанных моделей. Модель — это материальный или абстрактный образ, численное или словесное (вербальное) описание реального объекта, отражающие лишь те свойства объекта-прототипа, которые необходимы и достаточны для решения поставленной задачи.

Создание моделей обычно преследует какую-либо одну или несколько целей [28]: 1) упростить представления об а) изучаемом объекте, б) общих свойствах объекта, в) внутреннем строении объекта; г) взаимоотношениях объекта и внешней среды; 2) предсказать свойства или характер изменений

свойств или состояния объекта при изменении внутренних или внешних факторов.

Основные требования к модели: 1) модель не может быть сложнее объекта-прототипа; 2) свойства модели или набора моделей должны позволять по возможности однозначно и исчерпывающе решать поставленную задачу; 3) модель должна обеспечивать интерпретацию и/или экстраполяцию состояния и/или свойств объекта-прототипа с надежностью не ниже заданной; 4) модель должна обеспечивать легкость и надежность сравнения результатов, полученных путем оценки, с имеющимися эмпирическими наблюдениями или экспериментальными данными; 5) модель должна обеспечивать легкость и очевидность смысловой интерпретации получаемых результатов и перенесения их на объект-прототип.

Цель и один из результатов любой, в том числе и математической обработки геолого-петрофизических данных,— построение моделей: описательных, классификационных, прогнозирующих, экспертных и т. п. Широкое применение статистики при построении геологических моделей обусловлено несколькими обстоятельствами: геологические объекты обладают большой сложностью строения, что затрудняет или делает невозможным прямой анализ взаимосвязей между слагающими их элементами. Статистика обеспечивает реализацию вероятностных моделей, которые наилучшим и наиболее естественным способом описывают сложные многосвязные природные объекты; многие явления и процессы в геологии могут быть выявлены лишь в результате многократных наблюдений при наличии осложняющих, часто неоднородных факторов; многие явления в геологии прямо ненаблюдаемы или невоспроизводимы, и для их описания применяются косвенные способы, широко использующие вероятностные и статистико-вероятностные модели. Статистические методы позволяют наилучшим образом рассчитывать любые «статические» параметры моделей в текущем состоянии, изучать их внутреннюю структуру, поведение при изменении внутренних и внешних факторов, оценивать состояние в предшествующие моменты времени или экстраполировать в будущее.

Характер модели, описывающий объект, зависит от полноты и детальности знаний о нем и от задачи, для решения которой строится модель. В одних случаях одна и та же модель может оказаться пригодной для решения нескольких задач, в других — для решения одной задачи может понадобиться несколько различных моделей, но в любом случае описание модели и выводы, получаемые с ее помощью, должны быть достоверными. Для достижения этого обработка выполняется в несколько этапов (шагов): 1) анализ поставленной задачи, если возможно — ее расчленение на фрагменты, выбор типа

модели и ее параметров, необходимых и достаточных для достижения частных и общего решений; 2) оценка объема и качества исходных данных, позволяющих рассчитывать необходимые параметры модели (ее характеристики); 3) выбор способа обработки, технических средств и программного обеспечения, позволяющих получить желаемый результат при наименьших затратах времени и средств в возможно кратчайшие сроки; 4) решение задачи; 5) анализ полученного решения: оценка полноты и качества решения; выводы, обусловленные полученным решением (если решение неудовлетворительно — анализ причин неудачи и в зависимости от их характера — возврат к шагам 1, 2 или 3; если решение снова неудовлетворительно — переопределение модели или ее полная замена и возврат к шагу 3).

Эффективность формирования информационных массивов для построения моделей любого типа прямо связана со способами организации, хранения и поиска информации, достоверность оценки характеристик модели — с качеством информации, методом ее отбора и верификации, а надежность выводов — с качеством самой модели и полнотой описания изучаемого объекта, процесса или явления.

§ 29. СПОСОБЫ ОРГАНИЗАЦИИ, ХРАНЕНИЯ И ПОИСКА ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Современная электронно-вычислительная техника позволяет обрабатывать за короткие сроки большие объемы информации — числовой, символьной, графической и т. п. Совместная обработка такой информации может быть эффективна лишь при условии, что она определенным образом упорядочена, а для обработки применяются специализированные системы [94].

Банк данных (БнД) — это автоматизированная система, предназначена для сбора, хранения, обработки и вывода информации на внешние устройства. Составные части БнД — технические средства, собственно информация и программное обеспечение.

Основные требования к БнД: удовлетворять выявленным и вновь возникающим информационным запросам и сервисным потребностям внешних пользователей; обеспечивать удобство и простоту обращения к системе любого пользователя, не имеющего специальной подготовки, возможность поиска информации по любой произвольной группе признаков, любые ее преобразования и вывод в требуемой форме; при необходимости предоставлять возможность одновременного обслуживания большого числа внешних пользователей, каждый из которых имел бы доступ только к строго определенной категории информации в соответствии со своими потребностями и полно-

мочиями; удовлетворять заданным требованиям производительности при обработке запросов; допускать расширение и реорганизацию базы данных при изменении границ описания предметной области путем добавления в базу данных новых или удаления из нее любого числа признаков или объектов; обеспечивать заданный уровень достоверности хранимой информации и ее непротиворечивость; давать возможность контроля текущего и предшествующего состояний базы данных; обеспечивать возможность обращения к любым другим БНД различных уровней и способов организации.

Информация, используемая в БНД, обычно хранится в форме базы данных (БД), содержание которой должно с достаточной полнотой соответствовать описываемой ею предметной области, а структура — обеспечивать минимальное число сбоев и погрешностей системы. Одно из основных требований к БД — возможность использования содержащихся в ней данных без полной их реорганизации для решения широкого круга задач из данной предметной области.

Программные средства БНД — это совокупность программ, часть которых предназначена для обеспечения нормального функционирования технических средств (т. е. ЭВМ); другая часть — система управления базами данных (СУБД) — обеспечивает выполнение любых заданных операций над данными. Между структурой БД и СУБД всегда существует строго однозначное соответствие.

Проектирование БД по содержанию может осуществляться двумя путями — в соответствии с предполагаемыми запросами потенциальных пользователей или в соответствии с существующими описаниями предметной области, для обслуживания которой создается БД. Более предпочтителен второй путь, он позволяет удовлетворять не только уже существующие потребности, но и опережать их и корректировать БД на основе анализа запросов, накапливаемых при эксплуатации БД. Адаптация БД к потребностям пользователей может выполняться посредством увеличения объема необходимой информации или, наоборот, удаления из рабочей области БД и перенесения в архив очень редко или вообще не запрашиваемой информации, оптимизации взаимодействия СУБД с активно используемой ее частью путем модификации СУБД, а при необходимости — частичной или полной реорганизации самой БД путем изменения ее структуры.

Активно используемая часть БД обычно хранится на магнитных дисках (МД), что обеспечивает прямой доступ к данным. Копии БД в текущем (актуальном) состоянии, необходимые для восстановления БД в случае порчи МД или отказа системы, хранятся на магнитных лентах (МЛ). Как рабочий носитель информации МЛ не используются, так как загрузка

БД с МЛ занимает довольно много времени, а последовательный способ записи исключает возможность прямого доступа к данным.

В настоящее время используются три модели БД: иерархическая, сетевая и реляционная [56, 95 и др.].

Достоинство иерархической модели — значительная экономия памяти системы, так как любые данные (элементарная информация) встречаются в описании каждого объекта и в БД в целом не более одного раза. Основной недостаток — большая длительность ожидания при поиске данных.

Сетевая модель с точки зрения технических и функциональных возможностей наиболее совершенна, однако ее распространенность в какой-то мере ограничена сложностью разработки и реализации структуры, что требует участия специалистов-математиков на всех этапах проектирования, отладки или расширения БД. В реляционной БД высокая скорость поиска информации достигается за счет того, что система оперирует не с отдельными записями или их фрагментами, а с множествами записей в целом. Конструирование любого нового отношения, предназначенного для решения какой-либо специализированной задачи, выполняется посредством создания нового ключа из имеющегося в БД набора ключей. Основным недостатком реляционных БД — большой объем памяти, занимаемый БД этого типа.

Система управления базой данных (СУБД) — это специализированный пакет взаимосвязанных программ, обеспечивающих управление БД в целом и доступ к любой группе или отдельному элементу данных согласно условиям, заданным пользователем. Каждая конкретная СУБД предназначена для работы только с конкретной моделью БД. Назначение СУБД — обеспечить выполнение любых заданных операций над данными, обработку их с помощью внешних программ, написанных на каком-либо алгоритмическом языке, и вывод полученного результата на заданные периферийные устройства в заданной форме. Помимо этого, СУБД должна обеспечивать любые операции над БД в целом — ее пополнение, реорганизацию, восстановление в случае утраты данных или сбоя системы. Важная функция СУБД — обеспечение возможности санкционированного доступа к данным пользователям разных категорий и выполнение регламентированных операций над данными.

Новым этапом в развитии идеологии без данных явилось создание матричных диалоговых процессоров управления базами данных, разработанных специально для персональных компьютеров. Так, в интегрированной системе МАСТЕР могут быть одновременно созданы разнотипные связи с различными полями в каждой записи. Между отдельными записями воз-

можны связи реляционного типа, а сами записи могут упорядочиваться различными способами [56 и др.]. Системы аналогичного типа сочетают в себе положительные черты различных моделей БД.

§ 30. МЕТОДЫ И СИСТЕМЫ ОБРАБОТКИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА ЭВМ

Математическое обеспечение ЭВМ содержит ряд программ, позволяющих формировать кластерные, дискриминантные, факторные и другие численные модели для выполнения соответствующих видов статистического анализа. Эти программы можно использовать для изучения внутренней структуры многомерных множеств, решения задач классификации и распознавания, прогноза и т. п.

Одним из методов, основанных на понятии меры сходства, является кластерный анализ [16, 84], позволяющий упорядочить изучаемое множество посредством объединения объектов в непересекающиеся классы различных уровней. Задача исследователя — дать смысловую интерпретацию каждого уровня и объяснить наиболее вероятные причины, приводящие к объединению объектов в класс каждого уровня.

Кроме процедуры объединения, иногда применяется противоположная — последовательное разбиение исходного множества «сверху вниз», от общего к частному.

К классификационным примыкают задачи отнесения любого нового объекта к какому-либо известному классу — дискриминантный анализ [84]; иногда новый объект не может быть отнесен ни к одному из уже сформированных классов; такие задачи, обычно возникающие в случаях, когда на основе знания уже известных свойств объекта необходим прогноз еще неизученных свойств, относятся к области распознавания образов [28].

Классификационные и близкие к ним задачи можно условно разделить на две разновидности: в первом случае система «сама» автоматически классифицирует изучаемое множество, и каждый новый объект, не входящий в это множество, по группе признаков относит к одному из уже сформированных классов («обучение без учителя»); во втором случае системе предъявляется «эталонный» объект или класс, принадлежащий изучаемому множеству, в качестве предпочтительного, и каждый новый объект оценивается по группе признаков как сходный или несходный с «эталонным» («обучение с учителем»). Эталонный объект или класс может указываться системе или непосредственно путем его названия и соответственно величинами описывающих его параметров, или пределами допустимых изменений каждого из параметров; в последнем слу-

чае «эталонный» объект физически может не существовать, а быть описан как набор каких-либо значений признаков.

Для изучения внутренней структуры множеств могут применяться многомерный корреляционный анализ, метод главных компонент, факторный анализ [24, 28, 87]. Располагая корреляционной матрицей, описывающей многомерное множество (систему объектов) с приблизительно известной внутренней структурой, можно построить наиболее вероятную в статистическом смысле структуру, упорядочив ее по относительной силе связи любой пары элементов. Для любой пары элементов x и y величина и знак r_{xy} зависят от числа элементов, через которые взаимодействуют x и y , и влияние на каждый из этих элементов в отдельности всех остальных элементов системы как единого целого (Э. А. Дубинчик и И. В. Розенталь, 1979 г.).

Для изучения внутренней структуры множеств часто применяется метод главных компонент и различные модификации факторного анализа [24]; особенности их применения и свойства факторных решений описаны в литературе, однако некоторые рекомендации все же могут оказаться полезными. Во-первых, целесообразно с самого начала получить не одно обобщенное факторное решение на основе использования всех без исключения переменных (признаков), а несколько частных, используя для формирования каждой частной факторной модели переменные только одного типа; частные факторные модели при сравнении их между собой допускают более простую и однозначную содержательную интерпретацию каждой из них в отдельности и легко увязываются между собой. Во-вторых, рекомендуется многократное (итерационное) применение одной и той же (а иногда — модифицированной) факторной процедуры с целью понижения мерности пространства признаков до тех пор, пока не будет достигнуто устойчивое факторное решение, что позволяет практически полностью подавить случайные помехи, влияющие на результат анализа. В-третьих, можно сделать результаты факторного анализа более наглядными и легко интерпретируемыми путем построения «гибридных» моделей (Ф. С. Файнберг и И. В. Розенталь, 1988 г.). Еще один способ сделать результаты факторного анализа более наглядными и легко объяснимыми — применение совместно с ним процедуры тренд-анализа для какого-либо одного параметра, описывающего систему, или группы сходных по смыслу и поведению параметров. Для построения поверхности тренда привлекают не только параметры, характеризующие факторную модель, но и любые другие, дополняющие ее, так как не существует никаких условий, налагающих запрет или ограничивающих возможность построения тренда в любых системах координат, в том числе и условных, в которых строится факторная модель.

Наиболее широко распространены методы, обычно объединяемые под общим названием регрессионный анализ [17, 28, 35, 84, 87 и др.]. Регрессионные модели применяются для эффективной свертки информации или для интерполяции или экстраполяции значений отдельных параметров, или для оценки вероятных значений трудно поддающихся контролю параметров по известным значениям других, связанных с первыми в рамках одной модели, или для прогноза поведения модели в недоступные непосредственному наблюдению промежутки времени. Если к виду уравнения регрессии не предъявляется каких-либо особых требований, то из нескольких возможных уравнений выбирается то, которое требует наименьших затрат времени на вычисления, но при этом обеспечивает минимальные расхождения между расчетными и наблюдаемыми значениями переменных. Учитывают и то обстоятельство, что чем проще уравнение, тем легче и очевиднее интерпретация результатов.

Дисперсионный анализ [84] применяется для разделения совокупностей на группы или оценки влияния различных факторов на величины наблюдаемых параметров системы. Обычно различают одно-, двух- и многофакторные методы. Пример реализации однофакторной модели — построение гистограмм и вариационных кривых. Двухфакторная модель позволяет, например, разделить вклад в наблюдаемую величину параметра, обусловленный изменчивостью состава пород одного типа и их принадлежностью к различным регионам.

В последние годы довольно широкое распространение получили различные модификации методов автоматизированного построения петрофизических и геологических разрезов, блок-диаграмм и других графических изображений результатов исследований. В одних случаях (С. С. Красовский, 1981 г.) блоки статистической обработки включаются непосредственно в программные комплексы с целью пересчета одних параметров (наблюдаемых) в другие (прогнозируемые путем оценки); в других — используются данные заранее выполненной статистической обработки петрофизических исследований. Рассчитанный эффект, создаваемый горными породами с предполагаемыми физическими свойствами, сравнивается с непосредственно наблюдаемыми физическими полями. При больших расхождениях рассчитанного и наблюдаемого значений поля вносятся изменения или в рисунок разреза, или в величины физических свойств пород, или в то и другое одновременно. Процесс подбора носит итерационный характер и завершается при достижении достаточно приемлемого — с точки зрения численного соответствия и геологической достоверности — результата.

Подробное описание математических основ, общей струк-

туры программ и их отдельных блоков, используемых переменных, возможных ограничений и затрат времени на обработку с помощью прикладных программ приведено в специальной литературе [17, 87 и др.]. Многие из перечисленных задач могут быть решены с помощью уже существующих пакетов прикладных программ, аналогичных описанному в предыдущей главе.

Разрабатываемые в последние годы экспертные системы (ЭС) имеют встроенный блок оценок, разрабатываемый на основе анализа знаний экспертов об изучаемых объектах заданного типа и имитирующий последовательность действий, выполняемых специалистом при решении аналогичных задач. Эти системы работают по «жесткому» алгоритму, выполняя заранее предписанные шаги в строго определенной последовательности. Их БД содержат не все возможные, а лишь «эталонные» значения данных, свойственные объектам данного типа, не выходящие за пределы, выявленные в результате обработки экспертных оценок. БД любой ЭС имеет блок логической обработки, реализующий алгоритм прогноза, и блок объяснения логических выводов и решений, принимаемых системой на любом из шагов при заданных пользователем значениях признаков.

Достигнув некоторого текущего дискретного состояния, являющегося реализацией всех предшествующих шагов и соответствующих им состояний, система запрашивает данные для выполнения очередного шага. Если данные по каким-либо причинам отличаются от «эталонных», система после их анализа выдает об этом сообщение и предлагает выбор: продолжить решение задачи или завершить его. Если пользователь намерен продолжать решение, система возвращается к началу невыполненного шага и вновь запрашивает данные для его повторения. Если шаг завершается успешно, система переходит в новое текущее состояние и запрашивает данные для выполнения следующего шага.

Так как число возможных состояний системы после выполнения каждого шага точно известно, то и число возможных конечных состояний может быть достаточно большим, но не может превышать некоторой определенной величины. ЭС, как правило, узко специализированы, работают в диалоговом режиме с последовательно вводимой информацией.

Прогнозирующие системы (ПС) имеют расширенную БД, каждый объективный раздел которой содержит набор типовых моделей — признаковые описания однотипных объектов и/или территорий, сходных с теми, для которых выполняется прогноз. Некоторые системы, кроме того, содержат модели «геологических обстановок», благоприятных для образования месторождений различных типов. Наиболее совершенные ЭС способны накапливать в своих БД «опыт», приобретенный

при решении задач. Вся рабочая информация в любой момент может быть выведена из БД в качестве материала для обучения пользователя. Все эти свойства БД ПС позволяют рассматривать их по существу как базы знаний (БЗ).

Данные о каждой ячейке изучаемой территории в понятиях (признаках, терминах), однозначно согласованных с имеющимися в БЗ и поэтому «понятных» ПС, вводятся в ее оперативную память и сравниваются с эталонными, извлекаемыми из БЗ. Для повышения контраста и надежности распознавания в ПС вводятся также данные о части изучаемой территории, предположительно не содержащей прогнозируемых объектов. После обучения, последовательно переходя от ячейки к ячейке, ПС оценивают всю изучаемую территорию в величинах вероятности обнаружения в ее пределах прогнозируемых объектов и указывает участки, где такая вероятность максимальна.

В отличие от экспертных прогнозирующие системы оперируют с рабочей БД, каждый раз формируемой заново на основе БЗ специально для решения данной задачи. Режим работы ПС— диалоговый или пакетный. Функции эксперта выполняет сам пользователь, система лишь рассчитывает численные оценки прогноза. В процессе решения эксперт может удалять какие-либо признаки из рабочей БД, объединять их в любом сочетании или добавлять новые, но только такие, которые сходны с уже имеющимися в БЗ. Задача человека — сделать окончательный вывод о сходстве или различии изучаемого и эталонного объектов и принять решение о дальнейших исследованиях.

ГЛАВА XIII

ПОСТРОЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ КАРТ

§ 31. ТИПЫ КАРТ И ИХ ПРИНЦИПАЛЬНЫЕ ЛЕГЕНДЫ

Наиболее полное и наглядное представление о распределении физической характеристики геологических образований на плане дают карты. Различаются следующие типы карт: 1) физических параметров; 2) петрофизические; специализированные.

Карты физических параметров

Карты плотности, магнитной восприимчивости, намагниченности, радиоактивности и других параметров строят по данным изучения образцов или по данным расчетов с использова-

нием геофизических карт; геологическая и петрографическая характеристика пород не отражается или приводится в обобщенных показателях.

Карты плотности и магнитной восприимчивости для складчатых районов и древних щитов строят в изолиниях по значениям параметра в каждой точке (Г. Я. Голидра, 1982 г.) или по усредненным значениям в определенном радиусе (Ю. Ф. Малышев, Н. П. Романовский, 1981 г.). Для платформенных областей карты строят в изолиниях параметров (преимущественно плотности) по средним значениям отдельных крупных стратиграфических единиц или в целом для осадочного покрова (М. Л. Озерская, 1967 г.; Н. В. Подоба, М. Л. Озерская, 1968 г.; Н. А. Туезова, 1976 г.; Н. К. Озолинь, 1974 г.). Основное значение этих карт — использование данных при интерпретации гравитационного и магнитного полей с целью изучения глубинного строения земной коры. Кондиционность карт определяется равномерностью расположения точек исходных данных и проведением изолиний с учетом точности измерения параметров, возможности случайных ошибок из-за использования данных по выветрелым образцам и др. Первое условие может быть соблюдено выбором масштаба карты более мелкого, чем выполненная съемка, при которой точки отбора образцов, как правило, расположены неравномерно; например, построение карты масштаба 1:1 000 000 по съемкам среднего и крупного масштабов. Для определения интервалов изолиний целесообразно сопоставление по отдельным участкам карт физических параметров и петрофизических карт.

Составление карт по расчетным данным является интерпретационной геофизической задачей.

Методика составления карт намагниченности геологических образований разработана Л. В. Булиной (1980, 1981 гг.). Она заключается в определении контуров намагниченных тел и вычислении их средней намагниченности по графикам аномального магнитного поля ΔT_a . Эти карты имеют большое значение для изучения строения фундамента платформ, депрессионных мульд и прогибов, для сопоставления этих районов со складчатыми структурами, для общей характеристики намагниченности верхнего магнитоактивного слоя земной коры и ее эволюции во времени.

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

У. И. Моисеенко и А. А. Смысловым разработана методика составления карт температур на разных глубинах земной коры и карт геотермического градиента [26].

Имеются примеры составления карт плотностной дифференциации отдельных слоев земной коры, как результат решения сложных интерпретационных задач. И. Г. Клушиным (1979 г.) составлена схема плотностей дифференциации мантийно-коровых блоков территории СССР с использованием гравитационных карт и спутниковых данных о гравитационном потенциале.

Петрофизические карты

Петрофизические карты являются основными наиболее информативными картами для изучения геологического строения районов. Остальные карты составляют в зависимости от решаемых геологических и геофизических задач или при недостатке данных для построения петрофизических карт [59].

В основе легенд петрофизических карт лежит петрофизическая классификация горных пород, т. е. подразделение и группирование по физической характеристике пород разного возраста, различных генетических типов и петрографического (литологического) состава. По различным физическим свойствам карты строят отдельно — петроплотностные, петромагнитные, петроскоростные и др.

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

При построении карт преследуются задачи:

а) возможно полно отразить физическую латеральную неоднородность геологических образований района;

б) показать наиболее существенные закономерности изменения физической характеристики пород разных генезиса и состава;

в) с наибольшей детальностью показать физическую характеристику рудоносных, угленосных и нефтегазоносных формаций и зон околорудных изменений (на крупномасштабных картах);

г) использовать петрофизическую характеристику для уточнения формационной принадлежности пород и пространственного распространения пород разного возраста и структурно-формационных комплексов, особенно в труднодоступных и труднокартируемых районах.

Масштабы петрофизических карт. В зависимости от геологических или геофизических задач петрофизические карты могут составляться в разных масштабах — от детальных до мелкомасштабных. Выделяются две группы масштабов карт, различающиеся детальностью выделения петрофизических групп пород и типом легенд: группа I — карты детального и крупного масштабов (1:50 000 и крупнее), среднего масштаба (1:100 000—1:500 000); группа II — карты мелкого (1:1 000 000—1:2 500 000) и обзорного масштабов (1:5 000 000 и мельче).

Принципиальная легенда петрофизических карт.

А. Возраст образований. Различаются по цифровым индексам.

Б. Генетические типы пород.

1. Интрузивные.
2. Эффузивные.
3. Метаморфические.
4. Осадочные.

Различаются по характеру окраски (сплошная, сплошная со знаками, штриховая, крапы) или по условным обозначениям, принятым на геологических картах.

В. Состав пород (крупные петрографические группы).

1. Интрузивные и эффузивные:
 - а) кислые;
 - б) средние;
 - в) основные;
 - г) ультраосновные;
 - д) щелочные.

На петромагнитных картах различаются по окраске (красный, коричневый, зеленый, фиолетовый, желтый), на остальных — по условным обозначениям.

2. Метаморфические:
 - а) кислые;
 - б) средние;
 - в) основные;
 - г) высокоглиноземистые;
 - д) карбонатные.

На петромагнитных картах различаются по окраске (красный, зеленый, коричневый, голубой), на остальных — по условным обозначениям. Фации регионального метаморфизма и ультраметаморфизма показываются различной штриховкой.

3. Осадочные:
 - а) глинистые;
 - б) песчано-обломочные;
 - в) карбонатные;
 - г) гидрокимические.

На петромагнитных картах различаются по окраске (серый, желто-серый, голубой, зелено-голубой), на остальных — по условным обозначениям.

Г. Петрофизические группы пород.

1. Петроплотностные.
2. Петромагнитные (κ или J).
3. Петрорадиоактивные и др.

Различаются по интенсивности цвета в зависимости от величины физического параметра и по характеру и окраске в зависимости от генетического типа и состава пород.

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

По петрофизическим и палеомагнитным данным вносят дополнения в легенду карт (например, выделяется более поздний или более ранний комплекс пород) и уточняют возраст отдельных массивов. Возраст пород на картах указывают цифровыми индексами или буквенными обозначениями, как на геологических картах.

Генетический тип пород. Среди разнообразных геологических образований выделяются следующие генетические типы пород — интрузивные, эффузивные (вулканогенные), осадочные, регионально метаморфизованные, ультраметаморфические, автометаморфические, гидротермально-метасоматические (на крупномасштабных картах). Петрофизическое группирование проводится раздельно для каждого из этих типов пород.

В легендах карт I группы петрофизическая характеристика отражается в отдельных колонках: для стратифицированных толщ (осадочных, осадочно-вулканогенных, вулканогенных, ре-

гионально-метаморфизованных формаций) и для интрузивных, ультраметаморфических, автотаморфических и метасоматических образований. В районах преимущественного развития магматических пород, например, в пределах траппового поля Сибирской платформы, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, целесообразно выделение осадочных толщ отдельно от магматических образований — интрузивных и эффузивных, с целью выяснения комагматичности последних. В легендах карт II группы петрофизическая характеристика пород показывается раздельно для формаций различных генетических типов.

Различие в генетических типах пород отражается разным типом штриховых знаков.

Петрографический (литологический) состав пород. Петрофизическое группирование по составу проводится в пределах каждого генетического типа пород. Выделяются петрофизические (литологические) группы и разновидности пород кислого, среднего, основного, ультраосновного, щелочного, высокоглиноземистого составов; глинистые, песчано-обломочные, карбонатные и гидрохимические осадочные толщи. Детальность выделения петрофизических групп по составу пород увеличивается от мелкого к крупному масштабу карт. Например, на обзорных картах показывается группа гранитов; они подразделяются на группы аляскитовых, биотитовых, биотит-роговообманковых гранитов на мелкомасштабных картах, каждая из которых кроме того может быть подразделена на лейкократовые и меланократовые разновидности на крупномасштабных картах. При выделении петроплотностных групп детальность группирования по составу пород зависит от диапазона значений плотности; при выделении петромагнитных групп состав пород учитывается вне зависимости от величины намагниченности или магнитной восприимчивости. Так, при одинаковых значениях χ или J выделяются петромагнитные группы гранитов, гранодиоритов, диоритов, габбро, гипербазитов; аналогично для других генетических типов пород. Целесообразно выделять те же группы пород, что и на петроплотностной карте.

За основу группирования пород по составу принимается типовая петрофизическая классификация пород, которая удовлетворяет картам масштаба 1:50 000—1 200 000. При более мелком масштабе карт некоторые группы пород можно объединить; при более крупном масштабе — подразделить на более дробные разновидности пород. Состав пород на картах отражается различными штриховыми знаками.

Петрофизические группы. Петроплотностные, петромагнитные, петроскоростные и другие группы пород, распространение которых в пределах района является основным

содержанием соответствующих карт (петроплотностной, петромагнитной, петроскоростной) выделяются в результате выполненных петрофизических исследований. На картах отражается характеристика выходящих на поверхность коренных пород, которая определяется по образцам пород из обнажений в складчатых районах и на щитах и преимущественно по скважинам в пределах чехла платформ.

За основу петрофизического группирования принимается типовая классификация пород (см. книгу первую, гл. VIII), которая уточняется применительно к геологическим образованиям данного района, отраженным на геологических или формационных (структурно-формационных) картах. Составленная петрофизическая классификация горных пород района служит легендой петрофизических карт.

На геологических картах отражено распределение в плане разновозрастных стратиграфических единиц — систем, серий, свит, комплексов, которые различаются по цвету окраски; на крупномасштабных геологических и формационных картах, кроме того, штриховыми знаками указан состав пород. Стратиграфические единицы, комплексы (формации), как правило, включают породы различного состава, имеющие разную физическую характеристику. Например, в одну серию могут быть объединены глинистые, песчаные и карбонатные отложения, различающиеся по плотности на $0,3—0,5$ г/см³; в один комплекс — интрузивные породы от габбро до гранитов, с диапазоном плотности $0,4$ г/см³; в одну осадочно-вулканогенную формацию — терригенные породы с $\sigma = 2,5—2,6$ г/см³ и основные вулканиты с $\sigma = 2,9—3,0$ г/см³. Для последней еще резче различается намагниченность пород — слабая (единицы А/м) терригенных образований и высокая (тысячи А/м) вулканитов.

Дифференцированность стратиграфических единиц и комплексов по физической характеристике и составу пород определяется по вариационным кривым распределения параметров. Одномодальное распределение плотности и магнитной восприимчивости свидетельствует об однородности состава, что, например, типично для одной фазы внедрения интрузивного комплекса. Полимодальное распределение вариационной кривой σ или χ показывает неоднородность состава или условий образования пород, а различие в величине и направлении вектора J_n может служить дополнительным критерием в определении возраста геологических образований. На основании вариационных кривых распределения параметров, средних значений и других статистических характеристик выделяют петроплотностные и петромагнитные группы внутри стратиграфических единиц, комплексов или формаций.

Пространственное положение различных петрографических групп пород определяется по фактическим измеренным значе-

ниям плотности и магнитных свойств пород, геологическим, формационным и геофизическим картам. При построении петромагнитной карты: 1) устанавливаются намагниченность пород по данным измерения магнитной восприимчивости всех образцов и измерения J_n для их части; 2) рассчитывают J по графикам аэромагнитных или наземных магнитных карт. Особенно большое значение имеет использование карт аномального магнитного поля ΔT_a . Надежная привязка магнитных аномалий к определенным группам пород по данным измерения магнитных свойств образцов и сопоставления расчетных и измеренных значений намагниченности пород позволяет широко использовать аэромагнитные съемки и во многих случаях уточнять границы распространения различных стратиграфических толщ и массивов интрузивных и ультраметаморфических пород. Карты локальных гравитационных аномалий можно использовать для характеристики отдельных массивов. По магнитным и гравиметрическим картам возможно построение петрофизических карт в пределах озер, на участках, перекрытых мощными четвертичными отложениями, в шельфовых зонах.

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

Окраска и индексация карт. Окраска карт подчинена принципу — показать наиболее выразительными средствами основное их содержание. Для петроплотностной карты принимается гамма цветов, отражающая плотность: сине-зеленые — зелено-желтые — желтые — коричневые — темно-коричневые. Интенсивность окраски усиливается от среднего значения общего диапазона плотности пород ($2,50 \text{ г/см}^3$) в сторону ее уменьшения (до $1,80 \text{ г/см}^3$) и увеличения (до $3,20 \text{ г/см}^3$). Гамма цветов на петромагнитной карте более многообразна. Различным цветом показывается химический (литологический) состав пород: розово-красным — кислый, коричневым — средний и высокоглиноземистый, зеленым — основной, фиолетовым — ультраосновной, желтым — щелочной, желто-оранжевым — песчаный, голубым — карбонатный, серым — глинистый и угленосный. Увеличение интенсивности окраски каждого цвета соответствует повышению намагниченности пород. Например, слабомагнитные габбро окрашиваются в светло-зеленый цвет, магнитные — в зеленый, сильномагнитные — в темно-зеленый.

Таблица XIII.1

Индекс	σ , г/см ³	Индекс	σ , г/см ³
а ₃	<1,80	н	2,55—2,60
а ₄	1,80—1,90	о	2,60—2,65
а ₅	1,90—2,00	п	2,65—2,70
б	2,00—2,05	р	2,70—2,75
в	2,05—2,10	с	2,75—2,80
г	2,10—2,15	т	2,80—2,85
д	2,15—2,20	у	2,85—2,90
е	2,20—2,25	ф	2,90—2,95
ж	2,25—2,30	х	2,95—3,00
з	2,30—2,35	ч	3,00—3,05
и	2,35—2,40	ш	3,05—3,10
к	2,40—2,45	э	3,10—3,15
л	2,45—2,50	ю	3,15—3,20
м	2,50—2,55	я ₁	3,20—3,25
		я ₂	3,25—3,30

Таблица XIII.2

Индекс	κ , 10 ⁻⁵ ед. СИ	Индекс	J , 10 ⁻³ А/м
А ₀	0—(-5)	А ₀	—
А	0—100	А	0—50
Б	100—300	Б	50—150
В	300—700	В	150—300
Г	700—1 500	Г	300—700
Д	1 500—3 000	Д	700—1 500
Е	3 000—6 000	Е	1 500—3 000
Ж	6 000—12 000	Ж	3 000—6 000
З	12 000—25 000	З	6 000—12 000
И	25 000—50 000	И	12 000—25 000
К	> 50 000	К	25 000

Разный характер окраски обусловлен различным содержанием карт; наиболее информативно сопоставление плотности пород разного состава и намагниченности пород близкого состава.

Индексация карт проводится по значению физических параметров, по составу или формационной принадлежности и по возрасту геологических образований. Индексы физических параметров указывают русскими буквами строчными для характеристики плотности (табл. XIII.1), прописными — магнитных свойств (табл. XIII.2). При выделении на карте более дробных групп пород соответствующие интервалы подразделяют, а при более общих группах — соединяют; например, группа о разделяется на о₁ с $\sigma=2,60—2,625$ и о₂ с $\sigma=2,625—2,65$ г/см³; группа Д разделяется на Д₁ с $\kappa=1500—2000$, Д₂ — с $\kappa=2000—2500$, Д₃ — с $\kappa=2500—3000$; группа АБ соединяет группы А и группу Б и характеризуется $\kappa=0—300 \cdot 10^{-5}$ СИ.

Таблица XIII.3

Индекс	v_p , км/с	Индекс	v_p , км/с
б	<3,4	l	5,4—5,6
b	3,4—3,6	m	5,6—5,8
c	3,6—3,8	n	5,8—6,0
d	3,8—4,0	o	6,0—6,2
e	4,0—4,2	p	6,2—6,4
f	4,2—4,4	q	6,4—6,6
g	4,4—4,6	r	6,6—6,8
h	4,6—4,8	s	6,8—7,0
i	4,8—5,0	t	7,0—7,2
j	5,0—5,2	u	7,2—7,4
k	5,2—5,4	v	7,4—7,6

Индексы скорости продольных волн v_p — латинские строчные буквы (табл. XIII.3).

Специализированные карты

Карты приведенных аномальных значений физических свойств (плотности, магнитной восприимчивости, естественной радиоактивности и др.) строят по величине параметров, выраженных в отклонениях от среднего значения в единицах стандарта. Методика составления этих карт разработана А. А. Смеловым на примере рудных районов Казахстана. Для карты плотности измеренное значение σ переводится в значение плотности, нормированное по стандарту

$$\sigma_n = (\sigma - \bar{\sigma}) / St_\sigma, \quad (\text{XIII.1})$$

где $\bar{\sigma}$ — среднее арифметическое значение плотности данной группы пород; St_σ — стандарт распределения плотности данной группы пород.

При выражении магнитной восприимчивости в нормированных отклонениях берут логарифмы κ , среднее значение и стандарт распределения логарифмов параметра. Аномальными значениями σ и κ считаются отклонения от среднего более чем на три стандарта. Карты строят для каждого параметра либо для отдельных участков либо совмещаются с петрофизическими картами горных пород.

Палеомагнитные карты составляют по данным палеомагнитных исследований, они отражают «палеомагнитный» возраст пород, перенос или обратное направление вектора древней (синхронной) остаточной намагниченности, положение древнего магнитного полюса. Примерами являются карты, составленные В. В. Кочегурой для мезозой-кайнозойских эффузивных образований Дальнего Востока, А. Н. Храмовым для осадочных толщ PZ—MZ Русской платформы, Н. П. Михайловой и А. М. Глевасской для вулканогенных толщ Карпат.

§ 32. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ КАРТЫ КРУПНОГО И СРЕДНЕГО МАСШТАБОВ

Петрофизические карты являются основными результативными документами выполненных петрофизических исследований в пределах планшета геологической съемки (1:50 000), структурной зоны или района (1:200 000—1:500 000). Составлению петрофизических карт предшествует проведение полевых работ (см. гл. X), лабораторные определения физических свойств горных пород и определение физических параметров по каротажным и полевым данным (см. гл. I, II, III, IV).

Петрофизическое картирование включает два этапа: 1) построение карт по отдельным типовым (эталонным) массивам, участкам, или структурам; 2) построение петрофизических карт планшетов, районов. В настоящее время наиболее полно разработана методика составления петроплотностных и петромагнитных карт.

Петрофизические карты типовых массивов и участков

В качестве типовых (эталонных) массивов или участков выбирают наиболее типичные, широко распространенные комплексы или серии пород. При этом особое значение имеет изучение массивов или участков, в пределах которых наблюдается несоответствие геологических и магнитных карт.

В пределах Западного Забайкалья широко развиты гранитоиды раннего палеозоя. На рис. XIII.1 приведены петрофизические карты одного из типичных массивов. По геологическим данным Урминский массив сложен биотитовыми гранитами ордовика и лейкократовыми гранитами силура—девона (рис. XIII.1, а). При прохождении двух петрофизических профилей вкрест магнитных аномалий было установлено резкое отличие в магнитной восприимчивости гранитов S—D западной и восточной частей массива, соответствие χ гранитов западной части и χ гранитов O, а также карте ΔT_a (рис. XIII.1, б). Эти данные подтверждены различием в плотностях пород ($\sigma_{\text{ГО}} = 2,62$, $\sigma_{\text{,SD}} = 2,58$) и детальными петрографическими работами. По карте ΔT_a уточнены контуры разновозрастных гранитов, показанные на петромагнитной и петроплотностной картах (рис. XIII.1, в, г).

Очень сложное строение гранитоидных массивов характерно для Центрального Забайкалья. По данным геологической съемки крупный интрузивный массив сложен многофазными комплексами гранитоидов протерозоя и нижнего палеозоя (рис. XIII.2). Карта ΔT_a не совпадает с геологической картой. Изучение образцов пород по профилям, пересекающим аномалии ΔT_a , показало, что значения $J_{\text{ср}}$ определенные по образцам и рассчитанные по графикам ΔT_a совпадают, т. е. магнитные

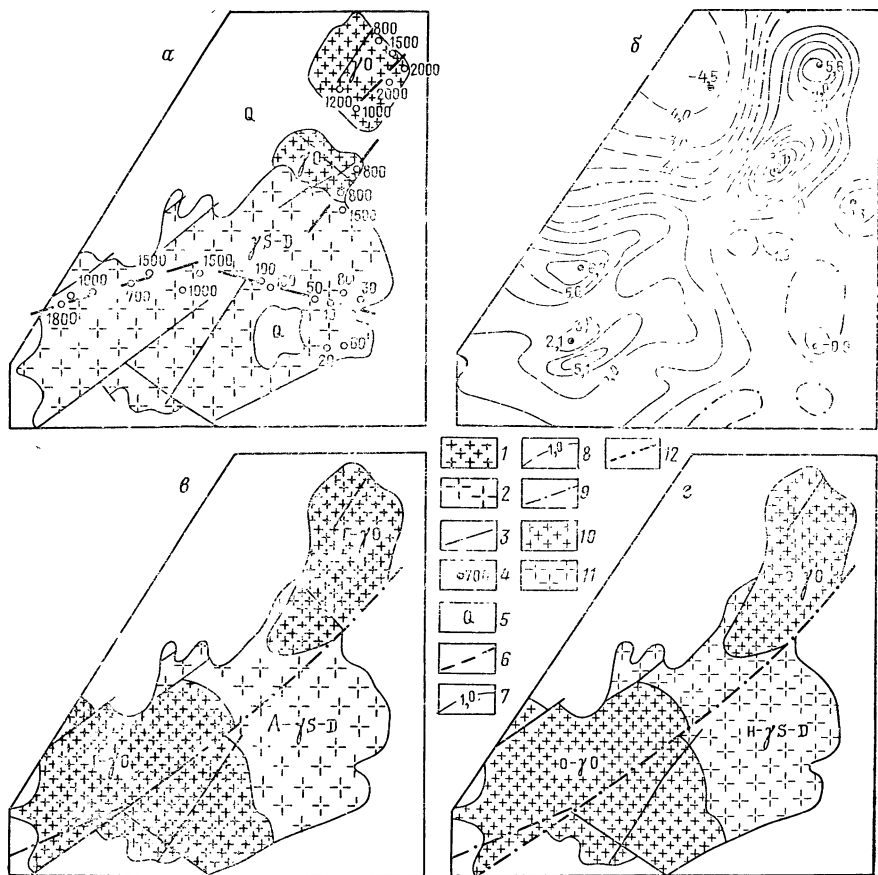


Рис. XIII.1. Пример построения петромагнитной и петроплотностной карт Урминского гранитоидного массива (по И. Ф. Зотовой):

a — геологическая карта и план фактических данных: 1 — биотитовые граниты ордовика, 2 — аляскитовые граниты силура — девона, 3 — тектонические нарушения, 4 — значения κ , 10^{-5} ед. СИ, 5 — четвертичные отложения, 6 — петрофизические маршруты; *б* — карта аномального магнитного поля ΔT_a , изолинии, пТЛ: 7 — положительные, 8 — отрицательные, 9 — нулевые; *в*, *г* — петромагнитная и петроплотностная карты: 10 — Г—γО, о—γО — биотитовые граниты ферромагнитной субформации гранит-гранодиоритовой формации ордовика, 11 — А—γS—D, н—γS—D — аляскитовые граниты ферро-парамагнитной гранитовой формации силура — девона, 12 — тектонические нарушения по геофизическим данным. Значения индексов плотности (о, н) и намагниченности (Г, А) на этом и последующих рисунках см. в табл. XIII.1—XIII.2

гранитоиды выходят на поверхность. По петрографическим данным и карте ΔT_a построена петромагнитная карта, уточнившая строение района. Следует отметить, что плотностная характеристика гранитоидов также подтверждает различие их состава, но менее отчетливо, чем магнитная.

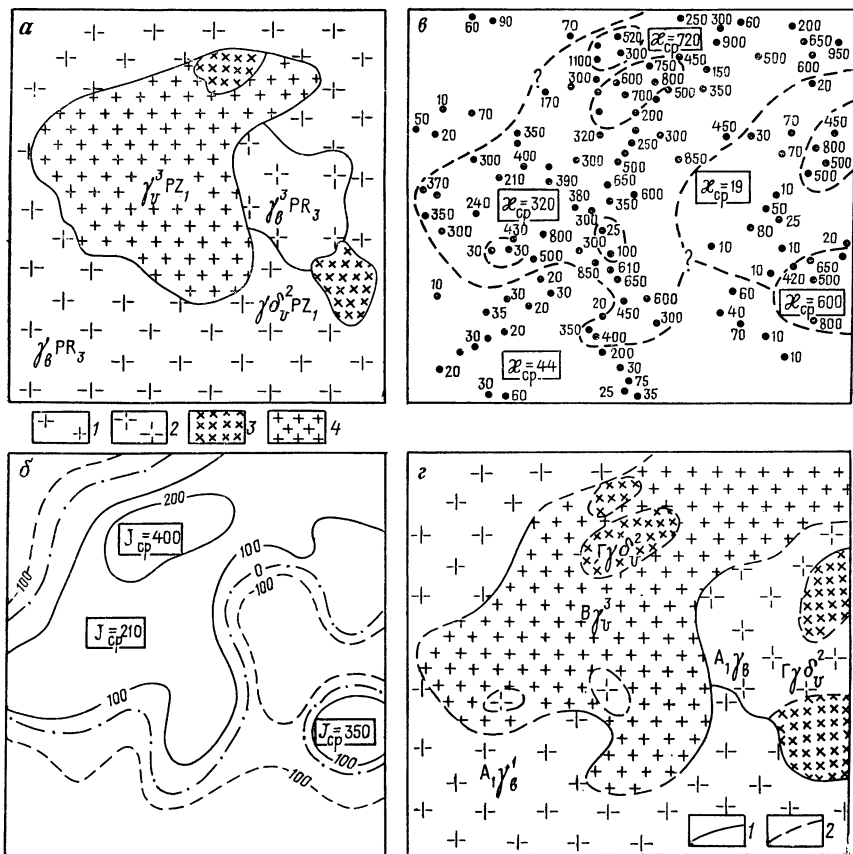
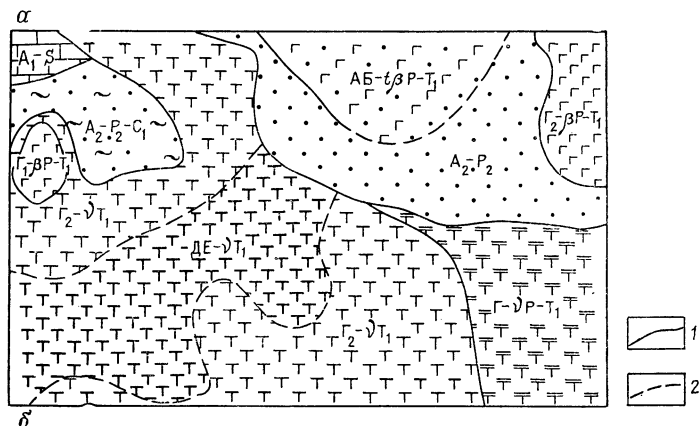


Рис. XIII.2. Пример составления петромагнитной карты многофазного гранитоидного массива Центрального Забайкалья:

a — геологическая карта, баргузинский комплекс PR_3 : 1 — γ^1_B — биотитовые граниты первой фазы, 2 — γ^2_B — алякитовые граниты второй фазы; витимканский комплекс PZ_1 , 3 — γ^3_B — гранодиориты второй фазы, 4 — γ^4_B — биотитовые граниты третьей фазы; *b* — карты ΔT_a , нТл (J_{cp} определено по графикам ΔT_a , 10^{-3} А/м); *v* — план фактических данных (χ образцов и петромагнитных групп, 10^{-5} ед. СИ); *g* — петромагнитная карта: $A_2 \gamma^1_B$, $A_1 \gamma^2_B$, $\Gamma \gamma^3_B$, $B \gamma^4_B$ — индексы петромагнитных групп; 1 — границы групп совпадают с геологическими границами интрузий, 2 — уточнение границы интрузий

Геологическое картирование траппов Сибирской платформы весьма затруднено из-за отсутствия палеонтологических данных и неоднородности состава пород. В этом случае весьма перспективно использование палеомагнитных определений возраста образований. На рис. XIII.3 приведен фрагмент петро-



Возраст пород		Петромагнитная характеристика траппов										
Геологический	Палеомагнитный	Состав пород	A ₁	A ₂	Б	В	Г	Д	Е	Фактор Q	Полярность J _n современная древяня	Индекс на карте
			20	50	100	300	700	1500	10 ⁻⁵ эрст			
P-T ₁	I ПМК P-T ₁	Базальты, долерито-базальты					Г	Г		3-5 (Г ₁)	+	Г ₁ , Г ₂ , BP-T ₁
		Долериты, габбро-долериты					Г	Г		7-13	+	Г-ДР-T ₁
	II ПМК T ₁	Долериты, габбро-долериты					Г	Г		1-2	+	Г ₂ -ДЕ-T ₁
	—	Туфы, туфо-базальты	Г	Г	Г	Г				—	—	AB-t3P-T ₁
P ₂	—	Песчаники		.	.					—	—	A ₂ -P ₂
C ₂ -P ₁	—	Песчаники и глинистые песчаники		.	.					—	—	A ₂ -C ₂ -P ₁
S	—	Известняки								—	—	A ₁ -S

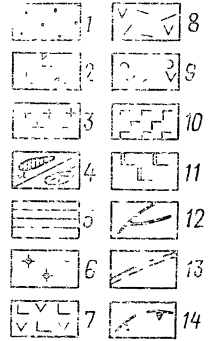
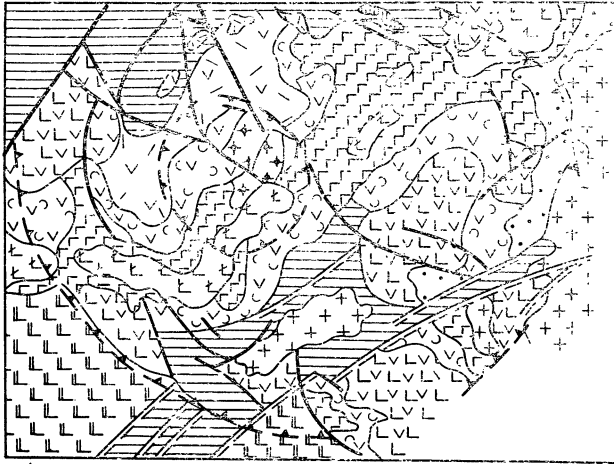
Рис. XIII.3. Фрагмент петромагнитной карты горных пород района развития траппов Сибирской платформы (по Г. Г. Камышевой) (а) и легенда петромагнитной карты (б).

Границы пород: 1 — по геологическим и петрофизическим данным, 2 — по петрофизическим данным

магнитной карты, составленный для центральной части участка развития трапповой формации.

Нерасчлененные по геологическим данным траппы пермояруса подразделяются на два петромагнитных комплекса (ПМК). I ПМК представлен эффузивными породами (базальты, долерито-базальты и др.) и интрузиями (долериты, габбро-долериты), которые имеют более низкую величину χ , высокое значение Q (3—13) и положительное направление древней остаточной намагниченности, что отвечает возрасту P-T₁ (см. рис. XIII.3). II ПМК слагает преимущественно интрузивные и субинтрузивные образования (долериты, габбро-

а



б

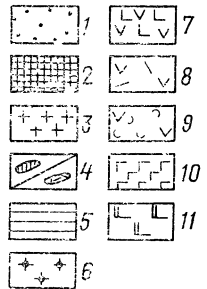
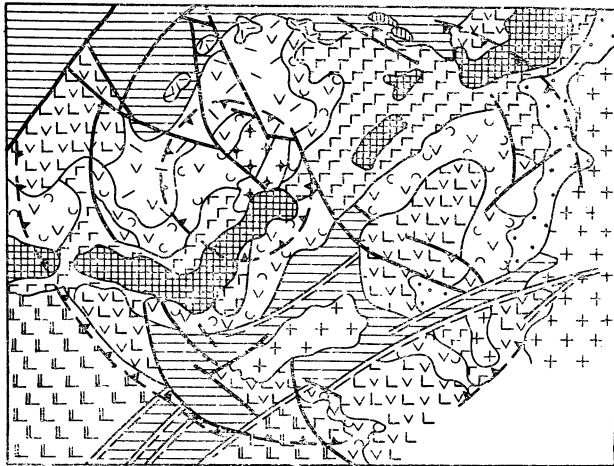


Рис. XIII.4. Петрофизические карты Алавердской вулcano-тектонической структуры (ВТС) (по А. Р. Ишханяну):

а — петроплотностная карта: 1 — рыхлые пролювиально-делювиальные отложения (а — бN—Q); 2 — базальты дебедского потока (н—р N₂—Q₁); 3 — гранитоиды шихташского комплекса (о—J₃—K₁); 4 — контрастный вулканический комплекс [а — базальты, трахобазальты (р—у—J₃), б — дациты, риолиты (н—о—J₃)]; 5 — вулканогенно-осадочная толща (п—р—J₂); 6 — плагииграниты ахпатского комплекса (н—о—J₂); 7 — андезито-базальты, андезиты, дациты, дациты-лавы, лавобрекчии, туфы шихташского вулканического комплекса (п—р—J₂); 8 — дациты, плагиириолиты, игнимбриты, пемзовые туфы верхнекошабердского вулканического комплекса (к—н—J₂); 9 — андезиты, дациты их туфы, брекчии, лавы нижнекошабердского вулканического комплекса (оп—J₂); дебедский вулканический комплекс: 10 — порфировые базальты, андезито-базальты, брекчии, тефроиды (р—т J₁—J₂); 11 — спилиты, исландиты (р—J₁—J₂); 12 — система кольцевых и радиальных разломов Алавердской ВТС; 13 — система продольных региональных нарушений линейного типа; 14 — контуры внутренней и внешней кольдер по данным космических снимков.

долериты) с более высокой κ , пониженным Q (1—2) и отрицательным направлением стабильной (древней) остаточной намагниченности, что является основанием связывать кристаллизацию магмы с периодом отрицательной полярности Земли в триасе. Большая часть образцов этого комплекса перемагничена современным магнитным полем и имеет положительный знак. На петромагнитной карте района, построенной с использованием аэромагнитной съемки, проведено значительно более детальное картирование траппов и туфов, с выделением жерловых фаций и кимберлитовых трубок.

Использование петромагнитных и палеомагнитных данных одновременно с плотностными характеристиками значительно уточняет геологическое строение вулканических аппаратов, особенно молодого возраста (Камчатка, Армения) [14] (рис. XIII.4).

Возможность использования петрофизических карт при геологических и геофизических работах в складчатых областях Дальнего Востока, сложенных осадочными, вулканогенными и интрузивными образованиями, иллюстрируется рис. XIII.5.

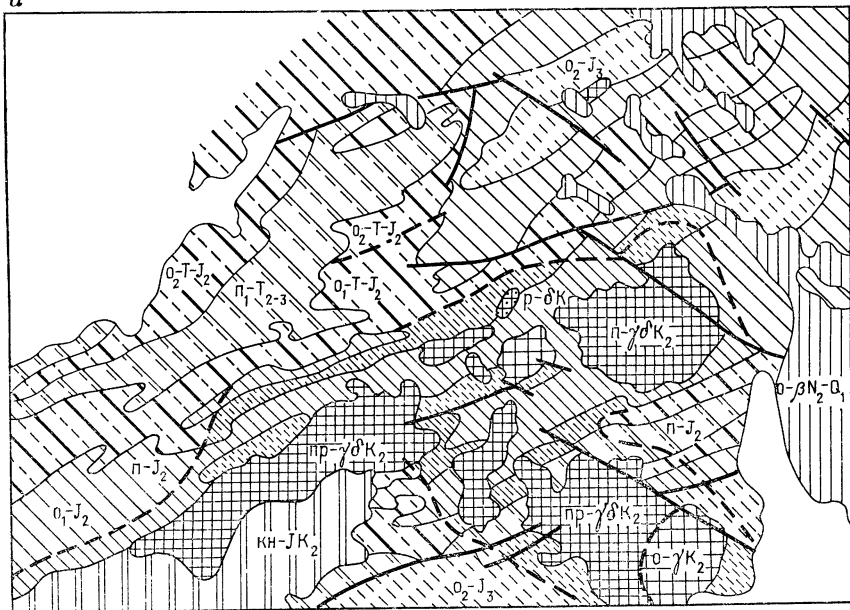
Из приведенных петрофизических карт участка видно, что наименьшей плотностью обладают дациты, лавобрекчии и туфы хартийского комплекса (K_2). Для комплекса терригенных пород (Т—J) характерна плотность 2,60—2,70 г/см³. При этом, как видно по петроплотностной карте, породы, затронутые ороговикованием, связанным с внедрением более молодых гранитоидных интрузий, обладают более высокой плотностью, чем неизмененные. Гранитоидные массивы различаются по плотности, что связано с преобладанием в них либо гранитов, либо гранодиоритов и диоритов. По петромагнитной карте среди гранитоидных массивов, обладающих низкой магнитной восприимчивостью, выделяется один массив с $\kappa \approx 1000 \cdot 10^{-5}$ СИ, что позволяет поставить вопрос о его иной формационной принадлежности.

Петрофизические карты номенклатурных листов геологической съемки

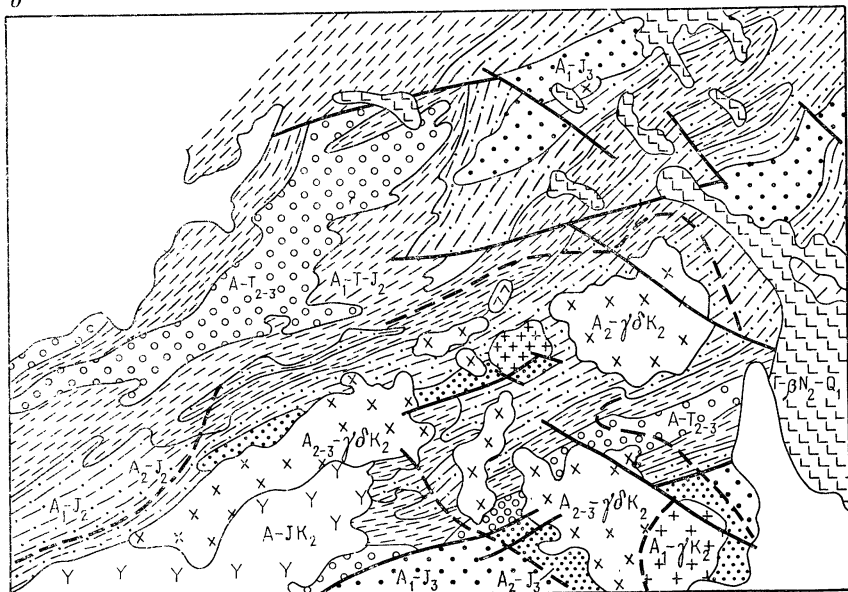
Для составления петрофизических карт листов (района) надо располагать физической характеристикой всех горных пород, слагающих изучаемую площадь. В результате статистиче-

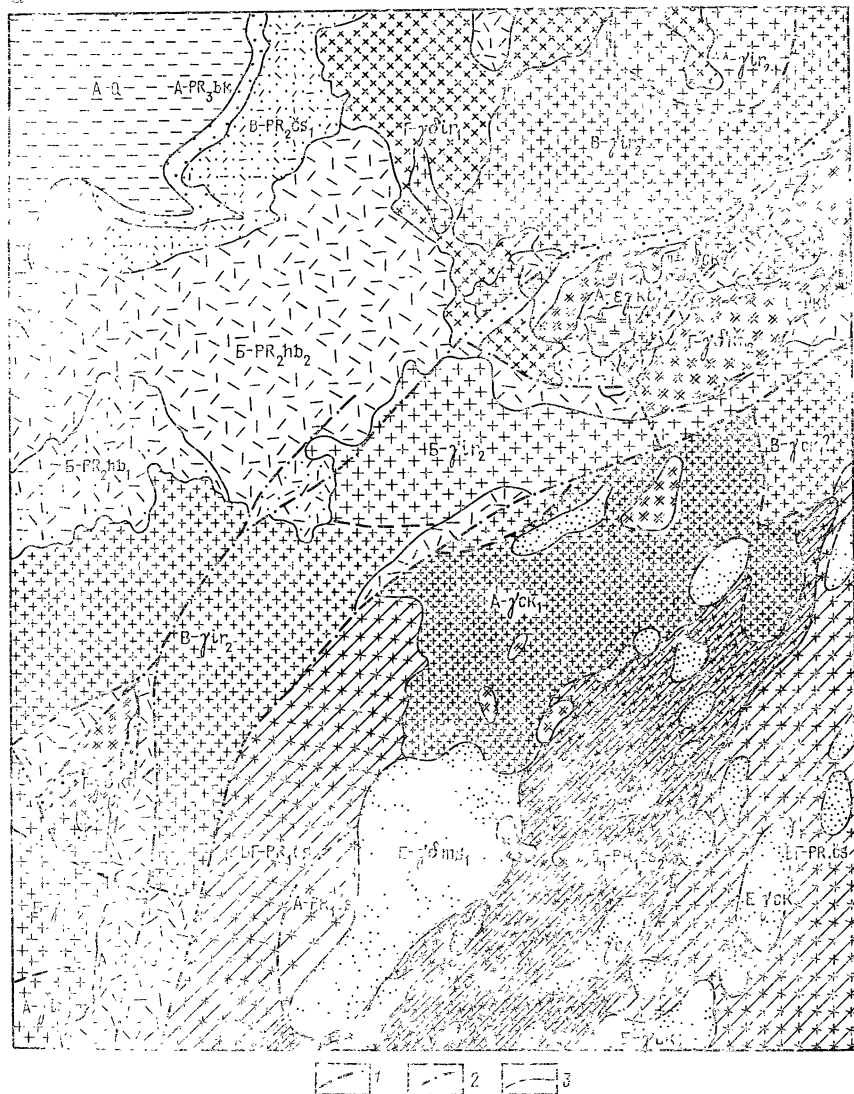
б — петромагнитная карта: 1 — рыхлые пролювиально-делювиальные отложения (А—N—Q); 2 — базальты дебедского потока (г—ж—N₂—Q₁); 3 — гранитоиды шихташского комплекса (А—J₃—K₁); 4 — контрастный вулканический комплекс [а — базальты, трахибазальты (гд—J₃), б — дациты, риолиты (А—В—J₃)]; 5 — вулканогенно-осадочная толща (АБ—J₃); 6 — плагиограниты ахпатского комплекса (А—J₂); 7 — андезит-базальты, андезиты, дациты-лавы, лавобрекчии, туфы шихташского вулканического комплекса (ВГ—J₂); 8 — дациты, плагиориолиты, игнимбриты, пемзовые туфы верхнекошардского вулканического комплекса (А—J₂); 9 — андезиты, дациты, их туфы, брекчии, лавы нижнекошардского вулканического комплекса (АБ—J₂); дебедский вулканический комплекс: 10 — порфириновые базальты, андезит-базальты, брекчии, тефроиды (А—В—J₁—J₂); 11 — спилиты, исландиты (А—В—J₁—J₂)

а



б





площади района данными о плотности пород, измеренной в образцах, и соответствии петроплотностных и петрофизических групп пород. При отсутствии на отдельных участках района данных о плотности пород в связи с неравномерным ее освещением границы петроплотностных групп проводят и уточняют по картам приведенных аномалий силы тяжести, данным геологической съемки и петромагнитным картам.

Возраст	Свита и интрузивный комплекс	Петрофизические группы пород							
		Характеристика пород	Усл. обозн. и индексы на петромагнитной карте	$\rho_{\text{ср.}}$, 10^3 г/см ³	$\sigma_{\text{ср.}}$, г/см ³	Число образц.	$I, 10^{-3}$ А/м по образц.	$I, 10^{-3}$ А/м по ΔT_a	
С		Пески, глины		A-Q	—	—	—	—	0-50
PR ₁ с ₁	Таймырская свита	Песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты		APR ₃ bk	—	—	—	—	0-50
Родос	Таймырская свита	Гравелиты, песчаники, аргиллиты, порфиры, туфы		APR ₂ os	—	—	—	—	0-50
PR ₁ с ₁	Амбепинская свита	Лавы кислого состава		APR ₂ hb ₂ ³	10	—	11	—	0-50
	Эльчинская (Е.О.) и Нижняя (С.З.) подовиты (hb ₂)	Туфы и туфиты		БPR ₂ hb ₂	150	—	16	75	100
		Фельзит-порфиры, песчаники, аргиллиты		BPR ₂ hb ₁	—	—	—	—	150
PR ₁ с ₃	Чуйская свита	Биотитовые, биотит-амфиболовые и м-биотитовые гнейсы, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, плагиатиты, демонстрационные изос. кварц, кварциты		D ₂ PR ₁ с ₃	1560	270	56	850	700
	Верхняя (С.З.) и Нижняя (С.З.) подовиты	Биотитовые гнейсы, кварциты, известняки		APR ₁ с ₃	20	2,62	22	10	0-50
		Биотит-амфиболовые гнейсы		BPR ₁ с ₃	260	2,65	24	150	180
PR ₂ с ₁	Кутимский комплекс	Граносyenиты, граниты		A ₂ с ₁ к ₂	10	2,57	28	5	
		гранодисриты		Г ₂ с ₁ к ₂	430	2,67	33	300	350
		габбро		Г ₂ с ₁ к ₁	750	2,98	15	400	450
PR ₂ с ₂	Ирельский комплекс	Граниты, гранодиориты		A ₂ с ₂ к ₂	30,120	2,50			
	Гфаза, Г ₂	Пегматиты, гранодиориты, граносyenиты		В ₂ с ₂ к ₂	360	2,63	63	220	250
	Гфаза, Г ₁			Г ₂ с ₂ к ₁	720	2,69	36	400	450
PR ₁ с ₄	Чуйско-Кударский комплекс	Граниты, нейсо-граниты		D ₁ с ₄ к ₂	1500	2,58	33	800	850
	Гфаза, С ₁	Порфирировидные граниты		D ₂ с ₄ к ₁	1680	2,63	41	800	350
PR ₁ с ₄	Гфаза, т ₁	Гранодиорит-порфиры, гранит-порфириты		D ₂ с ₄ к ₁ с ₁	2230	2,66	43	1200	800

Рис. XIII.6. Петромагнитная карта планшета геологической съемки района Чуйского антиклинария (по Н. Б. Дортман, А. Н. Демину) (а) и условные обозначения к ней (б):

Границы: 1 — по геологическим и петрофизическим данным; 2 — по петрофизическим данным; 3 — основные разломы по геофизическим данным

Соответствие петроплотностных и петрографических групп пород зависит от правильности и достоверности их выделения. При несоответствии границ на значительной площади необходимо повторно пересмотреть все имеющиеся материалы, провести новую статистическую обработку данных и более тщательное петрографическое изучение образцов, в результате чего петроплотностные и петрографические группы должны быть увязаны.

После проведенного анализа и увязки карты фактических данных и петрографической основы на последней наносят уточненные границы петроплотностных групп пород и проставляют индексы плотности, состава и возраста пород. Составленная таким образом петроплотностная карта закрашивается согласно легенде. Следует отметить, что возраст пород в основном принимается по геологическим данным, но на отдельных участках или массивах петрофизические данные могут свидетельствовать о необходимости его уточнения, что отмечается знаком вопроса.

Петромагнитные карты. Основой для составления петромагнитных карт являются петрофизические исследования образцов, определение намагниченности по картам ΔT_a и геологические карты района. Петромагнитные карты строят следующим образом. Составляют петрографическую основу петромагнитной карты аналогично основе петроплотностной карты. На карте фактических данных магнитной восприимчивости образцов проводят границы выделенных петромагнитных групп пород. Этот план совмещают с картой аномального поля ΔT района. По последней рассчитывают намагниченность пород и сопоставляют с магнитной восприимчивостью; в местах отсутствия образцов границу петромагнитных групп проводят по расчетным данным. Уточненные границы петромагнитных групп переносят с карты фактических данных на петрографическую основу петромагнитной карты. Дополнительные границы петромагнитных групп и несопадающие с геологическими границами показывает согласно карте фактических данных или карте ΔT_a . На карте проставляют индексы намагниченности, состава и возраста пород и окрашивают согласно легенде.

Петромагнитная карта планшета геологической съемки масштаба 1 : 200 000 в районе Северного Прибайкалья приведена на рис. XIII.6. Район находится в пределах краевого антиклинорного поднятия (Чуйский антиклинорий), разграничивающего древние структуры Байкальской геосинклинали и краевой части Сибирской платформы. В строении его принимают участие метаморфические, интрузивные и эффузивно-осадочные породы протерозоя. Из интрузивных образований широко развиты гранитоиды раннего протерозоя и субвулканические граниты позднего протерозоя.

Петромагнитная карта составлена по данным измерения образцов, отобранных в процессе геологической съемки, и карте аномального магнитного поля ΔT_a (по Н. Б. Дортман, А. Н. Демину).

Сопоставление петромагнитной и геологической карт показало их хорошую сходимость (за исключением нескольких участков), что определяется четко выраженной плотностной и магнитной дифференциацией пород, а также хорошей обнаженно-

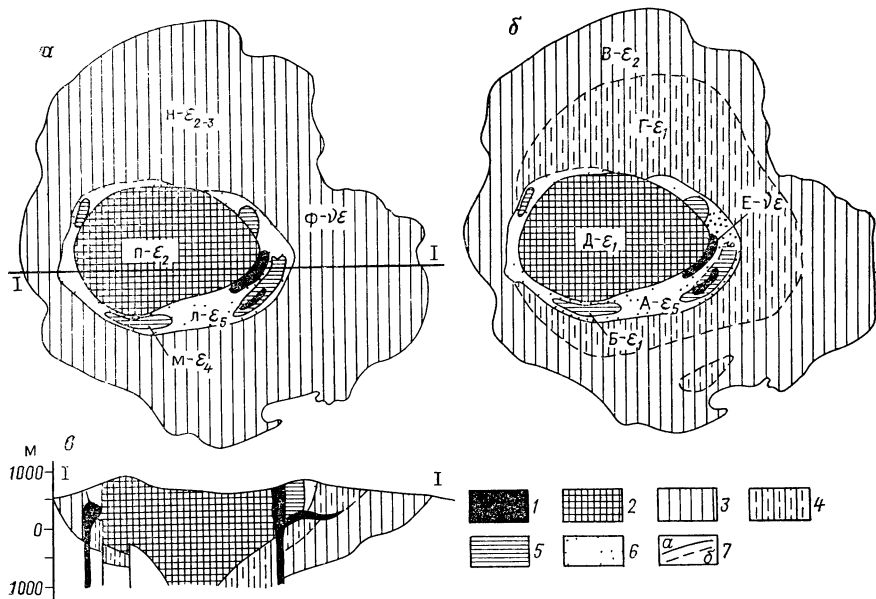


Рис. XIII.7. Петроплотностная (а), петромагнитная (б) карты и гипотетический разрез (в) массива Сынныр Северного Прибайкалья:

1 — шонкиниты; 2 — пуласкиты; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — псевдолейцитовые нефелиновые сиениты; 5 — сынныриты; 6 — гидротермалиты; 7 — границы (а — геологические по А. Я. Жилкову, б — петрофизические). Интервалы плотности (г/см³): л — 2,45—2,50, м — 2,50—2,55, н — 2,55—2,60, п — 2,65—2,70, ф — 2,90—2,95; интервалы магнитной восприимчивости (10⁻⁵ ед. СИ): А — 0—100, Б — 100—300, В — 300—700, Г — 700—1500, Д — 1500—3000, Е — 3000—6000

стью района, способствующей кондиционной съемке. Из условных обозначений к карте (рис. XIII.6, а) видно соответствие значений $J_{\text{ср}}$, рассчитанных по карте ΔT_a и определенных по образцам, из чего может быть сделан вывод, что магнитное поле района обусловлено породами, выходящими на поверхность. Для интрузивных комплексов устанавливаются более высокая намагниченность пород протерозоя по сравнению с породами палеозоя и очень четко выраженное понижение намагниченности и плотности пород всех комплексов от первых к последующим фазам внедрения. Эффузивные образования преимущественно слабомагнитны, вследствие, вероятно, разложения и окисления ферромагнетиков. Среди метаморфических гнейсов выделяются различной намагниченностью и плотностью образования нижней и верхней подсвит чуйской свиты.

На рис. XIII.7 приведены петрофизические карты массива щелочных пород центрального типа и его гипотетический разрез, построенный с учетом петромагнитных данных и аномального магнитного поля.

Массив имеет в плане округлую форму, в его строснии принимают участие разнообразные по петрографическому составу сиениты (А. Я. Жидков, 1981 г.). Все выделенные петрографические различия имеют свои, четко выраженные плотностные и магнитные характеристики. Наиболее плотными являются шонкиниты, представленные в массиве дайками и пластовыми телами небольшой мощности, плотностью $2,90 \text{ г/см}^3$. Затем следуют пуласкиты, составляющие ядро массива, плотностью $2,67 \text{ г/см}^3$. Большая часть массива сложена нефелиновыми сиенитами плотностью $2,55\text{—}2,56 \text{ г/см}^3$. Наименее плотные в массиве сынныриты ($2,54 \text{ г/см}^3$) и гидротермалиты ($2,47 \text{ г/см}^3$). Выделенные петрографические группы пород различаются по магнитной характеристике (рис. XIII.7, б). Благодаря магнитной характеристике из группы нефелиновых сиенитов с магнитной восприимчивостью $(400\div 800) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ удалось выделить группу псевдолейцитовых нефелиновых сиенитов с магнитной восприимчивостью $700 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Анализ аномального магнитного поля над массивом показал, что наиболее высокие, экстремальные значения ΔT_a приходятся на участки развития наименее магнитных пород — сынныритов и гидротермалитов. Расчеты, сделанные по магнитному полю, показывали, что аномалии порядка 15 нТл могут создавать породы с намагниченностью $(1000\div 1500) \times 10^{-3} \text{ А/м}$, что соответствует намагниченности шонкинитов, выходящих на поверхность в виде даек. Таким образом, детальная петромагнитная характеристика позволила провести правильную интерпретацию аномального магнитного поля и построить гипотетический разрез массива (рис. XIII.7, в).

§ 33. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ КАРТЫ МЕЛКОГО МАСШТАБА

Методика составления петрофизических карт и технология подготовки авторского макета для издания складчатых, сложно построенных регионов была отработана при издании карт Балтийского щита (восточной части) в масштабе $1 : 1\,000\,000$ [57, 58]. Были использованы многолетние петрофизические данные, полученные в разных организациях: 200 тысяч определений плотности образцов, 255 тысяч магнитной восприимчивости, более 10 тысяч измерений остаточной намагниченности, результаты исследований других магнитных параметров, пористости и минеральной плотности. Кроме того, были использованы расчетные данные о намагниченности пород по картам аномального магнитного поля и карты локальных гравитационных аномалий. Петрофизические исследования сопровождались изучением петрографического минерального и химического составов. В качестве основы была принята структурно-формационная карта региона (ред. Т. Н. Билибина). Петрофизические карты

составлялись ВСЕГЕИ, Геологическими институтами Кольского и Карельского филиалов АН СССР, Западным геофизическим трестом и Северо-Западным геологическим управлением.

Опыт работ по составлению петрофизических карт Балтийского щита и других складчатых регионов (Забайкалья, Дальнего Востока, Урала) позволил сделать ряд общих методических выводов:

1) отсутствие планомерных петрофизических исследований по региону определяет необходимость сбора всего накопившегося материала, имеющегося преимущественно в фондовых отчетах, и отбраковки данных, не имеющих надежной геологической привязки, т. е. петрографической характеристики образцов, геологического возраста и др. (объем некондиционных данных составил более 30 %);

2) обязательность проведения дополнительных петрофизических исследований по отдельным маршрутам или участкам с целью получения данных по слабоизученным комплексам или формациям;

3) целесообразность широкого использования карт аномального магнитного поля ΔT_a и локальных гравиметрических карт;

4) выделение петрофизических групп пород среди магматических комплексов и метаморфических серий с интервалами группирования физических параметров соответствующими, как правило, крупномасштабным картам.

Последнее положение весьма существенное. На мелкомасштабных геологических или структурно-формационных картах выделяются преимущественно крупные стратиграфические единицы (комплексы, формации, серии), включающие породы, резко дифференцированные по плотности и магнитным свойствам. При расчете средних значений плотности и намагниченности (определенной по χ и J_n образцов и расчетам по картам ΔT_a) в целом для комплекса (формации) и отражения этих значений на картах нивелируется дифференциация геологических образований по физической характеристике; карты становятся маловыразительными и не отражают источников магнитных и локальных гравитационных аномалий. Поэтому в легендах карт указывается принадлежность массивов к определенному структурно-формационному комплексу и формации (серии), а внутри нее выделяются петрофизические группы пород, дифференцирующиеся по σ и J . На самих картах проставляются в индексах значения параметров, присущие каждому массиву (участку). Все эти значения отражаются в легенде карт, что позволяет судить о типичной характеристике, гомогенности или дифференцированности геологических формаций. При существенном отличии петрофизической характеристики массива от типичной для данной формации и соответствии с другой вносятся уточнения в геологическую карту.

		Формации и субформации			Петроплотностные группы								
		Название	Индекс	Серия, комплекс	Состав пород	Плотность							
						о	п	р	с	т	у	Ф	Индекс
PR ₂	Суйсарский	Осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные											
		Туфо-диабазовая	dp ₃	Ковгорская	Диабазы, туфы							гггг	у,Ф
Сарго-лин		Пикрит-диабазовая	dp ₃	Суйсарская	Пикритовые порфиры						А А	т,у	
					Диабазы						гггг	у,Ф	
PR ₁	Сумий	Песчано-диабазовая	id ₃	Сегозерская	Диабазы, метадиабазы						г г г г	р-у	
					Кварциты, песчаники	////						о	
Лопий		Порфир-диабазовая	dt ₃	Тунгудсконад-воицкая	Кварциты, сланцы	////						оп	
					Порфиры	////						п	
AR		Кератофир-спилитовая	kd ₂	Хаутоварская	Метадиабазы						г г г г	т,у	
					Порфиры, кератофиры	////						рс	
AR		Джеспилитовая	dp ₂	Костомукшская	Метадиабазы						г г г г	тФ	
					Кварц-биотитовые, хлоритовые сланцы, кварциты	////						рс	
AR		Диабаз-грауваковая (амфиболито-гнейсовая)	bt ₁	Хетоламин-ская	Биотит-амфиболовые						////	рс	
					Гнейсы, мигматиты	////							
AR ₁		Песчаниковая (гнейсовая)	t ₁	Керетьская	Мигматизированные гнейсы	////						оп	
					Биотитовые гнейсы	////						оп	
Интрузивные и ультраметаморфические формации													
AR ₁		Габбро-диабазовая	п ₃	Дайковский	Габбро-диабазы						////	х	
AR ₂		Гранитовая	g ₂	Карташевский	Граниты биотитовые	+						о	
					Граниты амфибол-биотитовые, биотитовые	х х х х						оп	
					Мигматизированные	х х							о
		Чарнокит-гранитовая	ch ₂	Умбинский	Чарнокиты	+							п
AR ₁		Перидотит-норитовая	np ₂	Сегозерский	Метаоливиниты, метаперидотиты						////	чш	
AR ₁		Мигматит-гранитовая	mq ₁	Западно-Карельский	Микроклиновые граниты, мигматиты	////						оп	
					Олигоклазовые граниты, плагиограниты	х х						оп	
		Мигматит-плагиогранитовая	mq ₁	Центрально-Карельский	Мигматизир. граниты	х						о	
AR ₁		Габбро-диабазовая	п ₁	Ондомоозерский	Габбро-диабазы	////					Ф		




Рис. XIII.8. Фрагмент петроплотностной карты геологических формаций Балтийского щита (а) и условные обозначения к карте (б)

На рис. XIII.8 приведен фрагмент петроплотностной карты и соответствующей ему фрагмент легенды (рис. XIII.8, а). На петромагнитной карте левая часть легенды — возраст, формация, серия, состав пород, показывается идентично; в правой части легенды вместо петроплотностных групп приводятся петромагнитные группы.

По принципиально близкой легенде составлены и изданы петрофизические карты Азербайджана (под редакцией Т. А. Исмаила-Заде, Т. Г. Гаджиева, Б. Э. Хесина), Дальнего Востока

α



-  1
-  2
-  3

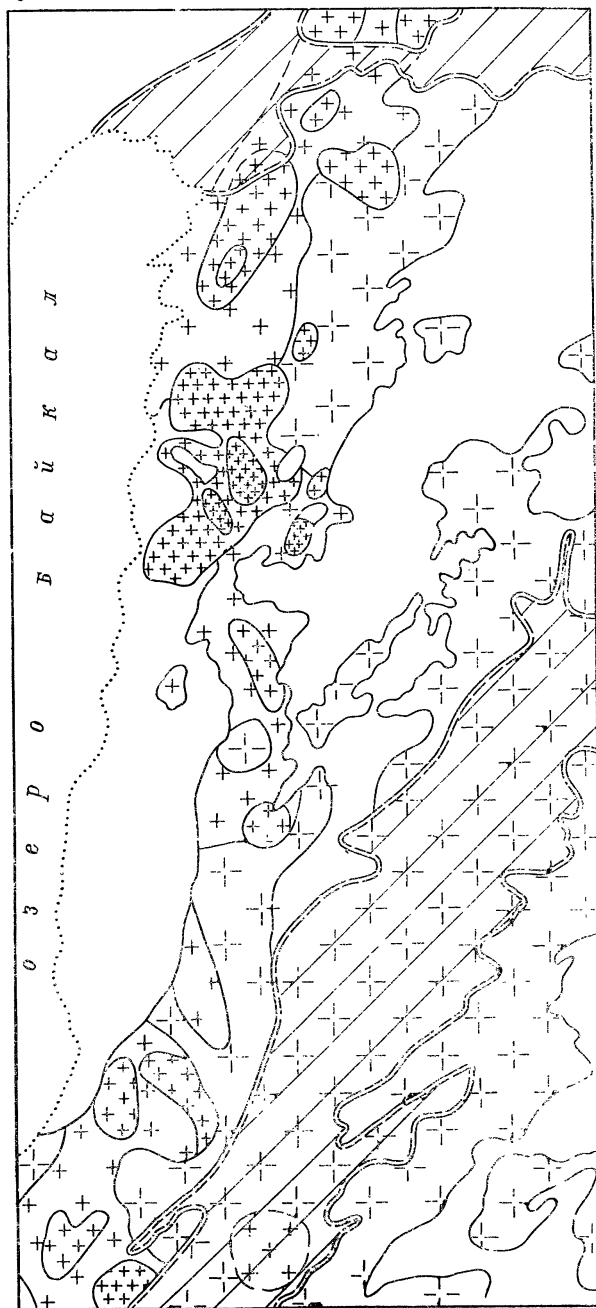


Рис. XIII.9.
Карта аномального магнитного поля ΔT_a (а) и петромагнитная карта гранитоидов района Баргузинского хребта (по И. Ф. Зотовой (б):

а — изолинии магнитного поля, вТл: 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевые, б — петромагнитные группы гранитоидов: 1 — граниты баргузинского комплекса, 2—5 — четыре фазы гранитоидов байкальского комплекса; 6 — граниты баргузинского комплекса, не выходящие на поверхность

(под редакцией Э. Я. Дубинчик и В. К. Путинцева, 1974 г.), подготавливаются к изданию карты Армении (под редакцией А. Р. Ишеханяна (1 : 500 000) и М. А. Карапетяна (1 : 200 000) и др.

Петрофизические карты территории БАМ (ред. И. Ф. Зотова и Н. П. Романовский) находятся в издании. Наиболее резкое несоответствие петрофизических и геологических данных установлено для северо-западной части Байкальской складчатой области. Из приведенных фрагментов для района, магнитной и петромагнитной карт (рис. XIII.9) видно, что области развития баргузинского комплекса гранитоидов в пределах Витимского нагорья и Баргузинского хребта резко различны на карте ΔT_a . Петрофизическими исследованиями установлено, что магнитное поле в обоих районах обусловлено породами, выходящими на поверхность, но имеющими разные формационную принадлежность и возраст. В пределах Витимского нагорья эта парамагнитная гранитовая формация протерозоя, а многофазные гранитоиды субщелочного состава Баргузинского хребта относятся к ферромагнитной субформации этапа палеозойской активизации.

Г Л А В А XIV

ПОСТРОЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ И МОДЕЛЕЙ

§ 34. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ И МОДЕЛИ И ИХ ТИПЫ

Графическое отображение информации, полученной при петрофизических исследованиях, как правило, выполняют в виде петрофизических карт, разрезов и блок-диаграмм, которые являются исходным материалом для построения физических моделей (ПФМ).

Петрофизические разрезы

Назначение петрофизических разрезов — это использование физической характеристики для уточнения петрографического состава, фациальных, текстурных и структурных изменений горных пород в вертикальном и латеральном направлениях; для обоснованной интерпретации геофизических данных; для построения петрофизических моделей.

Петрофизические разрезы условно подразделяются на:

1) картировочные петрофизические разрезы, которые строят в процессе геологической съемки или при изучении строения отдельных массивов, с использованием геологических и петрофизических данных и геофизических карт;

2) петрофизические разрезы отдельных скважин, разрез которых составляют с использованием геологического изучения керна, данных измерения физических параметров керна и каротажа скважин;

3) профильные петрофизические разрезы, пересекающие разбуренные участки, рудные зоны, нефтяные месторождения и строящиеся по комплексу геологических, петрофизических и геофизических (полевых и каротажных) данных.

Картировочные петрофизические разрезы. Методика интерпретации геофизических данных для изучения строения массивов разработана применительно к объемному картированию и изложена в специальном методическом руководстве [44], а по отдельным методам — в большинстве учебных курсов. Отличие петрофизических разрезов от геофизических (или геолого-геофизических) заключается в предварительном выделении петрофизических групп пород, т. е. в подразделении геологических комплексов (свит, серий) по физической характеристике, в оценке возможного аномального эффекта каждой петрофизической группы и на основании этих данных построения разреза.

Петрофизические разрезы скважин. Расчленение геологического разреза скважины аналогично составлению петрофизической классификации пород района. Производятся измерения физических параметров керна, статистическая обработка данных и выделение петрофизических групп пород. При этом используется весь комплекс каротажных данных, по которым определяется удельное (или кажущееся) электрическое сопротивление, радиоактивность, а также сейсмическая и акустическая характеристики, плотностные и магнитные свойства (при наличии соответствующего метода каротажа). При ограниченном выходе керна данные измерения по нему физических параметров распространяются на весь интервал, отмечаемый на каротажной диаграмме.

Использование данных измерения физических параметров по керну дает обоснование интерпретации каротажных диаграмм и, наоборот, анализ диаграмм совместно с данными по образцам позволяет получить более полную петрофизическую характеристику разреза [91].

Профильные петрофизические разрезы составляют с использованием данных по ряду (по профилю) скважин. Для этого строят петрофизические разрезы каждой скважины, которые затем коррелируют. Построенный таким образом разрез месторождения или участка наиболее полно

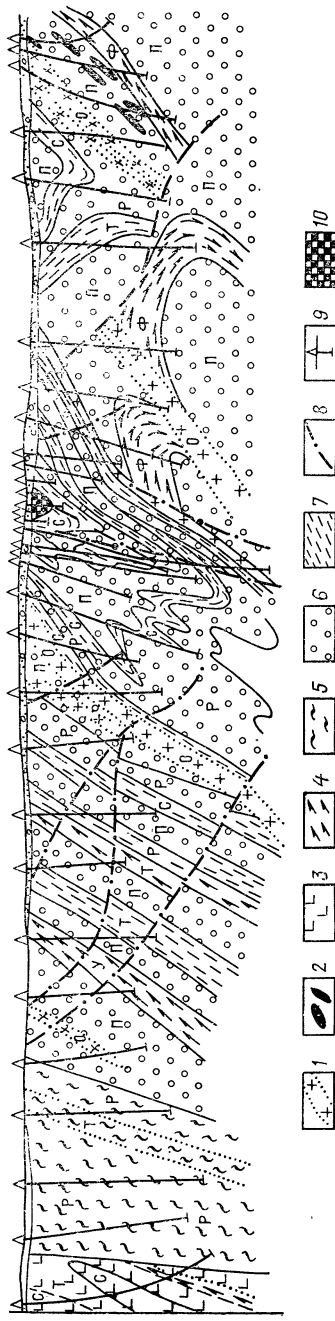


Рис. XIV.1. Схематический петрологический разрез Аллареченского медно-никелевого рудного поля Кольского полуострова (по Л. Д. Галичанной, В. А. Тюремнову):

1 — плагиомикроклиновые мигматиты и анакиты; 2 — метакристаллиты; 3 — габбро-амфиболиты и гранатовые амфиболиты (диоритовый комплекс); 4 — амфиболиты; 5 — биотитовые, роговообманковые плагиомигматиты; 6 — биотитовые плагиогнейсы с маломощными прослоями амфиболитов; 7 — грубое и тонкое чередование амфиболитов с биотитовыми и биотит-роговообманковыми плагиогнейсами; 8 — тектонические нарушения; 9 — скважины; 10 — месторождения медно-никелевых руд. Значения плотности, г/см³: п — 2,65—2,70; р — 2,70—2,75; с — 2,75—2,80; т — 2,80—2,85; у — 2,85—2,90; ф — 2,90—2,95, х — 2,95—3,00; чш — более 3,00.

отражает изменение петрофизической характеристики по вертикали и латерали (рис. XIV.1).

Петроплотностной разрез характеризует изменение плотности гнейс-мигматитового комплекса от нижней части разреза к вышележащим толщам. Нижняя часть разреза представлена однородной толщей I петроплотностного типа сочетаний горных пород (пачка Ia мощностью около 0,5 км), средняя часть разреза (около 1,5 км) — однообразным ритмичным чередованием I, II, III и IV петроплотностных типов и, наконец, верхняя часть разреза (около 1,5 км) — преимущественно однородными пачками I, IV и V петроплотностных типов [7].

Петрофизические разрезы нефтяных месторождений

Для полноценного использования данных геофизических исследований скважин при изучении месторождений полезных ископаемых необходимо увязывать эти данные с геологией изучаемого разреза. Исходный документ такой увязки — сводный геолого-геофизический разрез, представляющий собой комплекс наиболее характерных диаграмм геофизических параметров, сопоставленный со стратиграфией и литологией изучаемых отложений в их последовательном залегании. Сводный геолого-геофизический разрез, составленный по средним истинным мощностям пластов, горизонтов и свит в их нормальном залегании, называется нормальным геолого-геофизическим разрезом (рис. XIV.2).

Разрез отдельных участков месторождений может в значительной мере изменяться в связи с особенностями строения, типичными для данных участков: трансгрессивным несогласием; наличием дизъюнктивных нарушений; резким изменением степени цементации пород; нефтенасыщением и газонасыщением коллектора и т. п. Указанные причины могут настолько преобразовать геофизические параметры, что их сопоставление с нормальным геолого-геофизическим разрезом становится крайне трудным. Для таких площадей составляют свои сводные разрезы, которые включают только те отложения, которые вскрываются скважинами, расположенными на данном участке площади.

Корреляция разрезов скважин по геофизическим данным требует предварительного выделения реперов, позволяющих привязывать геофизические данные к стратиграфическому разрезу скважины [23].

С целью выяснения характера изменения мощностей и литологии отложений, слагающих разрез изучаемой площади, при составлении корреляционной схемы диаграммы геофизических параметров привязывают по глубинам к одному из наиболее выдержанных реперов (к его кровле или подошве). Относительно этой границы в дальнейшем изучают характер измене-

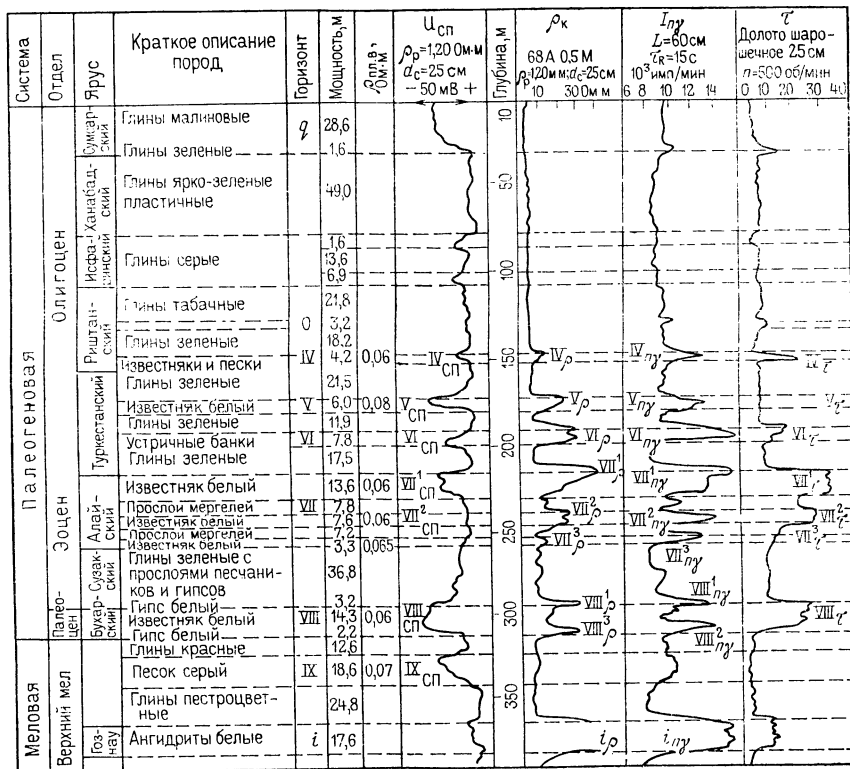


Рис. XIV.2. Нормальный геолого-геофизический разрез

ния литологии и мощности пород, слагающих разрез. В зависимости от геологической задачи диаграммы скважин, наносимых на корреляционную схему, следует располагать вдоль заданных направлений (профилей), чаще всего ориентированных вдоль наибольших изменений литологии и мощностей изучаемого разреза (рис. XIV.3).

В отличие от корреляционных схем геофизические профили (разрезы) составляют вдоль направлений, обычно ориентированных вкрест и реже вдоль главных элементов (осей, крыльев) изучаемых структур. Если некоторые из скважин не попадают точно на линию продолжения профиля, их смещают на эту линию по простиранию пород. Обязательное условие такого смещения — отсутствие дизъюнктивных нарушений между переносимой скважиной и разрезом.

Для построения структурных карт по данным промысловой геофизики предварительно выбирают поверхность (репер), по

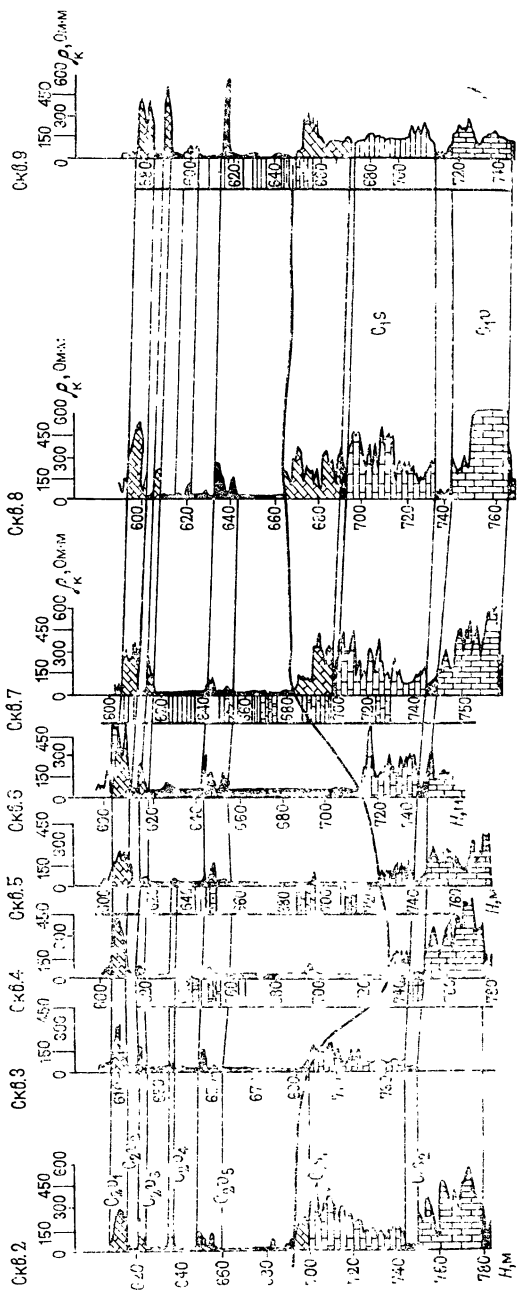


Рис. XIV.3. Пример корреляции, установившей эрозию кровли серпуховского яруса. Различной штриховкой обозначены разные реперы

которой целесообразно составлять карты, определяют в плане местности точки пересечения этой поверхности скважинами и вычисляют высотные отметки точек пересечения. Структурные и пластовые карты месторождений используют для подсчета запасов нефти и газа.

Петрофизические модели

Основой для формирования физико-геологических моделей геологических объектов разного ранга (район, узел, поле, месторождение и рудное тело), широко используемых в настоящее время в прикладной геофизике, служит петрофизическая модель, под которой понимают объемное распределение в геологическом пространстве различных физических параметров, характеризующих главные структурно-вещественные комплексы изучаемого рудного поля, месторождения полезного ископаемого либо другого геологического объекта.

Главным отличием петрофизической модели от физико-геологической служат физические поля, которые можно получить, используя петрофизическую модель различными способами (аналитическим, моделированием и др.).

Основные принципы формирования указанных моделей рассмотрены Н. Н. Боровко (1979 г.); М. Н. Столпнером, А. С. Барышевым, А. И. Бурдэ и др. (1982 г.); А. С. Барышевым (1985 г.); Г. С. Вахромеевым и А. Ю. Давыденко (1987 г.); Г. П. Капраловым, В. М. Каулио (1989 г.); С. М. Фивегом (1990 г.) и др.

Петрофизические модели разрабатывают на основе геологических данных (геологической модели) исследуемого объекта, которые являются продуктом интерпретации геологических материалов и нередко содержат субъективные элементы.

Петрофизические модели можно типизировать приняв за основу классификацию физико-геологических моделей. На основе характеристик (свойств, размеров, формы тел и др.) и геологических задач можно выбрать для построения тот или иной тип петрофизической модели, подобный физико-геологической [5].

Системы моделей объектов (предложенные А. И. Бурдэ и М. Н. Столпнером, 1990 г.) последовательно изучаемых на разных стадиях геологоразведочного процесса и, в частности, при геологосъемочных и поисковых работах являются прогнозно-поисковыми. Прогнозно-поисковые модели — иерархические ряды геологических и других моделей рудных объектов разного ранга (металлогеническая зона, рудный узел, рудное поле, месторождение, рудное тело), в которых каждая последующая модель и соответствующие ей признаки формируются путем вычленения и дифференциации наиболее существенной части модели более

высокого уровня. Геофизической подсистемой такой модели являются иерархические ряды физико-геологических моделей рудных объектов, построенные на основе петрофизической модели этих объектов.

При построении петрофизических моделей на стадии поисковых и поисково-оценочных работ учитывают возможности их использования для решения прямых задач поисков полезных ископаемых, в том числе и слепых рудных тел по признакам надрудных горизонтов, а также для оценки относительной глубины эрозионного среза вновь изучаемых фрагментов рудных полей и зон по аналогии с изученными на предшествующих стадиях геологоразведочных работ или в других частях изучаемого рудного поля (месторождения).

§ 35. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ И МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. ГЛУБИННЫЕ РАЗРЕЗЫ

Петрофизические модели месторождений

Петрофизические модели необходимо строить с использованием всех геологических и петрофизических данных. Петрофизические исследования несут дополнительную информацию о дифференциации горных пород и руд, условиях формирования месторождений, которая позволяет внести коррективы в геологическую модель (определить дополнительные критерии оруденения, создать физический образ месторождения, уточнить его структурные особенности и т. д.) и попытаться снять возможные противоречия. Для решения этих вопросов должны проводиться, как правило, объемные петрофизические исследования, направленные на установление закономерностей изменения физических свойств горных пород и руд в пространстве, выявление петрофизической зональности объекта.

Исходя из назначения петрофизических моделей (по Г. П. Капралову, В. М. Каулио, 1989 г.), комплекс исследуемых физических характеристик горных пород и руд может включать все свойства, определяющие условия применения геофизических методов. При выборе комплекса изучаемых методов применительно к решаемой задаче и геологическим особенностям исследуемого объекта необходимо руководствоваться информативностью физических характеристик.

Методика петрофизических исследований не может быть универсальной для объектов разных рангов и различных типов месторождений. Она должна соответствовать основным принципам формирования петрофизических моделей и уточняться применительно к реальным условиям. Важная сторона создания моделей — комплексирование различных методов изучения физических свойств горных пород и руд (образцы — параметри-

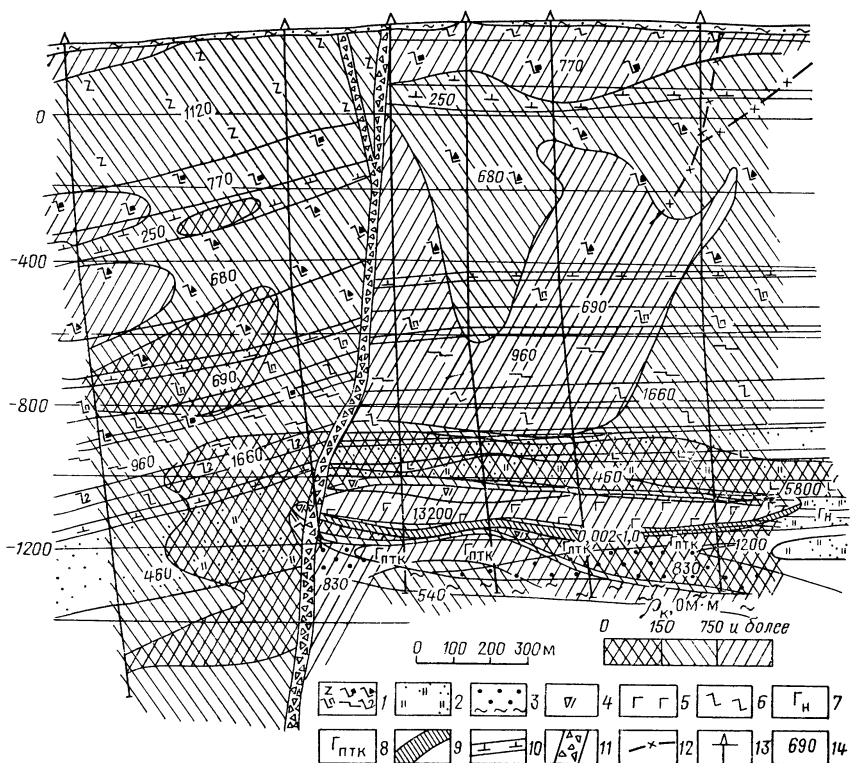


Рис. XIV.4. Пример геоэлектрического разреза, построенного по данным КС (ρ_k) и измерений на образцах горных пород в Норильском рудном районе (по С. М. Фивегу, А. Б. Ломакину):

1 — вулканогенно-осадочная толща; 2 — осадочная толща лагунной фации; 3 — осадочная толща морской фации; 4 — габбро-диориты; 5 — габбро-долериты дифференцированные; 6 — долериты; 7 — габбро-долериты недифференцированные; 8 — габбро-долериты пикритовые, такситовые, контактовые; 9 — сплошные и густо вкрапленные руды; 10 — туфы и туффиты; 11 — брекчированные породы; 12 — разрывные нарушения; 13 — буровые скважины; 14 — среднее логарифмическое значение электрического сопротивления пород, измеренное на образцах

ческие измерения на обнажениях — данные скважинной геофизики — данные геофизических измерений).

Для построения петрофизических моделей необходимо проведение анализа данных:

а) каротажных работ с построением разрезов по каждому физическому параметру или их комплексу;

б) данных о физических свойствах керна скважин, с составлением диаграмм и выделением дискретных слоев и комплексов;

в) петрофизических карт района;

г) комплексного анализа данных для петрофизического группирования.

На рис. XIV.4 представлен геоэлектрический разрез, построенный по данным КС по профилю скважин, пересекающий Талнахский рудный узел, обработанный по методике В. М. Сапожникова [72]. Данная методика обработки диаграмм каротажа дает возможность достаточно обоснованно делать качественные выводы о положении тех или иных зон проводимости в разрезе. Заметно то, что геоэлектрический разрез в данном случае не соответствует по своей структуре геологическому разрезу. Это говорит о том, что поле сопротивлений не только определяется литологическим составом и структурой, но и зависит от вторичных, трудно учитываемых локально развитых факторов, таких как пористость и трещиноватость пород, их обводненность, минерализация вод и др.

Для получения данных о физических свойствах пород отбирают образцы неизмененных пород из керна скважин и обнажений на земной поверхности. При этом надо руководствоваться необходимостью получить статистически представительную выборку каждого физического параметра с использованием типовой петрофизической классификации (см. книгу первую). Анализ полученных данных с целью выделения латеральных и вертикальных неоднородностей разреза целесообразно проводить по скважинам (рис. XIV.5), петрофизическим разрезам (см. рис. XIV.3 и XIV.6), погоризонтным планам, блок-диаграммам.

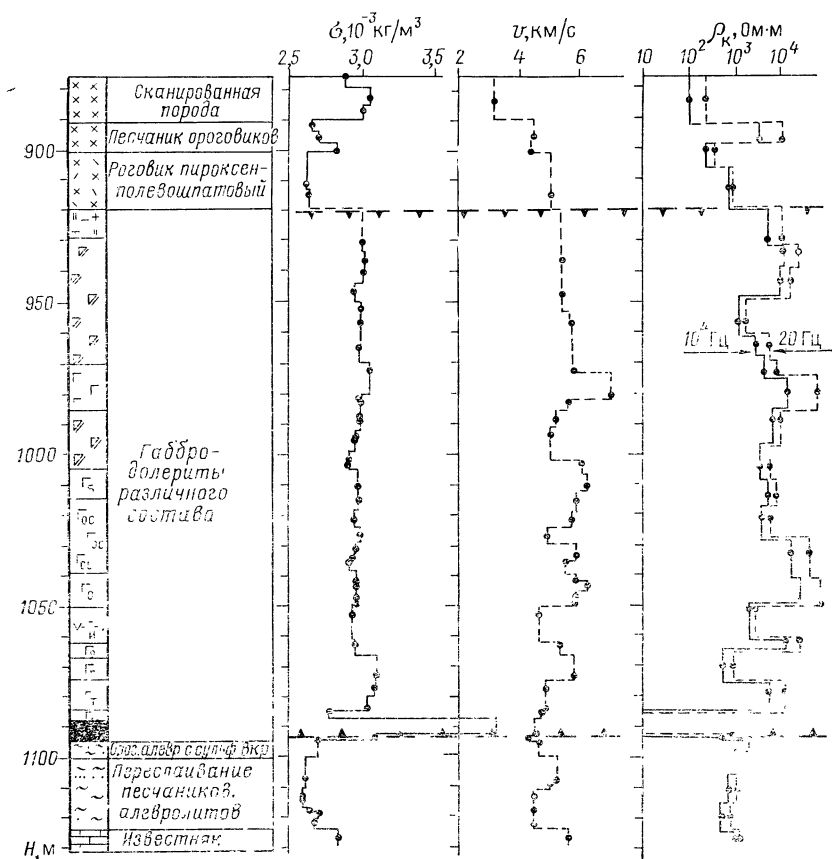
По результатам комплексного анализа петрофизических данных выделяются петрофизические группы пород¹, объединенные по одному или нескольким физическим параметрам совокупности геологических образований, наделенные соответствующими «эффективными» физическими характеристиками.

Пример выделения петрофизических групп для Норильского района показан на рис. XIV.7 по среднестатистическим параметрам плотности, скорости продольных волн и электрического сопротивления. По этим параметрам выделены четыре группы, как правило, с постоянным составом горных пород и близкими значениями физических свойств.

К I группе относятся породы, для которых средние значения $\sigma = 2,5-2,7$ г/см³, $v_p = 2,5-4,3$ км/с; $\rho = 100-600$ Ом·м и являются минимальными для района.

Ко II группе относятся породы, характеризующиеся $\sigma = 2,7-2,8$ г/см³, $v_p = 4,3-4,9$ км/с, $\rho = 600-1500$ Ом·м; эту петрофизическую группу составляют породы, наиболее представитель-

¹ Структурно-вещественные комплексы (по Г. С. Вахромееву и А. Ю. Давыденко [5]).



ные в разрезе района; их можно считать породами со средними для района физическими параметрами.

III группа характеризуется неустойчивой линейной связью между плотностью, скоростью и сопротивлением: $\sigma = 2,75 - 2,98 \text{ г/см}^3$, $v_p = 5,0 - 5,3 \text{ км/с}$; $\rho = 800 - 4000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. В этой группе пород некоторые параметры по своему значению являются аномальными, другие тяготеют к средним для района значениям.

IV группа пород отличается высокими значениями физических параметров: $\sigma = 2,9 - 3,8 \text{ г/см}^3$, $v_p = 5,1 - 5,5 \text{ км/с}$, $\rho = 6000 - 8000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Эта группа пород имеет максимальные параметры.

Для выделения петрофизических комплексов по негруппированным данным можно использовать различные способы автоматической классификации данных [5]: способ построения и анализа вариационных кривых и метод главных компонент, предназначенный для обработки данных комплексных петрофи-

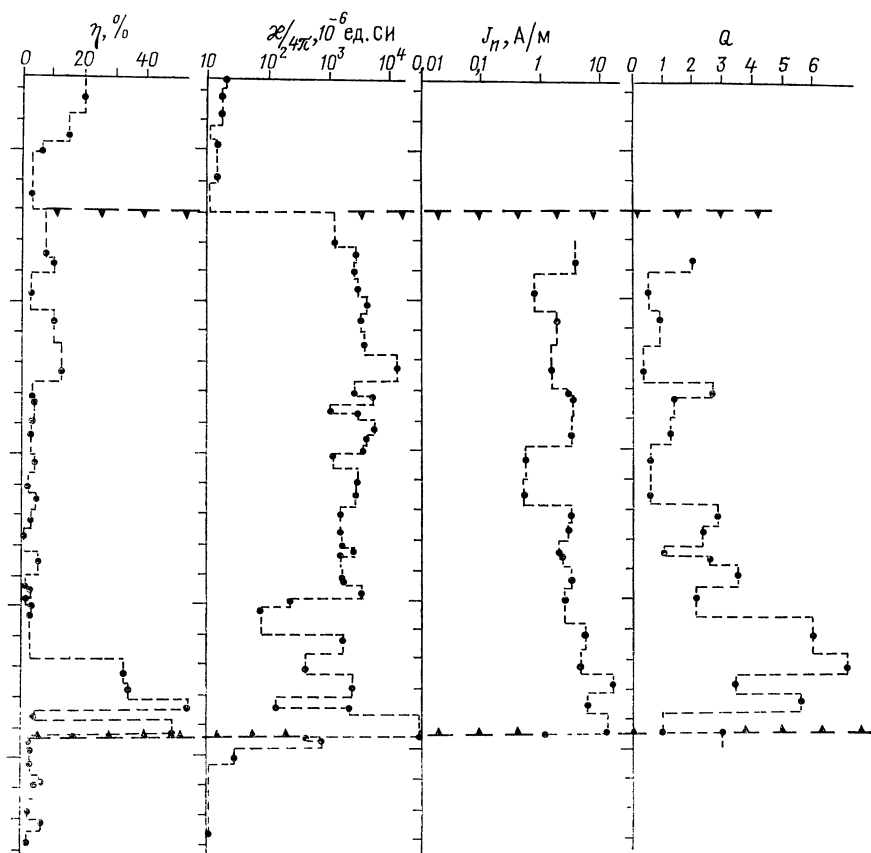


Рис. XIV.5. Фрагмент комплексного петрофизического разреза по скважине, вскрывшей верхнеталнахский интрузив габбро-долеритов и вмещающие его породы (по С. М. Фивегу, 1988 г.)

зических определений. Эти приемы анализа отличаются значительной степенью объективности выделенных петрофизических групп пород и могут быть рекомендованы к применению для стадии поисковых работ.

На рис. XIV.8 показана проекция исходной выборки из 283 образцов, каждый из которых охарактеризован семью признаками физических свойств, на плоскость двух первых компонент, исчерпывающих более 75 % суммарной дисперсии. Анализ расположения точек позволяет выделить три компактные группы объектов, каждую из которых можно считать самостоятельной (табл. XIV.1).

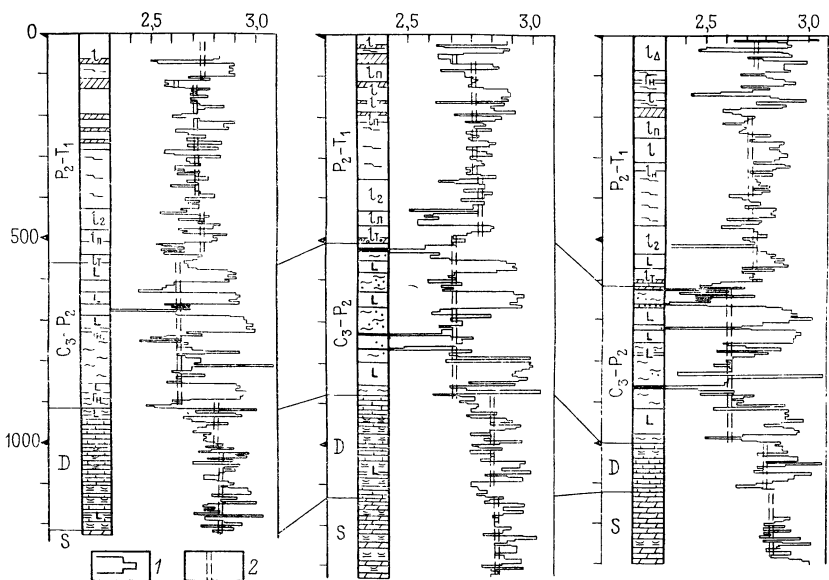


Рис. XIV.6. Пример плотностного разреза через Хараелахскую мульду, построенного по данным лабораторного определения плотности горных пород (по данным ПГО «Красноярскгеология»):

1 — кривая измеренных значений плотности; 2 — кривая средних значений плотности для свит

В качестве примера рассмотрим комплексную, многопараметровую, априорную, натурную, статическую, частную петрофизическую модель рудного узла норильского типа, включающую параметры плотности (σ), скорости продольных если v_p , магнитной восприимчивости (χ), остаточной и индуцированной намагниченности (J_n и J_i), электрические сопротивления (ρ) и вызванной поляризации (η) горных пород, созданную для Талнахского рудного узла (рис. XIV.9).

При рассмотрении рудных узлов норильского типа многие исследователи исходят из активного внедрения никеленосных интрузивов. Под воздействием внедрившихся интрузий образуются разрывные дислокации, развивается мелкая гофрированная складчатость, происходит подворот пластов осадочных пород, формируются будинаж-складки. Важным поисковым признаком, связанным с активным воздействием никеленосных интрузий, является тектоническое обособление блоков пород в кровле интрузии, выделяемых в качестве «структур проседания» (по В. Ф. Кравцову, 1973 г.). Возможность разобраться в механизме образования тектонических зон позволяет работа М. В. Гзовского (1975 г.).

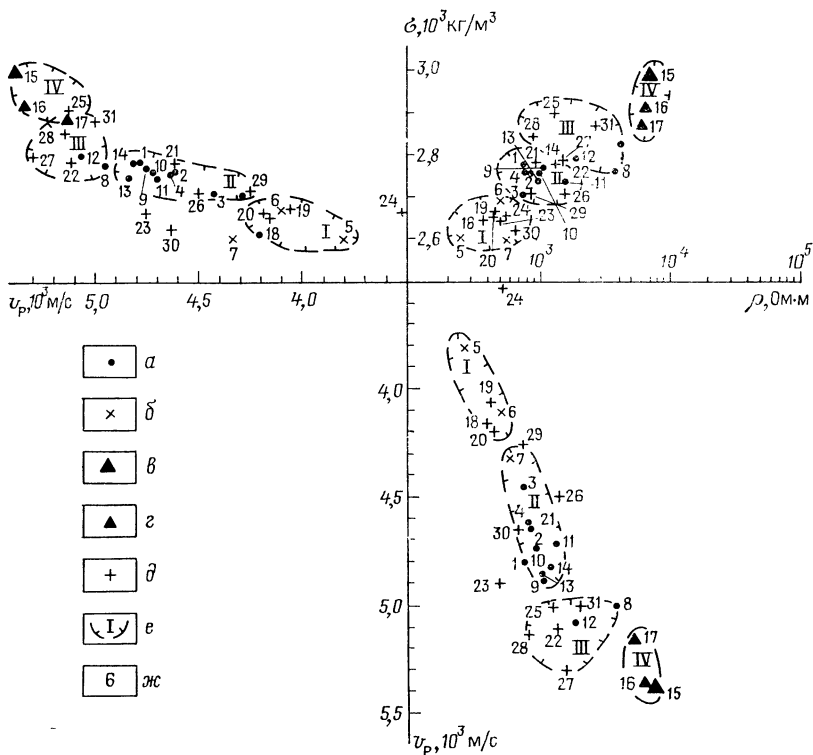


Рис. XIV.7. Характер взаимосвязи физических параметров плотности, скорости продольных волн и электрического сопротивления и пример выделения СВК горных пород Норильского рудного района (по С. М. Фивегу, 1988 г.): а — базальты; б — туфы, туфо- и лавобрекчии; в — верхнететалнахский интрузив; г — интрузивы; д — осадочные породы; е — петрофизические группы пород; ж — индекс породы: 1 — базальт афировый, 2 — базальт пойкилоофитовый, 3 — базальт пикритовый, 4 — базальт гломеропорфировый, 5 — туф и туффит, 6 — лавобрекчия, 7 — туфобрекчия, 8 — базальт лабрадоровый, 9 — базальт порфировый, 10 — базальт толентовый, 11 — базальт двуполовошпатовый, 12 — базальт гломероподобный, 13 — базальт титано-авгитовый, 14 — базальт полифировый, 15 — габбро-долерит дифференцированный, 16 — габбро-долерит недифференцированный; 17 — долерит, 18 — песчаник, 19 — алевропесчаник, 20 — аргиллит, 21 — роговик, 22 — доломит, 23 — мергель, 24 — алевролит, 25 — ангидрит, 26 — известняк, 27 — переслаивание мергеля, доломита, известняка, 28 — переслаивание мергеля, доломита, ангидрита, 29 — переслаивание мергеля, известняка, аргиллита, 30 — брекчия осадочная, 31 — скарированная порода

Структурное положение дифференцированных интрузивов может быть трех типов: I — дифференцированный интрузив расположен в тунгусской серии рядом с рудоконтролирующим разломом; II — дифференцированный интрузив находится в девонских отложениях рядом с рудоконтролирующим разломом; III — дифференцированный интрузив находится в девонских отложениях вдали от рудоконтролирующего разлома и, образуя как бы «язык», отходит от основного тела интрузива.

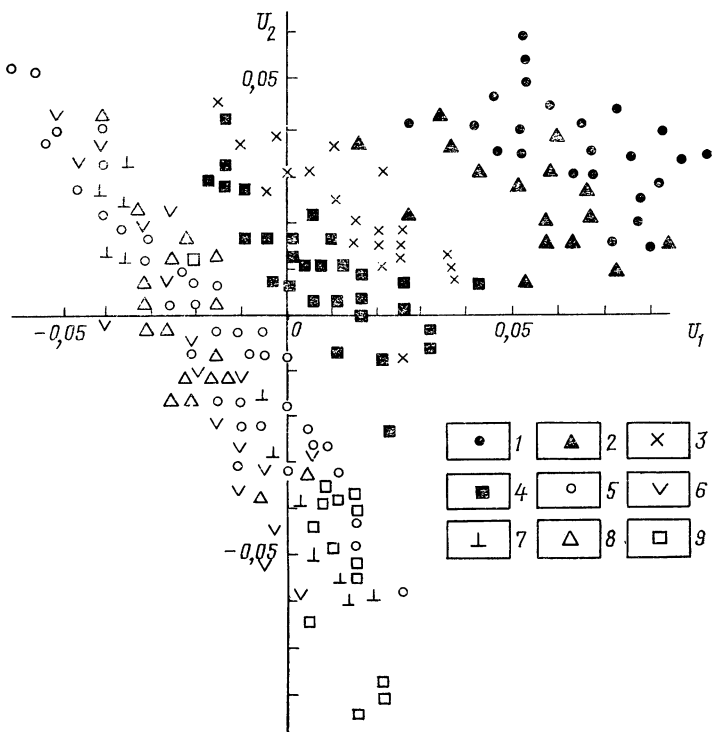


Рис. XIV.8. Изображение образцов горных пород и руд Октябрьского железорудного месторождения в плоскости двух первых главных компонент U_1 и U_2 [5];

1 — руда, Fe — 45 %; 2 — руда, Fe — 25 ÷ 45 %; 3 — руда, Fe — 18 — 25 %; 4 — интенсивно оруденелый скарн, Fe — 10 — 18 %; 5 — оруденелый скарн, Fe — 5 — 10 %; 6 — скарн, Fe — 5 %; 7 — туфы, туффиты, туфобрекчии; 8 — траппы; 9 — вмещающие осадочные породы

I структурный тип. Внедрение происходило вдоль рудоконтролирующего разлома и поэтому области напряжения, создаваемые при этом процессе, «разряжались» в зону разлома. Эффузивные породы, расположенные в стороне от зоны внедрения, представляются достаточно хорошо сохранившимися, не испытавшими на себе сильных тектонических процессов. Разрез хорошо дифференцирован по плотности — базальты имеют высокие значения плотности, а туфы — низкие.

Приконтактный ореол измененных пород, развитый в кровельной части интрузива, характеризуется увеличением плотности, скоростей продольных волн, слабой намагниченностью, зонами повышенного электрического сопротивления с прослоями проводников, связанных с наложенной вкрапленностью

Таблица XIV.1

Характеристика основных петрофизических групп (СВК по [5]), выделенных методом главных компонент по совокупности признаков. Октябрьское железорудное месторождение (по Г. С. Вахромееву и А. Ю. Давыденко)

Петрографические группы	$\frac{\sigma, \text{ г/см}^3}{\delta, \text{ г/см}^3}$	$\frac{\kappa, \text{ ед. СИ}}{\varepsilon}$	$\frac{k_{\text{п}} \cdot 10^4}{\varepsilon}$	$\frac{v_{\text{р}} \cdot \text{ м/с}}{S, \text{ м/с}}$	$\frac{\rho, \text{ Ом} \cdot \text{ см}}{\varepsilon}$
Рудный	$\frac{3,87}{0,27}$	$\frac{2,0678}{1,7}$	$\frac{4,5}{3,0}$	$\frac{4750}{1000}$	$\frac{9,2}{3,2}$
	$\frac{3,09}{0,27}$	$\frac{0,6926}{2,3}$	$\frac{5,6}{2,2}$	$\frac{4500}{900}$	$\frac{28,0}{3,3}$
Рудонесущий	$\frac{2,58}{0,31}$	$\frac{0,0078}{10,0}$	$\frac{5,3}{2,9}$	$\frac{4400}{1050}$	$\frac{120,0}{5,4}$

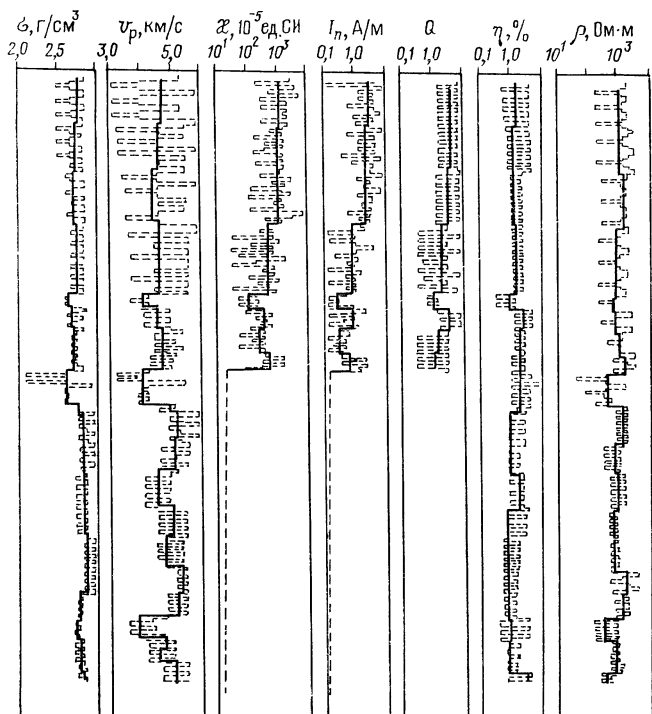
Примечание. S — стандарт, ε — стандартный множитель.

сульфидов. Увеличение поляризуемости пород характерно для всего ореола, а также в верхних и особенно в нижних частях верхнесталнахского интрузива. Для самого интрузива характерны нарастание сверху вниз по разрезу значений остаточного намагничивания, уменьшение магнитной восприимчивости и как следствие увеличение параметра Q для рудонесных дифференциатов габбро-долеритов, которые отличаются резким увеличением анизотропии.

Характер изменения физических свойств пород разреза эффузивной толщи над интрузивом объясняется как внедрением самого интрузива, так и местом нахождения его в зоне разлома. Плотностной разрез здесь слабодисперсный (базальты трещиноватые, туфы и туффигы уплотненные). В целом наблюдается понижение плотности, скорости, значений магнитных свойств и электрического сопротивления горных пород. Нижние свиты эффузивной толщи имеют высокую поляризацию.

II структурный тип. Внедрение интрузива, как и в первом случае, происходило в отложениях девона вдоль рудоконтролирующего разлома, но иногда могли быть и отступления от него. Напряжения, создаваемые при внедрении интрузива, в основном «разряжались» вдоль разлома, но в некоторых случаях могли образовываться оперяющие разломы.

Вокруг интрузива расположен приконтактовый ореол, который развит как в кровле, так и в подошве интрузива и характеризуется повышением плотности, скорости, значений магнитных параметров, электрического сопротивления вмещающих пород. В приподошвенном ореоле присутствуют прослои повы-



шенной проводимости, связанные с зонами сплошного оруденения. Высокая поляризуемость пород характерна для ореольных пород, дифференциаты интрузива имеют достаточно слабую поляризуемость. Увеличение параметра Q отмечается в приподошвенной части ореола, что связано с наличием оруденения. Породы тунгусской серии могут быть слабо метаморфизованы, за счет чего увеличиваются их плотность, скорость продольных волн и в некоторых случаях электрическое сопротивление.

Эффузивная толща слабо дифференцирована по плотности за счет трещиноватости пород вдоль разлома. Трещиноватость базальтов приводит к понижению электрического сопротивления и уменьшению магнитных параметров.

III структурный тип. Занимает совершенно особое место по своему тектонофизическому состоянию. Внедрение интрузива происходило «язычком» почти перпендикулярно к разлому. Интрузив локализован в девонских отложениях, сложенных аргиллитами, в местах, где сульфатный разрез вышележащей мантуровской свиты замещался податливыми мергелистыми породами. Напряжения, создаваемые внедрением интрузива, локализовались в данном случае по схеме М. В. Гзовского,

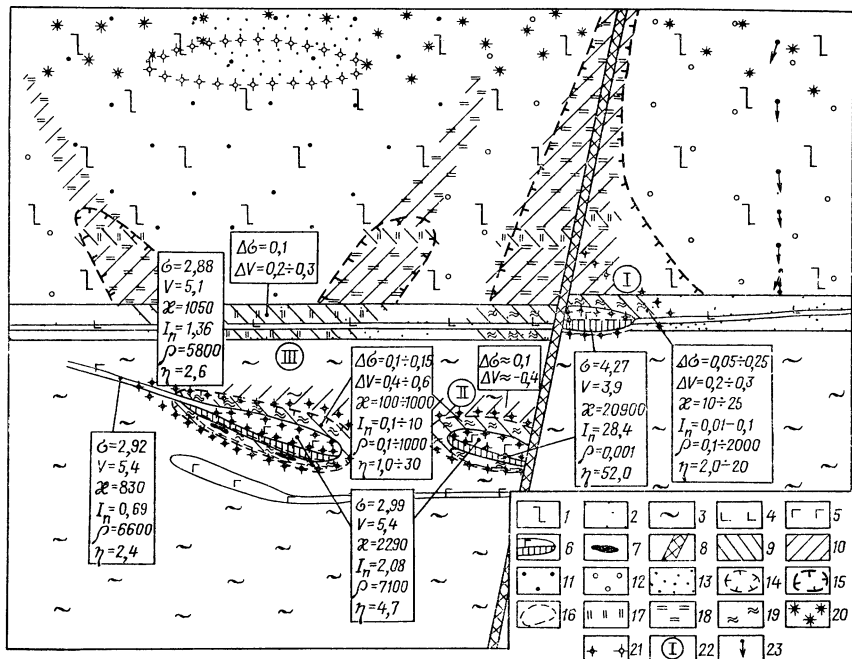


Рис. XIV.9. Петрофизическая модель Талнахского рудного узла:

1 — вулканогенно-осадочные образования; 2 — лагуно-континентальные образования; 3 — морские осадочные образования; 4 — долериты; 5 — недифференцированные или слабодифференцированные габбро-долериты; 6 — дифференцированные габбро-долериты; 7 — сплошные руды; 8 — рудоконтролирующий разлом; 9 — зоны локального повышения плотности и скорости продольных волн; 10 — зоны локального понижения плотности и скорости продольных волн; 11 — блок эффузивных пород, характеризующийся большой однородностью за счет уплотнения туфов и туффитов; 12 — блок эффузивных пород, характеризующийся гетерогенностью разреза; 13 — зона предполагаемого повышения плотности и скорости продольных волн; 14 и 15 — области соответственно повышенных и пониженных значений магнитных параметров пород; 16 — область высоких значений параметра Q и большой анизотропии магнитной восприимчивости пород; 17, 18 и 19 — области соответственно повышенных, пониженных и неустойчивых значений электрических сопротивлений пород, вызванных многолетней мерзлотой; 21 — области повышенных значений ВП, достоверные (а) и предполагаемые (б); 22 — типы структурных позиций положения дифференцированных интрузивов; 23 — направление вектора остаточного намагничивания (по Э. Н. Линду)

«разряжаясь» впоследствии при образовании зон трещиноватости и дизъюнктивных нарушений.

Вокруг интрузива образуется ореол измененных пород. Аргиллиты замещаются роговиками, происходит скарнирование пород, что приводит к повышению плотности, скорости продольных волн, кроме тех мест, где локализуется густовкрапленное и богатое сульфидное оруденение. В этих местах скорости уменьшаются, увеличиваются значения магнитных параметров, особенно в приподошенной части ореола. Породы ореола

имеют повышенные значения сопротивления на фоне неизменных пород, хотя есть области очень низких значений сопротивлений, особенно в приподошвенном ореоле, связанные локализацией здесь вкрапленных и богатых сульфидных руд. Для эндо- и экзоконтакта интрузива наблюдается увеличение вызванной поляризации пород. Апофизы дифференцируемых интрузивов также имеют повышенные значения поляризуемости, что может быть одним из поисковых признаков дифференцированных интрузивов.

Породы вышележащей тунгусской серни, как правило, метаморфизованы и уплотнены. В разрезе появляются прослои аргиллитов с аномально повышенными значениями плотности. За счет ломки поровых каналов, уплотнения пород увеличивается электрическое сопротивление.

Блок вышележащих эффузивных пород оконтурен по краям трещиноватыми зонами, для которых характерно небольшое понижение плотности, скорости продольных волн, электрического сопротивления и в нижних эффузивных свитах уменьшение значений магнитных параметров. В этих зонах возможны локальные повышения поляризуемости за счет наложенной по разломам минерализации. Центральная часть блока претерпевает увеличение плотности вследствие уплотнения слоев туфов и туффитов, возникающего под влиянием внедрения магмы. Плотностной и скоростной разрез этой части становится более однородным. У молодых эффузивов могут появляться области более плотных и высокоскоростных базальтов. Такой эффект можно объяснить наличием зон напряжений в центральной части антиклинальной складки.

В этом блоке могут появляться локальные увеличения поляризуемости пород, благодаря появлению в разрезе пикритовых базальтов, генетически связанных с рудоносными интрузиями. Не последнюю роль в увеличении электрического сопротивления эффузивов играет развитие здесь повсеместно многолетнемерзлые породы. Уменьшение мощности этих пород и, как следствие, уменьшение электрического сопротивления могут проявляться в ослабленных зонах, оконтуривающих данный блок эффузивов, особенно при глубоких уровнях эрозии. Для всех структурных типов характерно увеличение суммарной радиоактивности вокруг дифференцированных интрузивов в областях, значительно превышающей ореол метасоматитов.

Глубинные петрофизические разрезы

Одна из актуальных задач современной петрофизики — изучение глубинных геологических образований. Глубокие и сверхглубокие скважины позволяют решить эту задачу лишь частично в связи с их относительно небольшой глубиной и ограниченным количеством. Это определяет необходимость по-

строения глубинных петрофизических разрезов земной коры и верхней мантии на основе геофизических данных.

Глубинные петрофизические разрезы позволяют в большей степени, чем обычные сейсмогеологические разрезы, отразить характер изменения физических и вещественно-структурных параметров по профилям, пересекающим геоструктуры разного ранга. Это обусловлено тем, что при их построении кроме сейсмических и геолого-геофизических данных, широко используются результаты комплексных региональных скважинных и лабораторных петрофизических исследований.

Глубинные петрофизические разрезы составляются во ВСЕГЕИ с конца 70-х годов [36, 60 и др.]. Разрезы с учетом петрофизических данных строились также по отдельным структурам Украинского щита и Воронежского кристаллического массива Институтом геофизики АН УССР [34 и др.] и Воронежским Государственным Университетом [3 и др.]. Глубинные срезы земной коры построены для Казахстана [33].

При построении глубинных петрофизических разрезов особое значение имеют данные о характере латеральных (приповерхностных) и вертикальных (глубинных) изменений петрофизических параметров геологических образований и возможности распространения результатов приповерхностных исследований на большие глубины; о степени достоверности петрофизической характеристики глубинных образований, получаемой с помощью геофизических методов исследования.

Наиболее информативным при построении глубинных петрофизических разрезов является сейсмический метод, а наиболее информативными параметрами при глубинных исследованиях скорость упругих волн и плотность. Магнитные, электрические и другие свойства позволяют получить дополнительную информацию о породах.

При построении разрезов принципиальны следующие положения.

1. Положительная взаимосвязь между плотностью, скоростью и вещественным составом консолидированных пород в геологических образованиях I типа, позволяющая определять по известному параметру неизвестную характеристику.

2. Хорошее совпадение данных сейсмических методов исследований в пределах верхней части земной коры с результатами лабораторных измерений скоростей продольных волн в водонасыщенных образцах кристаллических пород с введением поправок за влияние давления, изученных в образцах, насыщенных жидкостью (И. С. Томашевская, И. С. Толстых, М. Ш. Магид, 1971 г.; А. Нур, Дж. Симмонс, 1969 г.) и поправок за влияние температуры, полученных Х. Керном и А. Рихтером [99]. Приемы построения глубинных петрофизических разрезов приведены в книге третьей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аппаратура* и методика для проведения ультразвукового лазерного сканирования образцов горных пород//*Геоакустические методы поисков и разведки месторождения полезных ископаемых*.— М.: 1987.— С. 10—15.
2. *Аппаратура* и оборудование для геофизических исследований нефтяных и газовых скважин: Справочник/А. А. Молчанов, В. В. Лаптев, В. Н. Моисеев и др.— М.: Недра, 1987.— 263 с.
3. *Афанасьев Н. С., Тархов А. П.* Строение и состав коры и верхов мантии Воронежского кристаллического массива вдоль профиля ГСЗ Купя—Липецк//*Бюлл. МОИП*, 1982.— Т. 57.— Вып. 5.— С. 35—42.
4. *Баяк Е. И., Воларович М. П., Левитова Ф. М.* Упругая анизотропия горных пород при высоких давлениях.— М.: Наука, 1982.— 170 с.
5. *Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю.* Моделирование в разведочной геофизике.— М.: Недра, 1987.— 193 с.
6. *Воларович М. П., Томашевская И. С., Будников В. А.* Механика горных пород при высоких давлениях.— М.: Наука, 1979.— 152 с.
7. *Галичанина Л. Д., Тюремнов В. А.* Опыт построения петрофизических моделей рудных полей и месторождений Кольского полуострова//*Тезисы докладов Всесоюз. научно-техн. семинара «Петрофизика рудных месторождений»*.— Л., 1990.— С. 7—8.
8. *Геофизические* методы исследования нефтяных и газовых скважин/Под ред. Л. И. Померанцевой.— М.: Недра, 1981.— 376 с.
9. *Геофизические* методы изучения подсчетных параметров при определении запасов нефти и газа.— М.: Недра, 1985.— 248 с.
10. *Геофизические* методы исследования скважин: Справочник геофизика.— М.: Недра, 1983.— 591 с.
11. *Гордиенко В. В., Завгородняя О. В.* Измерение теплового потока Земли у поверхности.— Киев: Наукова думка, 1980.— 102 с.
12. *Гравиразведка*. Справочник геофизика. Под ред. Е. А. Мудрецовой, К. Е. Веселова. М.: Недра, 1990.— 607 с
13. *Гурвич И. И., Боганик Г. Н.* Сейсмическая разведка.— М.: Недра, 1980.— 551 с.
14. *Донских В. В., Зелепугин В. Н., Кронидов И. И.* Методика геологической съемки древних вулканов.— Л.: Наука, 1980.— 278 с.
15. *Дорогиницкая Л. М., Щербаненко А. Н.* Влияние двухосного сжатия на скорость упругих волн и динамический коэффициент Пуассона пород-коллекторов//*Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах*.— Ереван, 1985.— С. 69—70.
16. *Дюран Б., Оделл П.* Кластерный анализ.— М.: Статистика, 1976.
17. *Енюков И. С.* Методы, алгоритмы, программы многомерного статистического анализа. Пакет ППСА.— М.: Финансы и статистика, 1986.— 232 с.
18. *Ильин Ю. Т., Ильина Е. К.* Характеристика некоторых видов неполяризующихся электродов//*Вопросы геофизики*. Вып. 30. 1983.— С. 154—159.
19. *Инструкция* по каротажу магнитной восприимчивости и электромагнитному каротажу/Под ред. В. П. Кальварской.— Л.: НПО «Рудгеофизика», 1987.— 79 с.
20. *Инструкция* по магниторазведке — Л.: Недра, 1983.— 64 с.
21. *Инструкция* по электроразведке.— Л.: Недра, 1984.— 352 с.
22. *Использование* магнетизма горных пород при геологической съемке/Л. Е. Шолпо, Б. Ш. Русинов, М. Г. Илаев и др.— Л.: Недра, 1986.— 224 с.
23. *Итенберг С. С., Дахильгов Т. Д.* Геофизические исследования в скважинах.— М.: Недра, 1982.— 351 с.

24. *Иереског К. Г., Клован Д. И., Реймент Р. А.* Геологический факторный анализ.— Л.: Недра, 1980.
25. *Калинин А. Н., Соколов Л. С.* Приборы для измерения тепловых свойств пород. Теловой компаратор//Тепловое поле Сибири. 1987.— С. 16—22.
26. *Карта геотермического режима земной коры территории СССР.* Масштаб 1 : 1 000 000/Под ред. А. А. Смылова,— Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
27. *Кашкаров А. А.* Изучение удельного электрического сопротивления образцов горных пород произвольной формы электролитическим способом//Изв. вузов. Горный журнал.— № 6,— 1988.— С. 2—2.
28. *Кноринг Л. Д., Деч В. Н.* Геологу о математике.— Л.: Недра, 1989.— 208 с.
29. *Кобранова В. Н.* Петрофизика.— М.: Недра, 1986.— 392 с.
30. *Кормильцев В. В., Мезенцев А. Н.* Электроразведка в поляризирующихся средах.— Свердловск, 1989.— С. 124.
31. *Красовский С. С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле.— Киев: Наукова Думка, 1981.— 203 с.
32. *Курепин В. В.* Методы и приборы для петрофизических измерений в режиме монотонного разогрева.— Л.: Изд. ЛИТМО, 1968.— 16 с.
33. *Курскеев А. К.* Геофизическая характеристика земной коры Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1977.— 190 с.
34. *Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П., Буртный П. А.* Петрофизическая модель земной коры по результатам экспериментальных исследований $v_p=f(P)$, материалам ГСЗ и геологическим данным//Исследование физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах.— Киев, 1977.— С. 195—204.
35. *Льюис К. Д.* Методы прогнозирования и экономических показателей — М.: Финансы и статистика, 1986.— 133 с.
36. *Магид М. Ш., Зотова И. Ф., Заблоцкий Е. М.* Глубинные петрофизические разрезы земной коры Байкало-Амурского региона//Тихоокеанская геология — 1987.— № 6. С. 96—106.
37. *Магниторазведка.* Справочник геофизика/Под ред. Никитского и Ю. С. Глебовского.— М.: Недра, 1990.— 470 с.
38. *Матвеев Б. К.* Электроразведка при поисках месторождений полезных ископаемых.— М.: Недра, 1982.— 315 с.
39. *Мейер В. А., Ваганов П. А., Пшеничный Г. А.* Методы ядерной геофизики.— Л.: Изд. ЛГУ, 1988.— 374 с.
40. *Методические* рекомендации по использованию электрических свойств рудных минералов для изучения и оценки эндогенных месторождений.— Л., 1983 (Мингео СССР, Забайк. компл. НИИ).— 93 с.
41. *Методические* рекомендации по комплексным геологическим, петрографо-минералогическим, петрофизическим — геофизическим и гидрогеологическим исследованиям сверхглубоких скважин.— Л.: ВСЕГЕИ.— С. 13—41.
42. *Методические* рекомендации по комплексированию геофизических методов при крупномасштабных геологосъемочных работах и поисках месторождений твердых полезных ископаемых.— Л.: НПО «Рудгеофизика», 1982.— 180 с.
43. *Методическое* руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых/Под ред. Н. Б. Дортман и М. Л. Озерской.— М.: Госгеолтехиздат, 1962.— 458 с.
44. *Методические* указания о проведении геолого-разведочных работ по стадиям (твердые полезные ископаемые).— М.: ВИЭМС, 1984.— 23 с.
45. *Молчанов А. А.* Измерение геофизических и технологических параметров в процессе бурения скважин.— М.: Наука, 1983.— 189 с.
46. *Непримеров Н. Н., Ходырева Э. Я., Елисева Н. Н.* Геотермия областей нефтегазоаккумуляции.— Казань: Изд. КГУ, 1983.— 138 с.
47. *Новиков Г. Ф.* Радиометрическая разведка.— Л.: Недра, 1989.— 406 с.
48. *Новицкий П. В., Зограф И. А.* Оценка погрешностей результатов измерений.— Л.: Энергоатомиздат, 1985.— 248 с.

49. *Объяснительная* записка к петрофизическим картам геологических формаций Восточной части Балтийского щита//Под ред. Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид.— М.: ВСЕГЕИ, 1980.— 33 с.
50. *Озерская М. Л., Семенова С. Г.* Методические рекомендации по составлению графо-аналитических методом параметрических разрезов физических свойств осадочного покрова и использованию их при решении геолого-геофизических задач. М.: ВНИИГеофизика, 1978.— 109 с.
51. *Определение* петрофизических характеристик по образцам/Под ред. В. Н. Дахнова.— М.: Недра, 1977.— 482 с.
52. *Определение* теплопроводности горных пород теплометрическими методами/Герашенко О. А., Грищенко Т. Г., Кутас Р. И., Бевзюк М. И.//Проблемы горной теплофизики.— 1981.— С. 23—24.
53. *Орлов Л. И., Карпов Е. Н., Топорков В. Г.* Петрофизические исследования коллекторов нефти и газа.— М.: Недра, 1987.— 216 с.
54. *Пархоменко Э. И.* Геоэлектрические свойства минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах.— М.: Наука, 1989.— 198 с.
55. *Пархоменко Э. И.* Явления электризации в горных породах. М., Наука, 1968.— 256 с.
56. *Персональный* компьютер. Рабочее место профессионала/Под ред. Н. Н. Моисеева.— М.: Наука, 1989.— 176 с.
57. *Петромагнитная* карта геологических формаций восточной части Балтийского щита. Масштаб 1 : 1 000 000/Под ред. Н. Б. Дортман.— Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
58. *Петроплотностная* карта геологических формаций восточной части Балтийского щита. Масштаб 1 : 1 000 000/Под ред. Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид.— Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
59. *Петрофизические* карты геологических формаций территории СССР (петроплотностная и петромагнитная). Масштаб 1 : 10 000 000. Объяснительная записка/Под ред. Н. Б. Дортман, Э. Я. Дубинчик, И. Ф. Зотовой и др.— Л.: ВСЕГЕИ, 1981 — 60 с
60. *Петрофизический* разрез земной коры севера Балтийского щита/ Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид, Э. Б. Наливкина, И. В. Розенталь//Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах.— Баку: Элм, 1978.— С 262—263.
61. *Петрофизическая* характеристика осадочного покрова нефтегазоносных провинций СССР. Справочник/Под ред. Г. М. Авцяна и М. Л. Озерской.— М.: Недра, 1985.— 193 с.
62. *Писакин Б. Н., Прияткин А. А., Дудкова Е. Б.* Принципы построения физико-геологической модели редкометалльных объектов на основе комплексных петрофизических исследований//Тезисы докладов Всесоюз. научно-техн семинара «Петрофизика рудных месторождений».— Л.: 1990.— С. 157—158.
63. *Пискарев А. Л., Андреев И. С., Рахин В. А.* Петрофизическая характеристика глубоководных полиметаллических сульфидов и вмещающих базальтов океанского фундамента//Тезисы докладов Всесоюз. научно-техн семинара «Петрофизика рудных месторождений».— Л., 1990.— С 18—19
64. *Пискарев А. Л., Скворцов Е. Г., Костерова Ж. И.* Петрофизическая характеристика железомарганцевых конкреций и вмещающих глубоководных данных осадков океана//Тезисы докладов Всесоюз. научно-техн семинара «Петрофизика рудных месторождений».— Л., 1990.— С. 112—113.
65. *Платунов Е. С.* Теплофизические измерения в нестационарном режиме.— М.: Энергия, 1973 — 178 с.
66. *Поляков Е. А.* Методика изучения физических свойств коллекторов нефти и газа.— М.: Недра, 1981.— 182 с.
67. *Попов Ю. А.* Теоретические модели для определения тепловых свойств горных пород на основе подвижных источников тепловой энергии// Изв. вузов. Сер. Геология и разведка.— 1983.— № 9 — С. 97—103 (статья 1). 1984.— № 2.— С. 81—86 (статья 2).
68. *Попов Ю. А., Березин В. В., Семенов В. Г.* Изучение теплопроводности

сти анизотропных минералов и горных пород//Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1985.— № 7.— С. 81—87.

69. *Прияткин А. А., Гудовских С. С.* Использование диэлектрической проницаемости и электрического сопротивления горных пород для изучения их текстурной неоднородности//Геофизический сборник АН УССР. Вып. 84.— 1978.— С. 78—82.

70. *Резвенов Р. А.* Радиоактивные и другие неэлектрические методы исследования скважин.— М.: Недра, 1982.— 368 с.

71. *Савицкий А. П., Новожиллов Г. Н., Хурин И. В.* Применение аппаратуры ИЭМС для изучения электромагнитных свойств горных пород и руд//Геофизическая аппаратура. Вып. 61.— Л., 1977.— С. 111—118.

72. *Сапожников В. М., Кашкаров А. А., Якубчик С. П.* О возможности повышения эффективности электрокаротажа в рудных районах//Горный журнал.— № 9.— 1984.— С. 10—13.

73. *Сейсморазведка.* Справочник геофизика. В 2-х кн./Под ред. В. П. Номоконова.— М.: Недра, 1990.

74. *Селезнев Л. Д.* О критерии применимости метода ПЭЭФ для поисков и разведки//Геофизические методы разведки. Вып. 89.— М., 1970. С. 82—88.

75. *Селиванов М. Н., Фридман А. Э., Кудряшова Ж. Ф.* Качество измерений//Метрологическая справочная книга.— Л.: Лениздат, 1987.— 285 с.

76. *Семенов А. С.* Электроразведка методом естественного электрического поля — Л.: Недра, 1980.— 314 с.

77. *Семенов М. В.* Основы поисков и изучения колчеданно-полиметаллических рудных полей геофизическими методами.— Л.: Недра, 1975.— 152 с.

78. *Сергеев О. А., Филатов Л. И., Френкель И. М.* Прибор «Лямбда» с непосредственным отсчетом теплопроводности//Измерительная техника.— 1971.— № 7.— С. 35—36.

79. *Скворцов Е. Г., Верба В. М., Рахин В. А.* Аппаратурно-методический петрофизический комплекс для изучения осадков и твердых пород морского дна//Тезисы докладов Всесоюз. научно-техн. семинара «Петрофизика рудных месторождений».— Л., 1990.— С. 54—55

80. *Смелов А. А.* Петрофизические исследования в рудных районах Казахстана//Автореферат дисс. на соиск уч. степ. д-ра геол.-минер. наук.— Л.: 1974.— 48 с.

81. *Смирнов Г. С., Нефедов А. В., Грейнер А. Л.* Инструкция по термокаротажу — Л.: НПО «Рудгеофизика», 1983 — 33 с

82. *Сохранов Н. Н., Аксельрод С. М.* Обработка и интерпретация с помощью ЭВМ результатов геофизических исследований нефтяных и газовых скважин.— М.: Недра, 1984.— 255 с.

83. *Способ определения результирующего вектора пьезоэлектрической поляризации образцов горных пород*/Н. М. Нейштадт, Л. Я. Биневич, Э. В. Мазанова и др.//Методика и техника разведки, № 113.— Л., 1977.— С. 30—31.

84. *Справочник по математическим методам в геологии*/Д. А. Родионов, Р. И. Коган, В. А. Голубева и др.— М.: Недра, 1987.— 335 с

85. *Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах*/Под ред. М. П. Воларовича — М.: Недра. 1978.— 239 с.

86. *Ставрогин А. Н., Протесеня А. Г.* Прочность горных пород и устойчивость выработок на больших глубинах.— М.: Недра, 1985.— 271 с

87. *Статистические методы для ЭВМ*/Под ред. К. Эислейна, Э. Рельстона, Г. С. Уилфа. Перевод с англ./Под ред. М. Б. Малютова — М.: Наука, 1986 — 464 с.

88. *Техническая инструкция по проведению геофизических исследований в скважинах.*— М.: Недра, 1985.

89. *Фивег С. М.* Опыт применения петрофизических исследований при построении физико-геологических моделей медно-никелевых месторождений норильского типа//Тезисы докладов Всесоюз. научно-техн. семинара «Петрофизика рудных месторождений».— Л., 1990.— С. 163—164.

90. *Физические* свойства горных пород и полезных ископаемых (Петрофизика): Справочник геофизика/Под ред. Н. Б. Дортман.— М.: Недра, 1976.— 527 с.

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

92. *Физические* свойства минерального вещества в термодинамических условиях литосферы/Т. С. Лебедев, В. А. Корчин, Б. Я. Савенко и др.— Киев: Наукова думка, 1986.— 198 с.

93. *Франтов Г. С., Жамалетдинов А. А.* Об изучении структуры электрических свойств на примере образца медно-никелевой руды.— Л., 1982. Рукопись депонирована в ВИНТИ № 4417—82.— 8 с.

94. *Фролов Г. Д., Кузнецов В. И.* Элементы информатики.— М.: Высшая школа, 1989.— 304 с.

95. *Четвериков В. Н., Ревунков Г. И., Самохвалов Э. Н.* Базы и банки данных.— М.: Высшая школа, 1987.— 248 с.

96. *Электроразведка.* Справочник геофизика. Книга первая.— М.: Недра, 1989.— 438 с.

97. *Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л.* Электроразведка.— М.: Недра, 1982.— 381 с.

98. *Ямщиков В. С.* Методы и средства исследования и контроля горных пород и процессов.— М.: Недра, 1982.— 296 с.

99. *Керн Н., Richter A.* Temperature derivatives of compressional and shear wave velocities in crustal and mantle rocks at 6 kbar confining pressure//Journal of Geophys Barein.— 1981.— N 49.— P. 47—56.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие <i>А. А. Молчанов</i>	3
Глава I. Техника и методика определения плотностных свойств горных пород и руд	5
§ 1. Лабораторные методы измерения плотности и пористости горных пород и руд. <i>Н. Б. Дортман</i>	5
§ 2. Определение плотности и пористости горных пород в скважинах. <i>А. А. Молчанов</i>	12
§ 3. Определение плотности горных пород по экспериментально-теоретическим и геофизическим данным. <i>Н. Б. Дортман, М. Л. Озерская</i>	13
Глава II. Техника и методика определения упругих и прочностных свойств горных пород и руд	18
§ 4. Лабораторные методы измерения упругих свойств горных пород. <i>М. Ш. Магид, А. Л. Перельман</i>	18
§ 5. Определение скорости упругих волн по сейсморазведочным и каротажным данным. <i>А. А. Голубев</i>	28
§ 6. Аппаратура и методика определения прочностных свойств горных пород. <i>А. А. Голубев</i>	36
Глава III. Техника и методика определения магнитных свойств горных пород и руд	40
§ 7. Аппаратура и методика измерения индуцированной и остаточной намагниченности горных пород и руд. <i>А. К. Вейнберг, Г. П. Капралов</i>	40
§ 8. Аппаратура и методика измерения магнитной восприимчивости горных пород и руд. <i>А. К. Вейнберг, Г. П. Капралов</i>	51
§ 9. Определение магнитных свойств горных пород по магниторазведочным и каротажным данным. <i>А. К. Вейнберг, А. К. Сараев</i>	56
§ 10. Магнитные методы определения состава ферромагнетиков горных пород. <i>Б. Н. Писакин</i>	68
Глава IV. Техника и методика определения электрических свойств горных пород и руд	76
§ 11. Лабораторные методы измерения удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости горных пород и руд. <i>Э. И. Пархоменко, Н. Б. Дортман</i>	76
§ 12. Аппаратура и методика лабораторных измерений вызванной поляризации горных пород. <i>С. П. Сергеев</i>	86
§ 13. Аппаратура и техника измерений пьезоэлектрического эффекта горных пород. <i>Э. В. Мазанова, Н. М. Нейштадт</i>	92
§ 14. Определение удельного электрического сопротивления горных пород методами каротажа и электроразведки постоянным током. <i>А. Б. Ломакин</i>	95
Глава V. Техника и методика определения теплофизических свойств горных пород. <i>У. И. Моисеенко</i>	106
§ 15. Аппаратура и методика определения теплофизических свойств и теплового потока	106
§ 16. Измерение плотности теплового потока и геотермического градиента в скважинах	113

Глава VI. Методика измерения ядерно-физических (радиоактивных) свойств и определения содержания радиоактивных элементов.	
<i>А. А. Смыслов</i>	117
§ 17. Методы определения естественной радиоактивности	120
§ 18. Методы определения искусственной (наведенной) радиоактивности	122
Глава VII. Техника и методика определения коллекторских свойств горных пород. <i>А. А. Молчанов</i>	125
§ 19. Лабораторные методы определения коллекторских свойств горных пород	125
§ 20. Определение коллекторских свойств горных пород по данным геофизических исследований скважин	134
Глава VIII. Аппаратура и техника определения физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. <i>Е. И. Баюк</i>	140
Глава IX. Система петрофизических измерений «Петрофизика» <i>А. А. Молчанов, Г. П. Капралов</i>	147
§ 21. Система петрофизических измерений	147
§ 22. Основные технические требования к аппаратуре и метрологическое обеспечение петрофизических измерений	151
Глава X. Методика петрофизических исследований	158
§ 23. Методика петрофизических работ при геологической съемке, поисках и разведке месторождений. <i>Н. Б. Дортман, И. Ф. Зотова</i>	160
§ 24. Методика мелкомасштабных петрофизических исследований. <i>М. Ш. Магид</i>	172
§ 25. Специализированные исследования	174
Изучение анизотропии физических свойств горных пород. <i>А. А. Пряткин</i>	174
Петрофизическое изучение геологических образований Мирового океана. <i>А. Л. Пискарев</i>	179
Глава XI. Статистическая обработка петрофизических данных и применение вычислительной техники. <i>А. К. Вейнберг, Н. Б. Дортман, И. В. Розенталь</i>	182
§ 26. Использование статистических данных для выделения петрофизических групп пород	182
§ 27. Расчет статистических характеристик	187
§ 28. Применение вычислительной техники	189
Глава XII. Базы и банки петрофизических данных и их использование. <i>И. В. Розенталь</i>	193
§ 29. Способы организации, хранения и поиска петрофизической информации	195
§ 30. Методы и системы обработки петрофизических данных на ЭВМ	198
Глава XIII. Построение петрофизических карт. <i>Н. Б. Дортман, И. Ф. Зотова</i>	202
§ 31. Типы карт и их принципиальные легенды	202
§ 32. Петрофизические карты крупного и среднего масштабов	212
§ 33. Петрофизические карты мелкого масштаба	224
Глава XIV. Построение петрофизических разрезов и моделей	230
§ 34. Петрофизические разрезы и модели и их типы. <i>С. М. Фивег, Н. А. Молчанов</i>	230
§ 35. Петрофизические разрезы и модели месторождений. Глубинные разрезы. <i>С. М. Фивег, М. Ш. Магид</i>	237
Список литературы	250