Ю. П. ДЕНЬГИН

СОКРАЩЕННЫЙ КУРС ПЕТРОЛОГИИ

ОНТИ — 1934

Գիրքը պետք է վերադարձնել
այստեղ նշված ժամկետից ոչ ուշ

13/XI 50։

10
XVI

Ю. П. ДЕНЬГИН
Горный инженер, доцент ЛГИ

552 (071.1)
Д 34

СОКРАЩЕННЫЙ КУРС ПЕТРОЛОГИИ

С ОСНОВАМИ КРИСТАЛЛООПТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

34126

Рекомендован ГУУЗом НКТП СССР
в качестве учебника для геолого-разведочных техникумов и
для инженерно-гидрогеологических и геофизических специальностей
геолого-разведочных и горных втузов

БИБЛИОТЕКА
Геологического Ин-та
Арм. Фил. Ак. Наук СССР

ОНТИ • НКТП • СССР
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАД • 1934 • МОСКВА

ГР — 65-4(5)-2
ТКК № 163

Книга Юрия Павловича Деньгина „Сокращенный курс петрологии" содержит в себе следующие разделы: введение в петрологию, основы кристаллооптики, описание породообразующих минералов, физико-химические основы петрогении, а также описание изверженных, осадочных и метаморфических горных пород.

Книга рекомендована ГУУЗом в качестве учебника для геолого-разведочных техникумов и для студентов гидрогеологических и геофизических специальностей геолого-разведочных и горных втузов.

Рецензент проф. Б. И. Лучицкий.
Ответственный редактор И. Романов. Технический редактор А. М. Усова.
Ред. изд-ва Н. Болдина-Тарноград. Корректоры С. Раевская и Г. Лучинский.
Сдано в набор 1 сентября 1934 г. Поступило к печати 14 ноября 1934 т. Формат бум. 62×94.
Колич. бум. листов 10³/₈+2 вкл. Авторских листов 27. Кол. печ. зн. в 1 бум. л. 106596.
Заказ № 1078. Тираж 5000 экз. Изд. № 532. Леноблгорлит № 24948.

4-я типография ОНТИ НКТП СССР «Красный Печатник». Ленинград, Международный пр. 75а.

От автора

Читая в течение последних лет курс петрологии для студентов геофизической, частью гидрогеологической специальностей Ленинградского горного института, а также слушателям Курсов ускоренной подготовки техников и инженеров геолого-разведочного дела, я непрерывно сталкивался с трудностями в усвоении слушателями этого предмета, своеобразного по применяемым в нем методикам исследования, основанным на достижениях различных дисциплин (геология, физическая химия, физика). Для отчетливого представления о предмете необходимо не только овладение текстовой теоретической частью, но не в меньшей, если не большей степени и усвоение основ главнейшей методики — кристаллооптического анализа, вскрывающего сущность и закономерность отражения различных геологических явлений на строении горных пород.

Как лектор, я был заинтересован дать слушателям возможно больший и вместе с тем отчетливый, легко воспринимаемый материал. Однако отсутствие учебника, подходящего к объему курса и позволяющего слушателям проработать самостоятельно излагаемый на лекциях материал, вынуждало временами прибегать к нежелательному способу — диктовке основных положений, определений, таблиц и т. д. Тем самым неизбежно сокращался объем излагаемого материала.

У нас имеется ряд печатных учебников по петрологии, но часть из них представляет библиографическую редкость и в малом количестве представлена в учебных библиотеках, а бо́льшая часть по своему объему или характеру распределения излагаемого материала не удовлетворяет поставленным к курсу требованиям. «Курс петрографии» (изверженные породы) проф. А. Н. Заварицкого, не превзойденный у нас до настоящего времени по четкости определений (что особенно важно для учащихся), вследствие особенностей издания (литография) слабо иллюстрирован. Кроме того учебник рассчитан на студентов петрографической специальности и охватывает лишь часть курса. «Петрография» акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, предназначенная для петрографической специальности и богато иллюстрированная, — обширна по объему. К тому же в ней нет вводной части, посвященной методикам петрологии и описанию породообразующих минералов. Учебник этот вместе с «Основами петрологии» Тирреля и справочником типа американского руководства Уинчелла представляет собой по существу справочное руководство для молодых инженеров петрологов, приступающих к самостоятельной работе.

«Петрография» проф. В. И. Лучицкого по расположению материала могла бы быть наиболее приемлемым учебником, если бы (в особенности последнее издание) не значительно возросший объем ее, в котором сильно

рассеивается внимание учащегося, а также недостаточно четкое распределение и изложение материала.

Для вводной части прекрасными пособиями являются «Основы микроскопических методов»... и «Главнейшие породообразующие минералы» В. Н. Лодочникова, но оба руководства опять-таки рассчитаны на студента-петрографа, а последнее даже на слушателя с известной петрографической практикой.

Чтобы устранить необходимость отсылать слушателей к определенным страницам, рисункам и диаграммам, рассеянным в различных учебниках, с одной стороны, и избежать задержек в лекционном изложении материала — с другой, естественно встал вопрос о составлении нового сокращенного учебника.

Как выяснилось с достаточной очевидностью из опыта проведенных мною лекций и из бесед со слушателями, учебник, удовлетворяющий предъявляемым к курсу требованиям в пределах отведенного на данный предмет для указанных специальностей времени (30—40 лекционных часов и 45—80 часов практических занятий), должен иметь относительно меньший объем (не более 8 страниц текста на лекционный час), обладать четкостью изложения за счет мелких подзаголовков при определениях понятий, групп, видов пород и т. д., а также диаграммным и графическим материалом, поясняющим и дополняющим текст.

Изложенные выше обстоятельства побудили меня взяться за составление учебника, соответствующего указанным педагогическим требованиям. Идти по линии упрощений и дать такого типа руководство, каким является учебник «Основы петрографии» Смита, не удовлетворяющий минимальным запросам слушателей, было бы перегибом палки в другую сторону. Поэтому, учитывая необходимость дать слушателям не только общее понятие об излагаемом предмете, но и вооружить их элементарными навыками для самостоятельного предварительного определения минералов и пород как по внешнему виду, так и под микроскопом, я ввел ряд необязательных дополнений мелким шрифтом. Надеюсь, что указанные дополнения окажут в этом направлении необходимую помощь слушателям, к пожеланиям которых я внимательно в свое время прислушивался и в настоящее время прислушиваюсь.

Рассматривая свой учебник как первый опыт удовлетворения вышеуказанных требований, буду весьма признателен за все замечания и дополнения со стороны учащихся и преподавателей.

Введение в петрологию

Предмет и задачи петрологии

Петрология [1] есть геологическая наука, изучающая происхождение форм развития горных пород. При этом изучение горных пород, как геологических тел (формы залегания, возраст и др.) составляет предмет *полевой петрологии*. Изучение различных видов горных пород как минеральных аггрегатов в отношении их состава, физико-химических свойств и систематизация этих видов объединяются в отделе собственно *петрографии*. Наконец, на основе систематизированного петрографического материала, данных полевой петрологии и экспериментальных лабораторных исследований (искусственные плавки, синтез горных пород и др.) развивается учение о *петрогенезисе*.

Дополняющие друг друга и объединяемые на основе общего историко-геологического метода эти три отдела и составляют предмет петрологии как науки, изучающей одну из частных форм развития вещества земли.

Понятие о горной породе

Горная порода представляет собой минеральный аггрегат, выделяющийся по особенностям состава и строения из окружающего геологического комплекса. Тем самым намечается и другая сторона понятия о горной породе — как о геологической единице. Однако горные породы не есть замкнутые неизменные системы. Они непрерывно изменяются в зависимости от физико-химических условий существования их в каждый данный момент. Поэтому горная порода является документом, фиксирующим в себе условия и формы движения материи земли на каждом данном историческом этапе развития. Элементами, определяющими горную породу, являются: минералогический состав, способ сочетания минералов между собою (структура) и условия залегания.

Этапы развития петрологии

Как наука, зародившаяся вместе с минералогией в недрах геологии, на первом этапе своего развития петрология пользовалась преимущественно описательно-геологическим методом. Этот этап назван акад Ф. Ю. Левинсон-Лессингом *домикроскопическим* периодом петрографии и охватывает промежуток времени с XVIII до конца первой половины XIX в.

В середине XIX в., когда в практику исследовательской работы был введен поляризационный микроскоп, развитие петрологии получило

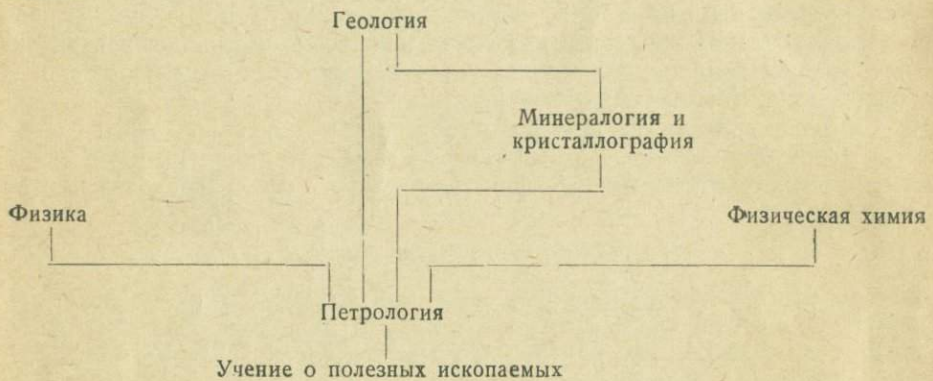
[1] Petra — камень, logos — слово, т. е. наука о камнях (горных породах).

значительный толчок и в течение второй половины XIX в. энергично устремилось по линии описательно-минералогической (*петрографической*). Методики микроскопического исследования непрерывно совершенствовались (Деклуазо, Лазо, Бертран, Мишель-Леви, Фукэ, Бекке), но наиболее крупный шаг вперед в этом направлении был сделан русским ученым проф. Петербургского горного института Е. С. Федоровым (1893 г.), сконструировавшим универсальный столик для микроскопа.

К концу XIX в. исследовательская мысль начала переходить из области описательных качественных работ к количественным измерениям под микроскопом.

Успехи физической химии (конец XIX—начало XX в.) вооружили петрологию ключом для расшифровки закономерностей, наблюдающихся в горных породах, и создали базу для дальнейшей углубленной разработки положений о генезисе, высказывавшихся и на более ранних этапах развития нашей науки. На современном этапе, идя в направлении удовлетворения запросов учения о полезных ископаемых, петрологи усиленно занимаются вопросами *петрогенезиса*.

Из сказанного отчетливо выступает тесная связь петрологии с рядом других наук. Эта связь может быть изображена в виде следующей схемы:



Горное дело и петрология

Развитие петрологии, как прочих геологических наук, тесно связано с развитием горной промышленности. Развитие горной промышленности, вовлекающее в сферу экономической жизни человечества все новые и новые полезные ископаемые, толкнуло петрологию на путь изучения роли различных форм и стадий развития горных пород для объяснения причин и особенностей образования различных типов месторождений полезных ископаемых.

Интенсивное развитие нефтедобычи в XX в. не замедлило отразиться на петрологии, как и на стратиграфии, в данном случае — в направлении применения и усовершенствования специфической микроскопической методики изучения рыхлых образований (иммерсионный метод в петрографии осадочных пород).

То же можно сказать и о связи петрологии с металлургией, от которой она заимствовала экспериментальные методы изучения горных пород (искусственная плавка, синтез горных пород и др.). Опираясь на практику

горного дела и используя данные смежных наук, петрология начинает указывать промышленности на новые источники минерального сырья, например хибинские апатиты — для целей удобрения, хибинские нефелиновые породы — для керамического производства и извлечения редких металлов, базальты и трапы — для каменного литья и др.

Наконец необходимо отметить роль петрологии в развитии учения о рудных месторождениях, которому она помогает в области выяснения причин и условий, приводящих к концентрации различных полезных элементов в земной коре.

Геолого-генетическая классификация горных пород

Еще на домикроскопическом этапе развития петрологии горные породы были разделены на три основных группы (Доломбе — 1792 г. и Кокан — 1857 г.):

1) *изверженные* (магматические), 2) *осадочные* и 3) *метаморфические* горные породы.

Такое подразделение пород, как мы видим, удовлетворяет геологическому и генетическому условиям и дает в большинстве случаев отчетливый материал для суждения о главнейших типах пород уже в процессе полевых исследований.

Геолого-генетический принцип выдерживается в основном и при дальнейшем разделении группы изверженных пород (Розенбуш — 1877 г.) на глубинные (интрузивные), излившиеся (эффузивные) и жильные.

При образовании и преобразованиях пород главное значение имеет ряд процессов, которые можно сгруппировать в два типа: 1) *эндогенетический*, [1] — охватывающий совокупность явлений, возникающих внутри земной коры, и 2) *экзогенетический* — совокупность явлений, обусловленных действием внешних агентов и в первую очередь механического разрушения. Упрощенная генетическая классификация этих процессов дана Холмсом в следующем виде:

I тип. Эндогенетические процессы

1. Интрузии и экструзии (излияния) жидкой магмы.
2. Выделение горячих газов и растворов из магмы и действие их на породы, через которые они проходят.
3. Термодинамические процессы:
   а) метаморфизм (без участия горообразовательных движений),
   б) тектоника.

II тип. Экзогенетические процессы

1. Размыв, выветривание и перенос.
2. Отложение материала, переносимого механически.
3. Отложение материала, переносимого в растворах:
   а) в результате химических реакций,
   б) в результате воздействия организмов.
4. Образование скоплений остатков органических веществ.

Процессы первого типа вызывают образование изверженных и метаморфических пород, процессы второго типа приводят в конечном итоге к возникновению осадочных пород.

Следует отметить, что собственно генетической классификации, охватывающей более или менее широко породы земли и вскрывающей их взаимосвязь, еще не создано вследствие ряда трудностей. Круговорот (цикличность) материи земли и взаимосвязь при непрерывных изменениях пород более отчетливо подчеркнуты для истории развития метаморфи-

[1] Endo — внутри, exo — вне.

ческих пород. В России этой идее уделил значительное внимание шлиссельбуржец И. Д. Лукашевич в своей работе «Жизнь земной коры» (1909 г.) Он изобразил в виде графической схемы круговорот и превра-

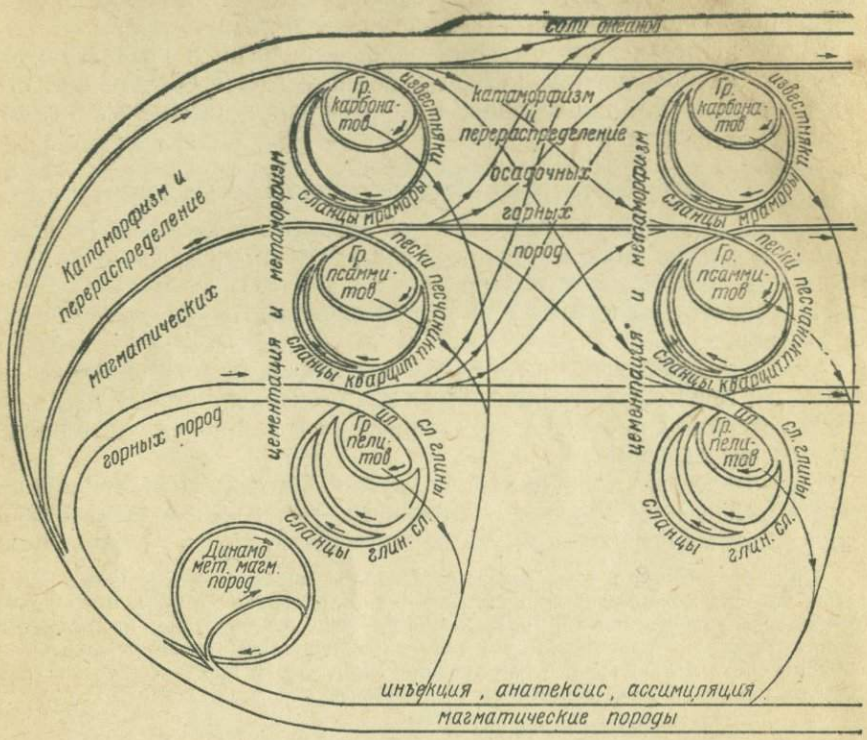


Рис. 1. Цикличность развития горных пород (по Лису и Миду).

щения горных пород в плане развития генетических зон земли. Более отчетливую графическую схему (рис. 1) дали американские петрологи Лис и Мид (1915 г.).

Зоны земли

Рассматривая нашу планету как космическое тело, мы различаем следующие зоны: 1) внешняя или *атмосфера*, состоящая из газа и пара, 2) наружная, доступная нашим наблюдениям, относительно тонкая оболочка или *литосфера* (lithos — камень) с прерывистым на поверхности ее водным покровом или *гидросферой*, 3) внутренняя, недоступная нашим наблюдениям, — *барисфера*, названная так вследствие высокого удельного веса (barys — тяжелый).

Кроме того в пределах основных зон различают еще некоторые, имеющие существенное значение в петрогенезисе. *Пиросфера* (pyr — огонь) — зона магматической деятельности и образования магмы за счет пород, опускающихся из более высоких частей литосферы. Она расположена между литосферой и барисферой. *Астеносфера* (astheneia — слабость), располагающаяся в основании литосферы, представляет собой

зону, в которой горные породы как бы размягчаются, приобретают пластичность и не воспринимают механических изменений при горообразовании. *Тектоносфера* — зона, в которой имеют место движения земной коры, в той или иной степени отражающиеся на горных породах в виде механических деформаций.

Существование различных зон находит себе подтверждение в ряде наблюдений над физическим состоянием внутренних частей земного шара. Изучение характера распространения сейсмических волн (К. Вегенер, Вихерт) хотя и не дает пока ясной картины о физическом состоянии центральных зон земли, но несомненно намечает несколько точек, отвечающих довольно резкому изменению упругих свойств. Первая точка намечается на глубине 120 *км* от поверхности, вторая — на 1200 *км* (менее отчетливый скачок), третья — на 2900 *км* (очень резкий скачок). Указанием на более высокую плотность внутренней зоны (барисферы) земли служит скорость прохождения сейсмических волн через земной шар. Примером может служить распространение колебаний, проходящих по более или менее прямому направлению земного радиуса: подобные колебания от сильного толчка в Новой Зеландии улавливались сейсмографами в Англии через 21 минуту, что возможно лишь при высокой плотности (твердости) барисферы. На этом основании предполагают, что жесткость барисферы выше жесткости наилучшей инструментальной стали. Наконец удельный вес земли, взятой в целом, равен 5,6, в то время как средняя плотность пород литосферы всего лишь 2,7. Следовательно удельный вес барисферы должен быть в среднем выше 5,6.

Состав земных оболочек. а) *Вещественный и химический состав литосферы.* Наружная зона—литосфера — состоит из силикатовых горных пород.

Принимая толщину верхнего слоя литосферы равной около 16 *км*, американские ученые Кларк и Уошингтон считают, что он на 95% состоит из изверженных пород, на 4% — из глинистых сланцев, 0,75% — из песчаников и 0,25% — из известняков. Метаморфические породы, получающиеся в результате изменения изверженных и осадочных, при подсчете объединены с соответствующими исходными типами. Имея в своем распоряжении большой аналитический материал для материка Сев. Америки, эти ученые вычислили средний состав литосферы до глубины 16 *км* (табл. 1, стр. 10). Для сравнения рядом приведен, также в весовых процентах, средний состав земли по данным советского ученого Заславского (1931 г.), цифры которого приближаются к подобным же данным Уошингтона (1925 г.).

б) *Вещественный состав барисферы.* Для суждения о составе барисферы приходится прибегнуть к аналогии [1] с остальными планетами солнечной системы, доступными нашим наблюдениям в виде метеоритов — блуждающих в мировом пространстве обломков планетного материала. Вовлеченные в орбиту земли, метеориты падают на ее поверхность в большом количестве. Размеры их весьма разнообразны — от космической пыли до крупных глыб весом в несколько тонн. Так например сидерит мыса

[1] Допустимость подобной аналогии, применяемой во всех новейших исследованиях этого вопроса, основывается на том, что силикатовая фаза метеоритов не содержит свободного железа, а в металлической фазе не обнаружено и следов кислорода (анализы И. и В. Ноддак, 1930 г.), т. е. состав силикатовой фазы метеоритов подобен в этом отношении составу силикатовой оболочки земли.

Иорка в Гренландии весит 36 *т*, сидерит Адрар (Зап. Африка) имеет в длину 100 *м*, в высоту 40 *м*.

Таблица 1

Средний химический состав литосферы

Химический состав литосферы (в весовых %) по Кларку и Уошингтону (1924 г.)				Химический состав земли (в весовых %). Заславский (1931 г.)	
O	46,71	SiO_2	59,07	Fe	38,00
Si	27,69	Al_2O_3	15,22	O	27,43
Al	8,07	Fe_2O_3	3,10	Si	14,22
Fe	5,05	FeO	3,71	Mg	10,38
Ca	3,65	CaO	5,10	Ni	2,77
Na	2,75	Na_2O	3,10	Ca	1,27
K	2,58	K_2O	3,11	Al	1,05
Mg	2,08	MgO	3,45	S	(3,11)[1]
Ti	0,62	TiO_2	1,03	Na	0,47
H	0,14	H_2O	1,30	Co	0,18
P	0,13	P_2O_5	0,30	Cr	0,34
C	0,094	CO_2	0,35	K	0,17
Mn	0,09	MnO	0,11	P	0,09
S	0,052	Остаток	0,44	Mn	0,14
Ba	0,050			C	0,03
Остальные элементы	0,244			Остальные элементы	0,35

[1] По Уошингтону (1925 г.) — 0,64

Таблица 2

Анализы метеоритов

Средний состав аэролитов				Средний состав сидеритов
в элементах		в окислах		в элементах
O	35,95			
Fe	24,67	FeO	16,54	Fe 90,57
		Fe	11,61	Ni 8,71
Si	18,27	SiO_2	38,98	Co 0,69
Mg	13,89	MgO	23,03	P 0,22
S	1,85	S	1,85	S 0,16
Al	1,46	Al_2O_3	2,75	C 0,11
Ni, Co	1,32	Ni, Co	1,32	Cu 0,06
Ca	1,27	CaO	1,77	Cr 0,06
Na	0,70	Na_2O	0,95	
Mn	0,43	MnO	0,56	100,58
Cr	0,36	Cr_2O_3	0,84 (хромит)	
K	0,27	K_2O	0,33	
P	0,11	P	0,11	
	100,54		100,64	

Метеориты делятся на три главные группы, связанные между собою переходами:

1. Сидериты — железные метеориты, состоящие почти целиком из железа, сплавленного с никелем.

2. Сидеролиты — смесь никелистого железа и тяжелых основных силикатов (оливин и пироксен).

3. Аэролиты — каменные метеориты, состоящие почти целиком из тяжелых основных силикатов: оливина и пироксенов.

В некоторых случаях по структуре аэролиты близко напоминают породы земной коры: габбро, базальты, перидотиты и основные туфы.

Анализы (средний состав) метеоритов приведены в таблице 2 (стр. 10).

Количественно среди метеоритов преобладают аэролиты — 87%, затем следуют сидеролиты (мезосидериты) — 16% и сидериты — 5%(по

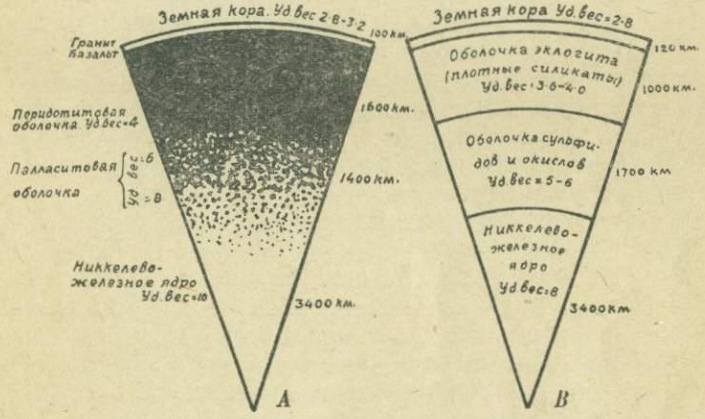


Рис. 2. Разрез земного шара.

A — по Вильямсону и Адамсу, *B* — по Гольдшмидту.

Меррилу, 1919 г.); но в то же время размеры (и общий объем) сидеролитов во много раз превосходят суммарный объем аэролитов. Таким образом и соотношение масс в метеоритах подтверждает предположение о количественных отношениях в составе земли.

На рис. 2 приведены представления Вильямсона и Адамса (*A*) и проф. В. М. Гольдшмидта (*B*) о составе зон земли. [1] На рис. 2 *A* выделены 4 зоны (Тиррель. Основы петрологии, стр. 12):

1) тонкая поверхностная кора легких силикатов и кремнекислоты;

2) зона тяжелых силикатов (перидотитов), плотность которых 3,3 в их наиболее верхних слоях и 4,35 в их самой нижней части на глубине 1600 *км*;

3) увеличение примеси никель-железа ведет к зоне, содержащей

[1] По данным Гутенберга (1923 и 1925 гг.), изучившего большой материал по распространению сейсмических волн, данные о плотности оболочек отличаются от указанных на рисунке. Средняя плотность земли равна 5,52. По зонам, начиная с глубины 60 *км*, плотность линейно возрастает от 3,5 до 4,75 (на 1200 *км*), затем возрастание замедляется. На глубине 2900 *км* плотность равна 5,0, затем происходит быстрое возрастание до 11,0 и далее до центра земли плотность остается постоянной.

материал, подобный сидеролитам (палласит),[1] который от быстро поднимающегося количества железа переходит в

4) чисто металлическую внутреннюю часть.

Рис. 2*B* отличается от 2*A* главным образом прибавлением зон металлических сульфидов и окислов, так как проф. Гольдшмидт проводит аналогию с процессом медной плавки, заключающейся в отделении металла, сульфидного материала и шлака, тогда как взгляды, Вильямсона и Адамса можно отождествить с процессом железной плавки.

Главнейшие петрогенетические факторы

Физические условия внутри земли в значительной степени определяются температурой и давлением, которые с глубиной достигают значительных величин. Для суждения об этих условиях на недоступных для человека глубинах у нас имеются лишь некоторые факты, косвенно свидетельствующие о тех или иных явлениях. Так, из наблюдений над ювенильными горячими источниками, из измерений температуры в глубоких рудниках, буровых скважинах и тоннелях следует, что *температура* с глубиной возрастает, притом в различных частях земли различно. В Европе геотермический градиент равен в среднем 1° С на каждые 31,7 *м* глубины, а в Сев. Америке — 1° С на 41,8 *м*.

На значительных глубинах действие высоких температур, направленное к расширению объема тел, компенсируется обратным действием *высокого давления* вышележащих слоев. По данным Вильямсона и Адамса (1923 г.) на глубине в 800 *км* давление доходит до 300 тыс. *ат*, на глубине 4000 *км* оно превышает 2 млн. *ат*, а в центре земли свыше 3 млн. *ат*. В связи с проходимым нами предметом, эти в значительной степени гипотетические для внутренних зон земли данные могут интересовать нас лишь до глубин, отвечающих зоне магмообразования (пиросфера). Заметим, что в условиях поверхности земли наиболее тугоплавкие породы плавятся при: 984—1260°—базальт; 1085°—габбро; 1070—1150°—диорит.

На вещественном составе литосферы, кроме температуры и давления (статического), отражаются также и перемещения масс в этой оболочке.

Процесс перемещения расплавленных магматических масс в более высокие горизонты литосферы и на поверхность земли (вулканизм) нередко является процессом, параллельным проявлению временных тангенциальных напряжений, возникающих в земной коре.

Во всех указанных случаях происходит изменение вещественного состояния горных пород: 1) за счет внутренних перегруппировок составных частей (метаморфизм), или 2) путем перехода из твердого состояния в пластическое или огненно-жидкое (магматизация), либо наконец 3) путем перехода из огненно-жидкого в твердое состояние (излияния, интрузии). С последним процессом в большинстве случаев связана концентрация металлических (металлогенических) элементов, выносимых магматическими массами из глубоких зон земли в литосферу (образование рудных месторождений).

---

[1] Палласит — сидеролит, содержащий оливиновые кристаллы, заключенные в сетке никелистого железа.

МЕТОД И МЕТОДИКИ ПЕТРОЛОГИИ

Глава 1

Общая характеристика метода и методик

Метод исследований

Горные породы, формирующиеся при тех или иных геологических процессах, несут в себе отпечатки как первичных явлений, вызвавших их возникновение, так и позднейших, обусловливающих последующую форму существования их.

По своей природе указанные явления распадаются на физические (горообразовательное явление, геотермический градиент и пр.) и физико-химические (расплавление, перекристаллизация, разложение и др.). Однако те и другие в конечном итоге находят себе выражение в физико-химических превращениях вещества земли, тесно связанных с типами геологических процессов, характерных для определенных этапов геологической истории земли. Поэтому, как уже указывалось во введении, общий для всех геологических наук *историко-геологический метод* изучения является руководящим и в петрологии. На основе его представляется возможность установить причинную связь между проявлениями далеко расходящихся свойств горных пород, изучаемых сильно отличающимися друг от друга, обычно заимствованными от различных наук, методиками. Для примера возьмем две совершенно различные по приемам методики петрологии: полевые исследования (геология) и экспериментальные работы (физическая химия).

Методики исследований

Методики петрологии весьма разнообразны. Их можно разделить на две главные группы: полевые и лабораторные методики. При этом последняя распадается на: 1) изучение фактического материала, 2) экспериментальные исследования и 3) обобщения. Главнейшей задачей полевой петрологии является выяснение в общих чертах геологических взаимоотношений отдельных групп между собой, определение пород по внешнему виду и выяснение в первом приближении условий происхождения их форм и свойств. *Было бы ошибкой ограничиться чисто механическим изучением внешних форм, не вскрывая их генетического значения.* Поэтому для уяснения основных принципов причинной связи между внешней формой и явлениями, вызвавшими ее, необходимо ознакомление с методиками лабораторной проработки. В дальнейшем изложении нашего предмета мы и остановимся несколько подробнее на некоторых лабораторных методиках и в частности на важнейшей из них — кристаллооптическом (микроскопическом) анализе.

Для выяснения основных вопросов петрологии (петрогенезиса) особое значение имеют экспериментальные исследования (экспериментальная петрография), воспроизводящие в лабораторных условиях отдельные моменты возникновения типичных минералов и минеральных ассоциаций, путем плавки, кристаллизации их, синтеза и пр. Эти эксперименты имеют и теоретическое и прикладное значение, например плавка базальтов, исследование электромагнитных свойств и др.

Одновременно следует отметить, что технические возможности, имеющиеся в нашем распоряжении даже при современном состоянии техники, еще далеки от создания условий образования некоторых групп пород. Так например для воспроизведения образования изверженных пород, в особенности глубинных, возникающих из огненно-жидкого расплава, необходимы: весьма высокое давление, высокая температура, присутствие газов и весьма длительное охлаждение.

Применительно к различным видам пород, перечисленные лабора-

Таблица 3

Методики петрологии

Плотные горные породы	Рыхлые горные породы
I. Полевая петрология	
1. Изучение горных пород как геологических тел. 2. Макроскопическое изучение строения пород.	1. Изучение осадков как геологических образований, причем особое внимание уделяется стратиграфии их. 2. Макроскопическое изучение.
II. Лабораторные исследования (петрография)	
А. Обработка полевых материалов	
1. Кристаллооптический анализ: а) в параллельном поляризованном свете, б) в сходящемся поляризованном свете. 2. Химический анализ пород и минералов. 3. Микрохимический анализ. 4. Исследование физических свойств. 5. Технические испытания.	1. Механический анализ (породы в целом и по фракциям). 2. Микрохимический анализ. 3. Микроскопический анализ (методика иммерсии). 4. Химический анализ фракций и вытяжек. 5. Исследование физических свойств. 6. Технические испытания.
В. Экспериментальная петрография	
1. Плавка и синтез силикатов 2. Исследования электромагнитных свойств и др.	1. Изучение водных минеральных растворов. 2. Изучение роли микроорганизмов в образовании осадков и др.
III. Разработка проблем петрогенезиса	
Обобщение материала (I + II) в виде петрогенетических гипотез и теорий.	Анализ полученных данных о минеральном составе стратиграфических разрезов с целью параллелизации (корреляции) их.

торные (камеральные) методики получают различное развитие. Так, при определении плотных пород преобладающее значение имеет методика кристаллооптического исследования, а при изучении рыхлых образований (осадков) — методики физического и микрохимического исследования и специальные микроскопические методики.

Обобщая, сказанное можно представить в виде таблицы (см. стр. 14).

Остановимся несколько подробнее на перечисленных приемах исследований, уделяя бо́льшее внимание макроскопии и микроскопии.

Полевая петрология. Приемы полевой петрологии подробно излагаются в специальном курсе полевой геологии. Мы ограничимся лишь перечислением основных моментов, а затем подчеркнем некоторые специфические черты, которые уже в поле дают основу для предварительного решения некоторых вопросов петрогенезиса. Порядок наблюдений следующий:

1) формы залегания пород и взаимоотношения с окружающим комплексом;

2) внешний облик (макроскопия): структура, текстура и состав;

3) геологический возраст;

4) характеристика основных видов и разновидностей в пределах одного и того же геологического тела;

5) изменения пород (метаморфизм, выветривание).

Наблюдения сопровождаются документацией, сбором образцов видов и разновидностей пород для более детального лабораторного исследования их.

Как мы увидим ниже при описании морфологии главных генетических групп горных пород (изверженных, осадочных, метаморфическии), каждой из них свойственны специфические формы залегания — важный генетический признак, с которым связаны и макроскопический облик породы, и ее взаимоотношение, и взаимодействие с окружающим геологическим комплексом.

Наиболее отчетливо и резко выступает взаимосвязь между формой залегания и внешним обликом для пород изверженных. Нередко, имея в слабообнаженной местности лишь отдельные коренные выходы изверженных пород, уже по облику их (структуре, текстуре) возможно судить о типе породы, о форме залегания, о близости контакта с вмещающими породами и т. д.

Макроскопия. Макроскопия (makros — большой, skopeo — смотрю)— изучение внешнего облика пород или невооруженным глазом или (в мелкозернистых породах) при помощи лупы. Кроме лупы необходимо иметь в качестве вспомогательных приспособлений также перочинный нож для испытания твердости и флакон слабой соляной кислоты.

Кристаллооптический анализ. Методики микроскопического изучения по справедливости могут быть признаны важнейшими в петрологии при углубленном изучении горных пород. Пользуясь микроскопом, представляется возможным с большой точностью изучить подавляющее большинство горных пород, как в отношении качественного (минерального) их состава, так и количественных соотношений составных частей, а при детальности наблюдений — дать, путем специальных пересчетов, и химический состав породы.

Из данных микроскопического изучения следует также ряд важных выводов о генезисе пород. По мере совершенствования диагностики по-

родообразующих минералов, этот метод приобретает все бо́льшее значение в практике петрографических исследований, уступая место прямому химическому анализу лишь в случае тонкозернистых, скрытокристаллических (стекловатых) или выветрелых пород.

Подавляющее большинство минеральных видов имеет кристаллическое сложение. Потому задачей микроскопической методики (кристаллооптики) в петрологии является изучение законов распространения световых колебаний в кристаллическом веществе и характерных оптических свойств (оптических констант) кристаллов. Изменение химического состава кристаллического вещества влечет за собой изменение кристаллографических и кристаллооптических свойств его. Преимущество кристаллооптических методик исследования по сравнению с химической, помимо быстроты работы, заключается также в возможности производить точные определения в мелких зернах, не выделяя их из массы породы. Итак, кристаллооптика, тесно связанная с физикой, представляя собой часть оптики, в то же время является одним из главнейших орудий петролога в его массовой исследовательской работе.

Микрохимический анализ. При специальном изучении минерального состава горных пород, в особенности рыхлых осадков и осадочных горных пород, нередко обнаруживается недостаточность оптических данных для определения отдельных редких зерен. В таких случаях прибегают к микрохимическим методикам, позволяющим получить отчетливые результаты даже при ничтожных количествах испытуемого минерала. Существуют способы получения: 1) характерных окрасок (staining) и 2) характерных кристаллических осадков. [1]

Химический анализ. Химический анализ является необходимым дополнением к микроскопическим методикам работы петролога. Для тех пород, которые обладают средней и крупной зернистостью, в последнее время, в связи с разработкой методик подсчета количественного минералогического состава, последние с успехом заменяют дорогостоящий и длительный процесс химического анализа. В целом ряде случаев, когда порода тонкозерниста или слабо раскристаллизована, а также при наличии минералов еще слабо изученных или непостоянных по своему химическому составу, химический анализ является единственным способом для характеристики породы. В некоторых случаях метаморфических пород, когда необходимо решить вопрос о природе исходного материала (изверженный или осадочный), химический анализ также оказывает неоспоримую помощь.

В зависимости от задач, стоящих перед исследователем, применяют либо полный, либо частичный химический анализ.

Полный химический анализ. Этот вид анализа имеет особое значение для пород, в которых та или иная комбинация элементов является непосредственным отражением генезиса их, т. е. для пород изверженных.

В породах осадочных, где подобной закономерной взаимосвязи обычно не наблюдается, полный химический анализ необходим лишь в тех случаях, когда данная порода может представить значение как промышленное сырье (глины, известняки, минеральные соли и др.).

---

[1] На русском языке имеется перевод полных таблиц микрохимических испытаний: Беренс и Клей. Микрохимический анализ. Изд. ХТИ, Ленинград, 1928.

Частичный химический анализ представляет собой: 1) либо анализ отдельных фракций (концентратов), 2) либо определение отдельных элементов, 3) либо анализ вытяжек.

Пересчеты химических анализов. Огромную помощь в освещении вопросов петрогенеза играет систематика пород, которая основывается: 1) либо непосредственно на подсчете минерального состава, при помощи вышеизложенных методов разделения или измерений под микроскопом, 2) либо на минералогическом составе, вычисляемом при помощи данных химического анализа. Эта последняя методика и называется *пересчетом химических анализов* на минеральный состав.

Методика пересчета и графического изображения данных в процессе своего развития представляет несколько видоизменений. Наиболее простые способы пересчета и составления диаграмм основаны на представлении окислов, как химических элементов, получаемых при анализе породы. Они не вносят необходимой ясности и имеют лишь историческое значение.

В горных породах окислы группируются в подавляющем большинстве случаев в виде комплексных соединений — минералов. Как мы увидим далее, в породах изверженных вполне определенная группа окислов может дать, в зависимости от различных генетических условий, различные минеральные виды. Поэтому наиболее рациональной будет такая методика пересчетов, которая учитывает формы сочетания окислов. При подобных пересчетах принимают во внимание не весовые, а молекулярные количества окислов.

Способ акад. Левинсон-Лессинга. Принятая многими петрологами СССР методика пересчета акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга дает так называемую *магматическую формулу* породы. В состав формулы входят три основные коэфициента и несколько дополнительных. Основные коэфициенты дают содержание: 1) одновалентных и двувалентных окислов ($\overline{RO} = R_2O + RO$), 2) трехвалентных ($R_2O_3$) и 3) четырехвалентных ($SiO_2 = SiO_2 + TiO_2$). Из дополнительных коэфициентов наибольшее значение имеет *коэфициент кислотности*, обозначаемый a. Он характеризует отношение молекулярных количеств кислорода, связанного с кремнием, к сумме таковых, связанных с прочими основаниями, т. е. дает понятие о степени насыщенности породы кремнеземом (SiO_2).

Магматическая формула имеет вид: $m\overline{RO} \cdot nR_2O_3 \cdot pSiO_2$ и $a = \frac{2p}{m + 3n}$.

Недостатком этого способа, как видно, является последовательный химизм, не всегда отвечающий генетическим отношениям в природе. Так например обращает внимание разобщение Na_2O (т. е. R_2O) и Al_2O_3 или Fe_2O_3 (т. е. R_2O_3), петрогенетические ассоциации которых весьма часто близки, как это мы наблюдаем в полевых шпатах, в щелочных амфиболах и пироксенах.

Способ германского ученого Озанна, учитывающий петрогенетические ассоциации, устраняет этот недостаток.

Способ проф. Заварицкого. За основу взят способ Озанна, с внесением некоторых дополняющих изменений, направленных в сторону возможно большего учета различной петрогенетической роли в минерало- и породообразовании отдельных окислов. Разделяя основания на основания щелочных (алюмосиликаты) и железисто-магнезиальных (орто- и метасиликаты) составных частей изверженных пород, этот способ учитывает различную роль некоторых окислов (Na_2O, Al_2O_3). При наличии избытка Na_2O над Al_2O_3, т. е. при повышенной щелочности породы, после образования молекулы альбита ($Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$) остается некоторое количество Na_2O. Петрогенетическая роль этого избытка Na_2O уже иная, нежели части, вошедшей в состав алюмосиликата (альбита). Остающееся количество Na_2O входит в состав железисто-магнезиальных силикатов, образуя *щелочные* пироксены и амфиболы. Точно так же ведет себя и CaO. При избытке Al_2O_3 ($Al_2O_3 > Na_2O + K_2O + CaO$), последний, по насыщении полевошпатовых молекул, входит в состав богатых глиноземов железисто-магнезиальных минералов (слюды) или их петрогенетических эквивалентов (корунд).

При учете всего сказанного получаются следующие группы характеристики:

$a = Na_2O \cdot Al_2O_3 + K_2O \cdot Al_2O_3$ . . . . . } Основания полевошпатовых молекул

$c = Ca_2O_2 \cdot 2Al_2O_3$ . . . . . }

$b = Mg_2O_2 + Fe_2O_2$ (+ избыток $Ca_2O_2 + Al_2O_3$ или Na_2O, оставшийся после насыщения a и c) . . . . . } Основания молекул железисто-магнезиальных минералов

$s = Si_2O_4 + Ti_2O_4$ . . . . . Молекулы кремнекислоты

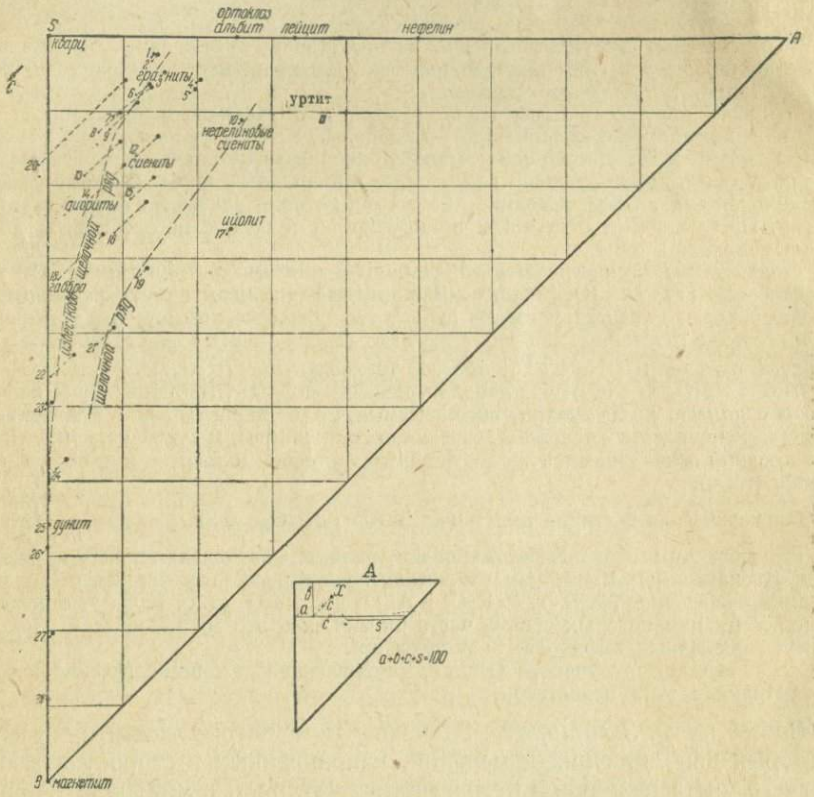


Рис. 3. Диаграмма Заварицкого для изображения составов изверженных пород.

На рисунке дана лишь проекция на одну из плоскостей тетраэдра. Характеристика c представлена в виде вектора (пунктир), параллельного sc. Внизу (A) показан способ графического определения коэфициентов: a, c, b, s для любой точки X, помещенной на диаграмме.

Составляемая из чисел a, c, b, s формула названа *числовой характеристикой породы.*

Генетические взаимоотношения изверженных пород могут быть отчетливо и наглядно изображены на диаграмме Заварицкого (рис. 3). [1]

---

[1] Интересующиеся способом Заварицкого могут найти описание его в следующих изданиях: А. Н. Заварицкий. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. 1926 г., стр. 42, 58; А. Н. Заварицкий. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. 1933 г., стр. 21—29 и др.

В диаграмме намечаются две естественные ветви изверженных пород: известково-щелочная и щелочная, что, как мы увидим ниже, имеет существенное значение при классификации пород. Наряду с этим можно проследить также изменения по вертикали характера пород, возникающие в процессе кристаллизации магмы.

Исследование физических свойств минералов и горных пород. В связи с непрерывно возрастающими запросами техники и широким размахом социалистического строительства в СССР особое значение приобретают петрология и ее методы в деле изучения физических свойств горных пород, как объектов, вовлекаемых в это строительство.

Как плотные, так и рыхлые горные породы находят широкое применение в инженерно-строительном деле. Плотные горные породы употребляются в виде монолитов, плит, фасонных изделий, щебня при постройке гражданских, железнодорожных и военных сооружений, при устройстве мостовых, шоссейных дорог, железнодорожных насыпей, входят в состав бетонных масс и т. д. Различные виды строительства предъявляют к горным породам различные технические требования.

Горные породы в своем естественном залегании являются также основаниями (вместилищами) крупных гидротехнических сооружений. Наиболее существенное значение приобретает здесь петрология в деле тщательного изучения механического состояния пород (тектонические трещины, плотность, литологическая характеристика пластов и т. д.) и их состава, в частности, в отношении явлений растворения (возможность карстовых образований), когда весьма важно поставить диагноз карбонатных пород, например отличить известняки от доломитов, установить минеральный состав их и явления позднейших изменений (например окремнение).

Рыхлые горные породы в некоторых районах представляют собой вместилища жидких и твердых полезных ископаемых, как нефть и битумы, или концентрируют в себе редкие элементы, например, абсорбирование ванадия глинами и углистыми образованиями (шунгит).

Наконец, техника геолого-разведочного дела в последнее время начинает все более и более широко использовать различные физические свойства горных пород, например, электропроводность (электроразведка), магнитопроницаемость (магнитометрическая разведка), упругость (сейсмическая разведка).

Специальное изложение технологических испытаний пород не входит в состав нашего предмета. Однако, поскольку петрология и ее методы приобретают в этих испытаниях все большую и большую роль, мы вкратце остановимся на характеристике наиболее важных свойств горных пород и способах их изучения.

Главнейшие физические свойства горных пород, при изучении которых данные петрологии оказывают существенную помощь, следующие:

1. Строение, состав и состояние горных пород.
2. Удельный вес и плотность.
3. Пористость.
4. Механические свойства: сопротивление раздавливанию (статическое), сопротивление удару, твердость.
5. Магнитные свойства.
6. Электропроводность.
7. Радиоактивность.
8. Теплопроводность.

1. *Строение, состав и состояние горных пород.* В начале отдела уже указывалось, что в основном характеристика этих свойств дается при полевых исследованиях.

В поле выясняется тип породы (изверженная, осадочная, метаморфическая), условия залегания ее, строение (степень зернистости и однородности, т. е. структура и текстура), состав, поскольку это доступно невооруженному глазу, и, как следствие, определение вида породы (гранит, эффузивная порода, песчаник, сланец и т. д.). Особенное внимание, применительно к техническим требованиям, обращается на состояние породы: рыхлая или плотная, наличие трещиноватости, количество, характер и ориентировка трещин, степень сохранности — явления выветривания: разрушистая или прочная, характер выветривания, корка выветривания, глубина зоны выветривания в зависимости от всех вышеуказанных свойств.

Вооруженный данными полевых наблюдений исследователь приступает в процессе камеральной обработки к уточнению этих данных при помощи специальных приборов (микроскоп) и методов (химический, механический и др. анализы).

Как уже было в свое время подчеркнуто, удельный вес различных методов в исследованиях плотных и рыхлых горных пород различен. Обычно микроскопическому и отчасти химическому изучению рыхлых образований предшествует разделение материала на фракции, с целью либо выяснения относительных количеств различных минералов, либо для последующего химического анализа фракций, отдельных минералов или всего материала в целом. Поэтому, прежде чем перейти к характеристике свойств пород, мы остановимся на способах разделения материала на фракции.

Методики разделения минералов. Разделение минералов на фракции производится: по величине зерен, по удельному весу, по магнитности, по растворимости в слабых кислотах и др.

Разделение по величине зерен, или *ситовой анализ*, производится при помощи набора стандартных сит с диаметром отверстий обычно от 1 до 0,1 *мм*. В случае более крупнозернистого материала или крупнозернистой породы, когда нет опасности получения в одном зернышке нескольких минералов, применяются сита с отверстиями до 2 *мм* и более в диаметре.

Для дальнейшего разделения пользуются тяжелыми жидкостями и магнитом (электромагнитом).

Применение тяжелых жидкостей основано на том, что минералы, обладающие большим удельным весом, тонут в данной жидкости, а минералы с меньшим удельным весом всплывают и наконец с удельным весом, равным удельному весу жидкости, плавают внутри ее во взвешенном состоянии.

Наиболее часто применяют: бромоформ — для отделения легких минералов, жидкость Туле — для выделения минералов с удельным весом до 3,19.

Разделение исследуемого материала на фракции при помощи *магнита* или *электромагнита* основано на различии магнитных свойств минералов. Применяя обычный подковообразный магнит, легко выделить из массы материала сильно магнитные минералы, как магнетит, пирротин, а также случайные обломки железа. Остальные минералы обладают значительно меньшей магнитностью и требуют для своего выделения и разделения магнитного поля бо́льшей силы, для чего применяется электромагнит. Холмс приводит следующую группировку некоторых минералов по их магнитности:

Сильно магнитные: магнетит, пирротин.

Умеренно магнитные: ильменит, хромит, альмандин (гранат), глауконит.

Слабо магнитные: монацит, ставролит, турмалин.

Практически немагнитные: кварц, полевые шпаты, циркон, кианит (дистен), шпинель.

Таким образом, пользуясь обычным магнитом, а затем электромагнитом различной силы (при различной силе тока), возможно разделить данный материал на ряд групп, причем в первые группы попадают наиболее важные рудные минералы, минералы с высоким удельным весом и тяжелые железистые силикаты.

Разделение тяжелыми жидкостями и магнитами применяется последовательно одно за другим в различном порядке в зависимости от характера материала. Если песок богат магнетитом и другими магнитными минералами, сперва выделяется простым магнитом магнетит и пирротин (а также примесь кусочков железа), затем производится разделение тяжелыми жидкостями либо грубо на несколько фракций, либо более тщательно — на отдельные минералы. Если в песке присутствует значительное количество в различной степени магнитных минералов, целесообразно, после выделения магнетита, применить электромагнит. После того уже применяют в отдельных электромагнитных фракциях разделение тяжелыми жидкостями. В конечном итоге получим диференцированный материал как для подсчета весового содержания, так и для определений минералов под микроскопом.

Упомянем еще о *химических* способах разделения или вернее выделения минералов, нерастворимых в применяемых реактивах. Применяют как сильные кислоты: кремнефтористоводородную, плавиковую, соляную, серную, так и слабые: уксусную, какую-либо из органических или разбавленную соляную кислоту, а также щелочи.

2. *Удельный вес.* Определение удельного веса отдельных минералов и пород, как известно, производится при помощи тяжелых жидкостей, или весов Вестфаля, или пикнометром. Зная удельный вес, возможно судить о плотности вещества, так как в метрической системе измерений (CGS) удельный вес численно равен плотности. *Плотностью* мы называем количество массы в единице объема и измеряем ее отношением:

$$\frac{\text{Масса вещества}}{\text{Объем вещества}}$$

В таблице 4 приведены удельные веса главнейших изверженных пород (по Холмсу).

Таблица 4

Удельные веса главнейших изверженных пород (по Холмсу)

Глубинные породы	Излившиеся породы	Жильные породы
Гранит . . . . 2,54—2,78	Липарит . . . 2,30—2,70	Аплит . . . . 2,56—2,59
	Обсидиан . . . 2,21—2,41	
Гранодиорит . 2,65—2,85	Дацит . . . . 2,39—2,79	
Кварцевый диорит . . . . . 2,68—2,90		
Диорит . . . . 2,75—2,92	Андезит . . . 2,60—2,86	Керсантит . . 2,79—2,98
Габбро . . . . 2,76—3,27	Базальт . . . . 2,60—3,11	Спессартит . . 2,84—3,07
Норит . . . . 2,70—3,24		
Оливиновое габбро . . . 2,85—3,20	Оливиновый базальт . . . . 2,74—3,18	
Пироксенит . . 3,10—3,33	Пикрит . . . . 2,89—3,08	
Перидотит . . 2,94—3,37	Авгитит . . . 2,93—3,26	
Сиенит . . . . 2,57—2,79	Трахит . . . . 2,40—2,71	Минетта . . . 2,67—2,90
Нефелиновый сиенит . . . 2,53—2,83	Фонолит . . . 2,45—2,71	Вогезит . . . 2,75—2,91
Эссексит, тералит . . . . . 2,76—3,07	Тефрит . . . . 2,65—2,85	
Ийолит . . . . 2,58—3,08	Нефелинит . . 2,86—3,10	Лимбургит . . 2,85—3,06

Понятие о плотности вещества нам необходимо для изучения пористости пород.

3. *Пористость.* Пористость пород имеет большое значение для разрешения ряда вопросов инженерной геологии, связанных с механической прочностью, влагоемкостью и т. д., а также при подсчете запасов жидких

полезных ископаемых (нефть), пропитывающих рыхлые и пористые образования (пески, песчаники, известняки).

Коэфициент пористости вычисляется по формуле: $P = \frac{\gamma - \delta}{\gamma} 100$, где γ — удельный вес куска породы, δ — удельный вес ее порошка.

Влагоемкость в виде коэфициента насыщения (S) водой определяется количеством воды, поглощаемой породой при обыкновенном давлении в пустоте (вес — W_1) и при давлении в 15 *am* (W_2). Тогда $S = \frac{w_1}{w_2}$.

Очевидно влагоемкость зависит непосредственно от выполнения составными частями породы занимаемого ею пространства (т. е., как мы увидим далее, от текстуры породы). Систематизированного материала по этому вопросу нет. Однако можно наметить ряд предпосылок для оценки пород различных типов с точки зрения возможной влагоемкости.

Породы изверженные глубинного типа и метаморфические, имеющие более высокую плотность, нежели осадочные, и практически не обладающие пористостью,— наименее влагоемки. Кроме того, большое значение имеет и характер вещества, выполняющего пространство. Породы, содержащие глинистые минералы (осадочные породы и в меньшей степени — выветрелые изверженные), обладают повышенной влагоемкостью, вследствие способности глинистого вещества впитывать в себя воду. С последним обстоятельством тесно связано и понижение механической стойкости, так как породы размягчаются и приобретают пластичность либо в целом, либо в отдельных частях.

Немалое значение имеют вторичные текстуры, связанные с тектоническими причинами, выражающиеся в нарушении сплошности пород, в появлении трещиноватости. При рассмотрении генетических групп пород мы будем останавливаться на характеристике их влагоемкости, равно как и механических свойств.

4. *Механические свойства горных пород.* Горные породы, употребляемые как строительный материал (строительные камни), должны удовлетворять определенным для каждого случая техническим требованиям. Наиболее высокими механическими свойствами обладают породы изверженные и некоторые метаморфические (кварциты, кварцито-песчаники). Существенную роль играют минералогический состав, размеры зерен абсолютные и относительные, степень однородности сложения, степень сохранности породы (выветрелость), трещиноватость. Эти свойства предварительно изучаются в поле, в особенности последние два. Но основное значение имеют лабораторные исследования при помощи микроскопического анализа и технических испытаний, в данном случае тесно связанных между собою. На характеристике технических испытаний мы здесь останавливаться не будем. Отметим лишь, что главнейшими механическими свойствами являются: плотность, прочность (сопротивление раздавливанию) и твердость (сопротивление изнашиванию — истиранию).

Для характеристики свойств главнейших видов строительных камней приведем таблицу прочности их (табл. 5). [1]

---

[1] Приведенные числа дают величину (в *кг* на 1 *см*^{2}) временного сопротивления сжатию или раздавливанию. Заимствовано у Левинсон-Лессинга, Петрография, стр. 436.

Таблица 5

Временное сопротивление сжатию главнейших видов горных пород (в *кг/см²*)

Название породы	Характер пород			
	очень прочные	прочные	средние	слабые
Граниты	2300—3700	1600—2200	1000—1500	600—900
Порфиры	2500—3500	1800—2400	1200—1700	500—1100
Базальты	3500—4500	2800—3400	1300—2400	800—1200
Песчаники	1500—2200	900—1400	500—800	250—400
Известняки	2000—2500	1200—1900	800—1000	200—700
Мраморы	1500—2000	1200—1400	900—1100	300—800

Таблица 6

Магнитность главнейших породообразующих минералов

Магнетит	64,0	Гиперстен	0,69
Титанистый железняк	48,0	Авгит богатый FeO	0,106
Ильменит	12,0—20,0	„ бедный FeO	0,071
Пирротин	2,6—4,7	Оливин с 69% FeO	0,250
Пирит	0,06	„ „ 15% FeO	0,060
Гематит	0,043	Эпидот	0,049
Лимонит	0,022	Роговая обманка богатая FeO	0,057
Хромит	0,140	„ „ бедная FeO	0,026
		Актинолит	0,014
		Тремолит	следы
		Хлорит	0,010
		Гранат	0,1—0,3
		Ставролит	0.077
		Дистен	0,012

Таблица 7

Магнитопроницаемость горных пород в гаусах (по Хаальку)

Изверженные породы	$K \cdot 10^6$	Осадочные породы	$K \cdot 10^6$	Метаморфические породы	$K \cdot 10^6$
Гранит	650—1350	Известняк, глинистый сланец, каменный уголь, гипс, каменная соль	0 - 10	Гнейс мюнхбергский (свежий)	380
Гранит турмалиновый	240			Амфиболит	122
Сиенит	1040			Роговообманковый сланец	30
Диорит	240—400			Шифер (филлит)	40
Габбро	270—6850	Глина, мергель	10—30	Зеленокаменная порода	80
Габбро оливиновое	2460—7470	Песчаник обыкновенный	23		
Серпентинит	2535	Песчаник красный лежень	50		
Порфир	68				
Трахит	390				
Долерит	940—1560				
Базальт	210—2090				
Долерит оливиновый	2360—4540				
Долерит кварцевый	2630—5410				
Диабаз	470				
Мелафир	390				

Таблица 8

Электропроводность горных пород (по Мурашову и Лундборгу) [1]

Минералы		Магматические породы		Осадочные породы		Метаморфические породы	
Кальцит	$5{,}0 \cdot 10^{12}$	Гранит-порфир	$1{,}3 \cdot 10^{8}$	Известняк	$3{,}5 \cdot 10^{10}$	Мрамор	$2{,}5 \cdot 10^{10}$
Кварц	$3{,}8 \cdot 10^{9}$	Гранит	$1{,}7 \cdot 10^{7}$	„	$1{,}7 \cdot 10^{9}$	Кварцево - хлорито - слюдяной сланец	$1{,}2 \cdot 10^{10}$
Слюда	$1{,}5 \cdot 10^{8}$	Диорит-порфирит	$2{,}8 \cdot 10^{6}$	„	$1{,}2 \cdot 10^{9}$	Кварцево - серицитовый сланец	$3{,}6 \cdot 10^{9}$
Серпентин	$2{,}0 \cdot 10^{2}$	Кварцевый порфир	$8{,}0 \cdot 10^{8}$	„	$8 \cdot 10^{7}$	Кварцево - серицитовый сланец	$9{,}7 \cdot 10^{8}$
Сидерит	71,0	Кварцевый порфир	$5{,}1 \cdot 10^{7}$	Глинистый сланец	$1{,}0 \cdot 10^{8}$	Кварцево-хлоритовый сланец	$2{,}0 \cdot 10^{8}$
Марказит	10^{-1}	Порфир	$4{,}0 \cdot 10^{8}$	Песчаник	$7{,}0 \cdot 10^{7}$	Кварцит	$8{,}1 \cdot 10^{8}$
Халькопирит	10^{-2}	Диабаз свежий	$2{,}2 \cdot 10^{11}$	„	$3{,}1 \cdot 10^{7}$	Гнейс	$3{,}2 \cdot 10^{8}$
Молибденит	$8 \cdot 10^{-3}$	„ измененный	$3{,}5 \cdot 10^{8}$	Аркозовый песчаник	$1{,}7 \cdot 10^{7}$	Роговик	$6 \cdot 10^{8}$
Магнетит	$6 \cdot 10^{-3}$	Кварц жильный	$5{,}3 \cdot 10^{8}$	„ „	$5{,}0 \cdot 10^{7}$		
Графит	$3 \cdot 10^{-4}$	То же с примесью арсенопирита (5%)	$1{,}2 \cdot 10^{8}$				
Пирит	$2 \cdot 10^{-4}$						
Галенит	$3 \cdot 10^{-5}$						

[1] В таблице приведены величины удельного сопротивления (сухих образцов, 1 $см^3$ в омах.

5. Магнитные свойства. Изучение магнитных свойств минералов и горных пород, потребность в котором возросла в связи с развитием геофизических методов разведки, находится в настоящее время еще в стадии накопления материала. Систематических сводок по этому вопросу еще не имеется. Поэтому мы вынуждены ограничиться лишь разрозненными данными.

Магнитные свойства горных пород тесно связаны с таковыми свойствами минералов, входящих в их состав. Для минералов в этом отношении данных имеется больше. В таблице 6 (стр. 23) приведены данные о магнитности главнейших породообразующих минералов (по Холмсу), причем магнитность стали принята за 100.

Магнитная проницаемость некоторых пород (по Хааляку) приведена в таблице 7 (стр. 23).

При изучении минерального состава рыхлых образований и плотных горных пород (в порошке) магнитными свойствами, как мы видели, с успехом пользуются для разделения минералов на группы. По сравнению с изучением шлифов, изучение состава пород в порошке дает возможность пропустить большее количество материала (пробы в 20—40 *г*) и ближе подойти к вычислению количеств

редких рассеянных минералов в породе, от которых зависят некоторые физические свойства последней и в том числе магнитность.

6. *Электропроводность* горных пород различна в зависимости от состава и структуры их, а также от условий залегания, нарушений и характера водоносности. На этом свойстве горных пород построена теория электроразведки, но опять-таки сводки систематических данных в печати не имеется.

Для общей характеристики электропроводности некоторых горных пород в таблице 8 (стр. 24) приведены имеющиеся данные (по Мурашову и др.).

7. *Радиоактивность.* Присутствие радиоактивных минералов в породах имеет теоретическое и практическое значение. С одной стороны этот факт позволяет обратить внимание на поиски более значительных концентраций радиоактивных минералов в породах или, в случае нахождения этих минералов в рыхлых образованиях, на поиски коренных месторождений в материнских породах. С другой стороны представляется возможность подойти к вопросу определения возраста коренных пород или рыхлых образований.

Глава 2

Основы кристаллооптики

В основе кристаллооптического анализа лежит применение поляризованного света, т. е. света с ориентированными колебаниями. Такой свет создается в микроскопе, снабженном особым устройством и называемом *поляризационным микроскопом.* Поляризованный свет дает нам возможность исследовать оптические свойства кристаллического вещества в различных его направлениях и тем самым определить его.

Прежде чем излагать приемы кристаллооптического анализа, вспомним основные положения оптики.

Световые колебания

Свет — есть один из видов лучистой энергии, т. е. такой энергии, которая передается в какой-либо среде или пустоте по направлению прямых линий, называемых *лучами.*

Из числа известных гипотез, объясняющих механизм передачи лучистой энергии, мы остановимся на теории *электромагнитных колебаний Максвелла.*

Как известно из физики, световые лучи распространяются из светящейся точки (источник света) во всевозможных направлениях. Согласно теории Максвелла, в каждой точке луча происходит периодическое изменение напряжений электрического и магнитного векторов. Если мы применим способ изображения напряжений в виде векторов, то каждое напряжение изобразится в виде линии определенного масштаба. Электрический (—OE) и магнитный (—OM) векторы взаимноперпендикулярны (рис. 4) и располагаются в плоскости, перпендикулярной *OA* — направлению распространения света.

В дальнейшем мы будем принимать во внимание лишь электрический вектор (изменение электрического напряжения поля), так как с одной стороны именно электрическое состояние производит фотохимическое дей-

ствие и вероятно ощущение света, а с другой — это упростит наши построения.

Обыкновенный и поляризованный свет. Свет, при котором колебания происходят во всех направлениях в плоскости, перпендикулярной к направлению его распространения, называется *обыкновенным* или естественным. Обладая, как мы знаем, весьма большим количеством колебаний в единицу времени (до $754 \cdot 10^{12}$ колебаний в секунду), обыкновенный свет, продвигаясь от точки к точке, почти мгновенно меняет в различных направлениях амплитуду колебаний, что до некоторой степени можно уподобить винтообразному продвижению. При этом, подобно волне, синусоида амплитуд (напряжений электрического вектора) как бы продвигается вперед. Схематическое изображение этих колебаний дано на рис. 5. При микроскопическом изучении кристаллических веществ применяется свет, колебания которого происходят лишь в одной плоскости — свет плоско поляризованный. [1]

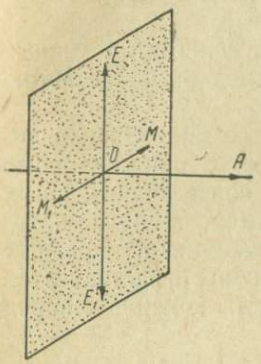


Рис. 4. Схема электромагнитных колебаний.

Плоскость поляризации. Плоскость, перпендикулярная к плоскости колебаний, называется плоскостью поляризации. Поляризация бывает *частичная* и *полная*. При частичной поляризации колебания совершаются преимущественно в одной плоскости. Полная поляризация происходит

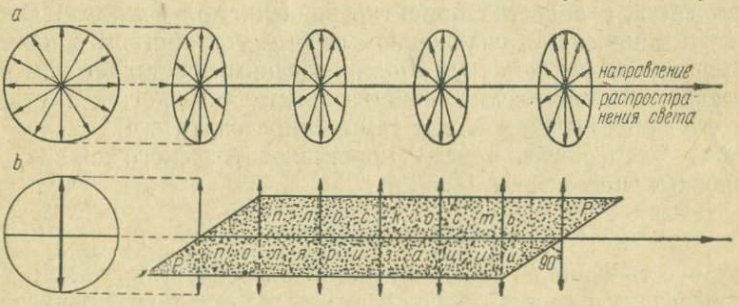


Рис. 5. Схема световых колебаний.

a — свет обыкновенный, *b* — свет поляризованный.

при преломлении света в кристаллических веществах, обладающих свойством двойного лучепреломления (см. ниже).

Гармонические колебания

Световые колебания подобны волнообразным колебаниям воды от брошенного на ее поверхность камня, т. е. поперечны к направлению распространения их, иначе говоря, в общем случае — происходят в плоскости, *перпендикулярной нормалям* к поверхности волны в каждой точке световой волны (а не лучам, которые не всегда перпендикулярны поверх-

[1] Следует иметь в виду, что бывает поляризация круговая и эллиптическая, но этих явлений здесь мы касаться не будем. Не будем также рассматривать поляризацию при отражении (частичная поляризация).

ности световой волны). По мере продвижения луча (рис. 6*а*) происходит быстрое изменение напряжения от 0 до некоторой максимальной величины ($+a$), затем вновь до нуля и далее в обратную сторону той же максимальной величины, но с обратным знаком ($-a$). Подобные простые периодические движения и называются *гармоническими*. Гармоническое колебание совершенно тождественно движению на диаметре PP^1 проэкции точки P, движущейся с постоянной скоростью по окружности $PBAP^1A^1P$ (рис. 6*b*).

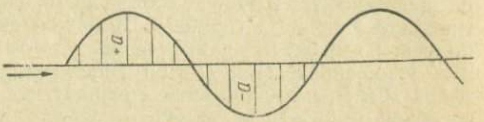


Рис. 6*а*. Гармоническое колебание.

Терминология колебательного движения. Время T, в течение которого точка P обегает полную окружность, или, что одно и то же, в *течение которого совершается одно полное колебание* $PbaPa'P$, — представляет собой *период колебания*. Величина $\frac{1}{T}$, обратная периоду, называется *частотой колебания*.

От величины периода колебания зависит окраска света, так например, для фиолетового света частицы эфира совершают в любой среде около $754 \cdot 10^{12}$ колебаний в секунду, а для крайних красных лучей видимой части спектра эта величина равна около $394 \cdot 10^{12}$.

Изображая напряжение электромагнитного поля в виде вектора, в данном случае получаем для наиболее удаленной точки A величину OA, равную радиусу вспомогательной окружности. Эта величина называется *амплитудой колебаний*.

Амплитуда зависит от силы толчка, полученного колеблющейся точкой, т. е. от *силы* или *интенсивности света*, которая пропорциональна квадрату амплитуды.

Любое промежуточное положение колеблющейся точки определяется, кроме амплитуды и периода колебаний, также величиной дуги PB, отмеряемой от исходного положения P. Обозначая период колебания через T, время, в течение которого точка переместилась от P до B, через t, а через φ—угловое перемещение по окружности, получаем:

$$\varphi : 360° = t : T,$$

откуда

$$\varphi = 360° \cdot \frac{t}{T} = 2\pi \frac{t}{T}.$$

Величина φ называется *фазой* колебательного движения. Действительно, зная фазу φ, мы тем самым получаем представление: 1) о направлении колебания в данный момент (на рис. 6*b* от O к A), 2) о скорости движения и 3) о положении колеблющейся точки в момент данной фазы.

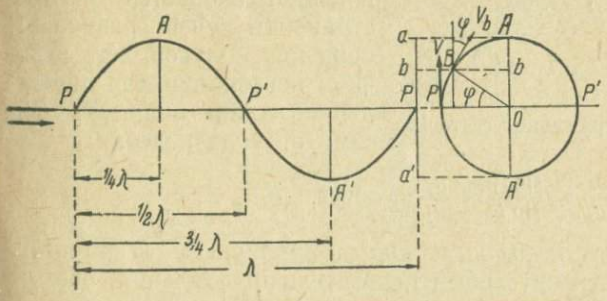


Рис. 6*b*. Элементы гармонического колебания.

Как видно из рис. 6*b*, *скорость* колебательного движения есть величина переменная. В момент толчка [в точке O или (что то же) в точке P], она имеет максимальную величину v, равную постоянной скорости движения по кругу. В точках A и A' она падает до нуля, так как в этот момент колеблющаяся точка, как и при движении маятника, как бы останавливается на мгновение перед своим обратным движением. В любой момент t, величина скорости v_b для точки B, равна:

$$v_b = v \cdot \cos\varphi = v \cdot \cos\left(360° \frac{t}{T}\right),$$

так как она направлена под углом φ к первоначальной (постоянной) скорости.

Линейное выражение положения колеблющейся точки в зависимости от фазы колебания выводится из треугольника OBb:

$$Ob = y = r \cdot \sin \varphi = r \cdot \sin\left(360° \frac{t}{T}\right).$$

Аналитически — это выражение гармонического движения, геометрически — уравнение синусоиды.

Длина волны — это расстояние, на которое, совершая поперечные колебания, распространяется в пустоте свет за время одного полного периода T. Обозначается она греческой буквой λ (ламбда). Выражая скорость распространения света через v, получаем выражение длины волны: $\lambda = vT$.

Иное определение λ: кратчайшее расстояние между двумя соседними частицами эфира P и P, находящимися в одинаковых фазах. Из последнего следует, что фазы возможно выразить не только в угловых мерах, но и в частях длины волн. Так, фазы, в точках P и A отличаются на $^1/_4\ \lambda$, P и P' или A и A' — на $^1/_2\ \lambda$ и т. д.

Выражение $\lambda = vT$ имеет важное значение для уяснения *цветовой окраски* лучей в одной и той же среде. Величина v зависит от среды, в которой свет распространяется, а величина T — постоянная для каждого данного цвета в любой среде. Наиболее длинные волны имеют в пустоте красные лучи видимой части спектра, для них $\lambda = 760\ \mu\mu$ (микромикронов) $= 0{,}000760$ *мм*; самые короткие улавливаемые нашим глазом — фиолетовые лучи — имеют $\lambda = 393\ \mu\mu$.

Отражение и преломление света

В однородной среде свет распространяется с одинаковой скоростью по определенному направлению. [1] Если же на своем пути свет встречает среду, обладающую иными свойствами, то он претерпевает некоторые изменения как в отношении скорости, так и в направлении распространения. Часть лучей отражается, часть преломляется, изменяя свое направление.

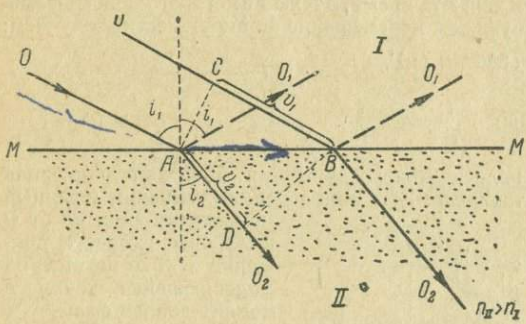


Рис. 7. Преломление и отражение световых лучей.

Наибольшее значение при работе имеет преломление световых лучей, как явление, зависящее от строения вещества, в данном случае кристаллического (минералы). Из физики известно, что для двух изотропных сред (рис. 7) отношение скоростей распространения лучей, равное отношению синусов, есть величина постоянная для определенной длины волны, независимо от угла падения:

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{n_2}{n_1} = \text{const}.$$

Это отношение — есть *показатель преломления* среды II по отношению к среде I, т. е. относительный показатель преломления, обозначаемый буквой N. Если одна из сред (а тем более обе) анизотропна, то указанное отношение меняет свою величину в зависимости от направления светового луча в них.

Если N пустоты принять за единицу, то для воздуха получаем абсолютный показатель преломления 1,000294; практически при петрографических исследованиях его принимают равным единице.

[1] В пустоте скорость распространения наблюдаемого нашим глазом сложного белого света, а равно и всех лучей спектра, одинакова и равна $3 \cdot 10^{10}$ *см/сек*.

Для всех жидких и твердых тел, за исключением некоторых металлов, показатели преломления выше единицы.

Преломление и отражение на границе двух сред. Рассмотрим качественную сторону световых явлений на границе двух различно преломляющих сред с бо́льшим (N) и меньшим (n) показателями преломления (рис. 8).

Для простоты анализа предположим, что свет монохроматический[1], обе среды изотропны, линия соприкосновения их параллельна направлению центрального луча пучка.

Как видно из построения, падающие лучи частично преломляются, частично претерпевают полное внутреннее отражение, причем часть лучей, падающих со стороны среды N под углом, бо́льшим предельного угла преломления, в среду n не проходит, а полностью отражается. Таким образом при выходе пучка по другую сторону пластинки наблюдается на стороне сре́ды N концентрация лучей. Качественно это явление выражается в увеличении силы света со стороны более преломляющей среды, в виде более светлой полоски, окаймляющей вещество с бо́льшим показателем преломления.

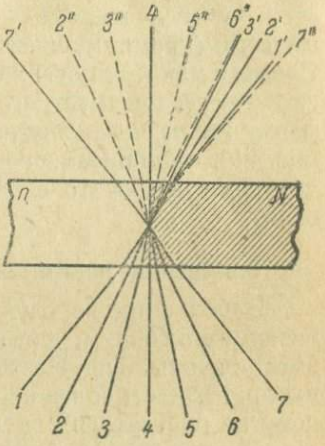


Рис. 8. Световые явления при прохождении сходящегося пучка лучей вдоль границы двух различно преломляющих сред.

Заметим еще одно обстоятельство: когда $\angle i_1$ (см. рис. 7) достигает такой величины, что $\angle i_2$ получается равным или бо́льшим 90°, тогда наступает явление *полного внутреннего отражения*, т. е. луч AD не вступает в среду II, а скользит по ее поверхности, или полностью отражается.

Изотропные и анизотропные вещества

Прежде чем перейти к рассмотрению особенностей распространения света в кристаллическом веществе и анализу явлений, остановимся на

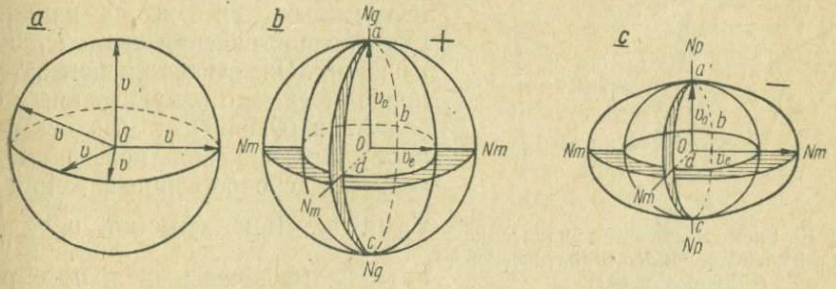


Рис. 9. Поверхности скоростей лучей в кристаллах.

a — изотропном, *b* — одноосном положительном, *c* — одноосном отрицательном (о знаках *Ng*, *Nm*.... — см. стр. 31).

общей оптической характеристике вещества. Если мы поместим светящуюся точку в центре вещества и отложим по всем направлениям скорости,

[1] Одноцветный, т. е. с определенной длиной волны.

с которыми свет распространяется в этом веществе, то получим некоторую выпуклую поверхность. Она называется волновой поверхностью, или точнее *поверхностью скоростей лучей*.

Вещества, обладающие по всем направлениям одинаковой плотностью (стекла, газы, жидкости и кристаллы кубической сингонии), называются *изотропными* (равносвойственными). В них поверхность скоростей лучей — шаровая (рис. 9*a*). Большинство же кристаллических веществ (кроме кубических) *анизотропны*, т. е. неравносвойственны. Поэтому для них поверхности скоростей более сложны. Так, для веществ гексагональной и тетрагональной сингоний поверхность скоростей имеет форму *эллипсоида вращения*, вписанного в круг (так наз. положительная, рис. 9*b*), или описанного около круга (отрицательная, рис. 9*c*). Для прочих сингоний — это сложная двуполая поверхность (поверхность Френеля).

Эллипсоид показателей преломления (оптическая индикатриса)

В большинстве случаев кристаллические вещества принадлежат к низшим сингониям, для которых, как мы видели, волновая поверхность имеет сложный вид. Поэтому в практике микроскопического исследования мы прибегаем к более простому вспомогательному построению, основанному на показателях преломления — величинах, определяющих важнейшие оптические свойства кристаллических веществ.

Понятие об оптической индикатрисе можно получить из следующего (рис. 10). Пусть через точку O кристаллического вещества распространяется по некоторому направлению OR_I световой луч. В общем случае этот луч, вступая в кристаллическое вещество, распадается на два плоскополяризованные луча. Они совершают свои колебания в двух взаимноперпендикулярных направлениях OA ($OA'OA_1'$) и OB ($OB'OB_1'$), лежащих в плоскости I, перпендикулярной OR_I. Скорость продвижения полученных лучей вдоль направления распространения света R_I будет различна. Она зависит от показателей преломления по направлениям колебаний их (OA и OB). Обозначим скорость продвижения колебания OA через v_1, скорость продвижения OB через v_2. Как известно $v_1 = \frac{1}{n_1}$ и $v_2 = \frac{1}{n_2}$ (величины n_1 и n_2 определяются опытным путем). Эллипсоид показателей преломления мы строим на величинах n_1 и n_2, откладывая их в определенном масштабе. В данном случае $OA' = OA_1' = n_1$ и $OB' = OB_1' = n_2$.

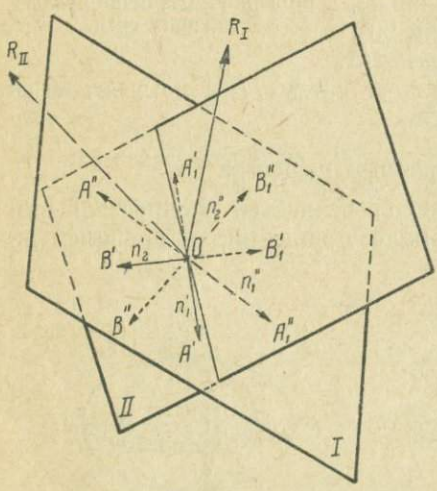


Рис. 10. Схема построения эллипсоида показателей преломления (оптической индикатрисы).

Пропуская световой луч через ту же точку O, но в другом направлении OR_{II}, мы получим аналогичное построение в другой плос-

кости II, перпендикулярной $OR_{\text{П}}$, где $OA'' = OA_1'' = n_1''$ и $OB'' = OB_1'' = n_2''$.

Повторяя подобные же построения для лучей различных направлений, проходящих через O, получим около нее некоторую поверхность, характеризующуюся непрерывным изменением величин OA и OB. Эта поверхность, соединяющая конечные точки A', A_1', A'', A''_1,... B', B'_1, B'', B''_1 и т. д., представляет в общем случае пространственную фигуру с тремя неравными взимноперпендикулярными осями (радиусами—векторами, пропорциональными главным показателям преломления световых лучей), [1] относительно которых симметрично располагаются промежуточные значения OA и OB. Геометрически она представляет собой *трехосный эллипсоид*. В отдельных случаях трехосный эллипсоид может превратиться или в *эллипсоид вращения* или в *шар*.

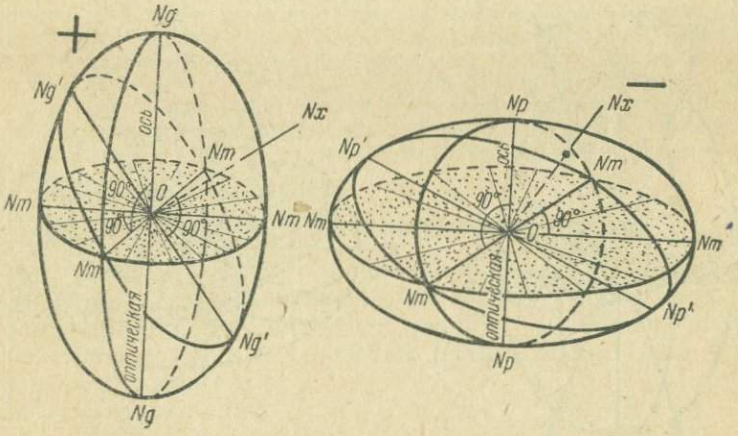


Рис. 11. Эллипсоид одноосных положительных (+) и отрицательных (—) кристаллов. Круговое сечение покрыто точечным крапом.

Одноосный эллипсоид. Для кристаллов тригональной, тетрагональной, гексагональной сингоний, имеющих оси симметрии порядка выше, нежели двойная ось, индикатриса имеет форму эллипсоида вращения. Ось вращения эллипсоида совпадает с кристаллографическими направлениями высших порядков (четверная, шестерная оси), а также является единственным направлением, распространяясь по которому, луч не распадается на два (см. ниже). Это направление называется *оптической осью*, [2] а перпендикулярное ему сечение (их бесчисленное множество), характеризующееся равносвойственностью всех своих направлений (оптически изотропное), является *круговым сечением* эллипсоида.

По форме одноосные эллипсоиды разделяются на удлиненные по оси вращения и сплюснутые (рис. 11). В первом случае осью вращения является наибольший радиус—вектор (наибольший показатель преломле-

[1] Эти три оси обозначаются γ, β, α или Ng, Nm, Np. Последние обозначения более рациональны и легче для запоминания, так как g (grand — большая), m (moyenne — средняя), p (petite — малая).

[2] Отсюда и название для кристаллов перечисленных сингоний *одноосные*, т. е. оптически одноосные.

ния — Ng), во втором — наименьший (Np). Соответственно оптически одноосные кристаллы называются *положительными* и *отрицательными*.

Двуосный эллипсоид. В кристаллах ромбической, моноклинной и триклинной сингоний осей симметрии высших порядков (выше, чем двойния) нет. Соответственно этому и все три характерные радиуса—вектора (полуоси Ng, Nm, Np) неравны между собой. Определяемый ими эллипсоид (рис. 12) имеет два симметрично расположенных круговых сечения и два направления, перпендикулярных этим сечениям, т. е. *две оптических оси*. [1] Отсюда и название оптической индикатрисы кристаллов названных сингоний — *двуосный эллипсоид*. Очевидно радиус кругового сечения равен Nm, величине, промежуточной между Ng и Np.

В кристаллах ромбической сингонии Ng, Nm и Np совпадают с кристаллографическими осями, причем это совпадение различно для различных минеральных видов.

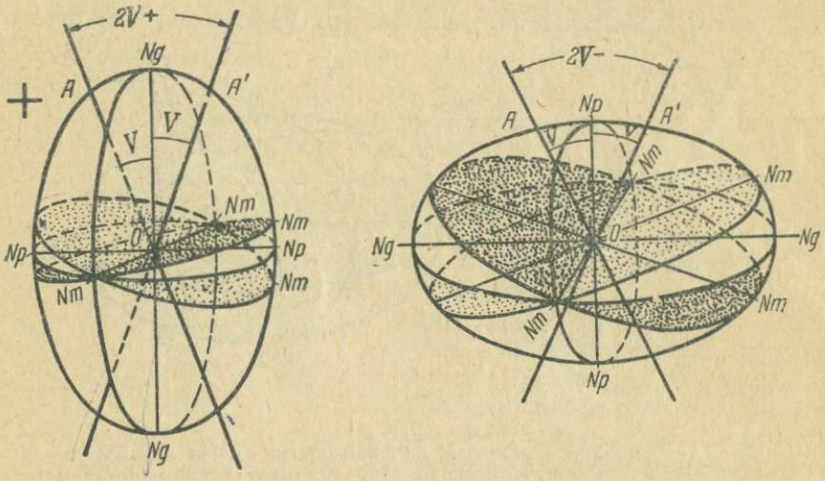


Рис. 12. Эллипсоид показателя преломления двуосных положительных (+) и отрицательных (—) кристаллов. Круговые сечения покрыты точечным крапом.

В кристаллах моноклинной сингонии лишь одна из осей эллипсоида (обычно Nm) совпадает со второй кристаллографической осью (двойная ось). Остальные располагаются в плоскости второго пинакоида и образуют косые углы с первой и третьей кристаллографическими осями.

В кристаллах триклинной сингонии в общем случае не наблюдается совпадение осей эллипсоида с кристаллографическими осями.

В зависимости от того, которая из полуосей (Ng или Np) делит пополам острый угол между оптическими осями A и A', получает название индикатриса или, что то же, получает характеристику минеральное вещество. Если биссектрисой острого угла AOA' является Ng, то такой эллипсоид и характеризуемые им кристаллы называются оптически *положительными*. Когда биссектрисой острого угла AOA' служит Np —

[1] Оптические оси A и A', как видно из построений, должны находиться в главном сечении индикатрисы $NgNp$, поэтому последнее называется также *плоскостью оптических осей*.

отрицательными. Угол, составляемый оптической осью с острой биссектрисой, обозначается буквой V, а угол между оптическими осями (угол оптических осей, или сокращенно: угол о. о.) — $2V$. При измеренной величине угла всегда ставится знак + или —, в зависимости от оптического характера индикатрисы.

В практике петрографических исследований приходится обычно иметь дело с бесчисленным количеством случайных сечений минералов или, что одно и то же, с различными частными значениями $N'g$, $N'm$, $N'p$: для $N'g$, — меньшими Ng, для $N'p$ — бóльшими Np и для Nm, — варьирующими в пределах от Nm несколько большим Np до $N'm$ несколько меньшим Ng. Это становится очевидным, если представить себе, что через точку O можно провести в пространстве бесконечное количество плоскостей. Нередко возникает вопрос: каковы же свойства сечений, не проходящих через «центр» кристалла, причем этот «центр» отождествляется с точкой O индикатрисы. Не следует забывать, что индикатриса это вспомогательное построение. Это построение всегда может быть отнесено в параллельном положении к любой точке кристалла (в той же ориентировке по отношению к кристаллографическим элементам его), и центр этого построения может быть совмещен с центральной точкой любого сечения. Таким образом оптические свойства любого сечения аналогичны свойствам параллельного ему сечения, проходящего через центральную точку O. Точно так же мы говорим, что в двуосных минералах имеются два изотропных круговых сечения. Последнее отнюдь не означает, что только именно эти два сечения, проходящие через точку O, и являются изотропными. Изотропными также будут бесчисленные сечения, параллельные указанным, или, что то же, перпендикулярные одной из двух оптических осей кристалла.

Обыкновенные и необыкновенные волны и лучи

Возьмем спайный [1] осколок исландского шпата и положим его на лист белой бумаги, поверх изображенной на нем черной точки. Глядя сверху, увидим раздвоение изображения точки (рис. 13). При вращении осколка одно изображение остается неподвижным (обыкновенный луч), другое — движется вокруг первого по окружности круга (необыкновенный луч). Кроме того отчетливо видно, что необыкновенное изображение расположено как бы выше обыкновенного, т. е. скорость распространения луча необыкновенного в кальците больше скорости луча обыкновенного. Таким образом без помощи специальных приборов можно уловить распадение луча обыкновенного света на два луча (поляризованные).

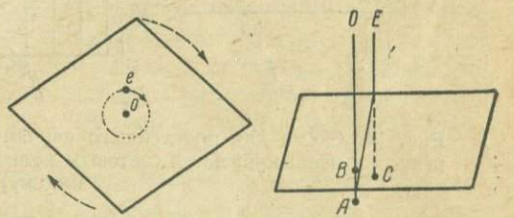


Рис. 13. Возникновение обыкновенного и необыкновенного лучей при преломлении света в исландском шпате.

Разберем несколько подробнее рассмотренное явление, ограничившись тем наиболее простым случаем, когда оптическая ось нашего одноосного вещества (ось вращения эллипсоида) находится в плоскости падения серии лучей плоской волны BC, изображенной на рис. 14 (по Лодочникову). При этом плоскость падения совмещена с плоскостью чертежа. Лучи падают перпендикулярно плоскости разреза исследуемого объекта (в данном случае раздела двух сред: изотропной—*1* и анизотропной—*2*).

[1] Трещины совершенной спайности в этом минерале идут по трем направлениям, и осколки, ограниченные плоскостями спайности, принимают форму ромбоэдра.

На рис. 14 изображены три случая: *I* — лучи падают косо, *II*—перпендикулярно и *III* — параллельно по отношению к оси симметрии. В среде *2* скорость распространения света изменяется от минимальной (параллельно *AA*) до максимальной (перпендикулярно *AA*).

Когда лучи достигнут плоскости *MM* раздела двух сред, то луч, колеблющийся по диаметру круга (распространяется в направлении оси *AA*), пройдет по направлению *DG*, не преломившись (неподвижное изображение в разобранном выше случае), и получит некоторую скорость v_0. Между тем за то же время луч, распространяющийся во втором характерном направлении, перпендикулярном *AA*, преломится и достигнет за тот же промежуток времени некоторой наиболее удаленной от *MM* точки эллипса — точки *H*. Так как заданная волна плоская, то и полученная будет также плоской, представляющей геометрическое место точек *H*, H^{I}, H^{II} и т. д. Скорость распространения ее $v_e = DN$, т. е. длине

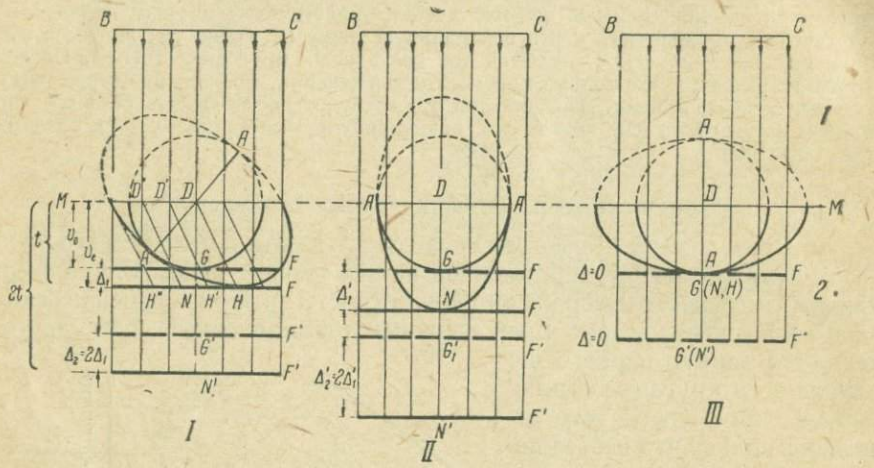


Рис. 14. Схема для простейшего случая (см. текст) возникновения обыкновенно и необыкновенной световых волн в одноосном веществе (по Лодочникову).

перпендикуляра из *D* на линию, проходящую через серию равноудаленных точек *H*, *H'*, *H''* и т. д. и касательную к эллипсу (в разрезе). Очевидно, что картина, полученная из рассмотрения разреза в плоскости чертежа, та же и для пространственной фигуры.

Таким образом, первоначальная волна *BC*, войдя в анизотропную одноосную среду *2*, заменяется двумя: *FG* и *FN*. И та, и другая имеют плоскую волновую поверхность.

Если вместо разреза по *MM* среды *2*, данного в рис. 14*I*, мы имели бы (сохраняя как заданное условие нахождение *AA* в плоскости падения лучей— в плоскости чертежа) иной разрез, то очевидно величина v_e изменилась бы, и волна *FN* заняла бы иное положение. На рис. 14 *II* и *III* изображены два крайних случая: 1) лучи падают перпендикулярно *AA* и 2) параллельно *AA*. В первом случае (рис. 14 *II*) v_e достигает максимальной величины, и фронт волны *FN* максимально отдаляется от *FG*. Во втором случае (рис. 14 *III*) — наоборот: v_e умень-

шилась до возможного минимума и оказалась равной v_0. Получилась только одна волна FG.

Из этих трех рисунков вытекает важное следствие для кристаллооптической характеристики анизотропных веществ. При косом положении AA (общий случай), падающий луч распадается на два, обладающие различной скоростью и различно ведущие себя в отношении преломления. При вращении фигуры (эллипс-круг) оптических свойств исследуемого вещества в плоскости чертежа около центра D фронт шаровой волны останется в неизменном положении. Эта волна потому и называется волной *обыкновенной* и соответствующий ей луч — *обыкновенным* лучом.

Иное явление возникает, если мы будем вращать эллипс вокруг того же центра. В этом случае фронт волны, определяемый лучом DH, будет передвигаться в ту или иную сторону в направлении распространения света. Потому волна FN называется волной *необыкновенной*, а DH — *необыкновенным лучом*.

Разность хода лучей и двойное лучепреломление

Два крайние положения, показанные на рис. 14 *II* и 14 *III*, дают картину различия в скорости распространения названных волн. Это различие называется *разностью хода* лучей и обозначается знаком Δ (дельта). Разность хода уменьшается до нуля, когда направление распространения лучей совпадает с направлением оси вращения эллипсоида. Направление в анизотропном веществе (в рассмотренном случае ось вращения), по которому при прохождении света не возникает разности хода, называется *оптической осью*. Очевидно, это направление равноценно любому направлению вещества изотропного. На рис. 14 *I* и 14 *II* взяты два отрезка времени (t и $2t$) с момента вступления света во вторую среду (см. рис. 14 *II*). Ясно, что, распространяясь с одинаковыми для каждой скоростями, обе волны создадут к концу второго момента разность хода в два раза бо́льшую и т. д. Отсюда следует, что разность хода зависит не только от *свойств* исследуемого вещества, но также и от *времени* прохождения света через вещество, или, что то же, от *длины пути* в веществе (*толщины пластинки* вещества).

Двойным лучепреломлением или *двупреломлением* называют способность анизотропных веществ разлагать луч света на два луча, поляризованных в двух взаимноперпендикулярных плоскостях. Величина двупреломления численно равна разности показателей преломления: $Ng—Np$, $Nm—Np$ или $Ng—Nm$. Очевидно, для двуосных веществ характерно как максимальное $Ng—Np$, для одноосных либо $Nm—Np$, либо $Ng—Nm$.

Нами было рассмотрено явление двупреломления в простейшем случае анизотропного одноосного вещества. В веществах двуосных явление значительно сложнее, но суть дела остается та же: в сечениях, перпендикулярных оптическим осям, двупреломления не происходит, а во всех остальных оно проявляется в той или иной степени. Поэтому рассмотрением описанного случая мы здесь ограничимся.

Призма николя

В практике микроскопических исследований для получения поляризованного света, а следовательно для исследования свойств кристаллических веществ по различным направлениям, пользуются прибором, называемым сокращенно *николь* (по имени его изобретателя англичанина Nicol).

Николь изготовляется из совершенно чистого исландского шпата. Для этого сперва выкалывается по спайности ромбоэдр так, чтобы длинные ребра его были в 3,495 раза длиннее коротких (рис. 15*а*). Углы, составляемые ребрами AA' и CC' с конечными гранями $ABCD$ и $A'B'C'D'$, соответственно равны 70 52′ и 109°8′. Затем эти конечные грани пришлифовываются таким образом, чтобы указанные углы изменились до 68° и 112°. После того пришлифованный ромбоэдр распиливается по плоскости $EdE'b$, проходящей через точки E и E', перпендикулярно как диагональному (главному) сечению $ACA'C'$, так и полученным искусственным граням $b'E'd'C'$ и $Ab''Ed''$. Плоскости разреза слегка отшлифовываются и полируются, после чего обе разрезанные части склеиваются канадским бальзамом (рис. 15*б*). Наконец, полученная призма покрывается с боков черным светопоглощающим слоем и вставляется в оправу.

Действие николя. На нижнюю поверхность $b'E'C'd'$ николя параллельно боковым граням его AE и $A'E'$, направляется пучок параллельных лучей обыкновенного света. На рис. 15*б* дано в разрезе главное сечение николя (оно же главное сечение исландского шпата). При этом происходит следующее:

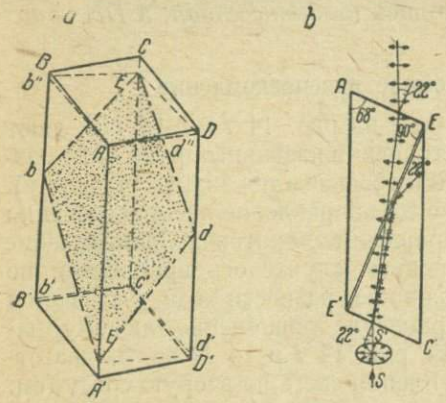


Рис. 15. Устройство призмы николя и ход лучей в ней. Крестиками показаны направления колебаний, перпендикулярных плоскости рисунка.

1) луч SS', как падающий не перпендикулярно к $E'C'$, а отклоняющийся на 22° от перпендикуляра, должен *преломиться*;

2) при вхождении в кристалл (вещество анизотропное, в данном случае одноосное) луч *распадается* на два луча—обыкновенный (условно изображен крестиками, так как колебания происходят в направлении, перпендикулярном наблюдателю и плоскости чертежа) и необыкновенный (штрихи в плоскости главного сечения);

3) оба луча будут вполне *поляризованы*, причем направления колебаний их взаимноперпендикулярны: для луча обыкновенного в плоскости, перпендикулярной главному сечению николя (крестики), для луча необыкновенного — в плоскости главного сечения (штрихи).

Указанная выше пришлифовка конечных граней производится для того, чтобы устранить один из полученных в николе лучей и тем самым получить колебания лишь одного направления. Это достигается полным внутренним отражением луча обыкновенного, для которого $n = 1{,}658$ в кальците и 1,537 — в канадском бальзаме, а угол полного внутреннего отражения = 68°12′. В данном случае угол падения обыкновенного луча получается равным 69°59′. Луч, претерпев полное внутреннее отражение, поглощается затем черным слоем стенок оправы николя. Необыкновенный луч, падая на поверхность канадского бальзама под углом 68° и с показателем преломления (в кальците) $n = 1{,}536$, почти равным таковому канадского бальзама, проходит во вторую часть николя почти без смещения.

Таким образом на выходе из николя получаем один поляризованный луч с колебаниями в плоскости главного сечения призмы.

Последнее время призму николя часто заменяют иными конструкциями, из которых наиболее удачна призма Гартнака и Празмовского. Основным преимуществом

последней по сравнению с описанной является то, что конечные грани перпендикулярны длине призмы; тем самым устраняется неодинаковое преломление в различных частях проходящего пучка лучей и некоторое искажение наблюдаемой картины.

Система двух николей

При микроскопических исследованиях применяется два николя. Один (первый) создает, как мы видели, плоскополяризованный свет, являясь как бы системой параллельных узких щелей, пропускающих колебания одного направления из числа бесконечного количества направлений колебаний света обыкновенного. Как бы мы ни поворачивали прибор, всегда только одно из этих колебаний пройдет через него. Этот первый николь называется *поляризатором*.

Второй николь помещается над первым и задачей его является анализировать направление колебаний, пропущенных первым николем. Поэтому он называется *анализатором*. Рассмотрим случаи различного взаимного положения поляризатора P и анализатора A.

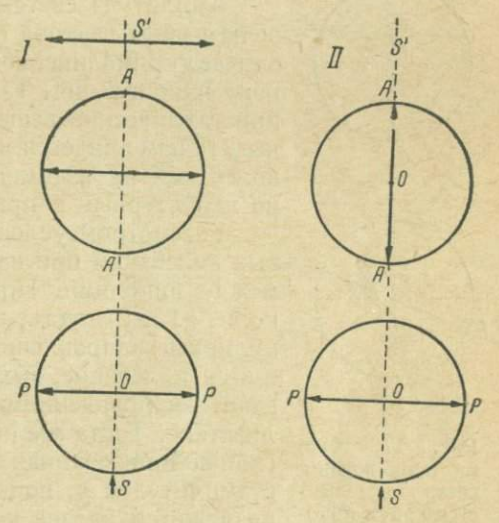


Рис. 16. Схема прохождения света через систему двух николей.

I — при параллельном, *II* — при скрещенном положении. *PP* — направление колебаний в поляризаторе, *AA* — в анализаторе.

а) Николи параллельны (рис. 16 *I*), т. е. располагаются один над другим так, что конечные грани обоих николей взаимнопараллельны, а боковые грани составляют продолжение одна другой. Поляризованная в P волна падает на нижнюю грань призмы A. Войдя в A, свет преломится, но не претерпевает двупреломления, так как в противном случае данное ориентированное колебание разложилось бы на колебание того же направления и перпендикулярную составляющую, не равную нулю, чего не может быть. Поэтому при параллельных николях поляризованная плоская волна проходит через анализатор (вторую параллельную узкую щель!), лишь несколько преломляясь при этом, и в точке S' (рис. 16 *I*) мы увидим свет.

При одновременном действии двух николей в параллельном положении двукратное преломление сложного белого света приводит к тому, что различные лучи спектра (разные длины волн) смещаются различно, и потому происходит некоторое окрашивание света, что усложняет картину. Для устранения этого явления в микроскопической практике положение параллельных николей заменяется действием одного поляризатора, а анализатор выдвигается — удаляется с пути проходящих лучей (так называемые наблюдения «без анализатора»).

b) Николи скрещены (или как это условно обозначают: «николи +»), т. е. анализатор повернут на 90° вокруг вертикальной оси (рис. 16 *II*). Повторяя предыдущие рассуждения, приходим к заключению, что при

таком положении николей свет через A не может пройти, как говорят, свет *гасится* анализатором. При полном повороте анализатора на 360° темнота будет получаться дважды.

Эти два положения николей являются основными положениями их, которыми пользуются при исследовательской работе.

Если почему-либо не осуществлено строго то или иное положение, т. е. николи расположены под некоторым углом α один относительно другого (рис. 17), очевидно получается промежуточный эффект, т. е. наблюдаются различные положения между полным освещением и полной темнотой в зависимости от величины угла α. Объяснение этому мы найдем в явлении разложения колебаний.

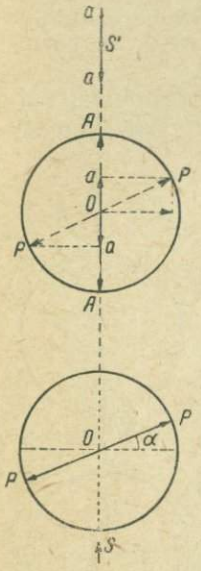


Рис. 17. Схема прохождения света через систему двух николей при повороте поляризатора на некоторый угол α.

Интерференция световых колебаний

Амплитуда световых колебаний может быть изображена в виде вектора определенной длины и, в данном случае (прямолинейно поляризованный свет), определенного направления. Так как мы изучим главным образом кристаллические вещества, преимущественно анизотропные, то нам придется иметь дело с разложением световых колебаний на взаимноперпендикулярные составляющие по характерным направлениям *указанных веществ.*

Рассмотрим условия разложения и сложения световых колебаний при наличии кристаллической пластинки между николями. При этом: 1) николи скрещены (николи +) и 2) пусть, в общем случае, взаимноперпендикулярные направления в пластинке, на которые разлагается колебание, выходящее из поляризатора, не совпадают с направлениями колебаний в поляризаторе и анализаторе. Тогда мы получим следующее (рис. 18). Плоская поляризованная волна, выходящая из поляризатора с амплитудой p, войдя в кристаллическую пластинку, разложится на два колебания, следующие характерным направлениям исследуемого анизотропного вещества: K_1K_1 и K_2K_2.

Скорости распространения этих колебаний будут различны. Волна K_2K_2 при выходе из пластинки обгонит волну K_1K_1 на величину, равную разности хода Δ. На рисунке они показаны черточками различной длины. Далее, в воздухе—изотропной среде, обе волны продвигаются с одинаковой скоростью, сохраняя приобретенную ими разность хода. Затем волна K_2K_2 вступает из воздуха в анализатор и разлагается на две — обыкновенную и необыкновенную. Обыкновенная K_2' претерпевает полное внутреннее отражение и поглощается оправой анализатора, необыкновенная K_2'' проходит далее. То же происходит и с волной K_1K_1, для которой K_1'' также проходит через анализатор, отставая от K_2'' на ту же величину Δ (скорости в николе по одному направлению равны).

Таким образом из анализатора выйдут две волны, совершающие колебания *в одной плоскости с одинаковой скоростью* (и периодами колебаний), но с некоторой разностью хода и с различными амплитудами в каждый данный момент.

Как известно из физики, [1] подобные два колебания оказывают взаимодействие друг на друга — *интерферируют*. Графически это может быть изображено в виде диаграмм, представленных на рис. 19.

Из анализатора выходят две поляризованные волны A и B с амплитудами a_1 и a_2. Для простоты предположим, что имеем свет однородный, т. е. обе волны имеют одну и ту же величину λ. Следствием этого допущения является также равенство периодов колебаний (окраска света — одноцветна).

На рис. 19 *I* изображен случай, когда выходящие из анализатора волны находятся в одинаковых фазах. В таком случае амплитуда колебаний результирующей волны (жирная кривая) будет определяться суммой одинаковых по направлению (и по знаку) амплитуд: $a = a_1 + a_2$ — наблюдается увеличение интенсивности света.

На рис. 19 *II* волны находятся в противоположных фазах: $\varphi_1 = \varphi_2 + 180°$, отличающихся друг от друга на $^1/_2\,\lambda$. В любой момент амплитуды их обратны по знаку (направлению), т. е. наблюдается понижение интенсивности света.

Наконец рис. 19 *III* дает случай, когда фазы отличаются на 90° или на $^1/_4\,\lambda$. В тот момент, когда волна a_2 начинает колебание (нулевая фаза), тогда волна a_1 уже достигла углового перемещения $\varphi_1 = 90°$. Наблюдается то усиление, то уменьшение интенсивности результирующей волны.

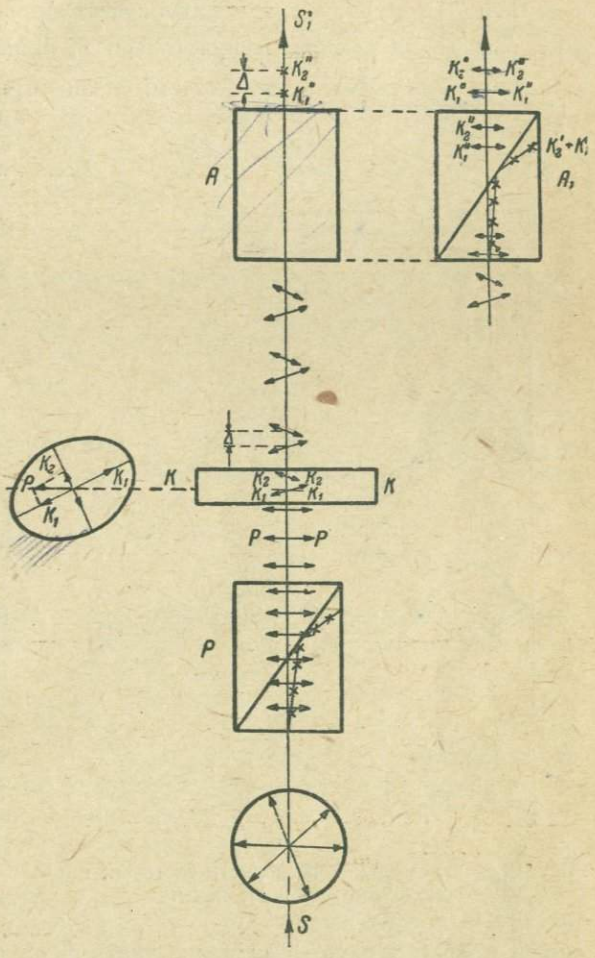


Рис. 18. Схема хода лучей при наличии между скрещенными николями анизотропной пластинки KK.

Для ясности картины ход лучей в анализаторе изображен справа (A_1) в разрезе, перпендикулярном плоскости рисунка.

[1] По основному закону интерференции Араго и Френеля для интерференции двух плоскополяризованных волн необходимо: 1) чтобы обе эти волны происходили из одной и той же прямолинейно-поляризованной волны и 2) чтобы колебания обеих таких одинаковых по длине волн совершались в одной и той же плоскости.

Анализируя диаграммы, приходим к выводу, что максимальное увеличение амплитуды, а следовательно и силы света, происходит в том случае, когда фазы слагаемых волн отличаются на *четное* число полуволн и, наоборот, минимальная амплитуда получается при различии фаз на *нечетное* число полуволн. Это положение справедливо для *параллельных* николей. В *скрещенных* николях для однородного света наблюдается обратная картина, а именно: *темнота* наступает в тех случаях, когда разность хода Δ двух получающихся в кристаллической пластинке волн равна *четному* числу полуволн $\left(2n\frac{\lambda}{2}\right)$ того света, при котором происходит наблюдение, а *максимальный* эффект, наибольшая яркость, наступает при Δ, равной *нечетному* числу полуволн $\left(2n\frac{\lambda}{2}+1\right)$. Кажущееся противоречие двух этих формулировок объясняется тем, что при явлениях разложения двух световых колебаний, поступающих в анализатор, две результирующие волны имеют противоположные направления колебаний, тем самым обусловливая дополнительную разность хода (при скрещивании николей!), равную $\frac{\lambda}{2}$. При этом степень интенсивности освещения будет зависеть, кроме особенностей свойств каждого данного кристаллического вещества, также от угла между направлениями колебаний в пластинке и в поляризаторе. [1]

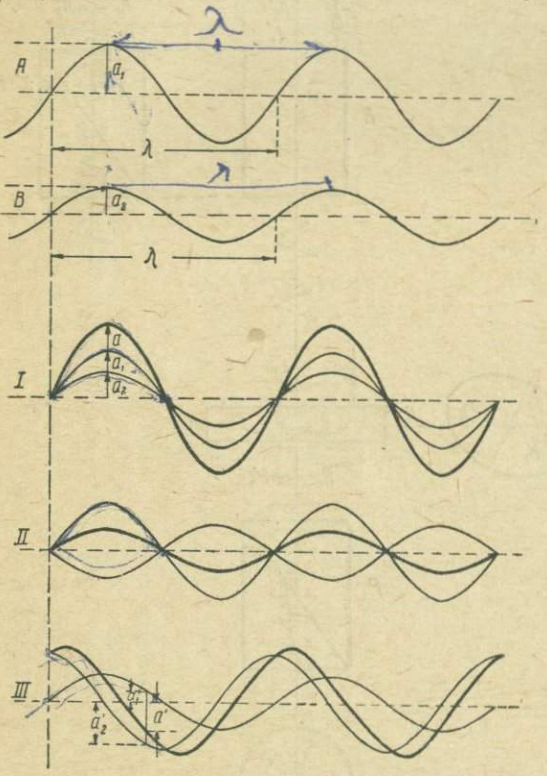


Рис. 19. Диаграмма интерференции световых плоскополяризованных волн.

Интерференционная окраска. За исключением некоторых случаев специального петрографического исследования, когда требуется однородный (монохроматический) свет, петрографические исследования производятся при обычном (белом) свете — дневном или электрическом. Это, как мы знаем, — свет сложный, состоящий из ряда цветных лучей, представляющих видимую часть спектра. Каждый из этих лучей характеризуется определенной длиной волны от 396 до 760 $\mu\mu$ (табл. 9).

Естественно, что те части сложного света, для которых получающаяся разность хода в кристаллической пластинке равна четному числу полуволн этих цветных лучей, должны исчезнуть, т. е. дать темноту. Та же часть лучей, для которых Δ равна нечетному числу полуволн, должна усилиться и произвести на глаз впечатление той или иной цветной окраски — *интерференционной окраски*. При вращении анизотропной пластинки

[1] Интересующиеся подробнее анализом явлений интерференции найдут эти данные в книге В. Н. Лодочникова. Основы микроскопических методов исследования кристаллического вещества. 1932 г., стр. 30—51.

вокруг направления падающей на нее поляризованной волны, картина будет все время меняться в зависимости от угла α.

Таблица 9

Длины волн различных лучей спектра

Фраунгоферовы линии	Цвет	Длина волны в $\mu\mu$	Фраунгоферовы линии	Цвет	Длина волны в $\mu\mu$
A	Красный	760	*F*	Синий	486
C	Оранжевый . . .	656	*G*	Индиго	430
D	Желтый	589	*H*	Фиолетовый . . .	396
E	Зеленый	517			

Обусловливающая интерференционную окраску разность хода, как мы видели на стр. 35, зависит не только от величины двупреломления, но также и от длины пути в кристаллической пластинке (= ее толщине $=d$). Аналитически можно вывести, что $\Delta = d\ (n_1 - n_2)$, где n_1 и n_2 — коэфициенты преломления по направлениям колебаний двух плоскополяризованных волн. При $d = \text{const}$. разность хода и, следовательно, интерференционная окраска находится в прямой зависимости от $n_1 - n_2$.

Рассмотрим качественную сторону явлений, изображаемую в виде диаграммы, построенной на формуле $\Delta = d\ (n_1 - n_2)$ (рис. 20).

Очевидно, когда $n_1 - n_2 = 0$ (вещество изотропно), то $\Delta = 0$ и при скрещенных николях мы будем иметь отсутствие интерференционной окраски, т. е. темноту.

Когда $n_1 - n_2$ несколько больше нуля (вещество слабо анизотропно), то и при скрещенных николях получаем ослабление темноты вследствие примешивания фиолетовой, синей и др. окрасок (табл. 9). Это примешивание вначале выражается лишь в посерении темноты, а затем просветлении до белой окраски. Лишь при $\Delta = 300\ \mu\mu$ и выше мы начинаем наблюдать, как видно из рис. 20, яркие цветные окраски: желтую, красную и т. д. Так как световые колебания периодичны, то после красной окраски следует ожидать появление вновь фиолетовой и т. д. (табл. 9). И, действительно, заметная фиолетовая окраска появляется при $\Delta = 575\ \mu\mu$, т. е. тогда, когда Δ становится равной нечетному числу полуволн фиолетового цвета ($^3/_2\ \lambda \cong {}^3/_2\ 396\ \mu\mu$). Эта первая уловимая глазом фиолетовая окраска называется: *первой чувствительной фиолетовой*, так как при малейшем изменении Δ она сменяется либо красной, либо синей окраской.

Окраски до 1-го фиолетового образуют *первый порядок* шкалы, между 1-м и 2-м фиолетовым — *второй порядок* и т. д. Неяркие окраски первого порядка (серая—белая) называются *низкими* и отвечают низкому двупреломлению (до 0,009). Следующие яркие окраски конца 1-го порядка отвечают — среднему (0,010 — 0,020), а 2-го и 3-го порядков отвечают *высокому* двупреломлению (0,020—0,060). Далее яркость окраски заметно падает, вследствие того, что одновременно усиливается [$\Delta = (2n + 1)\ \lambda$] и ослабляется ($\Delta = 2n\lambda$) все большее и большее количество волновых и полуволновых периодов соответствующих цветов спектра — переходим к неясным светло-серовато-желтым (золотистым) ок-

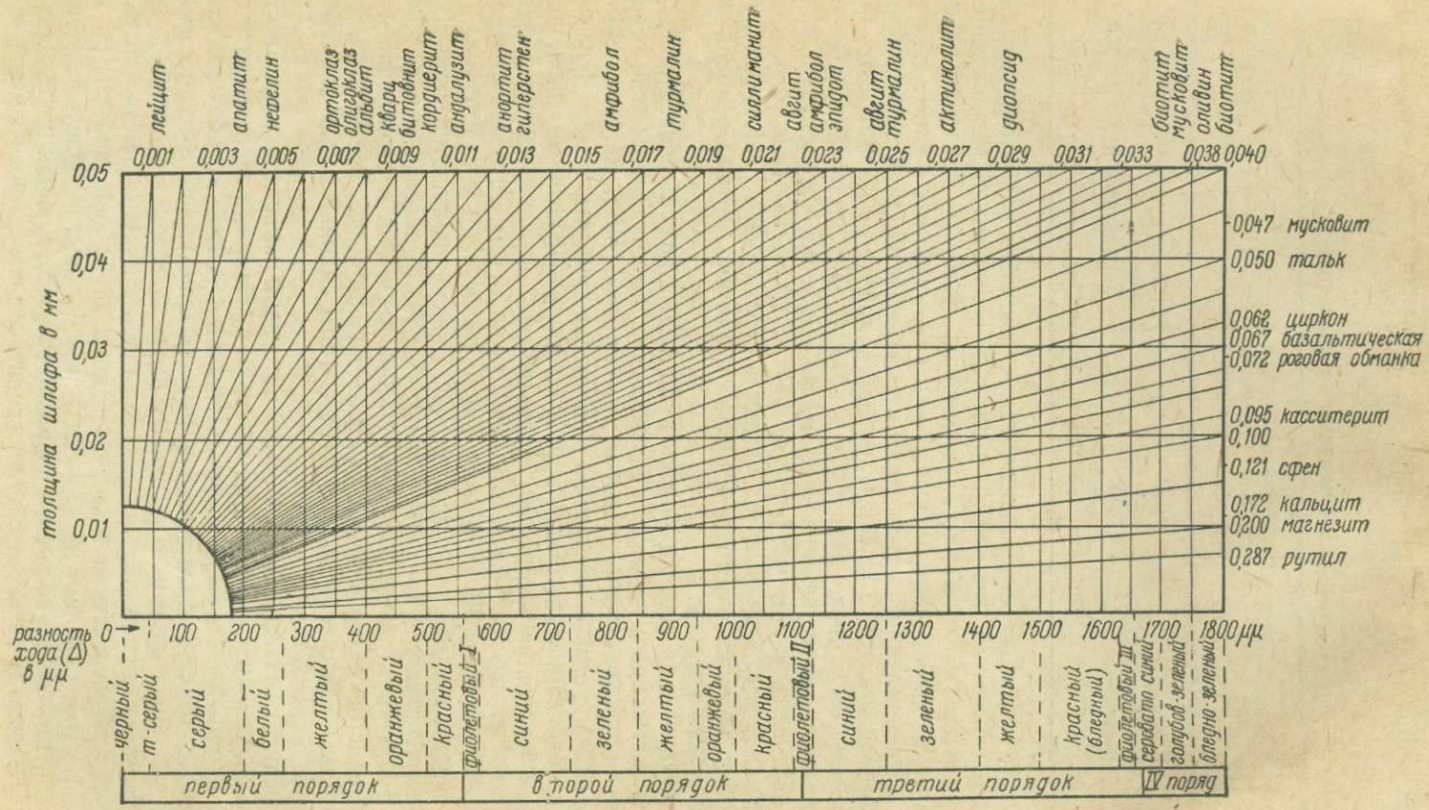


Рис. 20. Диаграмма зависимости интерференционной окраски от толщины пластинки и величины двупреломления.

По оси абсцисс откладывается величина Δ (в $\mu\mu$), по оси ординат — толщина пластинки d, концы расходящихся из нулевой точки прямых указывают величину $(n_1 - n_2)$.

раскам *высших* порядков, приближающимся к сложному белому свету. Они отвечают *весьма высокому* двупреломлению. Рис. 20 дан в виде черной диаграммы. Существует цветная диаграмма, впервые составленная французским петрографом Мишель-Леви, именем которого она и называется. В продаже имеется подобная таблица (отдельное издание приложения к т. II «Петрографии» В. И. Лучицкого).

Аномальная интерференционная окраска. Все вышеуказанное говорилось, исходя из предположения, что показатели преломления данного вещества одинаковы для всех цветов спектра. В большинстве минералов это соблюдается. В таких случаях интерференционная окраска носит название *нормальной*. Однако имеется ряд минералов, в которых показатели преломления (и двупреломление) для различных частей спектра различны. Получающаяся окраска обычно мало отличается от нормальной и в большинстве случаев даже не улавливается глазом. Лишь в ограниченном числе минералов отчетливо выражены уклонения от нормальной шкалы интерференционных цветов. Появляются несоответствующие двупреломлению данного минерала окраски: индиго-синие фиолетово-красные (чернильно-синие), темнобурые и т. д. Подобные интерференционные окраски называются *аномальными*.

Дисперсия. Дисперсией или светорассеянием в физике обычно называют явление *распадения* сложного белого света на различные цветные лучи, вызываемое неравномерным преломлением лучей различных длин волн, а также и явление смещения или расхождения между собой тех или иных элементов оптического эллипсоида для лучей с различной длиной волны.

Дисперсия элементов эллипсоида обычно выражается в скрещенных николях в виде отсутствия полного погасания минеральных зерен при вращении их вокруг направления падающей поляризованной волны.

Поглощение (абсорбция) света. Кроме рассмотренных нами явлений интерференции света, в микроскопической практике ценные данные для диагностики минерального вещества получаются также при изучении явлений поглощения света, от которых зависит окраска веществ.

Та или иная окраска может возникнуть в данном веществе: 1) вследствие частичного отражения лучей видимой части спектра, вошедших на некоторую глубину в данное вещество, это так называемая *поверхностная* окраска или 2) вследствие поглощения части этих лучей, при прохождении их через тонкие пластинки данного вещества — *внутренняя* окраска. При абсорбции вещество окрашивается в цвет дополнительный к лучам, исчезнувшим при прохождении через него, дополнительный до сложного белого цвета, например красный и зеленый цвета являются дополнительными до белого и, если вещество окрашено в зеленый цвет, это значит, что им поглощаются красные лучи спектра.

Окраска вещества зависит с одной стороны от особенностей его строения (собственная окраска), а с другой — в некоторых случаях от примеси тонкорассеянных или растворенных чуждых веществ. Примером минералов с собственной, свойственной им, окраской служат: биотит, роговая обманка, некоторые гранаты; от примесей посторонних веществ зависят различные окраски флюорита (зеленая, фиолетовая), апатита (голубая, зеленая) и др.

Плеохроизм. Как мы видели, в изотропных веществах, во всех направлениях оптически равносвойственных, явления абсорбций, [1] как и интерференции, характеризуются шаровой индикатрисой, т. е. по всем направлениям окраска одинакова.

В веществах *анизотропных* (оптическая индикатриса — эллипсоид) по различным направлениям поглощение лучей различных длин волн очевидно будет различно. *Изменение характера или интенсивно-*

---

[1] Следует сразу же усвоить себе, во избежание недоразумений в дальнейшем, что явления абсорбции наблюдаются в проходящем свете, т. е. *при одном поляризаторе*, в то время как интерференционные явления становятся доступными нашему глазу только *после анализа* проходящего света в *скрещенных николях*.

сти окраски анизотропных веществ, в зависимости от направления, называется плеохроизмом.

Как и явления интерференции, явления поглощения достигают своего максимума и минимума в характерных оптических направлениях минерального вещества. Практически этими направлениями являются *Ng* (или *Np*) и *Nm* оптической индикатрисы одноосных веществ и *Ng*, *Nm*, *Np* — двуосных.

Приведем в качестве примера плеохроизм роговой обманки и биотита:

	по Ng	*по Nm*	*по Np*
Роговая обманка	Бледнозеленый	Зеленый	Темнозеленый
„ „	Желтовато-зеленый	Желто-бурый	Зеленовато-бурый
	по Ng или Nm		*по Np*
Биотит	Темнобурый до почти черного		Очень светлый желтоватый или буроватый
„	Густозеленый с буроватым оттенком		Очень светлый зеленоватый

Псевдоабсорбция (pseudos — ложный). Явление это заключается в том, что при вращении вокруг направления луча, при одном поляризаторе, зерно минерала кажется то совершенно бесцветным, то серым или темносерым (сфен), а если имеются трещины спайности — они то почти исчезают, то проявляются в виде резких черных линий (мусковит, рис. 21). В данном случае происходит не поглощение, а рассеяние света и вызывается оно резкой анизотропностью (различием в показателях преломления данного сечения) и различием в преломлении исследуемого минерала и канадского бальзама, в котором монтируются шлифы.

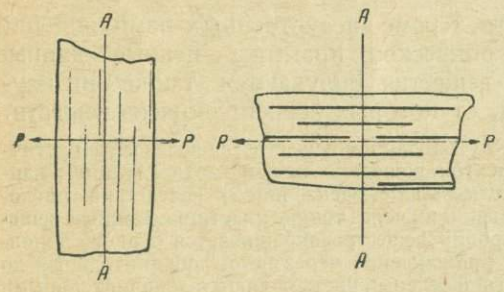


Рис. 21. Проявление псевдоабсорбции в мусковите.

Оптические константы минералов

Мы уже ознакомились выше с понятиями о показателях преломления (*N*), двупреломления (*Ng*—*Np*, *Ng* — *Nm*, *Nm* — *Np*) и угле оптических осей (*2V*). Эти главнейшие величины называются *оптическими константами* (постоянными) кристаллического вещества.

Глава 3

Поляризационный микроскоп

Методики микроскопического исследования распадаются на две главные группы: кристаллооптические и микрохимические. Последние применяются реже, преимущественно при изучении рыхлого материала.

Шлифы и их изготовление

Рыхлые, не сцементированные горные породы, или, как обычно их называют, осадки, исследуются в виде отдельных зерен. Реже, рыхлый материал монтируют в специальные связывающие вещества (бакелит, канадский бальзам и др.) и затем шлифуют до необходимой толщины.

Плотные горные породы, представляющие собой монолитные минеральные аггрегаты, приготовляются для исследований в виде *шлифов*— тончайших пластинок. Порядок изготовления шлифа следующий. От образца горной породы отбивается (лучше отпилить на специальной дисковой пиле) плоский кусочек, который сперва грубо пришлифовывается с обеих плоских сторон на шлифовальном станке. Одна из полученных плоскостей более тщательно доводится на тонком порошке наждака и затем наклеивается при помощи нагретого канадского бальзама [1] на *предметное стекло* — пластинку, толщиной около 1 *мм* и размером 45 × 25 *мм*. После этого, надавливая пальцем на предметное стекло, шлифуют пластинку породы, находящуюся на нижней стороне стекла, применяя все более и более мелкий наждак (до 0,005 *мм*), до тех пор, пока она не получит требуемую толщину (0,02—0,04 *мм*). Наконец, слегка нагрев поверхность пластинки, приклеивают к ней, слабо надавливая пальцем, тонкое *покровное* стеклышко, толщиной 0,1 — 0,15 *мм* и размером 18 × 18 *мм*. Перед операциями наклейки пластинки она должна быть тщательно промыта, во избежание загрязнения с краев и по трещинам иловатым материалом, получающимся при шлифовке. Вид шлифа сверху и разрез его даны на рис. 22.

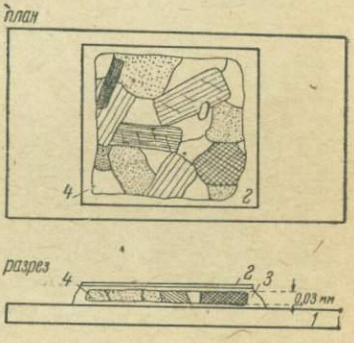


Рис. 22. Петрографический шлиф.

1 — предметное стекло, *2* — покровное стекло, *3* — канадский бальзам, *4* — пластинка горной породы.

Шлиф кладется на столик микроскопа покровным стеклом *вверх*, чтобы при передвижении препарата по столику не оцарапать (или не обломать края) этого нежного стеклышка и при больших увеличениях не раздавить объективом шлиф, так как фокусное расстояние наиболее сильных объективов меньше толщины предметного стекла. Обратное положение, т. е. покровное стеклышко внизу, имеет место лишь в некоторых случаях при работе с универсальным федоровским столиком.

Приборы

Перейдем к описанию приборов, применяемых при кристаллооптическом анализе.

Поляризационный микроскоп (рис. 23) представляет собой сложный прибор, состоящий в основном из увеличительного (собственно микроскоп) и поляризационного аппаратов. Кроме того отметим осветительное зеркало, помещающееся внизу устройства, и столик микроскопа, на котором располагается объект наблюдения — шлиф горной породы.

[1] Канадский бальзам — древесная смола — клейкое, прозрачное, бесцветное изотропное вещество с показателем преломления 1,537 ± 0,004.

Существуют различные модели поляризационного микроскопа (германских фирм Фуесс, Лейтц, Винкель-Цейсс, различных американских фирм и др.), отличающиеся конструктивными особенностями. В настоящее время наиболее совершенная модель, обладающая хорошей оптикой, отно-

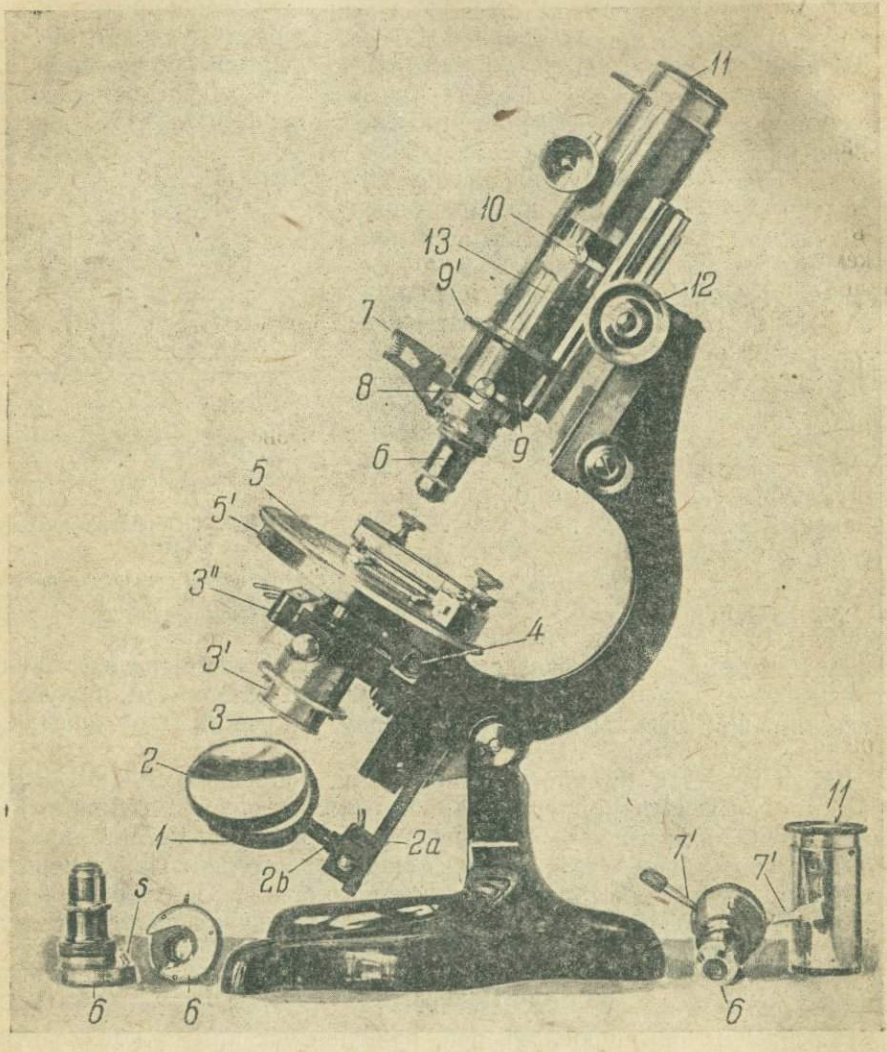


Рис. 23. Поляризационный микроскоп фирмы Лейтц.

сительной портативностью и легкостью работы на ней, изготовляется фирмой Эрнст Лейтц в Ветцларе. Массивный штатив, являющийся опорой всего устройства, состоит из двух частей: 1) подставки и 2) верхней, откидывающейся фасонной части, на которой помещается вся аппаратура устройства.

Опишем аппаратуру, следуя снизу за лучем света, направляемым в микроскоп.

Внизу на подвижной ножке *1* помещается кольцевая оправа осветительных зеркал *2*, вращающаяся около двух осей *2a* и *2b*. Имеется два зеркала: одно — плоское, для пользования удаленным источником света (например дневной свет), другое — вогнутое, для освещения от близкого источника света (электрическая лампа). Над зеркалом располагается нижний николь — *поляризатор 3* в цилиндрической оправе *3'*, скрепленный с выдвижной рамкой, входящей в соответствующие вырезы выступа *3''* штатива. Вдвинутая рамка зажимается при помощи рычажка в лицевой части выступа *3''*. Поляризатор, как нам уже известно, превращает обыкновенный свет, идущий от зеркала, в поляризованный. При желании устранить поляризованный свет, удаляют выдвижную рамку из штатива и тем самым удаляют и поляризатор. Оправа поляризатора состоит из двух частей: подвижной и неподвижной. С первой из них скреплен николь. Пользуясь градусной шкалой на границе двух частей оправы, мы можем повернуть николь (плоскость колебаний поляризованного луча) на любой угол около оптической оси микроскопа. Непосредственно над верхним стеклом оправы поляризатора помещается ирисовая диафрагма, позволяющая регулировать освещение, что, как мы увидим ниже, в некоторых случаях весьма необходимо.

Над поляризатором помещается на изогнутом рычажке двояковыпуклая *линза Лазо* (на рисунке не показана), позволяющая создать так называемый сходящийся свет. Пользуясь рычажком *4*, линзу Лазо можно отодвинуть в сторону с пути хода лучей.

Линза Лазо находится внутри широкого металлического кольца *5'*, представляющего выступ штатива. Кольцо служит опорой для *объектного столика 5* микроскопа, который входит в кольцо при помощи конической втулки и свободно вращается в нем. В центре столика вырезано для проходящих лучей круглое отверстие, поверх которого обычно помещается шлиф, поддерживаемый двумя лапками. Для отсчета углов поворота столика, на окружности его нанесены градусные деления от 0 до 360°, а с кольцевой оправой скреплен нониус. При необходимости устранить возможность вращения столика, это производится при помощи закрепительного (арретирного) винта в кольцевой оправе.

Столиком заканчивается часть аппаратуры поляризационного микроскопа, располагающаяся на нижнем выступе дуги подвижной части штатива.

Отметим еще, что поляризатор вместе с линзой Лазо может быть придвинут к столику или опущен вниз при помощи винта, находящегося справа, внизу подвижной части штатива.

С верхним выступом дуги штатива, при помощи шестеренки, подвижно соединена вторая часть аппаратуры, заключенная в металлическом цилиндре — *тубусе 13* микроскопа.

В нижней части тубуса, при помощи специальных *зажимных щипцов 7*, закрепляется первая группа увеличительных линз — *объектив 6*. При каждом микроскопе имеется набор объективов от № 1 до № 7 (последний употребляется большею частью при исследованиях в сходящемся свете).

Увеличения системы объектив-окуляра при комбинации различных №№ даются при микроскопах.

В качестве примера приведем увеличения для модели микроскопа GM фирмы Лейтц.

Отметим еще, что модель Лейтца позволяет закрепить объектив неподвижно, благодаря наличию в основном широком кольце его штифтика *s*, а в шипцах *7* соответствующего гнезда. В моделях других фирм (например Фуесс) объектив не может быть неподвижно закреплен и свободно вращается вокруг кольцевого выступа тубуса.

Таблица 10

Увеличение системы объектив-окуляра в микроскопе Лейтца

Объективы (№№)	Окуляры (№№)		
	I	II	III
1	16	19	25
2	30	35	46
3	50	60	80
5	165	200	265
7	310	375	500
Иммерсионный $^1/_{12}$	500	600	800

Кроме того в каждом объективе Лейтца имеется по два взаимноперпендикулярных винта *7′* для точной центрировки его на оси микроскопа, в то время как в микроскопах Фуесса центрировочные винты помещены в нижней части тубуса. Последнее создает неудобство: необходимость всякий раз при смене объектива повторять центрировку, что замедляет работу. Над объективом в тубусе имеется прорез *8* для вдвигания компенсационных пластинок (см. ниже), служащих для определения знаков осей эллипса и двупреломления в данном сечении исследуемого минерала.

Выше прореза в тубусе помещена вторая часть поляризационного аппарата — второй николь, *анализатор 9*, который может быть выдвинут из полости тубуса. Во избежание полного удаления анализатора, на противоположном конце верхней пластинки оправы его имеется винтик, препятствующий этому. Когда анализатор выведен, в тубусе находится вторая половина металлической пластинки анализатора с широким круглым отверстием для прохождения лучей света. Анализатор можно поворачивать вокруг оптической оси микроскопа на угол до 90° при помощи особого рычажка *9′* (не всегда имеется, и при отсутствии его положение анализатора не может быть изменено без помощи оптика). Над этим рычажком на выступе тубуса нанесены деления от 0 до 90°. Таким образом можно изменять взаимное расположение николей (параллельные и + николи). В нашей практике мы не будем применять параллельных николей и, установивши николи в + положение, ограничимся лишь вдвиганием и выдвиганием (работа при одном поляризаторе) верхнего николя.

Между анализатором и верхней частью тубуса располагаются одна над другой *линза Бертрана 10*, представляющая собой простую линзу, и *ирисовая диафрагма* для регулировки степени освещения, употребляющиеся обычно при работе со сходящимся светом. Линза Бертрана, подобно анализатору, имеет во второй половине своей оправы (пластинки) — круглый полый вырез, так что, когда она выдвинута, свет свободно проходит внутри тубуса.

Наконец, сверху тубус заканчивается второй составной частью увеличительного аппарата — группой сложных линз — *окуляром 11*, над которым при работе помещается глаз наблюдателя. Линзы окуляра заключены в цилиндрическую оправу, которая вставляется в верхнее отверстие тубуса. Для того чтобы установить окуляр на ясность зрения для каждого глаза, в его оправе имеется вертикальный вырез, под которым в оправе вкладной глазной линзы имеется отверстие с винтовой нарезкой для закрепляющего винта. Передвигая оправу глазной линзы вверх и

вниз в цилиндрической оправе окуляра, достигают ясной видимости изображения на листе белой бумаги и затем закрепляют особым винтиком достигнутое положение глазной линзы в оправе окуляра.

В окуляре помещается стеклянная пластинка, на которой нанесены две взаимноперпендикулярные линии — окулярный крест («крест нитей»); линии эти соответствуют направлениям колебаний лучей в поляризаторе (горизонтальная) и анализаторе (вертикальная). Часто же нити представляют собой паутинки.

При микроскопе обычно бывает набор из 3 — 5 окуляров Гюйгенса различной степени увеличения. При помощи кремальеры *12* и микрометренного винта тубус перемещается вдоль оптической оси микроскопа для установки шлифа в фокусе оптической системы.

На рис. 24 изображен микроскоп фирмы Винкель-Цейсс.[1]

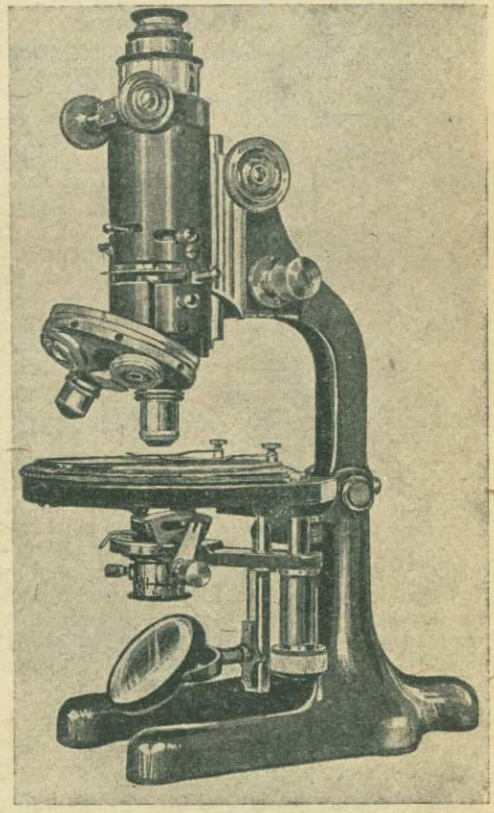


Рис. 24. Поляризационный микроскоп фирмы Винкель-Цейсс.

Отметим еще некоторые дополнительные приспособления.

Накладной анализатор применяется в некоторых случаях при определении знака оси эллипса и величины двупреломления данного сечения минерала. Он представляет собой николь в особой формы (колпачок) оправе, заменяющий анализатор и помещаемый (накладываемый) поверх окуляра. На нижней части оправы накладного анализатора нанесены градусные деления от 0 до 360°, а на выступающей площадке тубуса, на которую опускается эта часть оправы, имеется черточка. Скрещенное положение николей получается вращением накладного анализатора, при выведенном анализаторе.

Универсальный столик Федорова. Как видно из рис. 23—24, шлиф располагается на столике микроскопа всегда в плоскости оптической оси системы. Тем самым исследователь вынужден ограничиться фактически доступным случайным сечением минерала или заняться статистическим изучением многочисленных зерен, рассеянных в шлифе. При этом трудно рассчитывать на случайную встречу одного из главных сечений оптической индикатрисы. Столик Е. С. Федорова произвел коренной переворот в методике кристаллооптических исследований. Навинчиваемый на столик микроскопа, он имеет, кроме основной оптической оси системы, еще четыре оси для вращения препарата в пространстве (см. стр. 79, рис. 53). Пользуясь столиком Федорова, возможно, не переходя границ предельных наклонов шлифа (когда наступает явление полного внутреннего отражения), привести в плоскость перпендику-

[1] Эта модель более громоздка, чем модель Лейтца, и притом имеет оптические недостатки (сферическая аберрация—поле зрения кажется выпуклым). Существенным отличием ее является вращающийся диск с набором объективов. Последнее время из-за границы выписывалась исключительно эта модель.

лярной оптической оси микроскопа главные сечения минералов и получить данные для определения оптических констант его.

Измерительные приборы. Из описания микроскопа мы уже видели, что, пользуясь делениями на лимбе столика, возможно измерять углы между направлениями в минералах.

Для измерений размеров (линейных, площадей) зерен употребляются *окуляр-микрометр, сетчатый окуляр-микрометр, измерительные салазки.*

Окуляр-микрометр изготовляется следующим образом: вычерчивается линия в 200 *мм*, разделенная на миллиметры, отмечается каждый десяток миллиметров (надписывается 0,1 *мм*, 0,2 *мм* и т. д.), затем все это фотографируется с уменьшением в 100 раз на тонкое стекло и покрывается покровным стеклышком. Получается линия в 2 *мм*, разделенная на 200 частей, т. е. каждое деление равно 0,01 *мм*. Даже не зная увеличения микроскопа, возможно измерить величину зерен минералов в шлифе, установив предварительно действительную цену одного деления.

Сетчатый окуляр-микрометр (рис. 25) отличается тем, что он позволяет производить подсчет площадей, занимаемых отдельными минералами в шлифе. Затем, пользуясь выводом Делесса о том, что количественные отношения между площадями, занимаемыми в шлифе совокупностью зерен каждого данного минерала, равны отношениям объемов этих минералов, переходят к подсчету (если позволяет степень зернистости и др.) объемных и весовых соотношений минеральных видов в породе.

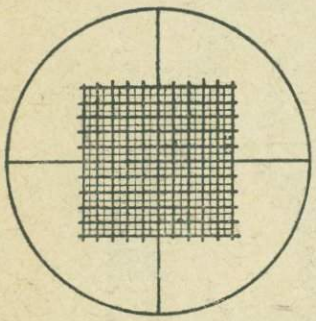


Рис. 25. Сетчатый окуляр-микрометр.

Оба микрометра помещают в оправу окуляра, вынимая вкладной цилиндрик глазной линзы. При этом никогда не следует вкладывать их в тот окуляр, в котором имеется крест нитей, так как эти нити неизбежно будут порваны. Микрометры *вкладываются в тот окуляр*, в котором *нет нитей*.

Измерительные салазки, привинчиваемые на столик микроскопа (см. рис. 23), имеют две взаимноперпендикулярные направляющие. На этих направляющих помещены нониусы, относительно которых при помощи винтов передвигаются пластинки с миллиметровыми делениями. Салазки служат и для перемещения шлифов в плоскости столика при просмотре их и для линейных измерений. Существует несколько конструкций салазок. Наиболее совершенной конструкцией является та, в которой подсчет отрезков возможно производить автоматически несколькими микрометренными барабанами. Например в салазках Уэнтворса имеется пять таких барабанов, что позволяет производить параллельный подсчет для пяти минералов.

Компенсационные пластинки (компенсаторы). Назначение компенсаторов, как уже показывает название их, *компенсировать* разность хода (интерференционную окраску), возникающую в данном сечении минерала, т. е. свести ее к нулю (к темноте). Простейшие компенсаторы: гипсовая (или слюдяная) пластинка и обычный кварцевый клин. Для наиболее точных и быстрых измерений служит градуированный кварцевый клин Федорова. Наконец, применяются и более сложного устройства приборы, например вращающийся компенсатор Берека. При массовой работе вполне достаточно первых двух.

Обычно в компенсаторах (рис. 26) параллельно длинной стороне их располагается ось *Np* (знак —), параллельно короткой — *Ng* или *Nm* (знак +). В компенсаторах одинаковой толщины (гипсовая пластинка) возможно наблюдать лишь факт повышения или понижения интерференционной окраски. Первое происходит тогда, когда *Np* (знак —) минерала и *Np* (знак +) пластинки находятся в параллельном положении, второе — когда параллельно *Np* (знак—) пластинки располагается *Ng* (знак +) минерала. Таким образом при совпадении одноименных направ-

лений происходит сложение разностей хода, т. е. повышается интерференционная окраска, а при параллельности разноименных осей — она понижается. Схематически оба эти положения показаны на рис. 28. Применяя компенсатор, постепенно утолщающийся (например кварцевый клин), возможно достичь при перекрещенном положении осей полной компенсации разности хода (темноты), постепенно вводя в действие все бо́льшую и бо́льшую толщину клина.

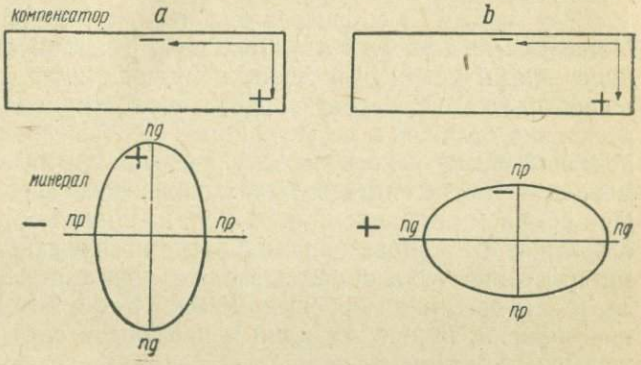


Рис. 26. Схема действия компенсатора.

a — при параллельном, *b* — при скрещенном положении осей эллипсоида в нем и в минерале.

Компенсаторы вводятся в микроскоп через прорез в нижней части тубуса, а градуированный компенсатор — в прорез накладного анализатора. Прорезы устроены так, что длинная сторона компенсатора вводится под углом 45° к нитям окулярного креста (применяя географические обозначения: с NW на SE) или, что то же, под углом 45° к направлениям колебаний николей.

Гипсовая пластинка представляет собой выколотую по спайности пластинку водяно-прозрачного гипса такой толщины, при которой в скрещенных николях получается разность хода около 575 $\mu\mu$ (фиолетовая окраска), иногда ниже — до 532 $\mu\mu$ (красная окраска). Чувствительная фиолетовая (или красная) окраска при малейшем изменении разности хода сменяется красной (или желтой — понижение) или синей (повышение). Потому этот компенсатор применяют преимущественно при определениях в минералах с низким двупреломлением—до белого цвета 1-го порядка (около 275 $\mu\mu$). При высоком двупреломлении отчетливость наблюдаемой картины усложняется тем, что в этом случае необходимо уже учитывать повышение или понижение окраски наблюдаемого зерна.

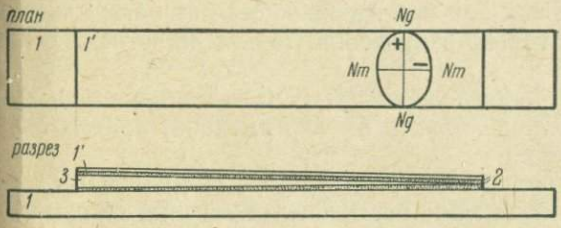


Рис. 27. Кварцевый клин.

1 и *1'* — стеклянные пластинки, *2* — канадский бальзам, *3* — кварцевая пластинка, пришлифованная на клин.

Кварцевый клин, применяемый при исследовании минералов с низким и высоким двупреломлением, является типичным компенсатором. Он представляет собой прямоугольную отшлифованную на клин пластинку (рис. 27) длиной около 50 *мм*, имеющую на тонком конце толщину 0,01—0,02 *мм*, а на противоположном, утолщенном, — около 0,25 *мм*. Вырезана эта пластинка так, что вдоль длинной стороны ее располагается малая

ось — Nm[1] (знак —), а вдоль короткой — ось Ng (знак +). При постепенном введении кварцевого клина между скрещенными николями в прорез тубуса над объективом наблюдаем постепенное повышение интерференционной окраски от темносерой [0,01 × 0,009 (двупреломление кварца) = 0,00009 *мм* = 90 *μμ*] до бледной зеленовато-синеватой 4-го порядка (0,25 × 0,009 = 2250 *μμ*).

Тем самым воспроизводится шкала интерференционных окрасок Мишель-Леви (см. стр. 42). Большую отчетливость работе сообщает *градуированный* кварцевый клин, в котором имеется шкала с делениями, из которых каждое соответствует разности хода в 50 *μμ*. Этот клин, несколько отличаясь по устройству от обыкновенного, в случае полной компенсации на некотором делении разности хода в минерале, дает возможность быстро определить численно искомую разность хода (см. ниже). При обычном же клине приходится, получив темную полоску, тщательно следить за сменой цветов при обратном выдвигании клина. Так например интерференционная окраска зерна — красная. По шкале Мишель-Леви мы имеем две ярких красных окраски 1-го и 2-го порядков. Компенсировав окраски, выдвигаем клин и наблюдаем окраски темносерую, белую, желтую, красную, фиолетовую, синюю, зеленую, желтую, красную (клин уже выдвинут!). Следовательно искомая красная была красной 2-го порядка. Более подробно о методике работы с клином будет сказано ниже при описании порядка наблюдений над микроскопом.

Основные правила при работе с микроскопом

Прежде чем приступить к работе с микроскопом, необходимо твердо усвоить следующие правила:

1. При переноске микроскопа в ящике необходимо проверить, заперт ли ящик, если же он не запирается, то придерживать дверцу другой рукой. В противном случае микроскоп может выпасть из ящика.

2. При переноске микроскопа без ящика необходимо поддерживать его снизу другой рукой.

3. Не трогать рукой наружной поверхности объективов и окуляров и осветительного зеркальца, так как они загрязняются от пота; следить за чистотой их и протирать только замшей или тонким полотном во избежание царапин.

4. Объективы и окуляры никогда не класть на бок, так как они могут скатиться со стола. Обязательно ставить их вертикально, притом окуляры — глазной линзой вверх.

5. Не развинчивать окуляры и внутри их не трогать пальцами, так как в окулярах с паутинными нитями последние от малейшего прикосновения разрываются. По той же причине не вкладывать окуляр-микрометры в те окуляры, в которых имеются нити.

6. Приучить себя, смотря одним глазом в микроскоп, держать другой глаз открытым. Желательно смотреть в микроскоп поочередно правым и левым глазом. Таким образом избегается переутомление глаз.

7. При работе с большими увеличениями (объективы №№ 5—7), во избежание часто происходящего раздавливания шлифов, для начинающих рекомендуется сперва, глядя сбоку на конец объектива, осторожно опустить тубус почти до поверхности шлифа и только после этого, глядя

[1] Кварц — минерал одноосный положительный.

в микроскоп, поднимать кремальерой, а затем микрометренным винтом тубус вверх.

8. Начиная работу с микроскопом, проверить: а) не введены ли в тубус микроскопа анализатор, линза Бертрана и диафрагма; если введены, то вывести их; б) не закреплен ли столик микроскопа арретирным винтом, который следует отпустить; в) не введена ли линза Лазо под столиком; г) точно ли вошел в свое гнездо объектив.

Поверки микроскопа. Предварительно следует возможно детальнее ознакомиться с устройством и составными частями микроскопа, пользуясь приведенным выше описанием и имея перед глазами ту или иную модель прибора.

Затем, чтобы быть уверенным в процессе производства наблюдений в получаемых данных измерений, необходимо произвести предварительно следующие основные поверки:

а) центрировку столика; б) поверку скрещенного положения николей; в) поверку установки окулярного креста нитей; г) определение направления колебаний поляризатора.

Центрировка столика. При работе ось вращения столика должна совпадать с оптической осью микроскопа. Для этого, поместив на столике шлиф и закрепив его зажимами (лапками), при выведенном анализаторе, выбирают какое-либо заметное весьма мелкое зернышко или точку пересечения линий. Если столик имеет эксцентриситет, то при вращении [1] его выбранная точка опишет окружность некоторого радиуса. Для устранения эксцентриситета поступают следующим образом (рис. 28). Заметив отсчет на лимбе столика при центральном положении выбранной точки *a*, вращают столик на 180°. Зернышко, описав полуокружность очевидно придет в диаметрально противоположную точку *b*. Тогда уничтожают смещение на одну половину диаметра от руки, передвижением шлифа, а на другую—при помощи двух центрировочных винтов, причем сначала зерно одним винтом приводится на линию оси другого винта, а затем другим винтом—к центру. Обычно после этой операции зернышко, при вращении столика, еще продолжает отклоняться от центра, описывая на этот раз уже меньший круг. Повторяя операцию, достигают почти полного устранения эксцентриситета. Незначительным смещением можно пренебречь, так как не следует терять время для достижения полной неподвижности выбранной точки.

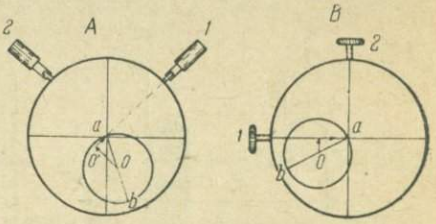


Рис. 28. Центрировка столика микроскопа.

A — в микроскопе Лейтца, *B* — в микроскопе Фуесса.

Эта поверка имеет важное значение для измерения углов между различными направлениями в исследуемых минералах.

Поверка скрещенного положения николей. Оптические константы минералов и ряд дополнительных диагностических данных получаются преимущественно при наблюдениях в скрещенных николях, поэтому

[1] Предварительно начинающему следует еще раз убедиться: правильно ли установлен в своем гнезде объектив; так, часто безуспешно пытаются центрировать столик и только после вмешательства преподавателя выясняется, что объектив установлен неаккуратно.

установка николей на темноту является одной из важнейших поверок микроскопа.

Поверка производится без объектива и окуляра. Во избежание возможности бокового освещения, микроскоп устанавливается в таком положении, чтобы центры лампы и зеркала и ось тубуса (ось оптической системы микроскопа) лежали в одной плоскости. Изображение лампы заполняет все поле зрения. Вводим анализатор и, если поле зрения освещено, вращаем поляризатор до тех пор, пока не достигнем максимального затемнения. Нормально при скрещении николей в центральной части поля зрения наступает полная темнота, от которой в направлениях колебаний в николях к краям поля зрения тянутся широкие ветви темного креста. Остаются лишь незначительные слабые просветы по краям поля зрения между этими ветвями. Если на оправе поляризатора имеются деления, то в положении полного затемнения индекс нормально указывает 90 или 270°.

В описанной выше модели Лейтца полной темноты не получается: наблюдается некоторое посерение темного поля зрения.

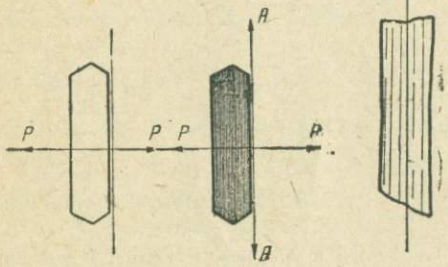


Рис. 29. Поверка совпадения нитей окулярного креста с направлениями колебаний в николях. Поверка по апатиту.

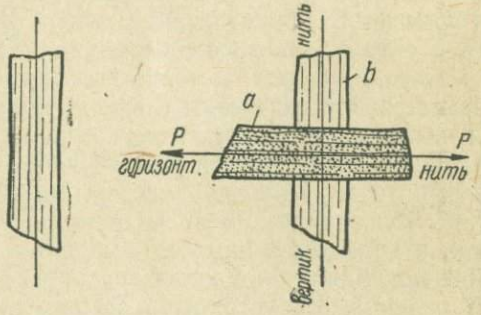


Рис. 30. Определение направления колебаний в поляризаторе при помощи биотита.

Установка окулярного креста распадается на две операции: поверка взаимной перпендикулярности нитей и поверка совпадения нитей с направлениями колебаний в николях.

Первую поверку легко и быстро выполнить. В шлифе находим длинную, хорошо выраженную прямую линию. Совмещаем ее с одной из нитей креста, замечаем отсчет на лимбе столика. Вращаем столик до совмещения избранной линии с другой нитью, берем второй отсчет на лимбе. Разность отсчетов должна быть равна 90°, но она обычно такой не бывает и расхождение не превышает 30′, с этим можно мириться.

Для второй поверки пользуются либо удлиненными разрезами известного одноосного минерала, например апатита, либо биотитом [1], обладающим прямыми и отчетливыми трещинами спайности. Эти минералы, совмещенные длинной стороной или спайностью при одном поляризаторе с одной из нитей креста (рис. 29), должны при введении анализатора погаснуть — дать темноту. Полученная темнота проверяется поворотами кристалла апатита или зерна биотита вправо и влево. Каждый раз при начале затемнения берутся отсчеты на лимбе. Повторяя несколько раз эту операцию и сравнив средние арифметические взятых отсчетов с отсчетом

[1] Для этой поверки применимы биотиты только из кислых пород — гранитов, сиенитов, но не из щелочных или основных пород, где наблюдается косое угасание биотита.

первоначальной установки зерна при одном поляризаторе, устанавливаем: имеет ли место совпадение нити с направлением колебаний одного из николей. Если наблюдается отклонение, необходимо его исправить при помощи преподавателя.

Направление колебаний, пропускаемых поляризатором. Проверив скрещенность николей, взаимную перпендикулярность нитей креста и убедившись, что колебания в николях происходят параллельно нитям, мы еще не определили направлений колебаний в каждом из николей, не отождествили их с той или другой нитью. Между тем для получения диагностических данных весьма важно определить, какие колебания пропускает поляризатор: параллельно горизонтальной или вертикальной нити. Для этой цели обычно пользуются при выведенном анализаторе опять-таки биотитом. Зерно биотита, с отчетливо выраженной спайностью, обладает резким плеохроизмом, причем *максимальная густота окраски возникает тогда, когда направление спайности биотита совпадает с направлением колебаний поляризатора* (*PP* на рис. 30). В нормальной установке николей направление колебаний поляризатора отмечается горизонтальной, а направление колебаний анализатора — вертикальной нитью.

Если анализатор вращающийся и обнаружено, что колебания поляризатора параллельны вертикальной нити, то лучше повернуть оба николя на 90°, проверив после этого еще раз правильность скрещенного положения их. В упрощенной модели Лейтца колебания, пропускаемые поляризатором, происходят в плоскости симметрии микроскопа, т. е. параллельно вертикальной нити. Анализатор не вращается. Поэтому в этом случае приходится оставить подобную ориентировку поляризатора и при последующей работе помнить его положение. Вообще еще раз отметим, что правильность скрещения николей необходимо время от времени проверять.

Глава 4

Методики наблюдений под микроскопом

Порядок производства наблюдений под микроскопом

Приступая к микроскопическому изучению шлифов горных пород, следует всегда помнить, что каждая порода отражает в себе не только вещественную сторону процесса, но прежде всего ту геологическую обстановку и те физико-химические условия, в которых этот процесс протекал. Поэтому, начиная рассмотрение шлифа, прежде всего необходимо обратить внимание на генетические признаки, позволяющие отнести эту породу к той или иной генетической группе: изверженные, осадочные, метаморфические. Возьмем для примера наиболее простые признаки различных генетических групп изверженных пород. Последние, в зависимости от условий образования, обладают то крупнокристаллическим или мелкокристаллическим, то полукристаллическим или стекловатым строением. В первых двух случаях зерна различимы простым глазом (макроскопически), а под микроскопом вся масса шлифа при + николях действует на поляризационный свет. В третьем случае породы частью состоят из кристаллов, частью из стекла (изотропно). Наконец в последнем случае породы состоят из одного стекла, т. е. полностью изотропны. Более подробно об этих характерных признаках будет сказано в соответствующих местах курса. Здесь же мы остановимся лишь на методике наблюдения и различения породообразующих минералов на основе их оптических свойств.

В целях экономии времени и получения отчетливых диагностических характеристик наблюдения следует производить в определенной последовательности. Первое грубое разделение минералов на группы (по окраске, по светопреломлению) производится в проходящем свете (при одном поляризаторе) и притом при слабоувеличивающем объективе

(№№ 0, 1), который дает наибольшее поле зрения и возможность сразу же составить общее представление о минеральном составе породы. Затем, при дальнейших наблюдениях, можно перейти к №№ 2, 3 и др. После того как разделение произведено и уточнены некоторые характерные детали, переходим к наблюдениям в *скрещенных* николях, вводя в тубус микроскопа анализатор. Порядок наблюдений следующий.

А. Наблюдения при одном поляризаторе.

1. Изучается минеральный состав шлифа в отношении однородности его. Производится разделение минералов по окраске.
2. Наблюдается плеохроизм анизотропных окрашенных минералов. Псевдоабсорбция.
3. Производится разделение минералов на группы по величине показателей их светопреломления.
4. Изучаются формы ограничения отдельных видов минералов.
5. В качестве существенных дополнительных данных отмечается и изучается характер спайности.
6. Определяются размеры зерен минералов.
7. Определяется толщина шлифа.

Б. Наблюдения с введенным анализатором (в скрещенных николях) *при параллельном свете.*

1. Производится разделение на минералы: изотропные и анизотропные.
2. Определяется оптический характер удлинения.
3. Изучаются двойники.
4. Измеряются углы угасания.
5. Наблюдается интерференционная окраска и определяется величина двупреломления.

Перечисленные операции производятся в так называемом *параллельном* свете. При массовой работе (при общем ознакомлении с породами) их принимают в основу наблюдений. Для уточнения отдельных свойств переходят к более точным методикам.

Опишем несколько подробнее приемы работы в параллельном свете и остановимся вкратце на характеристике наблюдений в сходящемся свете (определение оптического характера и знака минералов) и на работе со столиком Федорова.

Параллельный свет

Наблюдения при одном поляризаторе

1. Минеральный состав. Горные породы обычно достаточно мелкозернисты и на площади шлифа в 20 × 20 *мм* мы наблюдаем в редком случае десятки, а в большинстве случаев сотни зерен, принадлежащих 4—5, а иногда и меньшему количеству главных минералов. Многочисленные зерна одного и того же минерала срезаны плоскостью шлифа по различным направлениям, и потому свойства соседних зерен, принадлежащих одному и тому же минеральному виду, будут различны в известных пределах. Наша задача уловить те общие черты характеристики этих зерен, которые позволят объединить их и отнести к одному минеральному виду.

Первой наиболее яркой оптической реакцией минеральных веществ является их окраска. По окраске мы разделяем минералы на непрозрачные (черные) и прозрачные, пропускающие свет; последние в свою очередь делятся на бесцветные или очень слабо окрашенные и окрашенные. Черными, т. е. обладающими полной абсорбцией, обычно являются рудные минералы; они при всех положениях столика микроскопа остаются черными. В подавляющем большинстве случаев они распространены незначительно и присутствуют в мелких зернах.

Наблюдая прозрачные минералы, получаем первое грубое разделение многочисленных зерен на группы по окраске.

2. Плеохроизм. Псевдоабсорбция. Следует запомнить, что пассивным созерцанием представившейся глазу картины ни в коем случае ограничиваться нельзя. Необходимо вращать столик микроскопа, тем самым совмещая с направлением колебаний поляризатора различные направления имеющихся разрезов. В этом случае мы заметим, что некоторые зерна, различные по окраске (например, желтоватые и краснобурые, желтовато-зеленые и темнозеленые) после поворота столика на 90° попарно поменялись окрасками. Вспомнив то, что говорилось о плеохроизме, начинающий должен в таком случае уже с бо́льшей осторожностью производить отнесение таких зерен (например желтоватого и красно-бурого) к двум различным минералам. Может быть и такой случай: имеем два зерна, одно красно-бурое более или менее изометричное, при вращении столика почти не меняющее свой цвет, другое — бледное желтовато-буроватое, с отчетливыми трещинами спайности при повороте на 90° получает красновато-бурую окраску. Есть основание предполагать, что первое из зерен представляет сечение, близкое к изотропному (круговому сечению индикатрисы), а второе — анизотропное сечение того же самого минерала.

Распространяя наблюдения на всю площадь шлифа, убеждаемся в наличии подобных же явлений в однозначных по окраске зернах.

Наконец (частое явление) наблюдаются зерна частью бесцветные, частью как бы покрытые буроватой или сероватой пылью. Эта кажущаяся окраска (псевдоабсорбция) объясняется присутствием продуктов разложения данного минерала, находящихся в тонкораспыленном (аггрегатном) состоянии. Подобные явления особенно присущи широко распространенным породообразующим минералам — полевым шпатам, покрываемым в виде пятен вторичными продуктами.

3. Светопреломление. Если наблюдения над явлениями абсорбции позволяют сразу же выделить ряд окрашенных породообразующих минералов в шлифе, то для разделения минералов одинаково окрашенных (это бывает редко), а главным образом бесцветных, большую помощь оказывает эффект, вызываемый различным светопреломлением их. Обычно этот эффект настолько отчетлив (см. рис. 8), что даже в основу первоначального разделения породообразующих минералов на группы ставится наблюдение относительного преломления. Это легко осуществимо, так как в шлифах плотных горных пород имеем многочисленные соприкосновения с одной стороны различных минералов между собой, а с другой — минералов с канадским бальзамом. Качественно под микроскопом это явление выражается в виде светлой полоски на стороне высокопреломляющего минерала, так называемой *полоски Бекке*, и в виде впечатления *рельефа*.

Полоска Бекке. Сущность методики наблюдения этого явления, установленного австрийским петрографом Бекке, заключается в следующем. Представим себе рис. 8 в несколько схематизированном виде (рис. 31). При точной установке в фокусе микроскопа видимой границы двух минералов, мы на стороне минерала *II* наблюдаем светлую полоску (рис. 32). Если несколько приподнять тубус вверх (фокус переместится в *O'*, а фокальная плоскость из *PP* в *QQ*), то одновременно и светлая полоска переместится от стыка минералов, удаляясь в направлении несколько отошедшего в сторону яркого пучка лучей. При обратном движении (фокус — *O''*, фокальная плоскость *RR*) — опускании тубуса, полоска приближается к стыку и даже переходит на сторону менее преломляющего минерала *I*. Называя *N* положительным преломлением, а *n* — отрицательным, Лодочников дает легкое мнемоническое правило для полоски Бекке: при *п*однятии тубуса полоска Бекке перемещается в *п*оложительную, при *о*пускании—в отрицательную сторону.

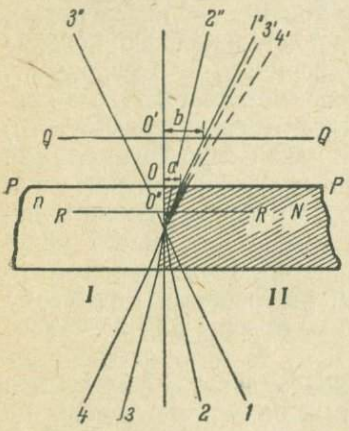


Рис. 31. Схема перемещения полоски Бекке.

Полоска Бекке наблюдается отчетливо при соблюдении следующих условий.

1. Граница между веществами должна быть чиста от посторонних включений и не иметь трещин, которые в шлифах обычно бывают заполнены канадским бальзамом.

2. Исследуемый стык лучше всего приводить в центр поля зрения.

3. Стык должен быть параллелен оптической оси микроскопа, т. е. перпендикулярен плоскости шлифа.

4. При наличии ирис-диафрагмы под столиком микроскопа необходимо при помощи ее несколько уменьшить степень освещения. При отсутствии диафрагмы можно несколько затемнить рукой осветительное зеркало и наконец опустить поляризатор ближе к зеркалу.

5. При наблюдении полоски, особенно в начале работы с микроскопом, необходимо пользоваться более крупными увеличениями—объективы №№ 4 и 5.

6. Если введена линза Лазо (для наблюдений в сходящемся свете) — удалить ее.

7. Наконец, при наблюдении полоски в минералах анизотропных на границе с канадским бальзамом необходимо предварительно с введенным анализатором установить зерно на темноту (совместить одну из осей эллиптического сечения с направлением колебаний в поляризаторе), затем вывести анализатор и наблюдать полоску. Указанное необходимо вследствие того, что в некоторых случаях один из показателей преломления данного сечения минерала больше показателя преломления канадского бальзама, а другой меньше, т. е. $N'g > n$ канадского бальзама $> N'p$.

Совершенно очевидно, что чем больше различие в показателях преломления, тем резче полоска Бекке.

Рельеф. Поверхность шлифа, как мы видели из описания их изготовления, не представляет собой идеально отшлифованную (зеркальную) поверхность. Средний диаметр зерен карборунда — 0,005 *мм*. При шлифовке создаются неровности (выступы и углубления) до 0,003 *мм*. Если показатели преломления минерала и канадского бальзама, выполняющего промежутки между неровностями, равны или почти равны, очевидно оптические реакции обеих сред также одинаковы. Граница этих сред и ее форма не выявляются. В случае различия показателей преломления эффект рассеяния света около каждой из неровностей будет тем

резче, чем больше различие в преломлении этих веществ. Неровности более резко подчеркиваются — создается микробугристая, так называемая *шагреневая поверхность*. В случае нахождения более высокопреломляющего минерала среди менее преломляющих, поверхность первого кажется более грубой, рельефно-возвышающейся; минерал поэтому кажется толще и как бы возвышается над другими. Так например гранаты (n = = 1,75), окруженные кварцем (n=1,55) и полевыми шпатами (n=от 1,53 до 1,56), обладают грубой шагреневой поверхностью (рис. 32 и 33). Различают положительную и отрицательную шагреневую поверхность. Пример положительной мы видим в апатите, гранате, отрицательная имеет место при том же окружении (т. е. кварц и полевые шпаты) для флюорита (n = 1,43).

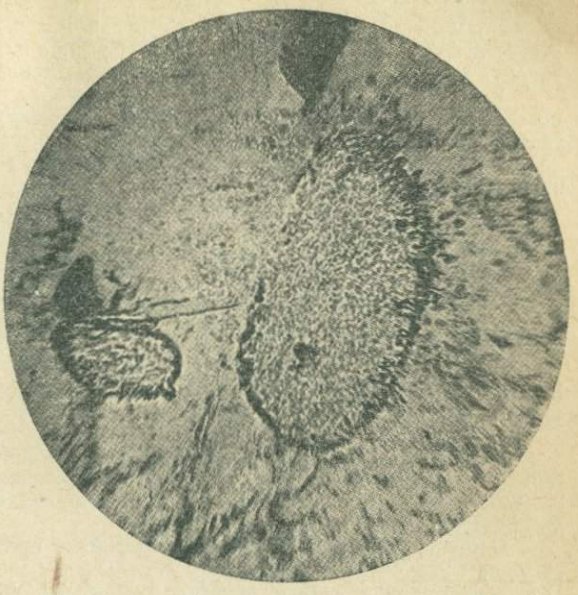


Рис. 32. Полоска Бекке и рельеф в апатите. Ув. 125.

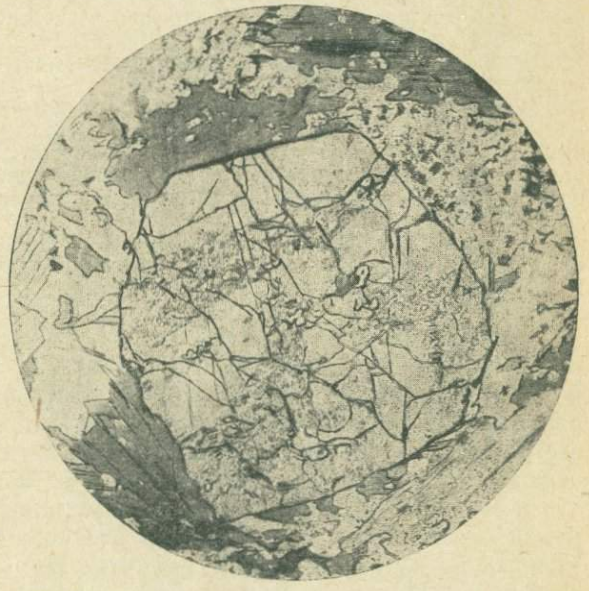


Рис. 33. Рельеф (шагреневая поверхность) граната. Ув. 25. Рельеф заметен слабее, чем на рис. 32, вследствие небольшого увеличения.

Первое представление об относительной величине светопреломления минералов под микроскопом наш глаз получает от впечатления рельефа. Затем уже при помощи полоски Бекке устанавливается положительный или отрицательный характер его. Следует отметить, что случаи отрицательного резкого рельефа редки (флюорит, опал).

При массовой работе с микроскопом вполне достаточна следующая группировка минералов по светопреломлению относительно канадского бальзама (n = 1,537 ± 0,004):

Группа I. Отчетливый отрицательный рельеф (ясная шагреневая поверхность), n = 1,41 — 1,47. Опал, флюорит.

Группа II. Слабый отрицательный рельеф (слабая шагреневая поверхность), $n = 1{,}48—1{,}52$. Калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин), лейцит, кислые и средние вулканические стекла.

Группа III. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют (почти отсутствуют), $n = 1{,}53—1{,}56$. Кислые и средние плагиоклазы, кварц, нефелин, кордиерит, средние и основные вулканические стекла.

Группа IV. Слабый положительный рельеф (слабая шагреневая поверхность), $n = 1{,}57—1{,}60$. Основные плагиоклазы, мусковит, кальцит, хлорит, тальк, основные вулканические стекла.

Группа V. Отчетливый до резкого положительный рельеф (ясная шагреневая поверхность):

$n = 1{,}61—1{,}65$. Апатит, топаз, биотит, *зеленая роговая обманка*;

$n = 1{,}66—1{,}78$ и более. Оливин, пироксены, зеленая и бурая роговая обманка, эпидот, гранаты; сфен, циркон.

Имея соприкосновение неизвестного минерала с минералом уже известным и пользуясь впечатлением рельефа при контроле на полоску Бекке, согласно приведенной группировке возможно в первом грубом приближении судить о том, в каком направлении по таблице светопреломления искать неизвестный минерал.

Методика иммерсии. Для более точных измерений показателей преломления применяется методика иммерсии: погружения зерен исследуемого минерала в жидкости с известными показателями преломления и сравнения при помощи линии Бекке.

Особенно широко этот способ применяется при изучении рыхлых горных пород, реже при углубленном исследовании отдельных минералов плотных горных пород. В последнем случае порода дробится в ступке Абиха, под микроскопом выделяются интересующие исследователя зерна, которые и подвергаются изучению.

Сущность работы заключается в том, что подбираются две такие жидкости, для одной из которых показатель преломления несколько выше, а для другой — ниже показателя преломления исследуемого минерала в определенном его сечении. Чем меньше интервал между показателями преломления взятых жидкостей, тем точнее определение.

Существует ряд наборов иммерсионных жидкостей или сплавов, показатели преломления которых определены на специальном приборе — *рефрактометре*. Обычный набор Ларсена заключает в себе жидкости с n от 1,36 до 1,87 — пределы, достаточные для определения главных породообразующих минералов. Различие в показателях преломления соседних жидкостей колеблется в довольно широких пределах от 0,005 до 0,025.

В позднейших наборах, например набор Эммонса (1929 г.), эти интервалы выдержаны в среднем около 0,01, что позволяет производить наблюдения с вполне достаточной точностью — до 0,005.

4. Формы ограничения минералов. В тесной связи с порядком образования (выкристаллизации) минералов из жидкой магмы, находятся формы ограничения их. Чем раньше выделяется минерал и чем больше разрыв во времени между окончанием кристаллизации главной массы его и началом кристаллизации следующих минералов, тем совершеннее ограненность данного минерала. Но в то же время следует отметить, что часто наблюдаются позднейшие явления коррозии (разъедания) ранее выделившихся кристаллов окружающим их расплавом. Зерна, сохраняющие ясную кристаллографическую огранку, называются *идиоморфными* (idios — свой, morphos — форма) (рис. 34). [1]

[1] На рис. 34, равно как и в дальнейшем, мы будем оттенять величину относительно светопреломления минералов в соответствии с группировкой их по этому признаку. Ограничение зерен минералов с высоким (и низким) преломлением, а также и трещины в них будут показаны более грубыми линиями, нежели ограничения и трещины минералов со средним преломлением.

Зерна, не имеющие огранки и заполняющие причудливые очертания между соседними, ранее выделившимися минералами, называются *ксеноморфными* (xenos — чужой). Если ограничение зерен частично сохраняет первичные грани, а частично определяется соседними зернами, — имеем *гипидиоморфные* (hypo — под, = полу) зерна. Наконец, если зерна не сохраняют свою огранку, но имеют более или менее изометрическую форму, их называют *аллотриоморфными* (allotrios—чуждый).

Следует помнить, что очертания зерен одного и того же, даже идиоморфного, минерала в шлифе могут быть различны, в зависимости от направления среза их плоскостью шлифа.

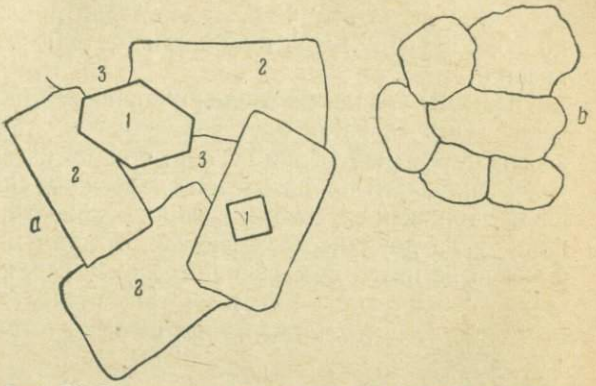


Рис. 34. Разделение минералов по степени идиоморфизма.

a 1 — идиоморфные, *2* — гипидиоморфные, *3* — ксеноморфные зерна; *b* — аллотриоморфные зерна.

5. Спайность. Из минералогии известно, что спайность есть способность минералов раскалываться по определенным кристаллографическим плоскостям. Весьма совершенная спайность слюд выражается в способности последних расщепляться на тончайшие листочки по одному направлению (рис. 35*I*), по плоскости третьего пинакоида (*пинакоидальная* спайность). Пироксены и амфиболы обладают отчетливой спайностью по граням призмы (110) (*призматическая* спайность), причем в первых двугранный угол равен около 87° (или в тупом углу 93°), у вторых — 56° (или 124, рис. 35 *II*).

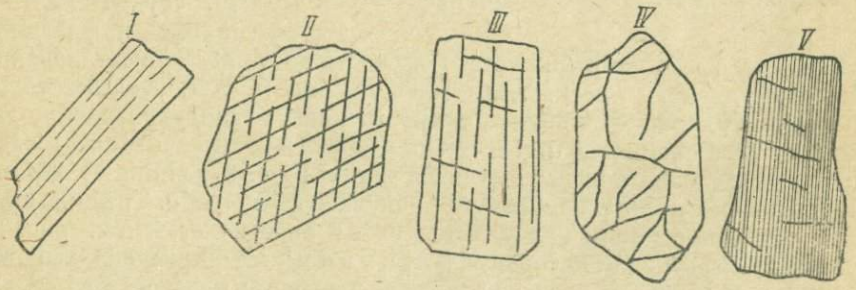


Рис. 35. Характер проявления трещин в минералах под микроскопом.

Трещины спайности (*I*—*III*): *I* — пинакоидальной, *II* — призматической, *III* — призматической, параллельной ребрам призмы с косыми трещинами отдельности (см. также *V*), *IV* — неправильная трещиноватость, *V* — трещины отдельности.

Под микроскопом спайность выражается в виде системы (или двух, реже трех систем) параллельных штрихов, обычно прерывистых. Чем совершеннее спайность, тем тоньше, отчетливее и прямолинейнее выражены в зернах шлифа эти черточки. Степень четкости линий спайности

очевидно тем выше, чем ближе данное сечение зерна к перпендикулярности к плоскостям спайности.

Чаще в минералах, обладающих призматической спайностью, наблюдаются разрезы продольные или косые (рис. 35 *III*, *IV*), в которых выступает одна система трещин спайности, напоминающих пинакоидальную. Она легко отличима от типичной пинакоидальной спайности слюд по более грубому характеру и присутствию неправильных косых коротких трещин.

Как мы видели из примера спайности пироксенов и амфиболов, изучение этого свойства дает возможность уточнения диагностики данных зерен путем измерения углов призматической спайности. Измерение углов спайности производится следующим способом: отыскав зерно с наиболее тонкими системами трещин спайности, ставим на крест нитей вершину угла двух пересекающихся трещин и совмещаем одну из трещин с любой из нитей микроскопа (возьмем верхнюю половину вертикальной нити). Смотрим отсчет (z_1) по лимбу столика. Затем поворотом столика (столик должен быть центрирован) совмещаем вторую трещину с той же (вертикальной) нитью креста. Берем новый отсчет (z_2). Разность отсчетов ($z_1 - z_2$) дает искомый угол.

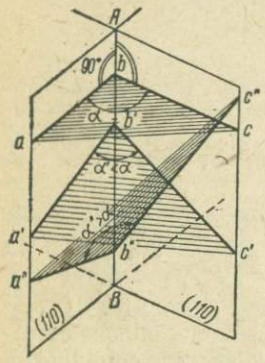


Рис. 36. Изменение видимого угла спайности в зависимости от направления разреза.

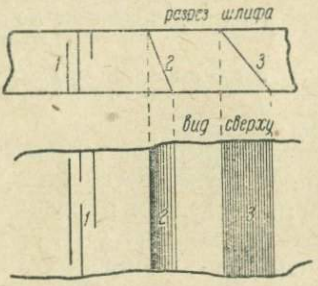


Рис. 37. Проявление трещин спайности в шлифе в зависимости от наклона их к его поверхности.

Следует запомнить, что точность результатов зависит от выбора подходящего сечения. Действительно, из разнообразных сечений зерен по отношению к плоскости спайности мы будем иметь в шлифе и различные углы между трещинами (рис. 36). Плоскость среза *abc*, ориентированная перпендикулярно к плоскостям спайности *AaB* и *AbB*, а следовательно и перпендикулярно к их общему ребру *AB*, дает истинную величину двугранного угла спайности *α*. Под микроскопом в этом случае след каждой плоскости выражен в виде отчетливой линии (рис. 37, линия *1*). При сечении в плоскости *a'b'c'* (см. рис. 36) получаем $\angle a' < \angle a$. Трещина спайности под микроскопом проявляется уже в виде полоски (см. рис. 37, полоска *2*), левый край которой, находясь в фокусе микроскопа, выражен отчетливо, а вправо полоска, вследствие удаления плоскости из фокуса микроскопа, как бы расплывается.

Наконец при срезе по *a''b''c''* ($\angle a'' > \angle \alpha$), (см. рис. 36), когда трещины наклонены под значительным углом к плоскости перпендикулярного среза, трещина спайности выступает под микроскопом в виде широкой бледно-серой полоски (см. рис. 37, полоска *3*). При некотором предельном угле наклона трещина (когда все падающие лучи проходят, не претерпевая частичного внутреннего отражения в пластинке) становится совершенно невидимой. При предельных углах наклона для види-

мости трещин в шлифах, даже в косых срезах, невозможно смешать пироксен и амфибол. Максимальное уменьшение видимого угла спайности в пироксенах достигает 75° (вместо 87°), а максимальное увеличение угла в амфиболах — 60° (вместо 56°).

Иногда в виде более выдержанных, не прерывистых и более частых линий в шлифах наблюдаются трещины отдельности (см. рис. 35 *V*).

При отсутствии спайности встречается неправильная трещиноватость, в виде извилистых кривых линий (рис. 35 IV).

6. Измерение величины зерен производится при помощи окуляр-микрометра. Предварительно для каждой применяемой в работе комбинации номеров окуляра и объектива определяется цена деления окуляр-микрометра. Это легко произвести при помощи предметного (объектного) микрометра, изготовляемого подобно окуляр- микрометру, но монтируемому, как и шлиф, на предметном стекле. О более сложных приборах, применяющихся при более детальных исследованиях, мы здесь упоминать не будем.

Иногда полезно использовать квадратно-клетчатый окуляр-микрометр для определения размеров зерен в двух направлениях и для грубой количественной оценки в крупнозернистых породах относительных количеств главнейших минералов.

Наблюдения при скрещенных николях

Вводя анализатор в оптическую систему микроскопа, или, как обычно говорят, скрещивая николи (обозначается + николи), мы получаем возможность дальнейшего разделения минералов неокрашенных и исследования главных оптических констант минеральных веществ.

1. Отличие изотропных и анизотропных веществ. Анализ при помощи второго николя поляризованного света, прошедшего через шлиф, позволяет судить об изотропности или анизотропности минералов, представленных в нем. Выше уже было указано, что вещества изотропные, в которых выходящие из поляризатора колебания проходят, не изменяя своего направления, будут при любом положении столика микроскопа оставаться *темными*. Все сечения зерен изотропных минералов в скрещенных николях дают темноту. Но не следует упускать из вида то обстоятельство, что такой же эффект мы получим и в некоторых сечениях анизотропных минералов: в сечениях, перпендикулярных оптической оси (т. е. когда оптическая ось минерала параллельна оптической оси микроскопа).

Итак, наблюдая в данном зерне темноту при любых поворотах столика, мы заключаем, что имеем либо *изотропный* минерал, либо *изотропное* (круговое) *сечение* минерала анизотропного. Для дальнейшего уточнения полученного результата, необходимо просмотреть несколько зерен того же минерала. Если минерал изотропный — все остальные зерна его будут также темными. Если же минерал анизотропен, то в прочих зернах (прочих сечениях) его мы уже наблюдаем проявление неравносвойственности различных направлений, т. е. интерференционную окраску той или иной интенсивности. Вообще случай встречи изотропного сечения анизотропного минерала довольно редок и если мы с ним встретились в первом взятом в массе шлифа зерне, то во втором, третьем и т. д. зернах уже обнаружится анизотропность. Правда, в некоторых породах, например сланцах, некоторые минералы (например слюды) обычно располагаются взаимнопараллельно и тогда в ряде зерен будем иметь темноту, несмотря на анизотропность минерала. Но и в этом случае встречаются анизотропные сечения, да и темнота нерезко выражена, так как в большинстве случаев все же имеет место несколько косой срез.

Кроме того начинающему следует особенно осторожно отнестись к участкам шлифа (пятна, полоски), совершенно прозрачным при одном поляризаторе и черным в + николях. Это в большинстве случаев трещинки в шлифе, заполненные изотропным канадским бальзамом. При неаккуратной поспешной работе шлифовальщика они встречаются часто. Поэтому в начале работы при + николях следует, вводя и выводя анализатор, научиться распознавать участки канадского бальзама среди минеральных зерен.

2. Интерференционная окраска и величина двупреломления. Обычно под микроскопом при скрещенных николях наблюдаются многочисленные зерна различных минералов, составляющих данную породу, представленные разнообразными сечениями. В соответствии с этим разнообразна интерференционная окраска: часть зерен темная (положение угасания), а большинство обычно окрашено в различные интерференционные цвета от темносерого до ярких окрасок 1-го, 2-го, реже 3-го порядков (по сетке Мишель-Леви), а при наличии высокодвупреломляющих минералов— до слабых окрасок высших порядков. При вращении столика микроскопа в анизотропных минералах (сечениях) происходит непрерывная смена окрасок, в зависимости от того положения, какое занимают оси эллиптического сечения оптической индикатрисы по отношению к направлениям колебаний в николях.

На рис. 38 изображен ряд таких взаимных положений при вращении столика микроскопа по часовой стрелке.

Пусть сечение минерала, на котором мы остановили внимание, — произвольное косое по отношению к главным элементам эллипсоида. Оно показано рис. 38 *K*, в виде эллипса $n_g n_p' n_g' n_p'$, проходящего через точку *O*. Очевидно, что оптические свойства бесконечного количества параллельных ему сечений, например *x*—*x*, *y*—*y*, будут совершенно тождественны.

Следующие фигуры рисунка изображают направление колебаний в системе поляризатор *P* — *P* — анализатор *A* — *A* и различные положения частного эллиптического сечения $n_g n_p' n_g' n_p$, совмещенного с плоскостью чертежа.

Пусть в начальный момент наблюдения анизотропное зерно, совмещенное с центром креста нитей, занимает положение *I*. Оси $n_g n_g'$ и $n_p n_p'$ находятся в косом положении по отношению к направлениям *PP* и *AA*. Колебания с амплитудой *Op*, пропущенные поляризатором, разлагаются в минерале, каждое на два взаимноперпендикулярных с амплитудами *Ob* и *Oc*. С некоторой разностью хода они поступают в анализатор, где вновь разлагаются, каждое на два, причем колебания по *PP* гасятся анализатором, а колебания по *AA* с равными, но противоположными по знаку амплитудами *Oa* и *Oa'* дадут интерференционный эффект. Мы уже знаем, что сила света зависит от амплитуды колебаний. Очевидно, что максимальной величины векторы *Oa* и *Oa'* достигнут тогда, когда оси эллипсоида займут диагональное положение по отношению к *PP* и *AA* (положение *II*). В этом случае интерференционная окраска достигает наибольшей яркости, что соответствует максимальной величине двупреломления в данном сечении минерала. При дальнейшем вращении столика величины амплитуд *Oa* и *Oa'* уменьшаются (положение *III*) до нуля (положение *IV*) и соответственно интерференционная окраска ослабевает до серой и темносерой (*III*) и наконец сменяется темнотой — угасанием (*IV*).

Продолжая вращения столика, от первого положения (*IV*) угасания зерна через постепенное повышение и затем понижение интерференционной окраски мы вновь достигаем угасания (положение *V*). На этот раз

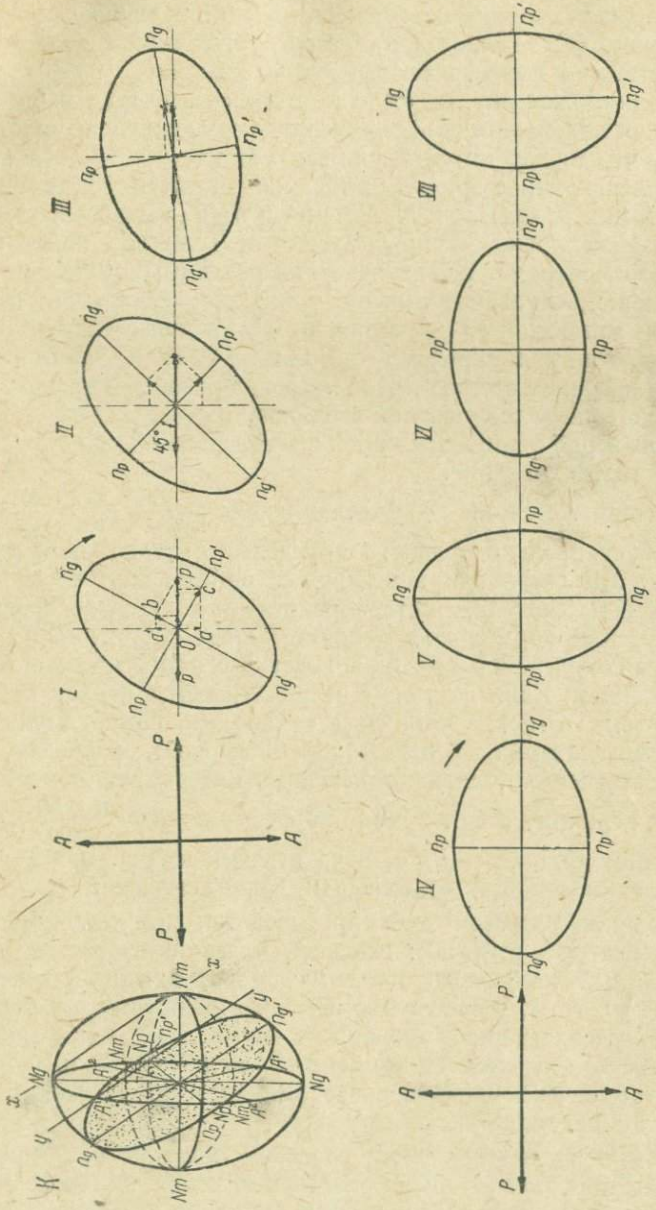


Рис. 38. Схема явлений, наблюдаемых в разрезе *xx* (фиг. *K*) минерала при + николях.
I—III — разложение колебаний в минерале при косом положении осей эллипса ($n_g n'_g$ и $n_p n'_p$) относительно направлений *PP* (колебания в поляризаторе) и *AA* (в анализаторе); *IV—VII* — четырехкратное появление темноты при вращении столика микроскопа на 360°.

с направлением колебаний в поляризаторе совпадает не большая ось эллипса n_g, а малая n_p. Ясно, что до возвращения столика в исходное положение мы будем иметь еще два угасания. Таким образом практически

воспроизводим четырехкратное появление темноты в анизотропной кристаллической пластинке при полном повороте на 360° вокруг оси системы поляризатор—анализатор.

Отсюда вытекают следующие замечания:

1) не вращая столика микроскопа (как и при наблюдении абсорбции и плеохроизма без анализатора), не следует спешить с заключением об изотропности или анизотропности данного зерна;

2) максимальное двупреломление в данном сечении выявляется при диагональном положении осей эллипса по отношению к направлениям *PP* и *AA* или, что то же, нитей окулярного креста.

Чем больше данное сечение приближается к главному сечению *NgNp* (в двуосных минералах), или *NgNm* или *NmNp* (в одноосных), тем ближе наблюдаемая величина двупреломления к величине характерной для исследуемого минерала. Пользуясь универсальным столиком Федорова, возможно искомое главное сечение привести в плоскость, перпендикулярную оси микроскопа, и, установив оси в диагональное положение, измерить величину двупреломления минерала (а не частного сечения, как на обыкновенном столике). При массовой работе по предварительному определению минералов обычно выбирают из ряда зерен одного и того же минерала зерно с наиболее яркой интерференционной окраской и производят в нем измерение.

Измерение величины двупреломления ($n_g' - n_p' = \frac{\Delta}{d}$), как мы знаем, требует предварительного определения толщины шлифа и разности хода. Мы остановим внимание на определении *толщины шлифа* при помощи наблюдения интерференционной окраски зерен кварца. Последнему, при нормальной толщине шлифа в 0,027—0,03 *мм*, свойственна белая окраска в разрезах, обладающих наиболее высоким для него двупреломлением. Если же кроме белой окраски в зернах кварца появляется желтая, то можно принять $d = 0{,}04$ *мм*. При наличии градуированного компенсатора (кварцевый клин Федорова), наблюдая, на каком делении достигается полная компенсация интерференционной окраски, определяем величину d более точно по формуле: $d = \frac{n \times 50}{0{,}009}$ $\mu\mu$, где n — число делений клина, 50 $\mu\mu$ — цена деления клина, 0,009 — величина двупреломления кварца, отвечающая белой окраске.

Определение *разности хода* производится при помощи описанных выше компенсаторов (стр. 50): гипсовой пластинки и кварцевого клина. Градуированный кварцевый клин Федорова, дающий более быстрые и точные результаты, у нас трудно получить, и потому при массовой работе можно удовлетвориться первыми двумя. Еще раз напомним, что гипсовую пластинку следует применять для изучения низкого двупреломления (до белого цвета первого порядка), кварцевый клин — для высокого двупреломления.

Определение разности хода способом компенсации производится в следующем порядке. Из числа разрезов минерала в шлифе отыскиваем разрез с наиболее высокой интерференционной окраской. Устанавливаем зерно на угасание. Поворачиваем столик сперва на 45° по часовой стрелке, а затем на 45° против часовой стрелки от положения угасания, т. е. устанавливаем то ось n_p, то n_g зерна в диагональное положение, получая тем самым максимальную яркость интерференционной окраски.

При первом и при втором положении вводим в прорез тубуса над окуляром (направление диагонали NW — SE поля зрения) кварцевый клин. Пусть интерференционная окраска данного зерна в диагональном положении — яркозеленая. По таблице Мишель-Леви мы можем предполагать, что это либо зеленая окраска 2-го либо 3-го порядка. Постепенно вдвигая клин, следим за сменой окрасок. Пусть при одном из диагональных положений зерна (поворот на 45° по часовой стрелке) наблюдается смена данной зеленой окраски на желтую, бледновато-красную, бледную фиолетовую, бледную зеленую, розовую и т. д., получающиеся окраски становятся все бледнее и бледнее, т. е. мы переходим к окраскам высших порядков. Темноты (т. е. момента компенсации) мы никак получить не можем.

Сравнивая с последовательностью окрасок по таблице Мишель-Леви, убеждаемся в повышении интерференционных окрасок, а следовательно и в том, что положение одноименных осей в зерне и в клине параллельное, т. е. n_p клина с n_p' минерала и n_g клина с n_g' минерала.

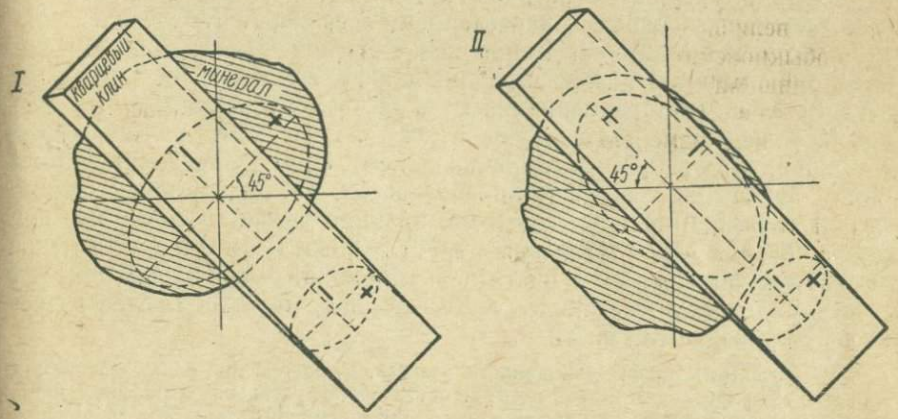


Рис. 39. Компенсация разности хода при помощи кварцевого клина. [1]

I — повышение, *II* — понижение интерференционной окраски.

Удалив компенсатор, переводим зерно (рис. 39) во второе диагональное положение. Вводя клин, замечаем, что зеленая интерференционная окраска зерна сменяется синей, фиолетовой, красной, желтой, зеленой, синей, фиолетовой, красной, желтой, белой, серой, *черной* — наступает положение полной компенсации. Значит в данном случае оси зерна и клина расположены в перекрещенном положении. По смене окрасок мы уже можем судить, согласно шкале Мишель-Леви, что наша окраска — зеленая — 3-го порядка. Для контроля начинаем медленно выдвигать клин обратно и еще раз проследим смену окрасок в порядке их возрастания. После черной и белой мы будем иметь двукратное повторение желтой, красной и фиолетовой окрасок. Когда появится вторая зеленая — клин уже окажется полностью выведенным из прореза. Тем самым еще раз убедимся, что искомая окраска — зеленая — 3-го порядка, отвечающая разности хода около 1300 $\mu\mu$.

[1] Клин занимает все поле зрения микроскопа, и ширина его обычно во много раз превышает поперечник зерен. На данном рисунке, для большей ясности построений, относительные размеры зерна сильно преувеличены.

Величина двупреломления данного сечения будет равна:

$$n_g' - n_p' = \frac{\Delta}{d} = \frac{1\,300_{\mu\mu}}{0{,}03\ мм} = \frac{1\,300}{0{,}03 \cdot 10^6} = 0{,}043.$$

При этом следует иметь в виду, что чистота интерференционной окраски для минералов окрашенных и неокрашенных будет очевидно различна. Во взятом примере двупреломление близко таковому биотита (без анализатора окрашен в бурые цвета различной интенсивности) и мусковита (бесцветен). В случае минерала окрашенного (биотит) естественная окраска будет примешиваться к интерференционной и загрязнять ее. Последнее в особенности затрудняет работу начинающего с гипсовой пластинкой, которая, вообще говоря, может быть применяема до $\Delta = 1100\ \mu\mu$ (граница 2-го и 3-го порядка). Черный цвет в момент компенсации и при этих условиях достаточно отчетлив в кварцевом клине.

Одновременно с приближенным определением $n_g' - n_p'$ возможно определять и минералы. Особенно необходимо использовать для этой цели зерно, возможно близкое к характерному сечению $NgNp$, т. е. обладающее максимальной интерференционной окраской. На таблице Мишель-Леви по ординатам отложена толщина шлифа, по абсциссам — величины разности хода (интерференционная окраска). Убедившись, что наша окраска — зеленая — 3-го порядка, следуем по этой полоске вверх до линии ординаты 0,03 *мм* (толщина шлифа). Отсюда следуем по прямым линиям из начала координат вправо—вверх. Очевидно, ввиду ширины зеленой полоски, придется взять две крайние линии, которые нас приведут к цифрам $Ng = Np$ равным 0,040 и 0,045. В этом промежутке заключен ряд минералов от биотита до циркона. Учтя другие свойства исследуемого зерна, мы придем к заключению, что наш слюдообразный минерал принадлежит биотиту.

3. Определение знака осей данного разреза. Одновременно с определением величины Δ, мы определяем и знак осей. Действительно, установив зерно на темноту, мы тем самым определяем направление колебаний в зерне (см. рис. 38). Поворачивая на 45° в обе стороны мы приводим то бóльшую, то меньшую оси эллипса в параллельное или перекрещенное положение с осями компенсатора, наименование которых известно. Применяя столик Федорова, возможно определить наименование осей эллипсоида, но при нашем способе работы лишь в плоскости одного разреза, мы вынуждены ограничиться определением *знака осей* данного сечения, т. е. узнать, в каком направлении проходит бóльшая (знак +; условное обозначение оси: n'_g), и в каком — меньшая (знак —; n'_p) из осей.

Если при диагональном положении NE—SW при введении клина наблюдается повышение интерференционной окраски, то значит совпадающая с диагональю ось эллипса сечения зерна будет однозначна бóльшей оси эллипса клина (Ng), т. е. будет ось n'_g. При понижении окраски будет иметь место перекрещенное расположение осей, и следовательно установленное направление (NE—SW) в зерне соответствует меньшей оси n'_p.

Всегда следует произвести контрольное испытание в другом диагональном положении (NW—SE) и только тогда, сравнив оба результата, делать окончательный вывод.

4. Характер удлинения минералов. Некоторые минералы имеют определенно выраженный удлиненно-призматический, волокнистый или пластинчатый характер. Продольные разрезы их в шлифе имеют вид вытянутых прямоугольников, волоконец или пластинок. В этих разрезах определяется *характер удлинения* или *знак главной зоны* минерала. Если с удлинением совпадает ось n'_g — говорят о *положительном*, если n'_p—то об *отрицательном* удлинении. Порядок наблюдений тот же, что и при вышеописанном определении знака осей, с тем лишь отличием, что в диагональное (NW—SE) положение устанавливается направление удлинения. Особенно отчетливо определение проходит в минералах одноосных, в которых направлению удлинения следует направление кристаллографических осей симметрии высшего порядка, например апатит, турмалин, циркон и др.

5. Двойники. Двойниковые сростки или двойники представляют собой закономерные срастания двух индивидов одного и того же кристаллического вещества, повернутых вокруг некоторого направления один относительно другого на 180° (рис. 40). Плоскость *AA* двойникового срастания называется *двойниковым швом*, а перпендикулярное к шву направление *OB*, вокруг которого один из индивидов повернут на 180°, — *двойниковой осью*. Из рисунка видно, что в индивидах двойника означенные оптические, равно как и кристаллографические направления ориентированы различно, будучи в то же время симметричными относительно двойникового шва. Различная ориентировка однозначных направлений казалось бы однородного зерна выступает под микроскопом в виде различных оптических реакций обоих индивидов. В минералах, окрашенных уже без анализатора, при поворотах столика возможно отметить различие в абсорбционной окраске. Наиболее отчетливо двойники проявляются при скрещенных николях. В тот момент, когда оси *Ng* и *Np* левого индивида находятся в положении, параллельном нитям креста (темнота), однозначные оси правого индивида находятся в косом положении, и эта часть двойника обнаруживает

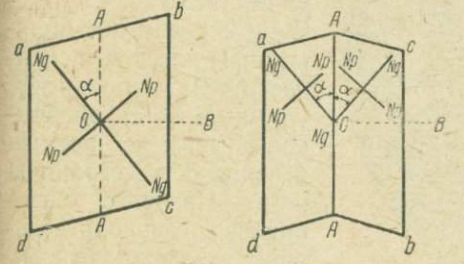


Рис. 40. Схема образования простого двойника.

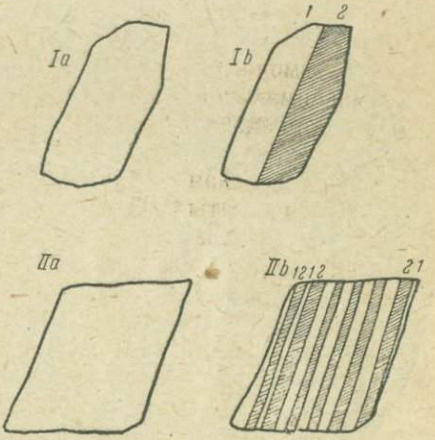


Рис. 41. Простые (*I*) и полисинтетические (*II*) двойники.

a — без анализатора, *b* — при + николях.

интерференционную окраску. В прочих положениях окраска различается по неодинаковой интенсивности ее.

Различают двойники *простые* и *полисинтетические*. Вид тех и других без анализатора и при + николях изображен на рис. 41. В полисинтетических двойниках четные полоски дают одну оптическую реакцию, нечетные — другую. Двойники дают ценные указания при различении например полевых шпатов под микроскопом: калиевый полевой шпат — ортоклаз — имеет только простые двойники, плагиоклазам же обычно свойственны полисинтетические двойники (микрофотография — рис. 42), иногда развивающиеся на фоне простых двойников.

Значительно реже встречаются более сложные срастания — *тройники* и *четверники*. Тройники имеют три пересекающихся шва; они весьма характерны для минерала кордиерита, по другим признакам трудно отличимого от сходных с ним минералов при массовой работе с микроскопом. Четверники иногда наблюдаются в плагиоклазах эффузивных пород.

6. Углы угасания. Большое значение для распознавания минералов под микроскопом имеет измерение углов угасания их, т. е. углов, составляемых какой-либо осью: *Ng*, *Nm* или *Np* с одним из кристаллографических направлений в минерале (ось, грань). В нашей практике обычно приходится измерять не углы угасания минерала, а лишь отдельных его сечений. Очевидно, чтобы получить данные, близкие к истинному угасанию минерала, необходимо: 1) подбирать наиболее характерные разрезы (с наиболее высокой интерференционной окраской) и 2) применить статистический метод, т. е. не ограничиваться ни в коем случае одним—двумя измерениями. При некотором навыке эти измерения производятся быстро, и потому на 5—6 и более измерений не требуется большой затраты времени.

Так как в плоскости данного сечения зерна минерала трудно ожидать непременного нахождения какой-либо из кристаллографических осей, определение которой к тому же в наших условиях невозможно, мы определяем *углы угасания* в различных сечениях относительно кристаллографических элементов, в плоскости которых обычно находятся упомянутые оси. Таковыми элементами являются: 1) плоскости спайности, 2) направление удлинения, 3) двойниковые швы и наконец 4) плоскости ограничения. Наиболее часто производится определение угасания относительно трещин спайности в удлиненных разрезах.

Рис. 42. Полисинтетические двойники плагиоклаза в шлифе. Линия двойникового шва, в зависимости от наклона к плоскости шлифа либо четко выражена, либо расплывчата (зерно отмечено знаком ×). Ув. 10.

Для определения угла угасания поступаем следующим образом. Отыскиваем сечение с наиболее высокой интерференционной окраской и с наиболее отчетливо выраженными (тонкими) следами плоскостей (вспомнить сказанное на стр. 62 и рис. 37). Поместив избранное направление в центр креста нитей, совмещаем его с одной из нитей креста и замечаем отсчет по лимбу столика. Для спайности и ограничения эта операция производится обычно без анализатора; при определении по двойниковому шву очевидно приходится это производить при + николях. Затем, введя анализатор, поворотом столика получаем угасание зерна в ту или другую сторону от данной нити. Берем второй отсчет, стараясь уловить среднее положение угасания или дважды получая угасание и выводя среднее из двух отсчетов. Запомним, что если угол поворота $> 45°$, то очевидно при повороте

в противоположном направлении угасание наступит быстрее, так как $(90° - \alpha) < 45°$.

7. Виды угасания. Различают два вида угасания. Если, совместив при одном поляризаторе какой-либо кристаллографический элемент, например след плоскости ограничения с одной из нитей окулярного креста, мы обнаруживаем при введении анализатора, что кристалл угас (угол угасания $= 0°$), то такое угасание называется *прямым* (рис. 43*a*). В том случае, когда для получения угасания необходимо по введении анализатора повернуть кристалл на угол α, угасание называется *косым* (рис. 43*b*). Измерив угол угасания, говорят: минерал имеет косое угасание под углом α относительно удлинения (или пинакоидальной спайности) или минерал имеет прямое угасание относительно удлинения.

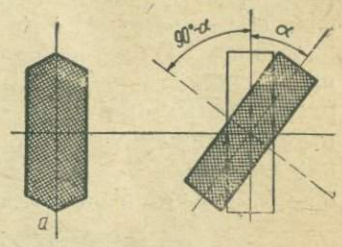


Рис. 43. Виды угасания.

a — прямое, *b* — косое относительно удлинения (и ограничения) минерала, α — угол угасания.

Наконец в некоторых случаях, когда 1) направление угасания делит пополам угол между кристаллографическими направлениями минерала (например плоскостями спайности—рис. 44 *I*) или когда 2) кристаллографический элемент (двойниковый шов в двойниковых сростках—рис. 44 *II*, см. также рис. 40) делит пополам угол между однозначными оптическими направлениями (в индивидах двойника), то такое угасание называется *симметричным*.

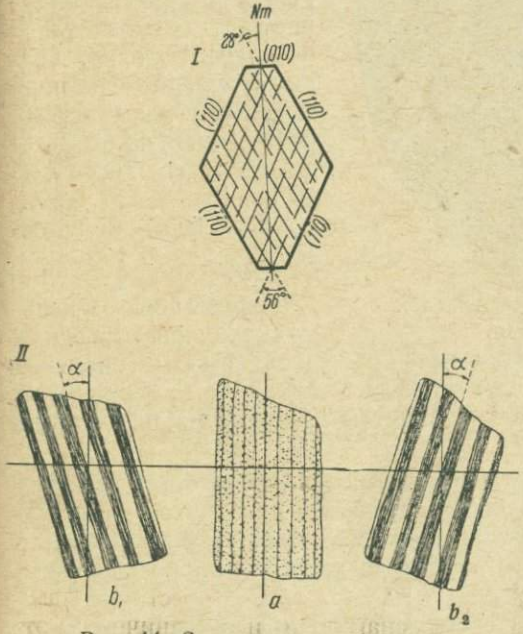


Рис. 44. Симметричное угасание.

I — относительно ограничения (или спайности по двум направлениям) в амфиболе, *II* — относительно двойникового шва в плагиоклазе.

Симметричное угасание первого типа, как и прямое, встречается в минералах тетрагональной, гексагональной, ромбической (параллельной трещинам псевдопинакоидальной спайности) сингоний, а также в разрезах перпендикулярных (010) моноклинных минералов. В последнем случае это равноценно прямому погасанию относительно удлинения вытянутых поперечных разрезов, что видно на примере рис. 44 *I*.

В нашей работе нам придется пользоваться главным образом симметричным угасанием второго типа, которое с успехом применяется для различения отдельных членов изоморфной группы плагиоклазов (полисинтетические двойники).

На рис. 40 уже было указано, что в индивидах двойника однозначные направления составляют равные углы с плоскостью двойникового шва. Следует помнить, что последнее имеет место лишь в сечении, строго перпендикулярном к плоскости шва [в плагиоклазах перпендикулярных (010)]. Под микроскопом указанное сечение находим по следующим признакам, устанавливающим его перпендикулярность к плоскости двойникового шва: 1) след шва должен выступать в виде резкой отчетливой границы (сравнить то же для трещин спайности, см. стр. 62 и рис. 37) без расплывчатых очертаний и не должен смещаться в сторону при слабом перемещении тубуса вверх и вниз; 2) интерференционная окраска соседних индивидов в положении, параллельном любой из нитей креста, должна быть совершенно одинакова, вследствие симметричной оптической ориентировки их, т. е. различие между индивидами совершенно исчезает. В данном случае видны только трещины спайности (010) — плоскости, являющейся также и двойниковым швом (рис. 44 *II а*). Отыскав подобное зерно, приступаем к измерениям в обычном порядке. При внимательном подборе сечения углы угасания различаются на несколько градусов (допустимо до 5°).

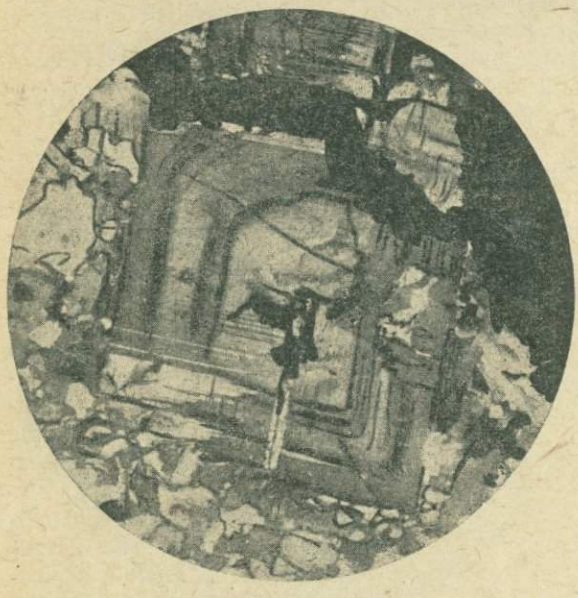


Рис. 45. Зональное строение плагиоклаза.

Тогда берем полусумму отсчетов $\frac{\alpha_1 + \alpha_2}{2} = \alpha$.

Никоим образом нельзя ограничиваться одним двойниковым зерном. Необходимо измерить углы минимум в 5—10 зернах, а затем взять *наибольшее* из полученных значений α.

8. Оптические аномалии. Остановимся еще на некоторых проявлениях с одной стороны неоднородности сложения, а с другой — несоответствия между оптическими реакциями (формой оптической индикатрисы) и внутренним кристаллическим строением некоторых породообразующих минералов.

Зональное сложение возникает при быстрой кристаллизации минералов, представляющих изоморфные смеси. Вследствие резких скачков температуры при охлаждении магмы состав выкристаллизующегося вещества меняется и между ранее образовавшимися и вновь нарастающими, несколько отличными по составу веществами изоморфного ряда намечается отчетливая граница, вследствие различия в молекулярном строении. Это явление устанавливается иногда в скрещенных николях для плагиоклазов (рис. 45), пироксенов, касситерита, турмалина. Минерал как

бы состоит из ряда концентрических слоев, облекающих, как в луковице, друг друга и обладающих различной интерференционной окраской.

Анизотропия изотропных веществ возникает вследствие явлений натяжения между ранее отвердевшими и вновь отвердевающими частями кристаллического вещества при быстром и неравномерном охлаждении. Примером могут служить гранаты (кубическая сингония), иногда распадающиеся на концентрические зоны. Обычно аномальная анизотропия имеет место в кислых вулканических стеклах, так называемых перлитовых лавах.

Некоторые минералы кристаллизуются в кубической сингонии, но затем, при понижении температуры до определенного предела эта модификация становится неустойчивой и превращается в иную более низкой

Таблица 11

Схема оптических явлений при наблюлениях под микроскопом в поляризованном параллельном свете

Изотропные минералы и разрезы, перпендикулярные оптической оси (изотропные сечения) анизотропных минералов	*Анизотропные минералы* Одноосные и двуосные [1]	Положение николей
Темнота, сохраняющаяся при любом положении (повороте) столика микроскопа (и шлифа)	*Интерференционная окраска* 4-кратное чередование просветления и темноты при повороте столика на 360° (см. рис. 45) Наблюдаются и измеряются: а) двупреломление, б) углы угасания, в) двойники.	Анализатор введен (николи скрещены)
Как бесцветные, так и окрашенные минералы обладают, независимо от совмещаемого с *PP* направления, *одинаковыми* свойствами, например окраска, преломление *Наблюдаются и измеряются*: а) окраска, б) относительная величина светопреломления, в) форма ограничения и спайность, г) явления разложения	Если минерал окрашен, то при вращении столика наблюдается *плеохроизм* и изменение величины *преломления* в зависимости от направления в зерне, совмещаемого с направлением *PP* колебаний света в поляризаторе Наблюдаются и измеряются: а) плеохроизм, б) относительная величина светопреломления, в) форма ограничения и спайность, г) псевдоабсорбция, д) явления разложения (выветривание и др.).	При одном поляризаторе

[1] Быстрое разделение на одноосные и двуосные производится при пользовании сходящимся светом. В параллельном свете косвенными указаниями на одноосность могут служить: 1) правильная форма поперечных разрезов (шестиугольники, квадраты) и 2) (до известной степени) исключительно прямое угасание в удлиненных разрезах, относительно ограничения.

сингонии. Наглядно это проявляется в лейците, который, кристаллизуясь при $t \geqslant 1325°$ С, до 620° С существует как минерал кубический, обладая характерными формами очертания. При понижении температуры до 500° и далее, лейцит становится тетрагональным и обнаруживает слабую анизотропию, которая, если не учесть только что сказанного, наряду с формами ограничения кажется явлением аномальным.

В заключение остановимся на схеме оптических реакций в изотропных и анизотропных кристаллических веществах под микроскопом в поляризованном свете (табл. 11).

Сходящийся свет

Понятие о сходящемся свете

До сих пор речь шла о наблюдениях при параллельном свете, лучи которого (отраженные от зеркала), идут строго или почти параллельным пучком. Глаз наблюдателя видит через окуляр увеличенное обратное изображение исследуемого зерна. При этой методике, как мы видели, необходимо произвести ряд наблюдений, притом (без Федоровского столика) во многих случаях все же недостаточных для разрешения некоторых вопросов оптической характеристики, например для суждения об одноосности или двуосности, об оптическом характере анизотропного минерала и т. п.

При наличии благоприятных разрезов минералов в шлифе указанное решение может быть получено быстро и отчетливо при пользовании *сходящимся светом*.

При работе в сходящемся свете поступают следующим образом:

1. При параллельном свете и при объективе №№ 1 или 2 находят благоприятный разрез зерна (исследуемого материала), обладающего низкой интерференционной окраской (темносерой или серой); затем устанавливают это зерно на центр нитей креста и при сильном увеличении (объектив № 7) тщательно проверяют центрировку. Убедившись, что исследуемое зерно не сходит с центра креста, вводят под объективный столик микроскопа линзу-конденсатор (линза Лазо). При помощи этой линзы получают сходящийся пучек лучей для освещения шлифа. Ход лучей схематически показан на рис. 46.

При наблюдениях *по способу Лазо* вынимают окуляр из тубуса. Тогда в главной фокальной плоскости F'' объектива появляется маленькая, но отчетливая интерференционная фигура в прямом положении.

При другом способе *с линзой Бертрана*, не удаляя окуляра, вводят в тубус между анализатором и окуляром двояковыпуклую линзу Бертрана. Получается сильно увеличенная, но менее ясная, чем при первом способе, фигура в положении, перевернутом на 180° по сравнению с истинной картиной.

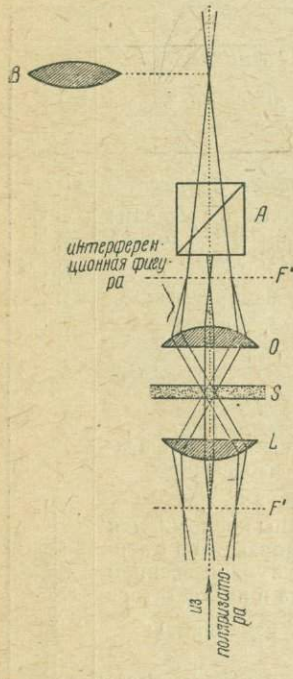


Рис. 46. Ход лучей при работе в сходящемся свете.

L — линза Лазо, *S* — шлиф, *O* — объектив, *A* — анализатор, *B* — линза Бертрана (выведена с пути прохождения лучей), *F'* и *F''* — фокальные плоскости. Выше *F''* показаны лишь крайние лучи пучка.

Главнейшим преимуществом метода сходящегося света, как мы уже говорили, является возможность (при наличии благоприятствующих тому разрезов минералов) быстро и отчетливо отличить одноосный минерал от двуосного. Наиболее благоприятными разрезами являются разрезы, перпендикулярные оптической оси или острой биссектрисе угла оптических осей, т. е. разрезы, обладающие наиболее низкой интерференционной окраской: темносерой и серой. На прочих косых разрезах, удаленных от упомянутых, легко отличимых по более высокой интерференционной окраске и не дающих столь отчетливой картины, мы остановимся лишь бегло, так как это уже область специальных

углубленных исследований. Отметим еще, что главным недостатком («неблагоприятные условия») методики наблюдений в сходящемся свете является необходимость разыскивать по всей поверхности шлифа сечения, возможно более близко удовлетворяющие поставленным выше условиям.

Главнейшие фигуры под микроскопом

Не приводя вывода интерференционных фигур для различных сечений, рассмотрим общий вид главнейших фигур под микроскопом и изменение их при вращении столика.

Минералы изотропные. Эти минералы дают в любых своих сечениях при скрещенных николях темноту, и потому их характер быстро устанавливается при параллельном свете.

Минералы одноосные. Оптическая индикатриса — эллипсоид вращения. Рассмотрим картину в двух характерных разрезах; перпендикулярном и косом к оптической оси (оси вращения эллипсоида).

Разрез, перпендикулярный оптической оси, или весьма близкий тому, при параллельном свете в + николях дает темноту или темносерую окраску. Интерференционная фигура в сходящемся свете имеет вид[1] концентрических колец, пересеченных черным крестом, ветви которого параллельны нитям окулярного креста (рис. 47). Из рисунка видно, что центральные лучи сходящегося пучка проходят через зерно в направлении оптической оси не изменяясь, и гасятся анализатором. Следующие слабонаклоненные лучи, проходя в шлифе кратчайшее для косых направлений расстояние (минимальная разность хода), дадут в анализаторе наиболее низкую интерференционную окраску. Чем более отклонен луч от центрального луча, тем бо́льшее расстояние он проходит в шлифе, тем больше разность хода и выше интерференционная окраска. В веществах с низким двупреломлением эти кольца широки и слабо проявляются. В веществах с высоким двупреломлением наблюдается отчетливая более густая серия окрашенных колец, причем окраска меняется от центра к периферии в порядке шкалы интерференционных окрасок—от черной и темносерой до окрасок 1-го, 2-го и других порядков, в зависимости от величины двупреломления.

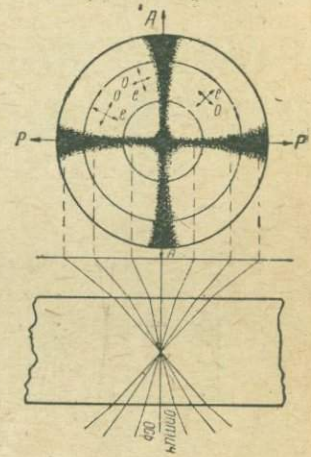


Рис. 47. Интерференционная фигура (в сходящемся свете) одноосного минерала в разрезе перпендикулярном оптической оси.

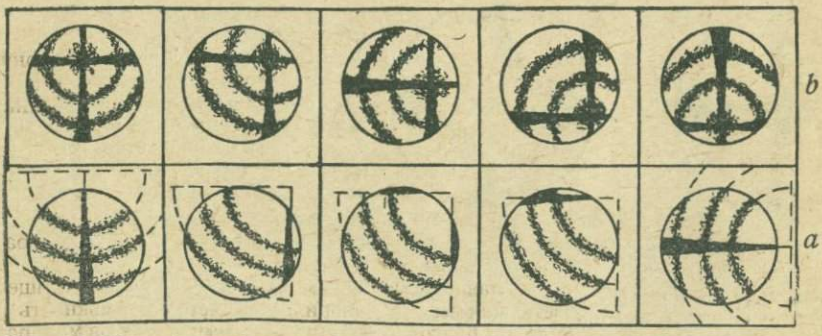


Рис. 48. Интерференционная фигура одноосного минерала в разрезе косом к оптической оси.

Выход оптической оси — вне поля (*a*) и в поле зрения (*b*) микроскопа.

[1] Мы говорим здесь о работе при обыкновенном сложном свете. Для ознакомления с видом фигуры под микроскопом можно воспользоваться тончайшей пластинкой, отщепленной от кристалла биотита. Почти перпендикулярно плоскости чешуйки расположена оптическая ось. Получается отчетливый крест и серия окрашенных колец.

При вращении столика — фигура своего вида и положения не меняет.

Разрез косой к направлению оптической оси дает также темный крест и окрашенные кольца с тем отличием, что центр креста уже находится не в центре поля зрения. Удаленность его от креста нитей зависит от угла наклона данного сечения. При малых наклонах центр темного креста фигуры (выход оптической оси) остается в пределах поля зрения, при значительных — становится невидим, уходя за пределы видимости. И в том и в другом случаях при вращении столика центр креста фигуры движется по дуге круга за пределами поля зрения микроскопа вокруг оси вращения столика, а ветви креста, перемещаясь, как указано на рис. 48*а* и *b*, остаются параллельными нитям окулярного креста.

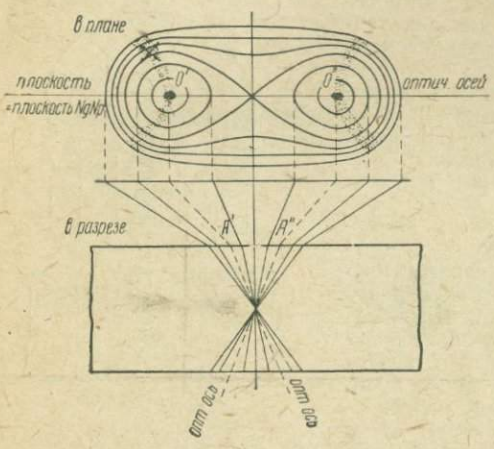


Рис. 49. Схема получения интерференционной фигуры двуосного минерала в разрезе, перпендикулярном острой биссектрисе. Ветви гиперболы показаны для диагонального положения плоскости оптической оси к направлениям колебаний в николях.

Минералы двуосные. Оптическая индикатриса — двуосный эллипсоид. Наиболее характерные интерференционные фигуры наблюдаются: 1) в сечениях, перпендикулярных острой биссектрисе (*Ng* или *Np*) угла оптических осей, 2) в сечениях, перпендикулярных одной из оптических осей, 3) менее отчетливы, но достаточно характерны, в ряде случаев в разрезах, косых по отношению к указанным направлениям.

Разрезы, перпендикулярные острой биссектрисе, для минералов с малым углом оптических осей дают фигуру, показанную на рис. 49. [1] Здесь точки выходов оптических осей (*O'* и *O''*) при введенном анализаторе намечаются небольшими темными пятнами. Темные пятна окружены серией мелких колец с центрами, постепенно смещающимися к центру поля зрения. Затем более крупные кольца сливаются друг с другом, образуя *лемнискаты* — особый вид кривых, напоминающих по форме цифру 8. Кольца окрашены так же, как и в случае одноосных минералов. В направлении нитей окулярного креста наблюдается неотчетливый крест: вертикальная ветвь его более широкая, а горизонтальная — менее отчетлива и прерывиста, утолщаясь по обе стороны от выходов оптических осей. На рис. 50 дана фигура минерала со слабым двупреломлением (без колец).

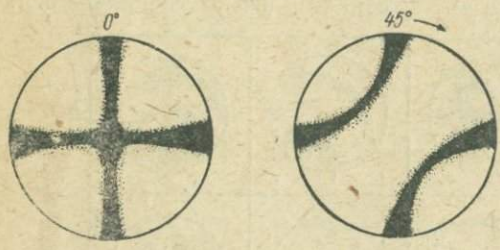


Рис. 50. Изменение интерференционной фигуры двуосного минерала со слабым двупреломлением в разрезе, перпендикулярном острой биссектрисе, при вращении столика микроскопа.

Крест наблюдается тогда, когда плоскость оптических осей совпадает с плоскостью колебаний одного из николей, в данном случае — поляризатора. При слабом повороте столика крест разрывается и превращается в две ветви гиперболы, ассимптотами которой служат нити окулярного креста. Цветная окраска колец и лемниската отчетливо наблюдается лишь для минералов с высоким двупреломлением.

Для минералов с большим углом оптических осей выходы последних в поле зрения не наблюдаются. По краям поля зрения то появляются, то исчезают обе ветви гиперболы.

---

[1] Легко воспроизвести эту фигуру при помощи тонкой спайной пластинки мусковита, положенной на столик микроскопа вместо шлифа.

Разрезы, перпендикулярные оптической оси, дают интерференционную фигуру (рис. 51), для которой опять-таки характерно, в отличие от фигуры одноосных минералов, появление ветви гиперболы (изогира) при вращении столика, которая превращается в прямую балку (по форме отличается от одноосной лишь тогда, когда плоскость оптических осей параллельна колебаниям одного из николей).

Разрезы, косые по отношению к острой биссектрисе и оптическим осям, дают тем менее ясную картину, чем более уклоняются они от положения перпендикулярности. Эти сильно уклоняющиеся разрезы характеризуются в параллельном свете все более и более высокой интерференционной окраской, достигающей максимума (*Ng—Np*) для данного минерала в разрезе, заключающем обе оптические оси и острую биссектрису.

В этих случаях в поле зрения наблюдается обычно одна из ветвей гиперболы (*изогира*), проходящая при вращении столика косо по отношению к нитям окулярного креста.

В косых разрезах, когда плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости самого разреза, ветвь гиперболы, проходя через центр поля зрения, выпрямляется

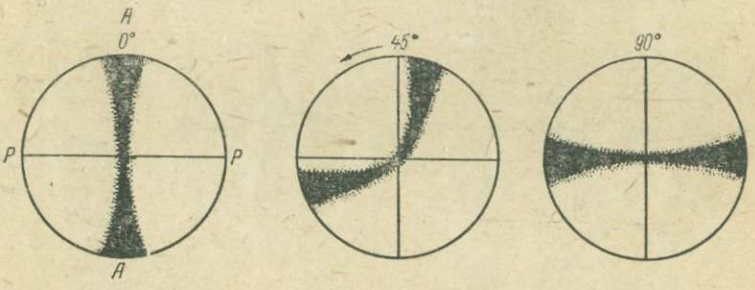


Рис. 51. Изменение интерференционной фигуры двуосного минерала в разрезе, перепендикулярном оптической оси, при вращении столика микроскопа.

и становится параллельно нитям окулярного креста, что напоминает фигуру одноосных минералов. Но при дальнейшем повороте она вновь изгибается, указывая тем самым, что мы наблюдали частный случай (в одном положении) фигуры двуосного минерала.

Определение оптического знака минерала

Определение оптического знака минерала производится при помощи компенсаторов. Так как наиболее четкую картину дают разрезы, перпендикулярные оптической оси, или близкие им (темнота или серая интерференционная окраска), то обычно пользуются гипсовой пластинкой. В минералах, обладающих высоким двупреломлением, более отчетливые результаты получаются при помощи кварцевого клина. Подыскание подходящего сечения — операция довольно кропотливая и требует некоторой затраты времени на выбор и проверку выбранных сечений. Для *одноосных* минералов определение производится в большинстве случаев в разрезах, перпендикулярных оптической оси и близких к ним, т. е. в тех, в которых отчетливо выступают четыре квадрата между ветвями черного креста фигуры. При вдвигании гипсовой пластинки черный крест фигуры окрашивается в цвет нормальной интерференционной окраски пластинки (фиолетовый, красновато-фиолетовый). Для решения поставленной нами задачи обращают внимание на окраску четырех квадратов между ветвями креста фигуры.

Гипсовая пластинка вдвигается, как мы знаем, по диагонали NW — SE (квадранты *IV — II* на рис. 52*a*).

В минералах *положительных*, в которых оптической осью является ось *Ng*, по направлению оси гипсовой пластинки наблюдается *понижение* интерференционной окраски—*желтый* цвет. В направлении перпендикулярном (квадранты *I—III*)— повышение окраски: *синий* цвет (рис. 52*a*).

В минералах *отрицательных* наблюдается обратная картина (рис. 52*b*).

Для *двуосных* минералов определение оптического характера может быть произведено во всех разрезах, в которых имеется выход по крайней мере одной из оптических осей, т. е. разрезах с низким двупреломлением. Для производства определения разрез необходимо установить так, чтобы след плоскости оптических осей в шлифе был направлен по диагонали NW — SE, т. е. параллельно длинной стороне гипсовой пластинки.

В двуосных *положительных* минералах (рис. 52*c*) на выпуклой стороне гиперболы, где на линию диагонали (или точно в центральную точку) проектируется ось *Ng*, при вдвигании гипсовой пластинки появляется *синяя* окраска, а на вогнутой (проектируется *Np*) — *желтая* (или красная при фиолетовом цвете в компенсаторе).

В двуосных *отрицательных* минералах (рис. 52*d*) на выпуклой стороне гиперболы при вдвигании гипсовой пластинки получается *желтая* (или красная) окраска, на вогнутой — *синяя*.

При углубленной петрографической проработке материала, в условиях невозможности применить в работе универсальный столик Федорова, сходящийся свет

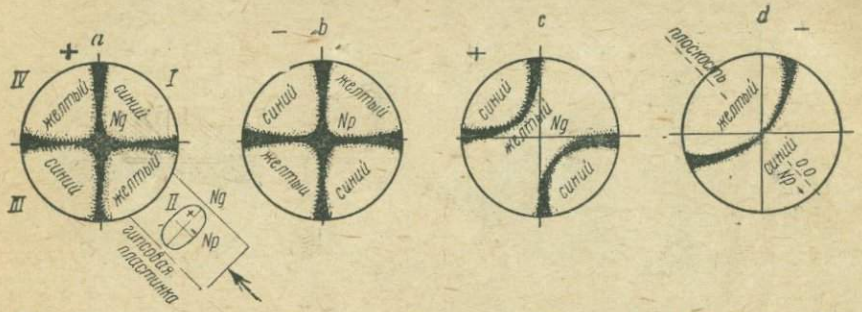


Рис. 52. Определение оптического знака одноосного (*a*, *b*) и двуосного (*c*, *d*) минералов. Справа от *a* показано положение компенсатора (гипсовая пластинка).

оказывает также существенную помощь в определении величины угла оптических осей, исследовании различных видов дисперсии. Однако методика работы с универсальным столиком, которая В. В. Никитиным названа методикой «наклонения препарата», позволяющая от данного сечения минерала переходить при различных (в пространстве) наклонах столика к другим сечениям, все более и более входит в международном масштабе в практику исследовательской работы.

Понятие об универсальном методе Федорова

Как уже было указано, в основе этого метода лежит принцип «наклонения препарата». Наклонение осуществляется при помощи закрепляемого на предметном столике микроскопа особого прибора, так называемого *универсального столика Федорова*. Вращательные приборы в простейшем виде были известны и ранее, но вследствие своей примитивности и неудобства работы с ними, они не получили распространения.

Устройство универсального столика

Изображенный на рис. 53 столик Федорова, представляющий гениальное изобретение русского ученого, по своей продуманности и четкости работы с ним действительно является универсальным. На металлической пластинке *a*, закрепляемой на столике микроскопа винтами *a'*, имеется две стойки *h*, представляющие опоры главной оси прибора. Эта ось, неподвижная относительно универсального столика, названа Федоровым осью *J* (immobile axe). При так называемом «основном» положении столика ось *J* параллельна горизонтальной нити окулярного креста (направление колебаний поляризатора). Около оси *J* шлиф может быть наклонен в направлении *от* и *к* наблюдателю. После поворота вокруг оси *J* шлиф может быть закреплен арретирным винтом *i*. Углы поворота около оси *J* отсчитываются по вертикальному лимбу l_1, разделенному на 360°, с делениями через 1° (нониус n_1). На оси *J* находится металлическое кольцо, в котором заключено три кольца (*I*, *II* и *III*) с тремя различно ориентированными осями вращения. Наружное кольцо *I* вращается вокруг второй оси столика—

оси M (mobile axe), остающейся всегда перпендикулярной оси J. Арретирный винт—m. Отсчеты углов поворота около оси M производятся по лимбу l_2 (нониус n_2).

Внутри кольца оси M находится следующее кольцо, вращающееся вокруг оси H (hülfs axe), лежащей в плоскостях кольца I и шлифа. Углы наклона около оси H измеряются при помощи двух дуг, закрепленных, как и центры оси H, на кольце I. Арретирный винт — h. При «основном положении столика» ось H должна быть параллельна вертикальной нити окулярного креста, следовательно перпендикулярна оси I. Шлиф может быть наклонен вокруг оси H вправо и влево. Наконец последнее, внутреннее кольцо, несущее на себе шлиф, вращается вокруг оси N (normale axe)—оси всегда нормальной к плоскости кольца H и к плоскости шлифа. На окружности кольца N имеется черточка (индекс Z), для отсчетов по шкале, нанесенной на лимбе H, углов поворота около N.

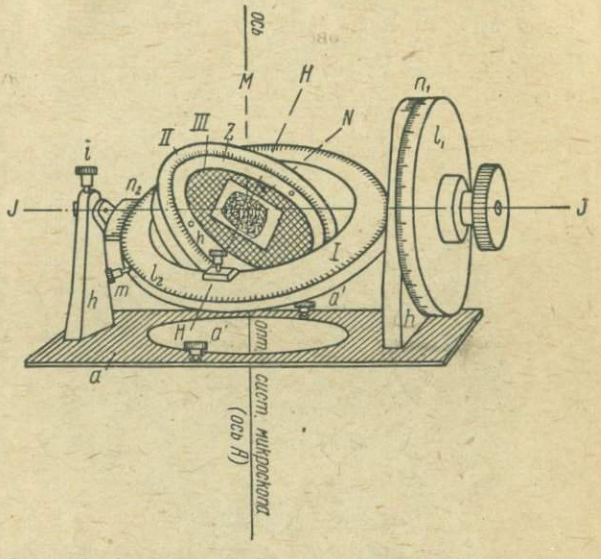


Рис. 53. Схематический рисунок универсального столика Е. С. Федорова. Пояснение обозначений см. в тексте.

Кроме того весь прибор может вращаться вокруг оси микроскопа (ось A) вместе с предметным столиком последнего.

Внутреннее кольцо N имеет круглый вырез, в который вставляется круглая стеклянная пластинка. На этой пластинке при помощи небольшой капли глицерина укрепляется шлиф (вниз покровным стеклышком, чтобы исследуемое зерно было в центре вращающейся системы). Поверх шлифа помещается в металлической оправе K_1 (рис. 54) стеклянный «верхний» сегмент S_1. Винтами t сегмент и лежащий под ним шлиф закрепляются неподвижно в плоскости кольца N. Другой «нижний» сегмент S_2, бо́льшего диаметра, в круглой металлической оправе K_2, помещается снизу стекла столика и удерживается простым прилипанием к стеклу при помощи капли глицерина.

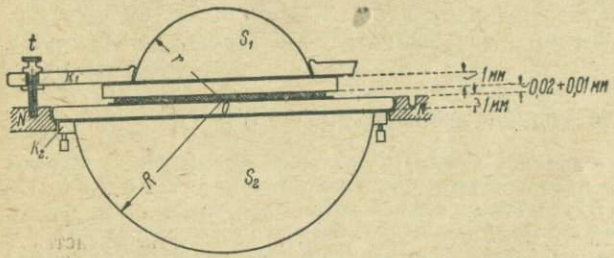


Рис. 54. Разрез системы шаровых сегментов с заключенным в них шлифом.
Жирная линия — слой глицерина.

Возможность смещений (скольжения) устраняется тем, что диаметр оправы K_2 нижнего сегмента равен внутреннему диаметру кольца N столика. Изображенная на рис. 54 система имеет целью прежде всего при переходе в косых положениях (при наклонах столика) устранить возможность явлений полного внутреннего отражения лучей из среды с малым коэфициентом преломления (воздух; $n=1$) в среду с более высоким (минерал). Порядок прохождения луча через систему следующий: воздух—стекло (нижний сегмент)—глицерин—стекло столика—глицерин—покровное стеклышко шлифа—канадский бальзам—минерал—канадский бальзам — предметное стекло — глицерин — верхний сегмент —воздух. Если бы мы имели лишь воздух и стеклянный шар, луч прошел бы по радиусу сферы, не изменяя направления. Проходя же через серию параллельных стеклянных пласти-

нок из веществ с различными показателями преломления, причем показатели преломления начальной и конечной среды одинаковы, луч лишь несколько смещается, не изменяя направления. Это известно из элементарной физики.

В нашей системе имеются и серия плоско-параллельных веществ и вмещающие их две полусферы. Луч, вошедший по радиусу R нижней полусферы, выйдет по радиусу r верхней в том лишь случае, если плоская система будет симметрична относительно центра сферы. В изображенной системе шаровые сегменты представляют собой полусферы, сошлифованные у основания на 1 *мм* (N = толщине предметного стекла шлифа). Если бы шлиф (толщина 0,027 *мм*) не был покрыт покровным стеклышком, то он находился бы как раз в центре сферы. Присутствие покровного стеклышка несколько нарушает симметрию, но его толщина настолько незначительна (0,1—0,15 *мм*), что не оказывает заметного влияния на получаемые результаты.

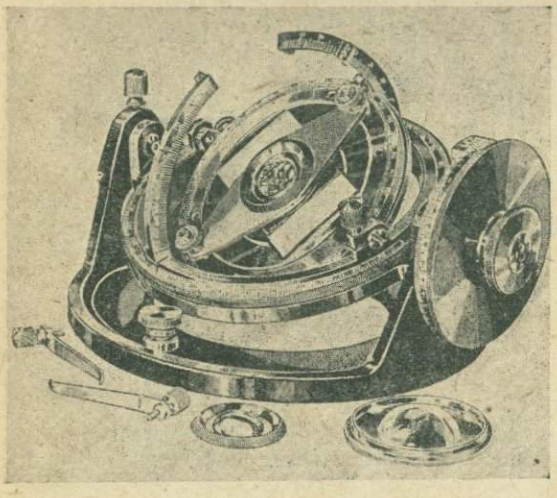


Рис. 55. Общий вид универсального столика (к микроскопу Винкель-Цейсс).

Так как первоначально метод Федорова применялся главным образом при исследовании полевых шпатов — минералов с относительно низким преломлением, то сегменты изготовлялись из стекла с показателем преломления 1,523, равным показателю преломления предметного стекла шлифа и стекла столика. Затем, по мере распространения наблюдений на минералы с более высоким преломлением, возникла необходимость также в сегментах с более высоким преломлением и при новейших микроскопах имеется минимум два комплекта сегментов с $n_1 = 1{,}516$ и $n = 1{,}5$.

На рис. 55 изображен общий вид универсального столика Федорова с двумя комплектами сегментов, изготовляемого фирмой Винкель.

Данные наблюдений (оси Ng, Nm, Np, оптические оси, трещины спайности, двойниковые швы, грани) наносятся на стереографическую сетку Вульфа, на которой получаемые геометрические построения с одной стороны контролируют точность и аккуратность наблюдений, а с другой — позволяют непосредственно на сетке измерить и определить оптические свойства минерала: угол оптических осей и знак его, тип двойниковых сростков (закон), кристаллографическое значение двойникового шва или спайности и т. д.

Методика наблюдений

Закрепив столик в основном положении, [1] при ослабленных винтах оправы верхнего сегмента, двигая шлиф, приводим испытуемое зерно на крест нитей и закрепляем верхний сегмент (и шлиф). Пользуясь поворотами и наклонами вокруг осей N и H, приводим в совмещение с осью J какую либо из главных осей индикатрисы (а с плоскостью симметрии микроскопа — перпендикулярное найденной оси главное сечение). Так например, если найдена ось Nm, то перпендикулярное ей главное сечение будет $NgNp$. Установленную ось наносим, согласно отсчетам на лимбах, на диаграмму. Затем, поворачивая столик микроскопа около оси A на 45° в ту и другую сторону, определяем при помощи компенсаторов, с какой из осей имеем дело. Таким способом различают Ng и Np. Ось Nm легко определяем, повернув столик около оси A

[1] Основным положением называется то положение столика, когда ось J установлена параллельно колебаниям поляризатора, а ось H — перпендикулярно ей или, что то же, параллельно колебаниям анализатора. Предварительно производится ряд поверок установки столика, на которых мы здесь не будем останавливаться.

на 45° и затем наклоняя около J в обе стороны. Если данная ось Nm, то в перпендикулярном ей сечении $NgNp$ мы имеем оптические оси, одну из которых в большинстве случаев удается совместить с осью A. Тогда в плоскости, перпендикулярной к A, мы получим круговое (изотропное) сечение исследуемого зерна, которое при вращении столика около A останется темным.

Когда шлиф находится в горизонтальном положении и при вращении столика вокруг оси A при скрещенных николях имеем все время сохраняющуюся темноту у исследуемого зерна, то при помощи столика Федорова можно быстро установить: изотропному или анизотропному минералу принадлежит это зерно. При этом поступаем так: выводим шлиф из горизонтального положения поворотом около оси H или J и наблюдаем, исчезает темнота или остается. Если темнота сохраняется, то минерал изотропный, если же нет, то — анизотропный.

Точно так же комбинированными поворотами и наклонами около осей N и H наклонные к плоскости шлифа трещины спайности (двойниковый шов) устанавливаются в положении, перпендикулярном столику микроскопа, т. е. в плоскости симметрии микроскопа. При этом нормаль к ним совмещается с осью J. По отсчетам на лимбах устанавливаются координаты этих плоскостей и последние наносятся на диаграмму.

При предельных наклонах, допускаемых на универсальном столике (до 50—60°), мы можем в любом зерне определить если не все, то большинство оптических констант его (за исключением редких случаев) и тем самым определить, какому минералу оно принадлежит. Наиболее детально разработана методика определения плагиоклазов, при которой полученные данные настолько точны, что дают возможность определить и химический состав данного плагиоклаза.

Понятие о работе в отраженном свете

При исследовании непрозрачных минералов и структур руд пользуются отраженным светом. В минераграфии (часть учения о рудных месторождениях; minerai — руда) для этого пользуются особым прибором: поляризационным вертикальным иллюминатором (осветителем), ввинчивающимся между объективом Ob и нижним концом тубуса T петрографического микроскопа (рис. 56). Освещением пользуются от сильного источника света (дуговая или полуватная лампа до 1000—1500 свечей). Свет поступает через поляризатор P^1, от призмы M отражается вниз, падая нормально к поверхности полированного шлифа исследуемого вещества (руды). Отсюда он отражается обратно и, проходя мимо призмы M через оптическую систему микроскопа и анализатор, попадает в глаз. При этом способе наблюдений также возможно отличить изотропное вещество от анизотропного по тем признакам, что и в прозрачных шлифах.

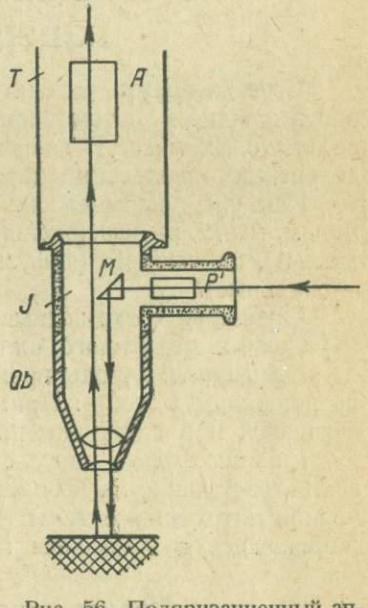


Рис. 56. Поляризационный аппарат для работы при отраженном свете.

J — иллюминатор, T — тубус микроскопа, Ob — объектив.

При одном поляризаторе различные рудные минералы обладают различной окраской, что также служит диагностическим признаком.

Для целей петрографического исследования достаточно обычного поляризационного микроскопа. Отраженный свет получают, повернув микроскоп так, чтобы свет падал на шлиф сверху и, отражаясь от поверхности шлифа, попадал в глаз. Прозрачные минералы в отраженном свете кажутся сероватыми, белесоватыми, а непрозрачные имеют ту или иную окраску и дают обычно металлический отблеск.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Глава 5

Общая характеристика изверженных пород

Изверженными (магматическими) породами называются породы, образовавшиеся путем застывания магмы, состоящей из расплавленных силикатовых масс. В зависимости от условий застывания производится дальнейшее разделение пород на генетические группы.

Как уже указывалось, руководствуясь геолого-генетическим принципом, мы делим изверженные породы на три группы: глубинные (интрузивные), излившиеся (эффузивные) и гипабиссальные (полуглубинные + + жильные).

Глубинные изверженные породы образовались из магмы на глубине в условиях медленного охлаждения.

Излившиеся породы произошли из магмы, прорвавшейся из глубины на поверхность земли. Примером могут служить лавовые потоки, изливающиеся и в наши дни при извержениях вулканов.

Гипабиссальные породы заключают в себе промежуточные образования, застывшие на небольших глубинах близ поверхности земли; это мелкие интрузивные тела, например типа штоков, и жильные породы, сопровождающие массивы глубинных пород.

Формы залегания глубинных пород

Формы залегания горных пород, равно как и соотношения их между собой, как геологических тел, являются непосредственным отображением их генезиса.

Изверженные породы образуются в различных зонах земной коры и являются в достаточной степени резко обособленными от окружающих масс, называемых *вмещающими породами*. Поэтому для выделения изверженных пород на первой стадии исследований, уже в поле, приобретает большое значение изучение характера геологических соотношений, т. е. форм залегания изверженных пород.

Морфология изверженных масс стоит в тесной связи с геологическими структурами (тектоникой) земной коры. Магма внедряется в большинстве случаев в слоистые образования земной коры. Последние могут иметь одну из главнейших тектонических структур: нескладчатую или складчатую. В первом случае слои остаются на значительных пространствах горизонтальными или весьма слабо нарушенными, как это наблюдается в областях древних щитов, не претерпевавших с допалеозойских времен пластиче-

ских (складчатых) деформаций и реагировавших на тектонические воздействия лишь разрывами сплошности по линиям, близким вертикальным (линии разломов). Другой тип структур, включающий складчатые зоны, характеризуется интенсивным проявлением главным образом пластических деформаций — в той или иной степени интенсивной складчатостью, сопровождаемой разрывами вдоль слабо наклонных плоскостей (плоскости скольжения) и перемещением масс по этим ослабленным структурным плоскостям.

На основании сказанного различаются формы залегания, свойственные *складчатым* и *нескладчатым* областям.

По отношению к главным структурным элементам — плоскостям слоистости — различают *согласные* и *несогласные* интрузивные тела.

Согласными интрузиями называются формы, возникающие при внедрении магмы согласно слоистости вмещающих пород.

Несогласные интрузии возникают при пересечении магматическими телами плоскостей слоистости.

В отдельных случаях возможен переход согласных интрузий в несогласные и наоборот.

Изложенное можно представить применительно к интрузивным породам в виде следующей таблицы (по Тиррелю).

Таблица 12

Классификация форм залегания изверженных пород

Формы залегания	Интрузии в районах отсутствия складчатости, легкой складчатости или наклонных слоев	Интрузии в районах сильной складчатости и смятых пород
Согласные	Интрузивная залежь Лакколит Лополит	Факолит
Несогласные	Дайка Жила Вулканический некк	Батолит Шток

Формы залегания в складчатых областях

Прежде всего остановимся на описании форм залегания в складчатых областях, так как они заключают в себе наиболее важную и петрографически и металлогенетически форму — батолит (несогласный батолит).

Батолитом называется типичная для складчатых областей форма залегания, представляющая собой обширное в горизонтальной плоскости и по вертикали (на глубину) тело.

Для формы батолита (рис. 57) характерно: неправильные извилистые очертания кровли (в общем куполообразной), боковые стенки круто наклонены и относительно ровны, расширение всего тела вниз на глубину до неизвестных пределов. Выходы батолитов на современную поверхность обычно вытянуты в направлении складчатых зон. Размеры этих тел достигают нескольких сотен и тысяч километров в длину и десятков-со-

тен километров в ширину. Так например в Сев. Америке известен гранитовый батолит (Аляска — Британская Колумбия) протяжением 2000 *км* и шириной до 80 *км*; гранитовый батолит в восточной части СССР (Восточно-Сибирский край — Дальневосточный край), уходящий на юго-запад в пределы Монгольской народной республики, [1] простирается на протяжении до 700 *км* при ширине зоны до 100 *км*. Он частью представлен обширными сплошными выходами на поверхность в пределах Центрального Забайкалья (для них и приведены размеры), частью скрывается под покрывающими его и еще не снесенными эрозией осадочными толщами (Восточное Забайкалье и далее к северо-востоку по направлению к Охотскому морю). На рис. 57 изображена схема (блок-диаграмма) батолита на двух стадиях вскрытия его эрозией. Здесь мы различаем: тело батолита γ, вмещающие складчатые породы A, останцы (островки) выступов неровной кровли батолита a, опущенные участки кровли (ксенолиты k) и отдельные выходы изверженных пород среди вмещающих близ контактовой зоны, представляющие собой выступы интрузии и называемые — куполами C.

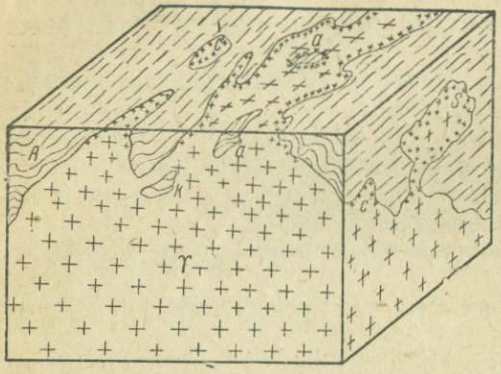


Рис. 57. Батолит. Форма и соотношения его с вмещающими породами (по Дэли).

γ — тело батолита, *A* — вмещающие породы, *a* — останцы кровли, *K* — опущенный участок (ксенолит), *C* — купол, C^1 — обнаженная на поверхности вершина купола, *S* — шток. *Крупные крестики* — средне- и крупнозернистая разновидности, мелкие крестики — мелкозернистая разновидность (периферическая фация) интрузивной породы.

Вопрос о способе происхождения и внедрения батолитов еще не ясен. Автор этого термина — Э. Зюсс — считал, что батолиты представляют собой заполнения полостей разломов в земной коре, возникших в процессе складчатости, и само внедрение магматических масс происходило под значительным давлением. Другие предполагают, что магма способна проплавить себе путь через твердую земную кору и переварить (ассимилировать) расплавленный материал. Однако для этого потребовалось бы колоссальное количество тепла; кроме того, поглотив в различных участках различные по составу части коры, магма должна была бы дать в теле одного и того же батолита весьма разнообразные горные породы. Между тем состав батолитов удивительно однообразен. Поэтому подобная гипотеза проплавления и полной ассимиляции является мало вероятной. С одной стороны более вероятно предположение о том, что происходит механическое раздвигание вмещающих пород в стороны от ослабленной зоны,

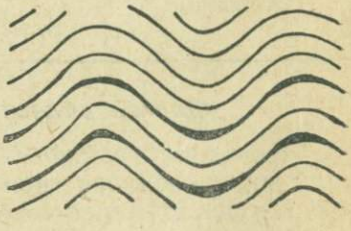


Рис. 58. Факолит (по Харкеру).

[1] В пределах Монгольской народной республики он впервые описан проф. М. А. Усовым (1924 г.), а позднее участниками американской экспедиции Эндрюса — геологами Бёрки и Моррисом — назван «великим монгольским батолитом».

в которую внедрилась магма, и приподнимание кровли интрузии, а с другой стороны — частичное обрушение выступов кровли, погружение их на глубину и переплавление. Последнее подтверждается присутствием вплавлений (ксенолитов) вмещающих пород в теле батолитов и неправильной формой кровли батолитов.

Шток (рис. 57, *S*) отличается от батолита меньшими размерами. Штоки являются тесно связанными с неровной верхней поверхностью батолита, представляя в отдельных случаях отпрыски интрузии. Максимальные размеры штока по Дэли — площадь 100 *км*²; бо́льшие размеры относятся уже к батолитам.

Факолит (рис. 58). При пластических деформациях горных пород, параллельно с возникновением складок в различных частях последних, возникают различные напряжения. Так, в сводах и мульдах образуются ослабленные места, тогда как средние части складок сжаты. Внедряющаяся жидкая магма проникает по этим ослабленным направлениям и образует выпукловогнутые линзовидные тела — факолиты. По размерам факолиты относительно невелики и по форме несколько напоминают лакколиты нескладчатых областей.

Формы залегания в нескладчатых областях

Несогласные интрузивные образования являются путями, выводящими магму из глубины в более высокие горизонты земной коры. Различают: дайки (и жилы) и некки.

Дайка представляет собой плоское плитообразное тело, ограниченное параллельными стенками. Образуются дайки при заполнении магмой более или менее вертикальных трещин в земной коре. Мощность даек колеблется от нескольких метров до сотен метров, а длина от сотен метров до многих километров. Так например известные шотландские дайки имеют мощность до 30 *м* и протягиваются на расстояние 50—65 *км*.

Рис. 59. Жилы гранита (γ) в известняке (по Гюмбелю).

Иногда, при наличии серии трещин, образуются либо параллельные, либо радиально расходящиеся пучки даек.

Жилы являются разновидностью даек и представляют собой внедрения магмы по более мелким и не столь правильным, как в случае даек, трещинам (рис. 59).

И дайки и жилы могут образовываться или одновременно или после внедрения крупных интрузивных тел, например батолитов.

Менее правильные отпрыски интрузивных тел, проникающие в виде причудливых разветвлений во вмещающие породы, называются *апофизами*.

Некк, иначе — вулканический некк или жерловина. Магма, получившая доступ на поверхность земли через жерла вулканов, при ослаб-

лении вулканической деятельности, заполнив жерло, застывает, образуя вертикальное неправильно-цилиндрическое тело. В верхней своей части, близ вулканического конуса, некки расположены в обломочном вулканическом материале (рис. 60), ниже — среди пород, слагающих вулканический район.

Описанные несогласные интрузивные образования или слепо заканчиваются в земной коре, или, в случае сильного напора из магматического

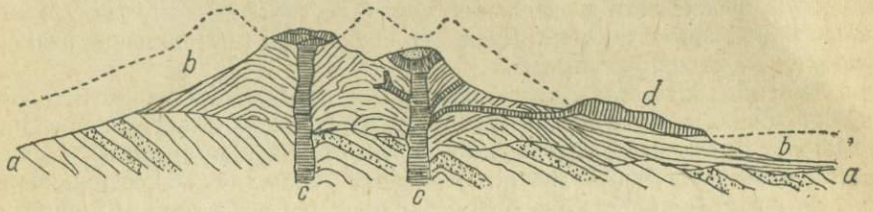


Рис. 60. Некк. Профиль через некки Largo Law, Fife (по Гики).

а — а — дислоцированные осадочные породы в основании вулкана, *в — в* — эффузивно-туфовая толща, *с* — некки, *d* — потоки лавы.

очага, либо прорываются на поверхность земли, давая начало излившимся породам, либо, остановившись на некоторой глубине, распространяются в стороны, следуя структурным направлениям, в частности слоистости, вмещающих пород. Ограничиваясь пока формами залегания глубинных пород, рассмотрим получающиеся в последнем случае согласные залежи.

Интрузивные залежи образуются при внедрении магмы между слоями вмещающих пород и имеют плосколинзовидные формы (рис. 61). Мощность этих залежей, как и распространение в стороны, зависит с одной стороны от величины давления из магматического очага, а с другой — от легкоподвижности расплава. Мощность колеблется от долей метра и до сотен метров. Площадь распространения иногда достигает сотен и тысяч квадратных километров, так например Великая Уинская залежь кварцевого долерита (Англия) занимает площадь до 3800 *км*^{2}. Магмати-

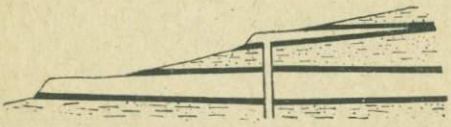


Рис. 61. Интрузивные залежи.

Интрузивные пластообразные массы (не заштрихованы) были вторгнуты в серию песчаников (штрихи и точки) и сланцев (черные). Обе интрузии питались из дайки и распространялись вдоль плоскостей напластования сланцев (по Тиррелю).

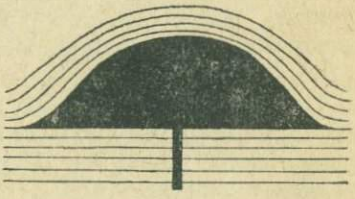


Рис. 62. Разрез типичного лакколита.

ческие расплавы основного характера более жидки, чем кислые, и потому образуют наиболее обширные залежи (залежи долеритов, базальтов). Наблюдаются серии залежей, соединяющихся между собой коленчатыми уступами, в общей совокупности пересекающие вмещающие породы в виде сетки даек и их ответвлений. Последние представляют частный случай несогласий в подобных сложных интрузивных залежах.

В меньшем масштабе то же явление наблюдается в так называемой послойной (lit-par-lit) инъекции, представляющей обилие тонких по-

слойных внедрений магматического материала в тонкослоистых породах.

Аналогичное образование представляют собой в районах с нарушенным залеганием *пластовые жилы*, которые на отдельных участках могут переходить в типичные секущие.

Лакколит. Если при описанных выше условиях, магма не распространяется далеко в стороны, а приток магматического материала при неослабевающем давлении продолжается, то около вершины дайки или некка образуется скопление магматического материала. Подобное явление наблюдается чаще для более кислых, более вязких, магматических расплавов. При этом происходит выпучивание вышележащих слоев вмещающих пород, образуется короваеобразное тело с плоским основанием и куполообразным верхом — *лакколит* (рис. 62).

Лополит (по гречески lopas — чаши или плоское глиняное блюдо). Это название дано линзообразным, в средине углубленным интрузивным

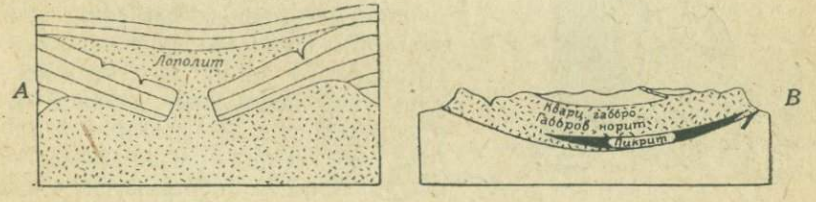


Рис. 63. Лополит.

A — теоретический разрез через лополит (по Граруту), *B* — разрез части лополита Инсизва (по А. Л. дю-Тойту).

телам, залегающими обыкновенно согласно со слоями вмещающих пород (рис. 63). Размеры лополита значительно больше таковых лакколита. Отношение мощности его к диаметру принимается равным от 1 : 10 до 1 : 20. Типичный габбровый лополит Дьюлюс (Миннесота, США) имеет в диаметре 240 *км*, мощность до 15 *км*.

Формы залегания излившихся пород

Магма, прорывающаяся (излившаяся) на поверхность земли в виде лавы, дает не столь разнообразные формы залегания. Различают: потоки, покровы и конусы. Возникновение тех или иных форм зависит от типа излияний (извержений) и от степени вязкости магмы.

Различают излияния *центрального* типа, когда энергия извержения концентрируется в отдельных пунктах, как это мы наблюдаем на примерах вулканов (Этны, Везувия и др.), и *трещинного* типа, когда излияния происходят по трещинам.

Центральному типу свойственны потоки и конусы. Характерно, что они всегда сопровождаются рыхлыми вулканическими выбросами в виде пеплов и туфов. Трещинному типу соответствуют покровы.

Потоки представляют собой узкие и длинные, похожие на реки, образования по склонам и в окрестностях вулканов. Чем легкоподвижнее лава (основные лавы, например базальтовые), тем более плоские формы имеет поток, тем шире и дальше он распространяется. Временами, подобно водопадам рек, образуются лавопады (Гавайские острова). Чем вязче лава, тем медленнее и на меньшее расстояние она распространяется

(кислые лавы — липариты, трахиты), тем неправильнее ее поверхность, изобилующая местными нагромождениями.

Вулканические конусы. Для весьма вязких лав известны случаи выжимания во время вулканического извержения конусообразных масс типа некка или игл, как например это наблюдалось на Мон-Пелэ на о. Мартиника, когда после окончания извержения на месте конуса вулкана возникла иглообразная вершина, образованная лавой (рис. 64). Более обычный случай — нагромождение вязкой лавы вокруг жерла вулкана и на его склонах без растекания в стороны, что сообщает округлую куполообразную форму вулканам. Подобные куполовидные вулканы встречаются в Оверни (Франция).

Рис. 64. Андезитовая игла вулкана Мон-Пелэ (по Ховей).

Покровы особенно характерны для излияний основных лав (андезитов, базальтов). Они, как указано, присущи трещинному типу. Так как основные лавы легкоподвижны, то покровы распространяются на обширные площади (рис. 65). При многократных повторных излияниях образуются «базальтовые плато» большой мощности. Стоит упомянуть знаменитые декканские траппы в Индии, занимающие площадь в 80000 *км*^{2}, представляющие толщу мощностью до 1,8 *км*, наши северосибирские траппы, простирающиеся от побережья Северного полярного моря до линии транс-сибирской железной дороги в районе Иркутска.

Остановимся несколько на сравнительной характеристике форм залегания различных типов изверженных пород. Глубинные и излившиеся породы, как мы видели, имеют различные формы залегания. Но в некоторых случаях, учитывая лишь морфологию форм, возможно впасть в ошибку. Так, интрузивная залежь и покров, морфологически — понятия однозначные. В особенности, если древний покров позднее прикрыт молодыми осадочными образованиями. Для различения их необходимо учесть

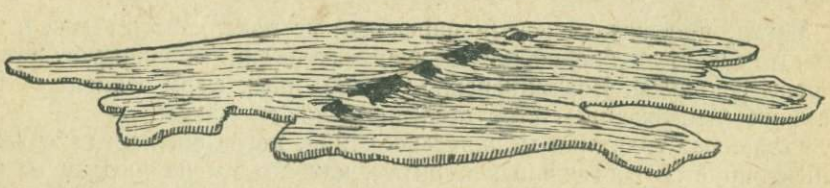


Рис. 65. Вид с высоты птичьего полета на базальтовый покров (трещинное излияние) (по Кнебель-Рек).

геолого-генетические данные. В общем случае покров залегает несогласно на подстилающих его породах. Кроме того в основании его наблюдается обжиг (контактовые изменения) подстилающих пород, тогда как покрывающие его породы, если таковые имеются, не изменены, а иногда содержат в себе продукты размыва покрова. Покровы нередко содержат прослои вулканических туфов.

Интрузивные залежи имеют более однородный состав. Если изменения состава и строения наблюдаются, то часто они симметричны относительно верхней и нижней поверхностей ограничения. И вышележащие и нижележащие породы в контактах обнаруживают контактовые изменения, тем более отчетливые, чем больше мощность залежи.

Типичные формы, например батолит, лакколит, шток, — с одной стороны, и поток, покров — с другой, резко различаются между собой, как морфологически, так и по внешнему облику слагающих пород. Но есть формы, в которых последние признаки сливаются, это — формы промежуточных (гипабиссальных) образований, типичными представителями которых являются жилы и дайки. По существу они имеют интрузивную форму залегания, но по облику пород (структуре) нередко напоминают типичные излившиеся породы со свойственной последним полукристаллической или стекловатой структурой, тогда как глубинные породы полнокристалличны. Сказанное лишний раз указывает на то, что для заключения о типе породы необходимо учитывать весь геологический комплекс явлений, не ограничиваясь каким-либо одним признаком.

Возраст изверженных пород

Проявление магматической деятельности в литосфере началось с момента образования первой твердой коры и продолжается до нашего времени. Однако качественное различие пород, образовавшихся в различные геологические периоды, до сих пор еще не изучено. Таким образом сделать какие-либо определенные выводы для понимания петрогенезиса и для классификации пород, в частности, исходя из геологического возраста, не представляется возможным. Однако в классификации например эффузивных пород придавали и придают значение разделению пород на «палеозойские» и «кайнозойские», на основании степени сохранности (свежести) их. Между тем имеется ряд случаев, когда палеозойские породы сохранились в свежем, не выветрелом, виде до нашего времени и наоборот — новейшие лавы, под влиянием действия минерализованных вод, вулканических газов оказываются совершенно разложенными.

Поэтому в последнее время принимают предложенные норвежским петрологом Брёггером термины: *палеотипная* порода — для обозначения выветрелой породы, и *кайнотипная* — для обозначения свежей породы.

Несравненно бо́льшее значение для петрогенезиса имеет изучение последовательности проявления вулканической деятельности и образования типов и фаций изверженных пород как в отдельных областях («петрографические провинции»), так и в пределах литосферы в целом. Производя наблюдения над сменой проявлений вулканической деятельности, мы в ряде случаев получаем ключ к познанию причин изменения состава магматических масс под влиянием геологических процессов, свойственных той или иной эпохе.

На это обстоятельство обратил внимание американский петролог Харкер в своей «Естественной истории изверженных пород». Она намечает определенные вулканические циклы, состоящие из нескольких этапов развития. Первый этап — излияние вулканических пород. Второй — интрузия мощных масс, образующих батолиты, лакколиты, штоки и т. д. Третий — образование мелких интрузивных тел, включая жильные породы. Как мы видели, циклы Харкера в их последовательных этапах развития соответствуют геолого-генетическому делению пород на излившиеся, глубинные и гипабиссальные.

Правильное освещение вопроса об относительном возрасте изверженных пород отдельных областей или даже более мелких площадей имеет важное значение для изучения процессов рудообразования.

Внешние признаки изверженных пород

Различным генетическим типам горных пород свойственны типичные внешние признаки (макроскопический облик), отражающие условия образования. Таковы: макроструктура и текстура, трещиноватость, посторонние включения, характер выветривания и др.

Макроструктуры

Макроструктура изверженных пород, различимая невооруженным глазом, является весьма характерным признаком для суждения об условиях образования. При учете условий залегания уже в поле по структуре можно судить о генетическом виде породы: глубинная, излившаяся, полуглубинная.

Структурой (вообще) называют [1] особенности строения породы, определяемые: 1) степенью кристалличности и размерами, 2) формой и взаимными отношениями составных частей.

Первая группа признаков может быть с достаточной отчетливостью установлена макроскопически и дает основной критерий для суждения о генезисе; поэтому совокупность этих признаков мы будем называть макроструктурой.

Степень кристалличности указывает на условия остывания магмы.

Полнокристаллически-зернистые структуры характеризуются полным отсутствием стекла и свидетельствуют об образовании породы на глубине в условиях замедленного охлаждения магмы.

Полукристаллически-зернистые структуры определяются присутствием кристаллов и стекла. Это указывает на две фазы кристаллизации: более раннюю (кристаллы) — в условиях медленного охлаждения, и вторую (стекло) — при быстром охлаждении смеси кристаллов и расплава.

Стекловатая структура возникает при быстром охлаждении («закалке») магмы, как это происходит в процессе излияния масс, имеющих температуру выше начала кристаллизации ее компонентов.

Дальнейшее разделение полнокристаллически-зернистых структур производится по *размерам зерен*: абсолютным и относительным. Разделение по *абсолютным* размерам имеет наибольшее значение для пород глубинных (отчасти полуглубинных). Различают структуры: крупнозернистые (размеры зерен > 5 *мм*), среднезернистые (1—5 *мм*), мелкозернистые (около 1 *мм*). Крупнозернистые и среднезернистые структуры возникают при медленной кристаллизации магмы на большой глубине от поверхности земли. Мелкозернистые — в условиях периферической зоны глубинных массивов (сравнительно быстрое падение температуры около более холодных контактов) или в мелких интрузивных и подуглубинных (жилы) телах.

---

[1] Указанное определение структуры, установленное в 1910 г. Грубенманом, принято германскими и русскими петрологами. В английской и американской литературе объему нашего определения соответствует термин texture (текстура), в то время, как термин structure часто соответствует нашему понятию о текстуре. Необходимо отметить, что в некоторых случаях понятия эти тесно переплетаются, но все же в подавляющем большинстве случаев терминология Грубенмана является наиболее выдержанной логически.

Рис. 66. Порфировая структура. Плагиоклазовый порфирит. Восточно-Сибирский край $^1/_1$.

Рис. 67. Порфировидная структура. Крупные табличатые кристаллы ортоклаза. Гранит. Забайкалье $^1/_1$.

Существенное значение имеют *относительные* размеры зерен. Различают: равномернозернистые и неравномернозернистые структуры.

Равномернозернистыми структурами (независимо от абсолютных размеров зерен) называют те, в которых составные части (минералы) не обнаруживают резких колебаний в размерах зерен. Равномерность зерна свидетельствует об однородных условиях застывания магмы: или медленных (крупное зерно — интрузивные породы) или быстрых (неразличимое на-глаз зерно или стекло — эффузивные породы). Неравномерность зерна указывает на *прерывистость* кристаллизации, например кристаллизация началась на глубине, а затем магма, состоящая частью из кристаллов, частью из нераскристаллизованной массы, была выжата в верхние горизонты земной коры или извергнута на поверхность. В результате резкого изменения физико-химических условий (изменение P, T, концентрации расплава и потери газов) происходит более быстрая кристаллизация остающегося расплава (основной массы). При излиянии на поверхность получается резко выраженная *порфировая* структура, заключающаяся в том, что среди стекловатой или тонкозернистой, неразличимой простым глазом, основной массы рассеяны отдельные кристаллы первой стадии кристаллизации (рис. 66).

При застывании на втором этапе кристаллизации в полуглубинных и даже иногда в глубинных условиях, при замедленных потерях тепла и газов и падении давления, возникают *порфировидные*— промежуточные структуры (рис. 67). В последних различие порфировых зерен и зерен основной массы по размерам не столь резко. Зерна основной массы могут быть даже средних размеров и во всяком случае распознаваемы невооруженным глазом. Дальнейшая детализация структур, как было указано, производится под микроскопом (стр. 154 и далее).

Вторая группа структурных признаков (форма и взаимоотношения) тесно связана главным образом с составом кристаллизующейся магмы и представляет уже более детальное расчленение основных генетических видов структур при петрографической обработке материала. Поэтому на характеристике разновидностей структур по только что названным признакам мы остановимся ниже, после ознакомления с микроскопией породообразующих минералов.

Макротекстуры

Текстура — совокупность признаков, определяемых относительным расположением составных частей породы в занимаемом ими пространстве. Эти признаки отчетливо выступают макроскопически. Поэтому мы на текстурах остановимся несколько подробнее в настоящей части курса, а на текстурах микроскопического порядка в дальнейшем останавливаться не будем. Различают два главнейших типа текстур: однородная и неоднородная.

Однородная (массивная) текстура представляет равномерное расположение составных частей в массе породы. Это наиболее обычный тип текстур изверженных пород, например гранитов. Она свидетельствует о спокойном течении процесса кристаллизации и об отсутствии посторонних включений.

Неоднородная, распадающаяся на ряд разновидностей, указывает на действие причин различного порядка на кристаллизующуюся породу.

Различают действие: 1) причин внутренних, связанных с особенностями кристаллизации и 2) внешних факторов, например давления.

Рис. 68. Шлировая текстура. Мелкозернистый шлир (состава кварцевого диорита) в среднезернистом граните. Забайкалье. Нат. вел.

Главнейшие неоднородные текстуры следующие:

Шлировая или такситовая текстура характеризуется тем, что порода содержит отдельные участки, различающиеся или по структуре, или по составу, или структуре и составу одновременно. Шлировые обособления обычно имеют округлые очертания (рис. 68) в отличие от ксенолитов (см. ниже).

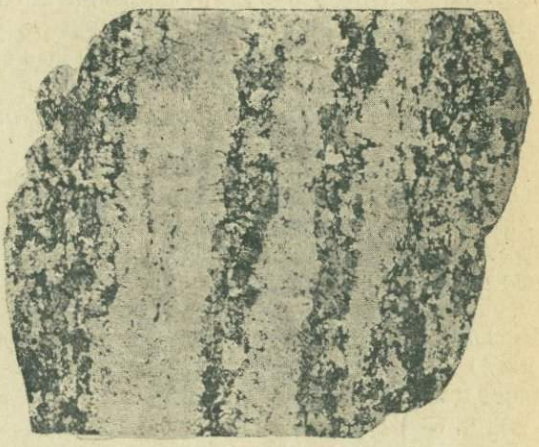


Рис. 69. Полосатая текстура. Полосатое сложение габбро. Денежкин Камень, Урал (по Левинсон-Лессингу).

Полосатая текстура представляет разновидность такситовой и проявляется в том, что в ней наблюдается чередование полос неодинакового состава (рис. 69), объясняемое действием внешних причин: кристаллизация под давлением, внедрение по системе параллельных трещин новых порций расплава иного состава, как это наблюдается в полосатых габбро.

Гнейсовидная текстура характеризуется тем, что минералы пород, имеющие вытянутый характер (призматические, чешуйчатые) распола-

гаются взаимнопараллельно, напоминая слоистость (менее отчетливую) осадочных пород. Эта текстура встречается по периферии интрузивных масс и объясняется отчасти движением магматического расплава, отчасти давлением магмы нормально контактам.

Описанные текстуры характерны преимущественно для глубинных пород.

Текстуры излившихся пород, улавливаемые невооруженным глазом, следующие: полосчатая, пористая, миндалекаменная, глыбовая, брекчиевидная и сфероидальная.

Полосчатая обычно представляет собой наслаивание потоков лавы, причем плоскостями раздела служат слегка волнистые поверхности отдельных потоков. Иногда полосчатость намечается вследствие линейного расположения зародышей кристаллов в стекловатых лавах.

Пористая текстура проявляется наиболее часто в вязких лавах и выражается в обилии оваловидных, округлых или вытянутых неправильно-цилиндрических пустот. Магма, насыщенная газами, по излиянии на поверхность, попадая в условия атмосферного давления, начинает выделять газы в виде пузырьков. В вязких лавах пузырьки застревают и образуется пористая порода. Наиболее богатые порами лавы, имеющие удельный вес меньше единицы (плавающие на поверхности воды), известны под названием *пемзы*.

Миндалекаменная текстура получается из пористой при заполнении пор вторичными отложениями из водных растворов: кремнеземом, цеолитами, хлоритом и др. силикатами, а также карбонатами.

Флюидальная текстура, генетически близкая некоторым разновидностям гнейсовидной для глубинных пород, получается при параллельном расположении кристаллов в текущей лаве. Более отчетливо она проявляется не макроскопически, а уже под микроскопом.

Сфероидальная текстура, аналогичная шаровой интрузивных пород, возникает в некоторых случаях при начале раскристаллизации вязких кислых стекловатых лав. Она проявляется и макроскопически в виде мелких мутных скорлуповатых зернышек.

Трещиноватость и отдельность

При остывании изверженной массы, в ней появляются натяжения, вследствие некоторого сокращения объема, и растрескивание под влиянием действия тектонических напряжений, которые предшествуют внедрениям магмы и продолжают действовать и в дальнейшем. Направление сокращения объема определяется охлаждающейся поверхностью. Среди глубинных пород наиболее изучены и характерны системы трещин, развивающиеся в типичной породе батолитов—граните. Основная система трещин возникает параллельно поверхности контакта гранита с вмещающими породами. Получается плитообразная *отдельность*. Плиты тем более тонки, чем быстрее охлаждение. В известных случаях получается плитообразная отдельность с толщиной плит от одного до нескольких дециметров, называемая *пластоватой*.

Обычно одновременно возникают еще две системы трещин отдельности, перпендикулярно контактам. Если плиты при этом имеют толщину до 0,5—1 *м*, то получаются толстые удлиненные формы отдельности — *матрацевая* отдельность.

По мере удаления от контакта толщина плит увеличивается — отдельность принимает форму *параллелопипедальной*.

Перечисленные три вида отдельности наиболее характерны для гранитов. Они изображены на рис. 70—72.

Кроме того имеются косые трещины скалывания.

Изучение правильных систем трещин отдельности имеет большое значение с одной стороны для восстановления истории тектонических напряжений в момент кристаллизации интрузивной массы, а с другой—для практических целей при разработке гранита как строительного материала.

Германский ученый проф. Г. Клоос, специально занимавшийся тектоникой гранитовых батолитов, считает, что все структурные направления в граните обязаны своим возникновением одностороннему давлению в земной коре. На рис. 73 изображены в виде блок - диаграммы главнейшие системы трещин по Клоосу. При этом обратим внимание, что непосредственно возникшие за образованием гранита жилы аплита и пегматита выполняют систему трещин (*A*), ориентированных вдоль давления, т. е. трещин зияющих (на рисунке обозначены буквой *T*). Трещины же, располагающиеся

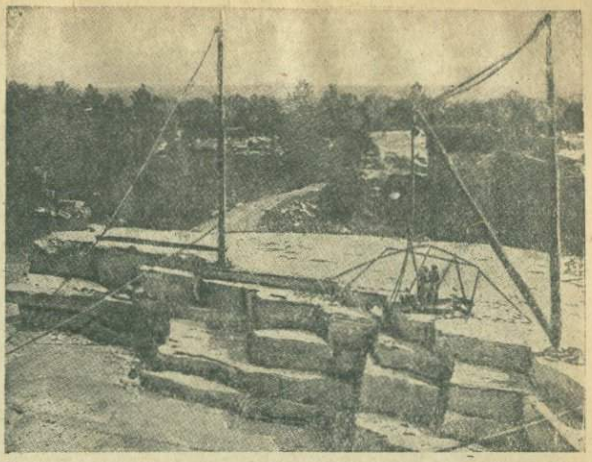


Рис. 70. Пластовая отдельность в граните. Штат Майн, США.

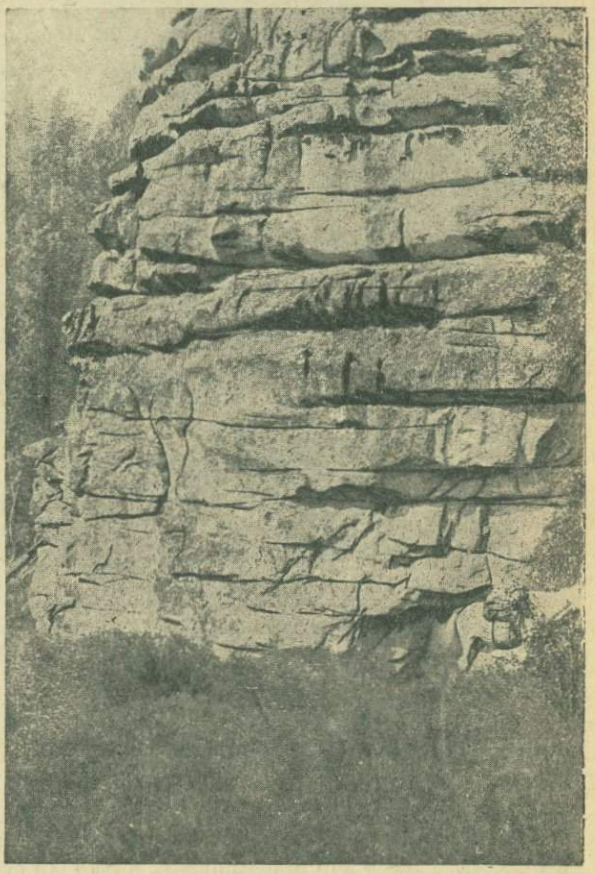


Рис. 71. Матрацевая отдельность в граните. Забайкалье.

перпендикулярно давлению *L* — трещины закрытые, иногда незаметные на-глаз. Трещины пластоватости *H*—горизонтальные трещины нагрузки—

Рис. 72. Параллелопипедальная отдельность в граните. Забайкалье.

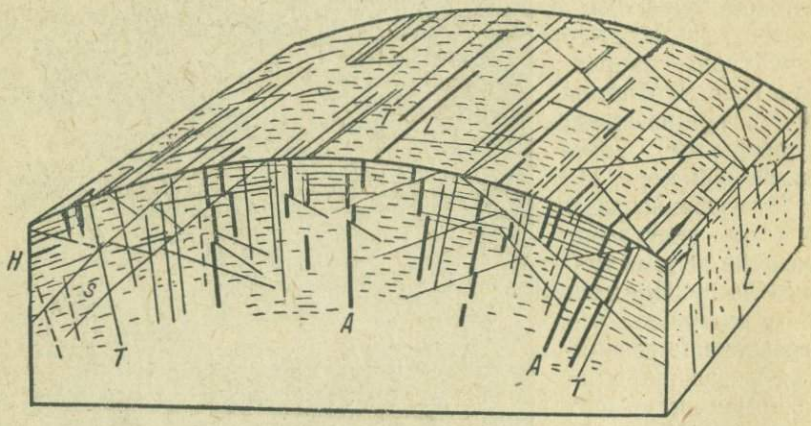


Рис. 73. Блок-диаграмма плоскостей раскола и отдельности в граните (по Клоосу).

иногда также содержат менее правильные (линзовидные) жилки аплита. Закрытые трещины иногда с отчетливостью выявляются в выветрелых обнажениях пород. Отметим еще трещины скалывания (*S*).

При остывании плоских тел, каковы интрузивные залежи, покровы, потоки и т. д., сокращение объема резче выражается в плоскости потока, нежели перпендикулярно ей. Образуются характерные виды отдельности: *призматическая*, *столбчатая* с осями, перпендикулярными главной плоскости (рис. 74). Поперечные трещины разбивают столбы на мелкие призмы, подобные шашкам торцовой мостовой. Пяти- и шестигранная призматическая отдельность характерна для базальтов. Общеизвестны классические места столбчатой отдельности базальтовых покровов: Мостовая гигантов в Ирландии, Фингалов грот на Гебридских островах.

В дайках подобная отдельность ориентирована более или менее горизонтально.

Рис. 74. Столбчатая отдельность базальта. Фингалова пещера на Гебридских островах.

В кислых эффузивных породах чаще наблюдаются неправильные трещины, разбивающие породу на остроугольные обломки. Реже наблюдаются хорошо выраженные параллельные плоскости, сообщающие породе плитчатую отдельность. Получаются тонкие звонкие плитки, например у фонолита, откуда и самое название породы (фонолит — звонкий камень).

При быстром охлаждении некоторых основных пород возникают концентрически *скорлуповатая* и *шаровая* отдельности. Образование их объясняется стяжениями вокруг многочисленных центров; в результате получается порода, сложенная из шаров различного диаметра. Подводные излияния основных пород дают лавы с подобной отдельностью—*шаровые лавы*.

Ксенолиты

Ксенолиты (см. рис. 57, *К*) или отторженцы представляют собой включения обломков посторонних, вмещающих пород в породе изверженной. Они указывают на состав тех пород, в которые внедрялась магма. Ксенолиты по большей части имеют угловатые очертания, в отличие от округлых форм шлиров. Размеры ксенолитов разнообразны. Иногда ксенолиты обнаруживают признаки частичного расплавления и воздействия в отношении изменения состава на заключающую их изверженную массу.

При обилии ксенолитов изверженного же материала получаются уже упомянутые ранее *эруптивные* (изверженные) *брекчии*.

Признаки выветривания

В большинстве случаев, доступные нашему наблюдению, горные породы на поверхности земли обнаруживают те или иные изменения под действием атмосферных агентов. Обозначаемые общим термином «выветривание» эти изменения выражаются в физическом разрушении, в химических изменениях, выщелачивании и др. В результате поверхность обнажений горных пород покрывается коркой выветривания, сильно отличающейся и по облику (окраска, прочность) и по составу от коренной породы. От поверхности глыб или скал явления выветривания проникают в глубь пород по трещинкам, иногда на-глаз незаметным. Вот в этих-то случаях и удается иногда обнаружить скрытые трещины отдельности.

Корка выветривания по мощности изменяется от пленки до каймы в несколько сантиметров или дециметров. Иногда в процессе выветривания происходит полное замещение коренной породы вторичными продуктами с сохранением форм залегания. Указывают например дайки порфирита, превращенные (своего рода псевдоморфоза) в глину, но сохранившие свою типичную форму залегания.

Выветриванию легче подвергаются породы основные, нежели кислые, породы неравномернозернистые, чем равномернозернистые, крупнозернистые, нежели мелкозернистые.

Зависимость технических свойств пород от их строения

Породы изверженные выделяются среди горных пород по своей механической прочности и малой влагоемкости, вследствие более высокой плотности. Последняя обязана своим возникновением более совершенному и однородному выполнению пространства при кристаллизации. Как уже отмечалось, при равномернозернистой структуре наиболее высокими свойствами обладают породы мелкозернистые и плотные. Действительно, чем меньше зерно, тем на меньший объем распространяется отрицательное влияние некоторых свойств составных частей. Возьмем например весьма совершенную спайность полевых шпатов. Даже в породах свежих она уже намечает пути для проникновения паров, газов и влажности, разрушающих минералы, и до известной степени создает ослабленные направления сопротивления механическим воздействиям. При мелкой зернистости, когда соседние зерна в общем случае ориентированы различно, создается меньшая возможность для продолжения этих ослабленных направлений из одного зерна в другое. Нередко в таких породах выветривание ограничивается лишь тонкой поверхностной коркой.

Неравномерная зернистость имеет неизмеримо бо́льшее значение. Обычно более крупные зерна принадлежат полевым шпатам, вследствие чего создаются благоприятные условия для механических разрушений, например при неравномерном расширении и сжатии зерен при изменениях температуры. Точно так же понижается стойкость подобных пород в гидротехнических устройствах, подвергающихся действию воды (особенно при одновременном действии мороза).

Наконец, большое значение имеет и характер распределения различных минералов в массе породы. Остановимся на примере гранита, наиболее распространенного и широко применяемого из строительных камней. Гранит содержит такой прочный и стойкий против выветривания минерал, как кварц, одновременно с относительно легко разрушаемым полевым шпатом. Если количество кварца преобладает, и притом зерна его соприкасаются между собою, образуя как бы кварцевую сетку, в ячейках которой изолированы зерна полевого шпата, тогда создается наиболее благоприятная, при прочих равных условиях, структура. Наоборот, если зерна кварца заключены в массе полевых шпатов, тогда показатели технических свойств понижаются.

То же можно сказать и о структуре менее прочных пород, состоящих из полевого шпата и менее устойчивых фемических минералов.

Очевидно, из текстур — равномернозернистые дают наиболее высокие технические показатели. Особенно неблагоприятны текстуры: 1) шлировая, когда при выветривании наблюдается отделение и выпадение шлиров и образование пещеристости пород, и 2) катакластические, создающие в породах трещиноватость того или иного масштаба. Из приведенных общих замечаний ясно, как важно обращать внимание на месте исследований (в поле) на указанные признаки внешнего облика пород.

Из таблицы 5 на стр. 23 было видно, что граниты и соответствующие им по составу порфиры обладают более высокой прочностью, чем прочие породы. Лишь базальты, в состав которых входят минералы менее прочные и устойчивые, но представляющие породы более вязкие и плотные по структуре, дают более высокие цифры сопротивления раздавливанию.

Химический состав

Понятие о химическом составе земли и твердой земной коры по данным Кларка и Уошингтона было дано на стр. 10. Так как твердая кора на глубину до 16 *км* на 95% состоит из пород изверженных, то средний химический состав последних будет весьма мало отличаться от вышеприведенных цифр.

Элементы и окислы, играющие главную роль в породообразовании, приведены в таблице 1 (стр. 10). Данные химического анализа, без учета петрографических отношений, дают неполное представление о составе исходного материала — магматического расплава (см. ниже о магме).

Из таблицы 1 видно, что наибольшее петрогенетическое значение имеют SiO_2 и Al_2O_3. Последнее находит себе отчетливое выражение в минералогическом составе, с которым мы непосредственно имеем дело в породах.

Минералогический состав

Главная масса минералов является сложными соединениями, в подавляющем большинстве представленными силикатами. Насчитывают до 20 минеральных видов, составляющих около 99,9% земной коры. Эти главнейшие минералы и носят название *породообразующих минералов*.

Отметим относительное значение наиболее распространенных минералов в породообразовании. Если средний состав изверженных пород перечислить на минералы, то получим (по Кларку) следующие цифры (в процентах):

Кварц	10—11	Амфибол, биотит или пироксен	19—20
Калиевый полевой шпат	16—18	Магнетит	5
Средний плагиоклаз (андезин)	47	Апатит	1

Силикаты представляют собой нормальные и кислые соли кремневых кислот и гидратные соединения их. Наиболее важные кремневые кислоты следующие:

Ортокремневая кислота . . . . . $2H_2O \cdot SiO_2$
Метакремневая кислота . . . . . $2H_2O \cdot 2SiO_2$
Поликремневая кислота . . . . . $2H_2O \cdot 3SiO_2$

Полевые шпаты являются наиболее распространенной и важной группой породообразующих минералов. Они представляют собой соли поликремневой кислоты и распадаются на две главные группы: *калиевые* полевые шпаты и *натрово-кальциевые* полевые шпаты (или плагиоклазы). Условные обозначения: KFp [1] и Pl.

Главными разновидностями калиевых полевых шпатов ($K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$) являются *ортоклаз* и *микроклин*.

Представители второй группы — плагиоклазы (*mAb* · *nAn*, где $m + n = 100\%$) представляют собой изоморфный ряд (смесь в различных пропорциях) от чистого *альбита* (условный знак *Ab*; состав — $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$) до *анортита* (условный знак *An*; состав — $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$).

Фельдшпатиды [2] являются эквивалентами (в петрогенетическом смысле) полевых шпатов, отличаясь от последних меньшим содержанием кремнекислоты. Главные представители: *нефелин* ($Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$) и *лейцит* ($K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$).

Группа слюд — переходная группа между легкими, светлоокрашенными (и бесцветными) полисиликатами — с одной стороны и более тяжелыми, окрашенными (до черных) железисто-магнезиальными мета- и орто-силикатами. Наиболее часто встречаются: *мусковит* ($2H_2O \cdot K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$) и *биотит* [$2H_2O \cdot K_2O \cdot 6(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$].

Хлорит — водный силикат Mg и Fe; по своей морфологии близок слюдам. Образуется при выветривании биотита и других железисто-магнезиальных минералов.

Группа пироксенов — группа простых (гиперстен) и сложных (авгит) метасиликатов Mg, Fe, Ca и Al. В породах щелочных встречается щелочный (натровый) пироксен — *эгирин*.

Группа амфиболов — группа, параллельная предыдущей, но отличающаяся иными кристаллографическими и оптическими свойствами. Образуется при отличных от предыдущей генетических условиях.

Наиболее распространенная разновидность — *роговая обманка* зеленая и бурая. Щелочные натровые амфиболы — *арфведсонит* и *рибекит*.

Группа оливина [$2(Mg, Fe)O \cdot SiO_2$] — группа простых ортосиликатов.

Группа эпидота [$H_2O \cdot 4(Ca, Fe)O \cdot 3(Al, Fe)_2O_3 \cdot 6SiO_2$] и *цоизита*. Группа минералов, образующихся при выветривании силикатов, богатых CaO или CaO и FeO.

Группа граната — группа сложных силикатов Fe, Mg, Ca, Al и др., представляющая изоморфный ряд переменного состава.

Окислы. *Кварц* (SiO_2)— второй минерал по распространенности после полевых шпатов. Известен ряд разновидностей его, из которых укажем: *халцедон* (SiO_2) и *опал* ($SiO_2 \cdot nH_2O$).

---

[1] Т. е. калиевый (K) полевой шпат — фельдшпат (Fp).

[2] Заместители полевых шпатов.

Магнетит ($FeO \cdot Fe_2O_3$) — широко распространен, но обычно встречается в незначительных количествах.

Гематит (Fe_2O_3) и водная его форма — *лимонит* ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) встречаются в виде мелкой редкой вкрапленности (первый) и натеков (второй) в минералах и породах, окрашивая последние в красный и желтый цвет.

Ильменит ($FeO \cdot TiO_2$) по распространенности подобен магнетиту.

Карбонаты. *Кальцит* ($CaCO_3$) — минерал, особенно широко распространенный уже в осадочных породах (известняки и др.). В изверженных породах он образуется в виде мелких зернышек при разрушении силикатов, содержащих CaO.

Фосфаты. *Апатит* [$Ca_5(F, Cl)\ P_3O_{12}$] — минерал, встречающийся в рассеянном виде в большинстве горных пород.

Сульфиды. *Пирит* (FeS_2) — минерал, широко распространенный в горных породах в рассеянном виде.

Глава 6

Образование изверженных горных пород

Понятие о магме

Изверженные горные породы образовались из огненно-жидкого силикатового расплава, называемого *магмой*. Иное определение понятия «магма» — первоначальный расплавленный материал горных пород. Слово магма обозначает густую тестообразную массу и потому оно употребляется для характеристики вязкого силикатового расплава.

Примеры магмы в ее естественном виде мы встречаем в условиях поверхности земной коры — в лавовых озерах современных вулканов, например в кратерах вулканов на Гавайских островах в Тихом океане, принадлежащих США. Здесь американскими учеными производятся стационарные наблюдения над составом и режимом лавы.

Состав магмы

Общее понятие о составе магмы можно получить из среднего состава изверженных пород. Одновременно необходимо помнить следующее. В состав магмы входит не только *жидкая* фаза, но и *газообразная*. Последняя фаза при застывании магмы стремится выделиться из расплава. В составе горной породы фиксируется лишь часть газовой фазы. Из цифр таблицы 22 видно, что например H_2O анализами определено 1,3%, тогда как в базальтовой лаве (относительно бедной летучими) Килауэа содержится одной воды 4%. Кроме того интрузивные массивы, особенно кислые, сопровождаются свитой жил, в образовании которых крупную роль играют магматические газы (минерализаторы). Это обстоятельство также указывает на то, что первоначально в составе магмы присутствовало бо́льшее количество газов, нежели это устанавливается анализами пород.

Практически все известные элементы встречаются в составе магмы, но, как уже указывалось (табл. 1), лишь девять из них являются наиболее распространенными и характерными, определяющими главнейшие из образующихся минералов. При этом ряд редких элементов, а в особенности газов, каковы: фтор, хлор, сера, бор, углекислота, вода и их летучие смеси, играет крупную роль не только в образовании изверженных пород, но и в концентрации полезных элементов — в образовании рудных месторождений.

По новейшим представлениям элементы, определяемые анализами в виде окислов, присутствуют в магме в виде комплексных соединений. Ниггли, на основании изучения минерального состава изверженных пород, пришел к выводу, что *главнейшими компонентами* в составе магмы являются следующие молекулы:

1. Калиофилит	$KAlSiO_4$	или $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$
2. Нефелин	$NaAlSiO_4$	или $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$
3. Гипотетическая молекула Чермака [1]	$(Ca, Mg)Al_2SiO_6$	или $(Ca,Mg)O \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2$
4. Слюда	$HAlSiO_4$	или $H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$
5. Натровый силикат	Na_4SiO_4	или $2Na_2O \cdot SiO_2$
6. Калиевый силикат	K_4SiO_4	или $2K_2O \cdot SiO_2$
7. Кальциевый ортосиликат .	Ca_2SiO_4	или $2CaO \cdot SiO_2$
8. Фаялит	Fe_2SiO_4	или $2FeO \cdot SiO_2$
9. Форстерит	Mg_2SiO_4	или $2MgO \cdot SiO_2$
10. Кварц	SiO_2	
11. Вода	H_2O	
12. Кислород	O_2	
13. Магнетит	$Fe(Fe_2O_4)$,	или $FeO \cdot Fe_2O_3$
14. Шпинель	$Mg(Al_2O_4)$	или $MgO \cdot Al_2O_3$

Главнейшие магматические минералы образуются:

1) либо при непосредственном выделении названных молекул, например нефелин, кварц, фаялит, магнетит, шпинель;

2) либо при соединении названных молекул с SiO_2, например при соединении молекул калиофилита или нефелина с двумя молекулами SiO_2 получаем соответственно ортоклаз и альбит, т. е. (удваивая молекулы):

$$\underset{\text{калиофилит}}{K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2} + \underset{\text{кварц}}{4SiO_2} = \underset{\text{ортоклаз}}{K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2}$$

$$\underset{\text{нефелин}}{Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2} + \underset{\text{кварц}}{4SiO_2} = \underset{\text{альбит}}{Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2}$$

или при соединении молекулы Чермака с SiO_2 — анортит:

$$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2 + SiO_2 = \underset{\text{анортит}}{CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2}$$

3) либо при соединении в различных отношениях молекул между собой, например

$$\underset{\text{фаялит}}{2FeO \cdot SiO_2} + \underset{\text{форстерит}}{2MgO \cdot SiO_2} = \underset{\text{оливин}}{2[2(Mg, Fe)O \cdot SiO_2]}$$

$$\underset{\text{калиофилит}}{K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2} + \underset{\text{слюда}}{2H_2O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 4SiO_2} = \underset{\text{мусковит}}{K_2O \cdot 2H_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2}$$

Физико-химическое состояние магмы определяется, как взаимный раствор того или иного количества указанных выше компонентов. Иногда состояние магмы сравнивают со сложными растворами солей в воде. Но, как мы только что указывали, наравне с тугоплавкими, труднолетучими компонентами (силикатами) с высокой точкой плавления и низким давлением пара, для магмы характерно присутствие компонентов (газы и пары), обладающих обратными свойствами — высоким давлением пара. Летучие компоненты удерживаются в расплаве, вследствие того высокого давления, под которым он находится. Летучие компоненты уменьшают вязкость магмы, понижая температуру плавления силикатов. Таким образом мы приходим к заключению, что температурные условия кристаллизации отличаются от таковых, получаемых при плавлении силикатов в условиях земной поверхности. Кроме того газовые компоненты,

[1] Входит в состав пироксенов, амфиболов и др.

образуя более легкоподвижные, в ряде случаев летучие, смеси с некоторыми из силикатовых компонентов, тем самым способствуют перемещению последних в зоны с пониженным давлением, что приводит к местным изменениям состава внутри магматических масс. Указанное явление имеет крупное петрогенетическое значение, как фактор, объясняющий разнообразие изверженных пород, ведущих свою родословную от единого исходного магматического расплава. Подробнее на этом обстоятельстве мы остановимся ниже.

Для характеристики *отражения петрогенетических условий* (температуры и давления) на минеральном составе возникающих горных пород приведем несколько примеров.

При определенной температуре и определенном давлении в магматическом расплаве создается определенное *равновесие* в комбинации главнейших компонентов. Изменение этих условий нарушает равновесие и вызывает перегруппировку молекул — происходят реакции обменного разложения между компонентами, происходит обогащение магмы определенным характерным компонентом, который, при определенной концентрации расплава и комбинации внешних условий, начинает выкристаллизовываться. Отсюда вытекает то важное для петрогенезиса следствие что *расплав одного и того же химического состава при различных условиях образует различные минеральные комбинации.* Итак еще раз убеждаемся, что данные химического анализа еще далеко не характеризуют петрогенетического облика породы.

Поясним сказанное примерами:

$$\underset{\text{ортоклаз}}{K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2} + \underset{\text{биотит}}{K_2O \cdot 2MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2} =$$

$$= \underset{\text{лейцит}}{2(K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2)} + \underset{\text{оливин}}{2MgO \cdot SiO_2}$$

Комбинация ортоклаза и биотита характерна для *глубинной* изверженной породы, называемой *биотитовым сиенитом*, кристаллизующейся из магмы при высоком давлении и низкой температуре. Между тем комбинация лейцит-оливин, характерная для *излившейся* породы (*лейцитовый базальт*), является устойчивой (и образуется) лишь при высокой температуре и низком давлении.

$$\underset{\text{оливин}}{2(Mg, Fe)O \cdot SiO_2} + \underset{\text{анортит}}{CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2} = \underset{\text{авгит}}{CaO \cdot (Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2} \cdot MgO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2$$

И в этом втором примере, несмотря на равенство по химическому составу левой и правой частей уравнения, петрогенетическое значение их различно. Комбинация оливин-анортит образует глубинную породу (алливалит), тогда как порода, состоящая из авгита (авгитит), представляет собой излившуюся породу.

Приведенные в примерах породы, происходящие из расплава одного и того же химического характера, но характеризующиеся различным минералогическим составом, называются *гетероморфными*. Описанное явление названо *гетероморфизмом* (Лякруа).

Общие замечания о кристаллизации магмы

В зависимости от генетических условий, в первую очередь — температуры, давления, присутствия минерализаторов и продолжительности кристаллизации, возникают различные внешние физические формы (степень кристалличности, зернистость, структура и др.) изверженных пород.

При кристаллизации магматического расплава на глубине в условиях медленного охлаждения возникают крупнозернистые, равномернозернистые породы — глубинные породы. Присутствие летучих компонентов способствует росту и увеличению размеров кристаллов.

Быстрое перемещение жидкого расплава в условия низких температур и давлений, происходящее при внедрении магмы в более высокие зоны литосферы или при извержениях на поверхность земли, вызывает ускоренную кристаллизацию или переохлаждение и быстрое застывание. В первом случае возникают породы (гипабиссальные), характеризующиеся обычно мелким зреном, изредка частично содержащие даже стекло. Во втором — переохлажденный расплав при быстрой кристаллизации в условиях быстрой потери летучих компонентов застывает либо в виде тонкозернистых (микроскопически-зернистых), либо стекловатых излившихся пород.

Если еще в магматической стадии температура расплава упала настолько, что началось образование кристаллов, гогда последующее быстрое перемещение магмы в высшие зоны литосферы приводит к образованию пород с порфировой структурой.

Идиоморфизм и последовательность выделения

В процессе кристаллизации магмы минералы выкристаллизовываются в некотором порядке, опеределяемом концентрацией расплава и условиями кристаллизации (температура и давление). В начале изучения этого вопроса считали, что тугоплавкие минералы должны выделяться на первых стадиях кристаллизации. Морфологически это выражается в степени совершенства (идиоморфизма) ограничения зерен, в отсутствии в кристаллах первых стадий выделения входящих углов (см. рис. 34, стр. 61).

Однако этот общий принцип связи степени идиоморфизма и порядка выделения нельзя принять без оговорок, так как он, являясь по существу формальным принципом, не учитывает петрогенетических условий процесса. Процесс кристаллизации отдельных минералов не приурочен к какой-либо определенной температуре. Кристаллизация продолжается в течение некоторого температурного интервала, вследствие чего наблюдается перекрытие моментов кристаллизации двух выделяющихся один за другим минералов; т. е. кристаллизация одного минерала еще не закончена, как уже начинается выделение следующего более легкоплавкого минерала.

О степени идиоморфизма можно судить также по включениям одного минерала в другом. При этом, учитывая вышесказанное, возможно говорить лишь о том, что включенный минерал старше только внешней части включающего. Внутренние части последнего могут быть одновременными и даже более ранними, нежели включения.

Розенбушем было установлено следующее правило для порядка выделений породообразующих минералов из магмы.

1. Наиболее ранними и идиоморфными выделениями являются: рудные минералы, циркон, апатит.

2. Далее образуются выделения ортосиликатов, за которыми следуют метасиликаты. При этом раньше выделяются силикаты, более богатые магнием и железом, позднее — магнезиально-кальциевые и железисто-

кальциевые. Сюда относятся: оливин, пироксены, амфиболы, биотит и др. Это — группа фемических, большею частью окрашенных, минералов.

3. Затем начинается образование известковых и известково-щелочных силикатов в порядке убывающей основности: анортит, средние плагиоклазы, альбит и калиевые полевые шпаты и т. д.

4. Наконец выделяется избыток свободной кремнекислоты в виде кварца и аморфная не раскристаллизованная часть расплава в виде вулканического стекла.

Весьма существенный корректив в упрощенное правило Розенбуша вводит зависимость молекулярных объемов получающихся минералов от условий кристаллизации. Сущность этого петрогенетического момента заключается в следующем. Минералы одной группы образуются с сокращением объема. Это видно из того, что молекулярный объем их меньше суммы молекулярных объемов, входящих в их состав окислов. Представителями этой группы являются оливин, пироксены, амфиболы. Вторая группа, включающая полевые шпаты, фельдшпатиды, характеризуется обратным свойством, т. е. входящие в ее состав минералы образуются с увеличением объема по сравнению с суммарным объемом составных частей.

Таким образом в условиях *повышенного* давления (в глубинных породах) мы имеем более или менее выдержанный порядок выделения по правилу Розенбуша. Наоборот, при пониженном давлении (в жильных и излившихся породах) наблюдается более ранняя кристаллизация минералов второй (полевошпатовой) группы. Лабораторные опыты также дают пример более ранней кристаллизации полевых шпатов.

Не меньшее значение на течение процесса кристаллизации оказывают некоторые характерные свойства магмы, как силикатного расплава, а именно: вязкость, склонность к переохлаждению, кристаллизационная способность возникающих минералов и линейная скорость роста их.

Основные принципы кристаллизации магмы

Подавляющее большинство изверженных горных пород состоит из трех, четырех или пяти главных минералов. В этом мы находим указание, что исходный материал — магма — представлял взаимный раствор еще большего количества компонентов. Изучение процессов раскристаллизации естественно было начато с простейших систем — систем из двух компонентов (бинарные системы).

Предварительно остановим внимание на некоторых главнейших явлениях, определяющих раскристаллизацию магмы. Порядок кристаллизации, изображаемый обычно в виде диаграмм температуры и концентрации (термические диаграммы), зависит прежде всего от формы взаимных сочетаний компонентов. Во-первых они могут образовывать твердые растворы (изоморфные ряды); во-вторых они не образуют непрерывных изоморфных смесей, и каждый компонент кристаллизуется частью раздельно, частью одновременно с другим (принцип эвтектики); наконец компоненты образуют между собой химические соединения (конгруэнтное и инконгруэнтное плавление).

Изоморфные смеси или смешанные кристаллы довольно обычное явление в силикатах, составляющих изверженные горные породы. Поэтому они имеют большое значение в петрогенезисе. Изоморфные смеси представ-

ляют собой ряд непрерывных соединений, обладающих тождественным молекулярным строением и различающихся между собой лишь вариациями в части оснований, входящих в их состав. Обычны изоморфные замещения K и Na; Ca и Na; Mg, Ca и Fe″; Al и Fe‴. В породообразующих минералах, представляющих изоморфные смеси, мы имеем сохранение отдельных минеральных видов (плагиоклаз, пироксен и др.). Вследствие замещений в различных отношениях одного основания другим, создаются дальнейшие подразделения — разновидности, отражающие петрогенетические условия. Так например внутри группы плагиоклазов наблюдается ряд разновидностей от чисто натрового плагиоклаза (альбит) до чисто кальциевого (анортит), обладающих различной петрогенетической характеристикой; внутри группы оливина имеем ряд от магнезиальной разновидности (форстерит) до железистой (фаялит) и т. д.

Эвтектикой нескольких компонентов называется некоторое постоянное количественное отношение их, при котором компоненты кристаллизуются одновременно и в некоторых закономерных взаимных отношениях. В то же время эвтектика представляет собой наиболее легкоплавкую смесь веществ, которые не дают между собой определенных соединений и не изоморфны. Существуют эвтектики двойные, тройные.

На значении того случая, когда компоненты образуют химические соединения, случая также важного в петрогенезисе, мы остановимся подробнее несколько позднее, при рассмотрении диаграмм плавления.

Кристаллизация двукомпонентных систем

Вспомним, что при кристаллизации смеси двух веществ свойства каждого в присутствии другого меняются. Наиболее существенно понижение температуры затвердевания наиболее тугоплавкого компонента. Общеизвестно, что лед образуется при 0° С, жидкая соль затвердевает при температуре около 80° С. Смесь льда и соли при определенном отношении компонентов застывает при — 22° С.

Из петрологической практики можно привести пример, наблюдающийся в лавах Везувия. В этих лавах часто находят авгит включенным в лейците, т. е. авгит затвердел ранее лейцита. Между тем температура застывания авгита — 1220° С, а лейцита — 1420° С. Из указанных соотношений можно заключить, что лейцит в присутствии авгита кристаллизовался при температуре несколько ниже 1220° С, т. е. наблюдается понижение температуры его застывания минимум на 200° С.

Диаграмма эвтектики

Рассмотрение диаграмм кристаллизации мы начнем с того случая, когда компоненты не образуют изоморфных смесей или химических соединений, т. е. кристаллизация происходит по принципу эвтектики. Этот тип кристаллизации встречается реже, чем кристаллизация изоморфных смесей, но он имеет не менее крупное значение в петрогенезисе. Течение процесса заключается в следующем (рис. 75). Имеется расплав двух компонентов A и B, не образующих непрерывных твердых растворов, но при этом не исключается возможность существования твердых растворов, в некоторых ограниченных пределах смешения. Температура плавления для A обозначена T_a и для B — T_b. Пусть

данный расплав имеет состав $xA \cdot yB$, отмеченный в жидкой фазе точкой a_2. В процессе понижения температуры, опускаясь по ординате a_2C, достигаем кривой плавления компонента B. Начинают выделяться кристаллы состава B. При этом, по мере падения температуры и дальнейшего выделения B, жидкость обогащается компонентом A. Соответственно изменению состава расплава в сторону обогащения компонентом A, постепенно происходит понижение температуры затвердевания расплава, согласно кривой плавления CE. Процесс продолжается до тех пор пока, двигаясь по кривой CE к точке E, расплав не получит состав $mA \cdot nB$. В этот момент заканчивается выделение избытка B против смеси $mA \cdot nB$, и дальнейшее падение температуры приостанавливается. Начинается одновременная кристаллизация A и B в пропорции $m : n$ при постоянной температуре до тех пор, пока не будет израсходован весь расплав. Если исходный расплав отвечал составу точки a_1 (был относительно обогащен компонентом A), то до момента кристаллизации эвтектики происходит выделение A. Кривая CE является кривой насыщения компонентом B, кривая DE — компонентом A, точка E, эвтектическая точка, — точка одновременного насыщения и A и B.

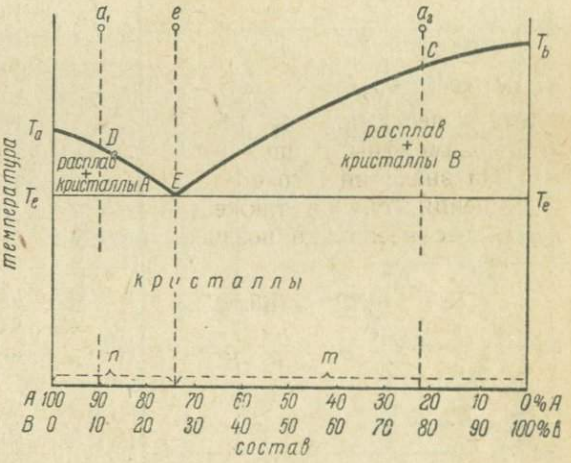


Рис. 75. Диаграмма кристаллизации двух компонентов, образующих эвтектику.

Таким образом при кристаллизации по принципу эвтектики намечается три стадии: 1) охлаждение расплава до начала кристаллизации, 2) кристаллизация того компонента, который находится в избытке против некоторого постоянного отношения, в данном случае $mA \cdot nB$, сопровождающаяся дальнейшим падением температуры до Te, 3) одновременная кристаллизация A и B при постоянной температуре Te, соответствующей эвтектической точке E.

Если состав расплава точно соответствует $mA \cdot nB$ (точка e), — образуется порода, состоящая сплошь из эвтектической смеси.

Примером эвтектических срастаний служат общеизвестные письменные или графические структуры, встречаемые в письменных гранитах и пегматитах и состоящие из кварца (26%) и ортоклаза (74%). Компонент, присутствующий в меньшем количестве (кварц), образует вростки в крупных зернах другого (ортоклаза). Вростки по форме напоминают обычно клинообразные письмена (клинопись) и обладают одинаковой оптической ориентировкой в пределах каждого отдельного включающего их кристалла ортоклаза. Когда имеется избыток того или иного компонента, последний выделяется в виде крупных кристаллов среди более мелкозернистой массы эвтектического состава — возникает *порфировидная* структура породы.

Розебум установил пять типов процесса кристаллизации. Мы ограничимся рассмотрением диаграммы для первого, наиболее важного из них. В диаграмме (рис. 76) разбирается кристаллизация расплава из двух компонентов, образующих непрерывный ряд соединений.

Имеется два компонента A и B. Кривая плавления их смесей (от чистого A до чистого B) постепенно понижается от точки плавления B до точки плавления A. На диаграмме изображены две кривые. Верхняя является границей жидкого состояния и означает начало кристаллизации, т. е. разграничивает расплав (жидкость) и расплав с кристаллами. Она называется *ликвидус* (liquidus — жидкий). Нижняя кривая — конец кристаллизации или начало плавления — разграничивает область жидкости с кристаллами и область твердого состояния. Она называется *солидус* (solidus — твердый). По оси абсцисс отлагается состав изоморфной смеси $mA \cdot nB$ — от $m = 100$ и $n = 0$, т. е. чистого A, до $m = 0$ и $n = 100$, т. е. чистого B. На ординате отлагаются температуры.

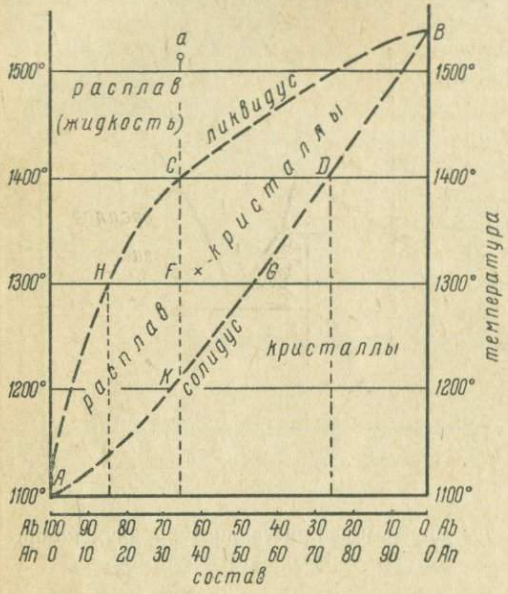


Рис. 76. Диаграмма кристаллизации изоморфной смеси. Кристаллизация плагиоклаза.

Возьмем конкретный пример изоморфного ряда плагиоклазов, как известно представляющих смесь альбита Ab и анортита An.

Пусть мы имеем жидкость, по составу соответствующую $mA \cdot nB = Ab_{65}An_{35}$, изображаемую точкой a. При понижении температуры до 1400° (точка C) начинается кристаллизация. При этой температуре могут существовать в твердом виде лишь кристаллы состава, определяемого точкой на кривой солидус, т. е. точкой D, имеющей ординату, равную с C. Таким образом получается положение, уже указанное выше: твердая фаза D богаче тугоплавким компонентом, жидкость C — легкоплавким. В нашем случае в первый момент кристаллизации будет выделяться плагиоклаз состава $Ab_{25} \cdot An_{75}$. Это возможно установить путем внезапного охлаждения (закалки). При постепенном охлаждении происходит непрерывная реакция между кристаллами и жидкостью, направленная к изменению состава кристаллов в сторону обогащения более легкоплавким компонентом, на диаграмме компонентом Ab. Поэтому, когда температура расплава упадет до F, то будут выделяться кристаллы состава G, а жидкость при этой температуре получит состав, изображаемый точкой H на кривой ликвидус. Если процесс кристаллизации происходит медленно (медленное падение температуры), то к моменту, соответствующему

$T = 1300°$, в результате постепенного и непрерывного выравнивания состава жидкой и твердой фаз, кристаллы состава D изменят свой состав до G ($Ab_{45}An_{55}$).

При температуре, соответствующей точке K, раскристаллизация расплава закончится. Если наше условие — выравнивание состава двух фаз — продолжается до конца кристаллизации, то конечные продукты застывания, кристаллы плагиоклаза, будут представлены однородными зернами состава $Ab_{65}An_{35}$.

Но в случае, когда в какой-либо момент кристаллизации произойдет внезапное резкое понижение температуры, например при извержении магмы, образуются породы, состоящие из кристаллов состава D и стекла состава C или кристаллы G и стекло H.

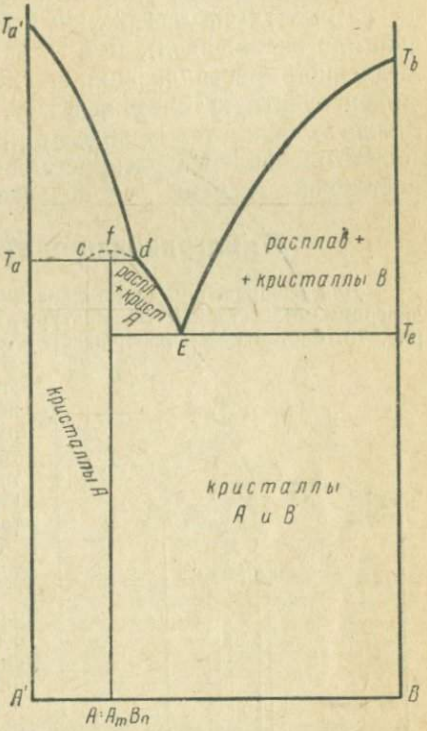


Рис. 77. Диаграмма кристаллизации двукомпонентной системы с инконгруэнтной точкой плавления.

Нарисованная выше картина сохранения непрерывного равновесия между двумя фазами, будет наблюдаться в том случае, если расплав достаточно легкоплавок, диффузия не затруднена и происходит непрерывное выравнивание состава всейм ассы. Силикатовые расплавы, в особенности кислые, недостаточно жидкоплавки, и потому реакция выравнивания проходит скачками. Возникают кристаллы, состоящие из концентрических зон различного состава. Избранный нами пример (плагиоклазы) является в этом отношении весьма показательным. Встречаемые в гранодиоритах и диоритах кристаллы плагиоклаза имеют центральные части (ядро), обогащенные более тугоплавкой молекулой анортита, а каждая следующая к периферии зона становится богаче более легкоплавким альбитом. Возникает так называемое *зональное* строение плагиоклазов (см. рис. 45).

Кроме пяти типов Розебума, существенное значение для петрогенезиса имеет процесс кристаллизации с перерывом. Это — случай, когда компоненты образуют между собой *химические соединения*.

При кристаллизации расплавов подобного состава наблюдается в одном случае явный максимум кривой плавления (конгруэнтная точка), которому соответствует некоторое химическое соединение A_mB_n, представляющее как бы особый компонент по отношению к правой и левой частям диаграммы. Система $aA + bB$ таким образом распадается на две: $aA + pA_mB_n$ и $bB + qA_mB_n$.

В другом случае, особенно важном петрогенетически, вместо явного максимума имеем скрытый максимум f.

Выделение компонента A' (рис. 77), существующего при высоких температурах, из составов богатых им (точка a'), происходит на основании того же принципа, как и при эвтектике, т. е. расплав постепенно обогащается компонентом, находящимся в малом количестве. В некоторой точке d (инконгруэнтная точка) минерал A' при некоторой определенной T_d вступает в реакцию с жидкостью, растворяется и при дальнейшем понижении температуры вместо него образуется новое соединение $AmBn$, по составу отвечающее скрытому максимуму f. Примером может служить система оливин-кремнезем, для которой имеется инконгруэнтная точка, отвечающая новому соединению — энстатиту (ромбический пироксен).

Таким образом удается подойти к объяснению того факта, что для некоторых групп изверженных пород, в зависимости от фации (глубинная или излившаяся), то встречается, то отсутствует оливин. В условиях медленной кристаллизации на глубине в диоритах оливин, проходя через инконгруэнтную точку, исчезает, заменяясь пироксеном. В излившихся аналогах диоритов — андезитах, — оливин встречается вследствие закалки или быстрой раскристаллизации расплава, когда оказывается недостаточно времени для полного растворения оливина жидкостью.

Кристаллизация трехкомпонентных систем

Для изображения кристаллизации этих систем пользуются пространственными диаграммами состава и температуры, имеющими вид, изображенный на диаграмме рис. 78. Состав смеси изображается точкой внутри равностороннего треугольника, а температуры плавления компонентов отлагаются на перпендикулярах, восстановленных из вершин треугольника. На рис. 78 изображена пространственная диаграмма кристаллизации тройной системы A, B и C по принципу эвтектики. Точки T_A, T_B, T_C изображают соответственно температуры затвердевания компонентов, точки E_{AB}, E_{AC} и E_{BC} — двойные эвтектические точки соответственных пар компонентов и, наконец, точка E — тройную эвтектическую точку. Для удобства построений и вычислений диаграмма проектируется на плоскость основания фигуры, представляющую, как было сказано, равносторонний треугольник. Изолинии равных температур (изотермы) на кривых поверхностях плавления смесей проектируются на основании фигуры в виде пунктирных кривых (рис. 79).

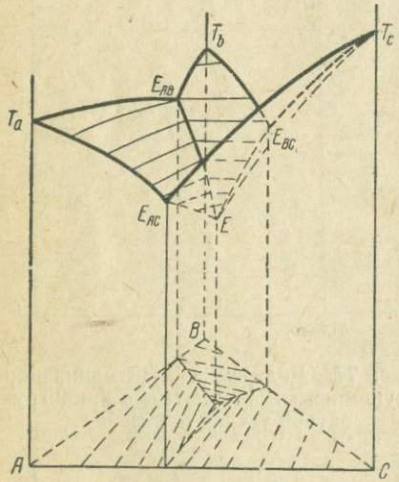


Рис. 78. Пространственная диаграмма кристаллизации трехкомпонентных систем.

Точки T_a, T_b, T_c выражают температуры застывания соответствующих компонентов A, B, C. Точки E_{AB}, E_{BC}, E_{AC} — двойные эвтектические точки для соответствующих пар. E — точка тройной эвтектики. На поверхностях затвердевания показаны изотермы, спроектированные также на основание фигуры.

Положение точки внутри треугольника определяется расстояниями ее от трех сторон. Расстояние PD точки P от стороны BC пропорционально содержанию компонента A; расстояние PF до стороны AB—пропорционально содержанию C и т. д. Как и в предыдущих диаграммах, стороны треугольника делятся на 100 частей. Тогда, проведя параллельно сторонам треугольника три системы линий, легко получить выражение содержания компонентов в молекулярных процентах, так как сумма $PD + PF + PG = 100$. Очевидно, чем ближе точка располагается к вершинам треугольника, тем более насыщена смесь компонентом, расположенным в соответствующей вершине. На рис. 79 точка P изображает смесь, обогащенную компонентом B,

Поясним сказанное на примере изученной Боуэном в Геофизической лаборатории в Вашингтоне смеси диопсид-альбит-анортит. Во взятом случае ряд альбит-анортит — ряд изоморфный и потому на диаграмме мы имеем лишь две эвтектические точки: между парами диопсид-анортит (58% Di + 42% An) и диопсид-альбит (3% Di + 97% Ab). Соединяя точки E_1 и E_2 кривой, имеем *эвтектическую линию* между диопсидом и смешанными кристаллами $AbAn$ (плагиоклазами). Поле, лежащее вверх от кривой E_1E_2, обозначает составы относительно обогащения диопсидом, а вниз—плагиоклазами.

Итак, дана смесь, по составу соответствующая точке P и состоящая из 50% Di и 50% $Ab_1\ An_1$ (т. е. $Ab = An = 25\%$). Эта точка находится на средине перпендикуляра из вершины B на сторону $AbAn$. Ордината точки P (на рис. 79 — изотермы) выражает температуру начала кристаллизации расплава, равную 1275° С. Так как точка находится в поле диопсида, то при $T = 1275°$ С начинает кристаллизоваться диопсид. Жидкость в то же время обогащается альбитом и анортитом, и потому точка плавления будет опускаться вниз по перпендикуляру BP пока не достигнет эвтектической линии в точке G'. В этой точке получаем 17% Di и 83% жидкости. Параллельно с выделением диопсида, начинается выделение плагиоклаза состава $Ab_{20}An_{80}$, определяемого точкой H на линии $AbAn$. Состав жидкости обогащается более легкоплавким компонентом — альбитом и потому, в условиях одновременной кристаллизации диопсида и плагиоклаза, при дальнейшем понижении температуры происходит смещение точки состава по эвтектической линии в направлении альбитовой вершины треугольника. Одновременно непрерывно изменяется состав выделившегося плагиоклаза. Так, в точке K выделяется плагиоклаз состава L и к этому времени кристаллы состава H также изменяются до этого же состава L. Последняя порция расплава израсходуется в M, когда выделяющийся плагиоклаз получает состав $Ab_{50}An_{50}$.

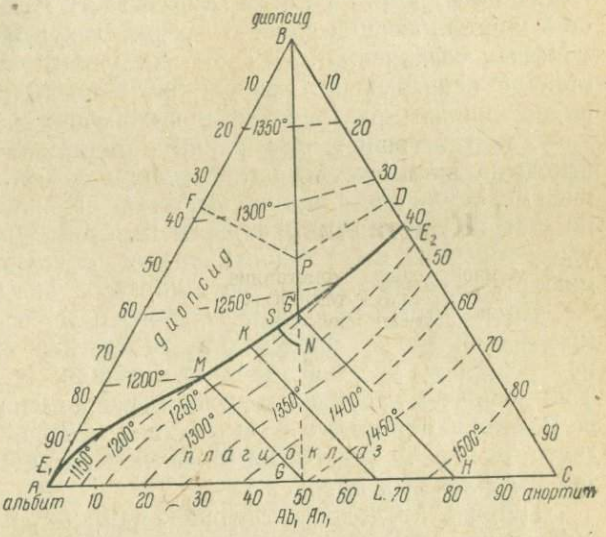


Рис. 79. Диаграмма кристаллизации системы диопсид-альбит-анортит, представляющая проэкцию на $\frac{1}{4}\Delta$, основания пространственной фигуры.

Кривая E_1 — E_2 изображает эвтектическую линию ряда смесей диопсид-плагиоклаз.

При быстрой кристаллизации переохлажденного расплава получаем тот же, что и в предыдущем случае, конечный продукт, т. е. 50% диопсида и 50% плагиоклаза состава $Ab_{50}An_{50}$. Отличительной чертой полученной породы будет — мелко- или тонкозернистая структура,

Если же кристаллизация протекает при среднем (между двумя предыдущими) охлаждении, то состав плагиоклазов ранних стадий выделения не успевает выравняться до состава плагиоклазов последующих стадий выделения. Вследствие этого ранние кристаллы плагиоклазов покрываются зонами состава, соответствующего последующим стадиям выделения, т. е. постепенно обогащающегося альбитом. В результате этого возникает знакомое нам явление зональности.

Возьмем другой случай. Пусть исходный расплав имеет состав N, что отвечает содержанию 30% диопсида и 70% плагиоклаза $Ab_{50}An_{50}$ (35% Ab + 35% An), т. е. точка будет лежать на том же перпендикуляре из точки Di, но, в отличие от первого случая, на этот раз в поле плагиоклаза. Тогда при 1302°С начинается выделение плагиоклаза состава, близкого к $Ab_{20}An_{80}$. Так как при этом происходит обогащение расплава диопсидом и альбитом, точка N начнет перемещаться вверх и влево до точки S, в которой начинается кристаллизация диопсида. Плагиоклаз в этот момент получает состав R ($Ab_{25}An_{75}$). В дальнейшем кристаллизация идет в порядке, описанном выше для первого случая, до температуры 1200° С, когда будет израсходована вся жидкость и весь выделившийся плагиоклаз получит состав $Ab_{50}An_{50}$.

В прочих случаях кристаллизации тройных систем (без эвтектик), а тем более четверных и выше, положение усложняется: увеличивается количество выделяющихся минералов, расширяются пределы ряда минералов изменяющегося состава и т. д. Кроме того в системах, порядка выше трехкомпонентного, диаграммы получают вид более сложный. На них мы здесь останавливаться не будем.

Усложнения процесса кристаллизации

При рассмотрении диаграмм кристаллизации мы намеренно ограничились простейшими, идеальными случаями, не принимая во внимание ряда явлений, обычных для силикатных расплавов. Мы рассматривали процесс кристаллизации при непрерывном равновесии между твердой и жидкой фазами. При этом лишь отчасти касались некоторых особенностей кристаллизации силикатных расплавов (например зональность изоморфных соединений). Однако нормальный ход кристаллизации и состояние непрерывного равновесия нарушаются также путем удаления выделившихся кристаллов или выжимания расплава.

Удаление кристаллов ранних стадий кристаллизации может происходить путем *отсадки* их. Так например минералы, обладающие бо́льшей молекулярной плотностью, т. е. бо́льшим удельным весом, могут постепенно опускаться в нижние горизонты расплавленной массы. Боуэн в условиях лабораторных опытов установил опускание и концентрацию оливиновых кристаллов в нижних частях расплавов.

Кроме этого, отделение жидкого расплава от ранее выделившихся кристаллов может происходить вследствие выжимания жидкой фазы по трещинам, под действием сжимающих тектонических напряжений. Таким образом нарушаются условия равновесия первоначального расплава и отделяются своего рода фракции, дающие начало различным породам, о чем речь будет идти ниже, при рассмотрении причин разнообразия изверженных пород.

Тиррель приводит следующую таблицу, характеризующую различный состав выделяющихся кристаллов и остаточной жидкости.

Таблица 13

Серии смешанных кристаллов	Ранние кристаллы обогащены	Остаточная жидкость и поздние кристаллы обогащены
Оливин $2MgO \cdot SiO_2 - 2FeO \cdot SiO_2$	Mg—компонент	Fe—компонент
Ромбические пироксены $MgO \cdot SiO_2 - FeO \cdot SiO_2$	Mg—компонент	Fe—компонент
Моноклинные пироксены $CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2 - CaO \cdot FeO \cdot 2SiO_2$ (см олекулами, ключающими в себя Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, Na_2O и др.)	Mg—-компонент	Fe—компонент и компоненты с Al_2O_3, F_2O_3, TiO_2, Na_2O и др. Также некоторое обогащение CaO
Плагиоклазы (альбит — анортит)	Анортитовая молекула	Альбитовая молекула

Кроме того силикатовые расплавы способны к *переохлаждению*. Это свойство отчетливо выступает в виде частого образования вулканических стекол. Стекла — это переохлажденные системы, находящиеся в неустойчивом равновесии. Поэтому, со-

гласно Дёльтеру, силикаты обычно не обладают определенной точкой плавления, а обнаруживают плавление и раскристаллизацию в пределах некоторого температурного интервала. Не успевши раскристаллизоваться при соответствующих нормальных температурах, они в дальнейшем склонны к постепенной вторичной раскристаллизации так называемому, *расстеклованию*.

Вязкость и способность к переохлаждению особенно сильно выражены у алюмосиликатов. Вязкость наиболее легкоподвижной из лав, базальтовой лавы Килауэа, в 50 раз выше таковой для воды. Вязкость—один из факторов, усложняющих восстановление равновесия. Затрудняя дифузионный обмен молекулами между фазами, она создает уклонения от хода кристаллизации, намечаемого в диаграммах. В результате создаются породы, заключающие в себе зональные кристаллы.

Явление переохлаждения вызывает то положение, что кристаллизация расплавов начинается при температурах несколько ниже, чем точки затвердевания отдельных минералов. Это отчетливо выявлено путем наблюдений над кристаллизацией отдельных минералов. Так например для авгита, по наблюдениям Таммана, кристаллизация, начинаясь в точке затвердевания, вначале весьма слабо выражена. Лишь при переохлаждении до 30—55° количество зарождающихся кристаллов быстро увеличивается, достигая максимума при 55° (рис. 80). Затем следует уменьшение и, при переохлаждении до 120°, возникновение новых кристаллов совершенно заканчивается, после чего остающийся расплав находится в состоянии переохлаждения и застывает в виде стекла.

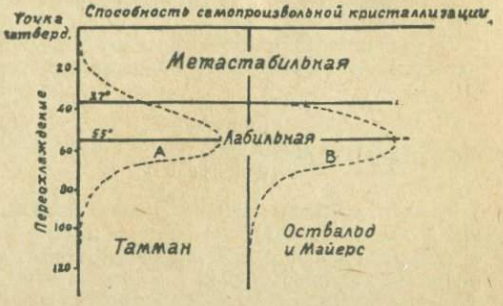


Рис. 80. Кривые кристаллизации авгита ниже точки затвердевания (кривые переохлаждения) (по Харкеру).

Центры кристаллизации

Анализируя диаграмму рис. 80, видим, что при медленной кристаллизации в метастабильной зоне имеет место зарождение небольшого количества кристаллов, или как говорят наблюдается *мало центров кристаллизации*: при длительном медленном охлаждении получаем небольшое количество крупных по размерам кристаллов, т. е. возникает полнокристаллическая крупнозернистая порода.

Если процесс кристаллизации задержится в зоне большего переохлаждения — лабильной зоне, возникают многочисленные центры кристаллизации — получается полнокристаллическая мелкозернистая порода.

При быстром переохлаждении ниже температур отмеченных двух зон возникает полное переохлаждение расплава — получается стекловатая порода с редкими мелкими кристаллами, или лишь зародышами кристаллов, соответствующими моментам кристаллизации в указанных зонах или, наконец, совершенно лишенная кристаллических элементов.

Для различных минералов количество центров кристаллизации различно, т. е. различна способность к кристаллизации (самопроизвольной кристаллизации). Так как скорость кристаллизации отдельных компонентов увеличивается при смешении с другими, то во многокомпонентных магмах, чем сложнее состав, тем, при прочих равных условиях, мелкозернистее возникающая порода.

Скорость кристаллизации

Величина зерен зависит также от скорости кристаллизации, от вязкости расплава, присутствия минерализаторов, действующих в обратном направлении по сравнению с вязкостью, и концентрации данного компонента.

Для сравнения приведем цифровые данные способности к кристаллизации и ее скорости для различных минералов.

В табличке: t — величина переохлаждения, n — число центров кристаллизации.

	t	n
Диопсид (пироксен)	100°	15
Шпинель	175°	47
Геденберит (пироксен)	200°	34

Скорость кристаллизации некоторых минералов, по максимальным линейным размерам их, может быть представлена так:

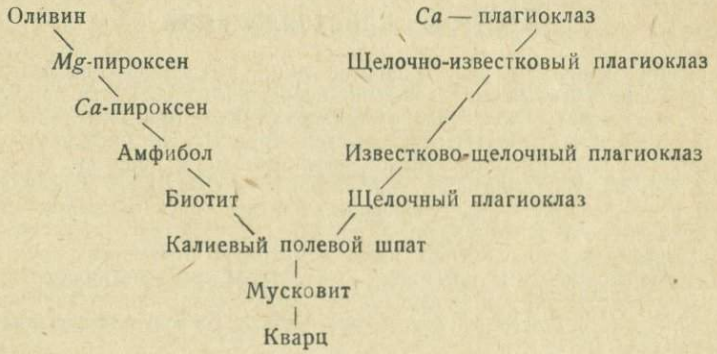
Авгит (пироксен)	20	Оливин	3—10
		Нефелин	5
Лабрадор (плагиоклаз)	7	Магнетит	1—2

Ортосиликаты, например оливин, обладают большей способностью кристаллизации (число центров), чем метасиликаты, например пироксены. Однако последние обладают большей скоростью роста, т. е. склонны к образованию немногочисленных, но более крупных зерен.

Реакционный принцип Боуэна

Выше мы ознакомились с правилом Розенбуша относительно порядка выделений минералов из расплава. Однако это правило в чистом его виде применимо наиболее полно, но и то с исключениями, лишь к кислым расплавам гранитового и гранодиоритового ряда.

Основываясь на изучении условий равновесия и особенностей силикатных расплавов, Боуэн установил следующие реакционные петрогенетические ряды:



При этом предполагается, что каждый вышестоящий минерал реагирует с жидкой фазой, в результате чего получается нижестоящий минерал.

Левая ветвь представляет *прерывную* реакционную серию, то есть такую серию, минералы которой при нагревании не плавятся непосредственно, а сперва переходят в другие минералы + жидкость и лишь затем вся масса полностью расплавляется (инконгруэнтное плавление). Примеры: клиноэнстатит (Mg — пироксен) переходит в оливин + жидкость; ортоклаз — в лейцит + жидкость.

Правая ветвь состоит из *непрерывной* реакционной серии смешанных кристаллов — плагиоклазов.

Сливаясь, обе ветви переходят в одну прерывную серию, заключающую конечные продукты кристаллизации магмы. Наблюдаются случаи прерывности, подобно зональности плагиоклазов, в левой ветви серии, когда возникают особые концентрические срастания, называемые *друзитовыми*. Вследствие того, что реакции минералов и жидкости не доходят до конца, т. е. до полного растворения минерала, наблюдается обрастание оливина каймой ромбического пироксена, а затем каймой амфибола.

Глава 7

Описание породообразующих минералов изверженных пород

Общие замечания

Ознакомившись с условиями образования изверженных пород, перейдем к описанию свойств главнейших породообразующих минералов.

Наиболее целесообразно, как показал опыт работы со студентами, принять следующий порядок ознакомления с породообразующими минералами: 1) дается общая петрогенетическая схема минералов в виде разделения на группы, 2) затем, в порядке намеченных групп, следует описание по окраске под микроскопом.

Действительно, при изучении горной породы под микроскопом в виде шлифа (при одном поляризаторе) прежде всего обращают внимание: 1) количественные соотношения минералов и 2) различие их по естественной окраске и рельефу.

Отсюда **первый этап**: разделение минералов на *главные* (наиболее распространенные, слагающие главную массу породы) и *второстепенные* (примеси).

Второй этап: разделение на *непрозрачные* и *прозрачные*, а последних — на окрашенные (частично пропускающие свет) и неокрашенные. Следует заметить, что среди главнейших минералов минералы окрашенные (и обладающие высоким преломлением) — преимущественно минералы более ранних стадий кристаллизации, а по своему составу — *железисто-магнезиальные* (*фемические*). [1] Даже в том случае, когда эти минералы почти бесцветны, вследствие шагреневой поверхности их создается легкое голубоватое окрашивание (дисперсионный эффект). Наоборот, главные минералы из числа бесцветных, представленные кремнекислотой (кварц) и алюмосиликатами (*салические* [1] минералы), обладают показателями преломления, мало отличающимися от показателя преломления канадского бальзама. Исключение представляют лишь относительно менее распространенные основные плагиоклазы, обладающие заметным (средним) рельефом.

По отношению к второстепенным и вторичным минералам указанная группировка не выдерживается, но так как для видового определения

[1] Эти термины представляют сокращения химической характеристики минералов по главным окислам: SiO_2, Al_2O_3 и FeO, MgO. Синонимы: felsic и mafic. Salic получается из сочетания siliceous + alluminous, т. е. кремнекисло-алюминиевый; femic из ferrous + magnesian, т. е. железисто-магнезиальный. Первые макроскопически светло окрашены, последние — темно окрашены до черных.

породы они не представляют существенного значения, то подобного разграничения для них не дано. Кроме того примеси, в наиболее часто встречающихся разновидностях, довольно отчетливо различаются между собой по прочим признакам, на чем мы остановимся при описании их.

Третий этап — дальнейшее разделение внутри намеченных групп — производится по характеру спайности, максимальному двупреломлению (интерференционная окраска), двойникам, углам угасания. [1] Для чисто определительской работы в конце книги дана таблица группировки минералов по оптическим свойствам (Приложение 1).

Петрогенетическая схема

Разделение минералов на основании упомянутых принципов еще не выявляет полностью генетического значения их. В приводимой ниже петрогенетической таблице (табл. 14) разделения минералов учтено время их образования. По времени и условиям возникновения мы различаем минералы: магматические и эпимагматические.

Кроме того петрогенетическая схема оказывает существенную помощь при *макроскопическом* определении пород по степени основности. Количественное соотношение главных фемических и салических минералов дает важный критерий для характеристики окраски главнейших групп пород: гранитов, диоритов, габбро, ультраосновных.

Магматическими минералами называются те, которые возникли в процессе раскристаллизации магмы при превращении ее в твердую породу. При этом, как мы ниже увидим, можно ввести еще подразделение в зависимости от того, образовался ли минерал в момент последней стадии возникновения породы, или является уцелевшим остатком более ранних начальных стадий кристаллизации, позднее подвергшихся растворению и другим изменениям. К последним могут быть отнесены порфировые выделения кварца, оливина и др. (в некоторых излившихся породах), остатки пироксена внутри зерен замещающего его амфибола (в некоторых глубинных породах) и т. д.

Эпимагматические минералы — образовавшиеся после затвердевания магматического расплава в сформировавшейся уже породе. В зависимости от тех агентов, которые вызвали возникновение новообразований, эпимагматические минералы разделяем на пневматолитические и гидротермальные. Последнее важно для характеристики отдельных минералов, как спутников тех или иных петрогенетических процессов, приводящих к образованию жильных и контактовых месторождений полезных ископаемых. *Пневматолитические* минералы образовались при высокой температуре, вследствие действия определенной группы минерализаторов, каковы: фтор, хлор, бор и др. *Гидротермальные* — образовались при низких температурах при участии паров воды и водных растворов. Для них характерно содержание в составе молекулы гидроксильной группы (OH). Дальнейшее разделение магматических минералов производится по принципам, охарактеризованным выше (главные и второстепенные, салические и фемические).

Переходим к характеристике породообразующих минералов.

[1] Прежде чем приступить к ознакомлению с характером проявления свойств минералов под микроскопом, необходимо вспомнить о том, что в различных разрезах эти свойства проявляются различно. Приступая к работе с микроскопом, следует предварительно произвести необходимые поверки (см. стр. 53, п. 8).

Генетическая таблица породообразующих минералов изверженных пород

Магматические минералы			Эпимагматические минералы	
Главные		Второстепенные	Пневматолитические	Гидротермальные
Фемические. Окрашенные или слабо окрашенные. Высокое светопреломление (1,55 — 1,64)	*Салические.* Бесцветные. Среднее светопреломление (1,53 — 1,55)	Встречаются в виде редких, мелких, часто идиоморфных зернышек	Образовались при высокой *t*, обычно в присутствии минерализаторов	Образовались при низкой *t*, в присутствии H_2O
Слюды: биотит мусковит *Амфиболы:* зеленая роговая обманка бурая роговая обманка арфведсонит рибекит *Пироксены:* гиперстен диопсид авгит эгирин *Оливин*	*Кварц* *Калиевые полевые шпаты:* ортоклаз микроклин *Натрово-кальциевые полевые шпаты (плагиоклазы):* ряд альбит-анортит *Фельдшпатиды:* нефелин лейцит	Непрозрачные *Рудные минералы:* магнетит ильменит гематит пирит хромит Прозрачные апатит циркон (рутил) сфен гранат	Окрашенные турмалин *Амфиболы:* актинолит (уралит) касситерит рутил Неокрашенные топаз флюорит *Слюды:* мусковит	Окрашенные серпентин хлорит эпидот Неокрашенные серицит тальк кальцит цеолиты глинистые минералы (каолин)

Главные породообразующие минералы

Фемические минералы

Группа фемических минералов в подавляющем большинстве случаев заключает образования наиболее ранних стадий кристаллизации магмы.

Распространенность. Если взять средний валовой состав изверженных пород, то в количественном отношении (около 20%) фемические значительно уступают главнейшим салическим (кварц + полевые шпаты = = 76%). Однако, если учесть отдельные типы пород, то оказывается, что в так называемых основных породах (например габбро) и те и другие присутствуют в почти равных количествах (40—50% фемических), а в ультраосновных — фемические слагают почти всю массу. Ниже мы увидим, что и количество и характер фемических минералов в породе имеют большое значение для видового определения последней.

Макроскопия. *Окраска.* Фемические минералы характеризуются черной, темносерой или зеленой окраской темных оттенков. Лишь некоторые, например гиперстен и диопсид, из числа пироксенов, иногда окрашены в относительно светлые зеленовато-серые, буровато-серые и серые цвета; из числа амфиболов: актинолит — бледнозеленый, тремолит — белый. Наконец, как исключение, — мусковит, который почти бесцветен и прозрачен в тонких листочках. Следует отметить еще характер окраски оливина: то желтовато-зеленоватый (стекляно-прозрачный), то темный.

Форма зерен указанных минералов в породах часто достаточно характерна. *Слюды*, отличаясь весьма совершенной спайностью, образуют неправильные или шестиугольные чешуйки, легко расщепляющиеся острием ножа. *Амфиболы* обычно образуют удлиненно-призматические кристаллы со свойственным им занозистым изломом, вследствие густой системы трещин пересекающейся (призматической) спайности. Удлиненный характер кристаллов более отчетливо выступает в светлоокрашенных (бедных фемическими минералами) породах, как гранит, диорит, где амфиболы начинают кристаллизоваться ранее салических минералов. Некоторые амфиболы, как актинолит и тремолит, резко выделяются по своей игольчатой форме. Для *пироксенов*, в отличие от амфиболов, характерны короткопризматические кристаллы, изометрические зерна и темная окраска (вместо зеленой) порошка при царапаньи ножом. Исключение представляет щелочной пироксен — эгирин, который имеет сильно удлиненную до игольчатой форму кристаллов. *Оливин*, в большинстве случаев ассоциирующий с пироксеном из числа фемических, обладает короткопризматическим характером со своеобразным заострением окончаний кристаллов, но часто имеет оплавленную овалообразную форму.

Удельный вес слюд от 2,8 до 3,0 и редко (у биотита) выше, для прочих выше 3,0 и до 3,6 в наиболее богатых железом разновидностях.

Твердость колеблется в пределах 2,5 — 3,0 у слюд и 5—6 у прочих, опускаясь до 4 в щелочных амфиболах (рибекит) и повышаясь до 7 (некоторые разновидности оливина).

Электропроводность — слабая. Удельное электрическое сопротивление у слюд достигает высоких цифр порядка $1—2 \cdot 10^8$ ом на 1 $см^2$, вследствие чего мусковит находит широкое применение в качестве изоляционного материала.

Магнитность также невысокая. Если принять магнитность стали за 10^6, то в наиболее магнитных разновидностях железистого оливина

она достигает лишь 250, у гиперстена — 140, а у прочих не превышает 60 единиц.

Микроскопия. Под микроскопом (п. м.) перечисленные минералы часто не имеют столь резко выраженной, как макроскопически, окраски. Но в то же время от минералов салических они легко могут быть отличены по более высокому преломлению (рельеф) и более высокому двупреломлению (сравнить данные табл. 15). Кроме того, несмотря на отсутствие отчетливо выраженной окраски, при внимательном рассмотрении в зернах «бесцветных» разновидностей фемических минералов все же можно заметить легкое окрашивание, объясняемое в ряде случаев ложным оптическим эффектом, вследствие неравномерного светорассеяния на неровной поверхности зерен (мельчайшие пятнышки голубоватые и розоватые).

Отличая по указанным признакам фемические минералы от салических, дальнейшее разделение их на виды мы при общем просмотре шлифов производим по следующим характерным признакам: а) без анализатора: по окраске, по характеру спайности, частично по преломлению и форме разрезов, б) при + николях: по двупреломлению и углам угасания.

Систематически кристаллооптические данные представлены в табл. 15. Здесь же мы дадим лишь сравнительную характеристику видов. Предварительно заметим, что при нашей работе мы пользуемся статистическим методом, а потому ни в коем случае нельзя ограничиваться рассмотрением одного-двух разрезов. Действительно, имея один-два разреза минерала следует ожидать á priori, что характерные свойства минерала в них могут не проявиться, например призматическая спайность, наибольшее двупреломление (интерференционная окраска), наибольший угол угасания.

Сингония и оптический характер. Все рассматриваемые минералы принадлежат к моноклинной и лишь частью к ромбической (гиперстен, оливин) сингониям. Следовательно, все они двуосны. Оптический знак указан в табл. 15. Только моноклинный биотит обнаруживает близость по формам к гексагональности и потому практически п. м. дает реакции одноосного минерала.

Наблюдения без анализатора. Форма разрезов минералов, как мы знаем, может быть разнообразна. Даже для удлиненно-призматических кристаллов в разрезах, поперечных удлинению, мы получим изометричные формы. Но с другой стороны продольные разрезы таких минералов, как пироксены и амфиболы, являются характерными для различения этих двух видов. Амфиболы дают отчетливо удлиненные разрезы (рис. 81*b*, *c*), пироксены наоборот, за исключением эгирина (рис. 82*c*), отчасти гиперстена, коротко-прямоугольные. Для слюд особенно резкие различия дают разрезы перепендикулярные и параллельные (рис. 83) спайности (чешуйкам), настолько различные, что начинающие отказываются считать например за биотит разрез (рис. 83*c*) параллельно чешуйке. Этот разрез густо окрашен в темнобурый цвет, не плеохроирует, не обнаруживает спайности. Для оливина характерная форма разрезов (рис. 84) встречается обычно лишь в породах излившихся, когда этот минерал присутствует в порфировых выделениях.

Окраска. По окраске можно выделить: 1) отчетливо окрашенные и резко плеохроирующие — биотит, амфиболы (кроме актинолита, тремолита, которые в изверженных породах редки), эгирин; 2) слабо окра-

шенные и слабо плеохроирующие — гиперстен, титан-авгит (разновидность авгита, богатая TiO_2), актинолит; 3) бесцветные или почти бесцветные — мусковит, гиперстен (иногда), диопсид, авгит, оливин.

По окраске бурый биотит и бурая роговая обманка иногда напоминают друг друга, но, если не заметить, что плеохроизм первого резче,

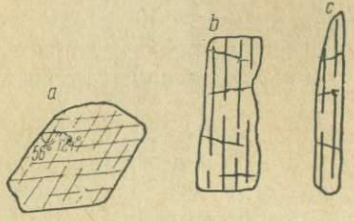


Рис. 81. Амфиболы п. м.

а — поперечный разрез, *в* — продольный разрез роговой обманки, *с* — продольный разрез актинолита.

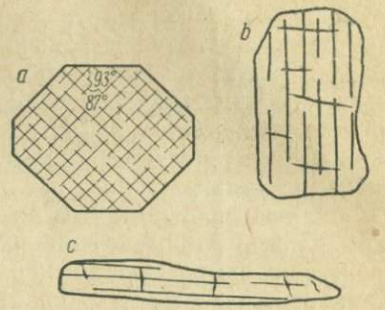


Рис. 82. Пироксены п. м.

а— поперечный разрез авгита, *b* — продольный разрез диопсида, *с* — продольный разрез эгирина.

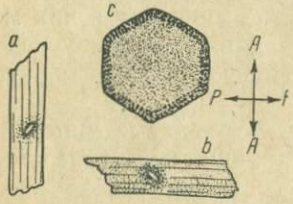


Рис. 83. Биотит п. м.

а — резко плеохроичный разрез, поперечный спайности, зернышко циркона с плеохроичным двориком; *b* —то же после поворота на 90°, густая окраска; *с*— густо окрашенный разрез (чешуйка), параллельный спайности. Плеохроизмсове ршенно или почти отсутствует. Следы опацитизации по периферии.

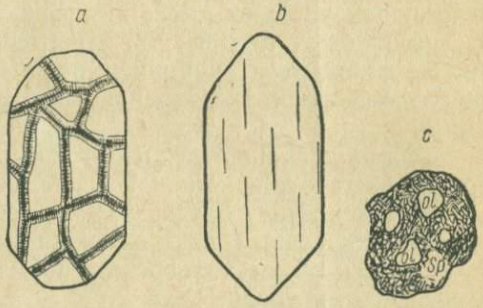


Рис. 84. Оливин п. м.

а — оплавленный кристалл с неправильной сетью трещин, выполненных серпентином и рудным минералом (черный), *b* — оплавленный кристалл со спайностью, *с* — сильно серпентинизированное зерно оливина *Sp*.

то прочие признаки, прежде всего спайность, сразу же позволяют избегнуть ошибки.

Спайность. По характеру спайности сразу же выделяются слюды, которые (в поперечных разрезах) обнаруживают лишь одну систему тонких параллельных трещин пинакоидального типа и полное отсутствие пересекающих спайность поперечных трещин (рис. 83*а*, *с*). Амфиболы и пироксены в поперечных разрезах обнаруживают отчетливую призматическую спайность: первые под ∠56°, (рис. 81*а*), вторые под ∠87° (рис. 82 *а*). Характер и угол спайности являются надежным отличием амфиболов от пироксенов, даже в разновидностях, обнаруживающих сходство окраски. В разрезах продольных и те и другие имеют одну систему параллельных прямых трещин спайности и косые неправильные

секущие трещинки иных направлений несовершенной спайности и отдельности (ср. рис. 81*b* и 82*c*).

Оливин, в отличие от прочих фемических минералов, лишь в редких случаях (в излившихся породах) обнаруживает слабые трещинки спайности, обычно же зерна его пересечены неправильными трещинами, образующими сетку (рис. 84 *c*), по направлениям которой часто происходит замещение оливина серпентином и мелкими зернышками магнетита.

П р е л о м л е н и е. Показатели преломления (пок. пр.) фемических минералов значительно выше показателей преломления канадского бальзама и салических минералов, отчего они все обладают заметным рельефом и обнаруживают шагреневую поверхность. Средняя величина двупреломления биотита 1,6, амфиболов 1,68, пироксенов 1,7 (у эгирина до 1,8), оливина 1,7. Только у мусковита наименьший пок. прел. опускается ниже 1,56 ($Np = 1{,}552$), отчего по направлению Np у мусковита рельеф отсутствует, но полоска Бекке наблюдается отчетливо.

Наблюдения при + николях. Д в у п р е л о м л е н и е. Прежде чем рассматривать проявление двупреломления в этих минералах, следует отметить, что у окрашенных представителей рассматриваемой группы качественное проявление его — интерференционная окраска — теряет свою отчетливость на фоне естественной окраски. Поэтому при + николях или сохраняется характер естественной окраски (когда двупреломление в данном разрезе низкое), или же наблюдаются неотчетливые тона в результате смешения естественной и интерференционной окрасок.

В отличие от минералов салических, фемические обладают высоким двупреломлением (в разрезах *NgNp*!), выражающимся в появлении ярких интерференционных окрасок от красного 1-го порядка и до цветов 3-го порядка. Относительно низким двупреломлением обладают лишь гиперстен и щелочные амфиболы.

Д в о й н и к и. Для описываемой группы двойники редки и не имеют столь важного диагностического значения, как для салических минералов. Поэтому мы ограничимся лишь данными табл. 15.

У г а с а н и е. Для слюд, гиперстена и оливина имеем прямое угасание относительно трещин спайности или ограничения в удлиненных разрезах. Моноклинные пироксены и амфиболы имеют косое угасание в тех же разрезах. Амфиболы имеют характерное угасание под различными углами не выше 25° (редко до 30°), а моноклинные пироксены, наоборот — не ниже 30° (необходимо произвести ряд измерений и взять максимальный угол). В моноклинных пироксенах по углу угасания можно отличить (не совсем точно, но достаточно), диопсид, который имеет характерный угол угасания не выше 38°, от авгита, угол угасания которого 40—45°.

Салические минералы

Эта группа заключает в себе главнейшие (в отношении генетического значения и для классификации горных пород) минералы изверженных пород. В противоположность фемическим, эти минералы и макроскопически и п. м. не окрашены, обладают относительно низкими показателями преломления, меньшим удельным весом и др. За исключением основных плагиоклазов, все они образуются по бо́льшей части в стадии кристаллизации, следующие за образованием фемических.

Распространенность. Полевые шпаты — наиболее распространенные минералы изверженных пород, отсюда и выдающаяся роль их в классификации последних, причем наиболее распространены плагиоклазы. Как мы видели, при пересчете среднего валового состава изверженных пород на минералы, на долю плагиоклазов (в виде плагиоклаза среднего состава — андезина) падает около 47%, на калиевые полевые шпаты (ортоклаз) — 18% и на кварц — 11%. Последние два вида — преобладающие и характерные минералы так называемых кислых (граниты) и средних (сиениты, диориты) изверженных пород. Плагиоклазы являются главными салическими минералами средних и основных пород.

Рис. 85. Фельдшпатиды п. м.

a, *b* — нефелин (продольный и поперечный разрезы призмы); *c* — (николи +) — лейцит, характерны: форма, полисинтетические двойники; *d* — гаюин; *e* — нозеан (темные каймы по периферии зерен).

Макроскопия. *Окраска.* *Кварц* — бесцветен, стекляно-прозрачен; только в породах, подвергшихся смятию, он становится мутно-белесоватым. *Калиевые полевые шпаты* имеют белую, серовато-белую окраску, которая при выветривании заменяется розовой, буроватой, мясо-красной. Окраска зависит от продуктов выветривания, главным образом от водных окислов железа, образующихся за счет тонкораспыленной примеси Fe_2O_3. Окраска *плагиоклазов* — белая, серая, зеленовато-серая и редко (лабрадор) темносерая с красивой игрой цветов на плоскостях спайности. При выветривании, в отличие от предыдущих, плагиоклазы не приобретают буроватой и красноватой окрасок. Наконец, из фельдшпатидов: *лейцит* — стекляно-прозрачный или белый, *нефелин* — белый, серый или буровато-серый, жирный на ощупь (элеолит).

Форма зерен. Кварц — в виде неправильных зерен, реже кристаллов. Полевые шпаты образуют неправильные зерна, но нередки табличатые кристаллы, причем плагиоклазам свойственна более отчетливая ограненность (идиоморфизм). Лейцит представлен изометричными двадцатичетырехгранниками, часто с оплавленными ребрами и углами, отчего зерна его становятся круглыми (рис. 85).

Нефелин образует либо неправильные зерна, либо короткие гексагональные призмы, либо шестиугольники (рис. 85, 86). В полевых шпатах макроскопически нередко вполне отчетливо выступают двойники: у калиевых — простые, у плагиоклазов — полисинтетические в виде серии тонких параллельных линий или полосок на плоскости спайности по (001).

Спайность. Кварц и лейцит не обладают спайностью и дают раковистый излом. Спайность нефелина заметна слабо. Полевые шпаты, как

известно, обладают весьма совершенной спайностью по двум пинакоидам (010) и (001) под углом 90° у ортоклаза и 87°у микроклина и плагиоклазов. Спайность по (100) — слабая. На плоскостях спайности сильный стеклянный блеск.

Удельный вес перечисленных минералов колеблется в пределах 2,5—2,6 и только в некоторых плагиоклазах повышается до 2,76. Изменение удельного веса в плагиоклазах, как минералах изоморфной серии, повышается непрерывно от альбита (2,61) до анортита (2,76), почему по удельному весу можно судить о составе плагиоклаза.

Твердость колеблется в незначительных пределах от 5,5 до 6 и поднимается лишь у анортита до 6,5 и кварца до 7.

Электропроводность и магнитность. Неэлектропроводны (удельное сопротивление порядка 10^9 ом). Немагнитны.

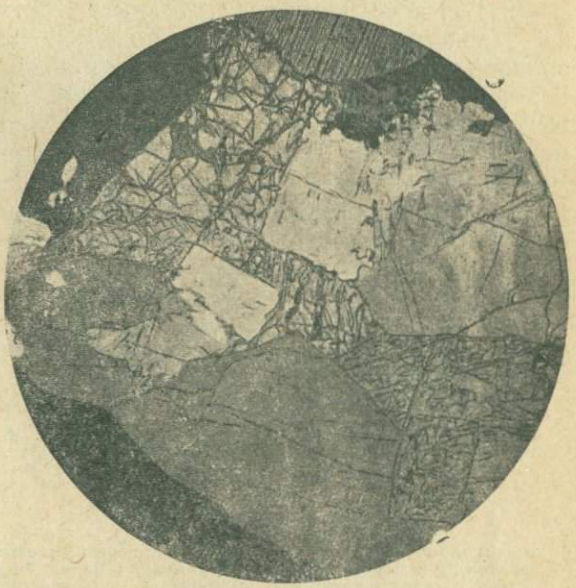


Рис. 86. Нефелин п. м. (николи +).
Светлые продольные разрезы и часть шестиугольного поперечного разреза (внизу).

Микроскопия. П. м. салические минералы легко могут быть отделены от фемических по бесцветности, по невысокому пок. пр., мало отличающемуся от такового канадского бальзама (см. табл. 15). В тех случаях, когда полевые шпаты и фельдшпатиды как бы обладают окраской, при ближайшем рассмотрении оказывается, что кажущаяся окрашенность вызывается обильными скоплениями тончайших пылеобразных новообразований.

Сингония и оптический характер. Лейцит — кубической сингонии. Кварц и нефелин — гексагональной и следовательно одноосны, но имеют различный знак (см. табл. 15). Ортоклаз — моноклинной, микроклин и плагиоклазы — триклинной сингонии.

Наблюдения без анализатора. Форма разрезов — см. макроскопические формы и табл. 15.

Окраска. Калиевые полевые шпаты — бесцветны, но в выветрелом виде как бы покрыты буроватой пылью (глинистые продукты) и содержат микроскопические чешуйки мусковита, известные под названием серицита. Плагиоклазы в выветрелом виде покрыты также пылеобразными продуктами, но цвет последних (ложная окраска вследствие светорассеяния) — серый. Эти продукты состоят из кальцита, цоизита, серицита и известны под общим названием *соссюрит*. Остальные минералы — бесцветны, причем для кварца вообще характерно отсутствие каких-либо

признаков разложения, в нефелине могут быть новообразования вторичных минералов (канкринит и др.), на которых мы здесь останавливаться не будем. Для прочих фельдшпатидов (группа содалита), которые имеют значение для понимания генезиса щелочных пород, мы ограничимся данными, приведенными в таблице.

С п а й н о с т ь. Кварц не обладает спайностью. Для него характерны слабо заметные неправильные трещинки (рис. 87*а*, *с*). Спайность в полевых шпатах выступает в виде одной или двух систем тонких трещин спайности, но заметных слабо, так как пок. пр. этих минералов близки к пок. пр. канадского бальзама. Только в основных плагиоклазах трещинки становятся более заметны. В лейците спайность практически отсутствует. В нефелине она проявляется в виде весьма слабых штрихов, параллельных ограничению прямоугольных продольных разрезов.

П р е л о м л е н и е. Преломление у салических минералов невысокое и следовательно рельеф отсутствует. Только в редких минералах — лейците и группе содалита, у которых пок. пр. значительно ниже канадского бальзама, наблюдается отрицательный рельеф. Тем не менее иногда при различении кварца, нефелина и полевых шпатов пок. пр. оказывает существенную помощь (по полоске Бекке и дисперсионному эффекту Лодочникова). Калиевые полевые шпаты и альбит имеют пок. пр. ниже канадского бальзама, у нефелина и олигоклаза — пок. пр. приблизительно равный канадскому бальзаму, у андезина — более канадского бальзама и то меньше, то равный пок. пр. кварца. Кварц по полоске Бекке отчетливо отличается от канадского бальзама и тем более основные плагиоклазы, так как пок. пр. их выше, чем у кварца (см. ниже способы определения плагиоклазов).

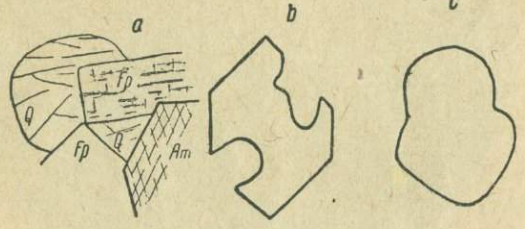


Рис. 87. Кварц п. м.

а — ксеноморфные зерна кварца в граните среди полевых шпатов *Fp* и амфиболов *Am*, *b* — кристалл в излившейся породе с корродированными гранями, *с* — оплавленный кристалл в излившейся породе.

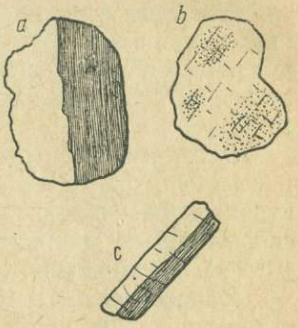


Рис. 88. Ортоклаз п. м.

а—простой двойник (николи +), *b* — неправильное зерно; спайность выступает слабо и наиболее отчетлива там, где минерал разрушается (точки), *с* — табличатый кристалл свежего ортоклаза (санидин) в излившейся породе.

Наблюдения при + николях. Д в у п р е л о м л е н и е. Для салических минералов характерно низкое двупреломление — до 0,009 (кварц), т. е. интерференционная окраска их темносерая, серая до белой (кварц, основные плагиоклазы). Лишь в малораспространенном анортите *Ng—Np* повышается до 0,013, а интерференционная окраска — до желтовато-белой.

Д в о й н и к и — типичные образования для полевых шпатов и потому представляют существеннейший признак для выделения их в шлифе, и в особенности плагиоклазов, из общей массы бесцветных минералов.

Кроме того двойниками пользуются для разделения плагиоклазов на разновидности. Калиевые полевые шпаты различаются главным образом по характеру двойников: ортоклазу присущи простые двойники (рис. 88), микроклину — сложные, перекрещивающиеся, образующие так называемую микроклиновую решетку (рис. 89). Двойники плагиоклазов — полисинтетические, образованные по различным законам.

При + николях зерно плагиоклаза распадается на систему параллельных полосок (см. рис. 42, 44). Встречается одновременное двойникование по двум законам (см. рис. 42), как у микроклина. В этом случае, кроме отличия по преломлению, микроклин и плагиоклаз можно различить по характеру двойниковых полосок. У микроклина они имеют невыдержанный жилковатый характер, у плагиоклазов — ограничены прямыми линиями (ср. рис. 42 и рис. 89).

Рис. 89. Микроклин п. м. (николи +). Микроклиновая двойниковая решетка. Ув. 25.

У г а с а н и е. Для кварца характерно прямое угасание относительно ограничения, которое однако встречается редко. Для нефелина чаще наблюдается угасание прямое относительно трещин спайности. Для калиевых полевых шпатов угасание характерно лишь при точных методах работы. Наоборот, для грубого разделения плагиоклазов угасание относительно трещин спайности и относительно двойникового шва по одному из законов двой-

Рис. 90. Пегматитовое прорастание (микроклин-пертитовый пегматит). Ув. 15.

Оптические свойства главных магматических минералов *Таблица 15*

Название	Состав	Сингония	Без анализатора: Форма п. м.	Без анализатора: Окраска и плеохроизм	Без анализатора: Среднее преломление	Без анализатора: Спайность	При + николях: Двупреломление в тысячных	При + николях: Двойники	При + николях: Угасание [1]	При + николях: Осность и оптический знак	Распространенность	Отличительные признаки
Фемические минералы												
Слюды:												
биотит . . .	$K_2O \cdot 2H_2O \cdot 6(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	Моноклинная (псевдогексагональная)	Вытянутые, неправильные, реже шестиугольные разрезы (см. рис. 83)	Бурая различных оттенков. Резкий плеохроизм от бледножелтовато-бурого до темнобурого (иногда зеленовато-бурого) цвета. В разрезах параллельно чешуйчатости (рис. 83 *c*) окраска наиболее густая и плеохроизм не наблюдается	1,6	Пинакоидальная	40 — 50	—	Прямое	Одноосен (—)	Составляет до 4% минералов земной коры Встречается в различных породах. Типичен для кислых изверженных пород (граниты, сиениты)	Характерны: форма, пинакоидальная спайность, окраска, резкий плеохроизм, прямое угасание (в основных, ультраосновных и щелочных породах — слабо косое) Часто наблюдаются включения мельчайших зернышек циркона и др. минералов, окруженные плеохроичными оболочками (см. рис. 83)
мусковит . .	$K_2O \cdot 2H_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	То же	То же	Бесцветен Псевдоабсорбция (см. рис. 21)	1,57	То же	36	—	Прямое	Двуосен (—)	Как магматический минерал, встречается в наиболее кислых представителях группы гранита Более типично эпимагматическое образование мусковита	Характерны те же свойства, что и для биотита, за исключением главным образом окраски. Отчетливо наблюдается псевдоабсорбция
Амфиболы:												
зеленая роговая обманка	Сложного состава метасиликат Ca, Fe, Mg, Al	Моноклинная	Удлиненные, ромбовидные разрезы и неправильные зерна (см. рис. 81)	Зеленая окраска, иногда со слабым буроватым оттенком. Отчетливый плеохроизм от бледнозеленовато-буроватого до густозеленого цвета	1,67	Призматическая под $\angle 56°$. В удлиненных разрезах трещины одного направления, пересеченные неправильными трещинками см. рис. 81 *b*	до 26	Встречаются простые, реже полисинтетические	Косое под $\angle 15 — 26°$	Двуосна (—)	Амфиболы по распространенности не уступают биотиту Зеленая роговая обманка (обыкновенная р. о.) встречается в различных типах изверженных пород. Особенно типична она для средних пород (диориты, частью сиениты)	Характерны: форма, окраска, отчетливый плеохроизм в зеленых оттенках, призматическая спайность под $\angle 56°$, угол угасания не выше 30° По этим признакам представители группы амфибола (кроме тремолита) легко отличаются от пироксенов (кроме эгирина), даже при отсутствии окраски

[1] Относительно удлинения или тонких трещин спайности в удлиненных разрезах.

Продолжение

Название	Состав	Сингония	Без анализатора: Форма п. м.	Без анализатора: Окраска и плеохроизм	Без анализатора: Среднее преломление	Без анализатора: Спайность	При + николях: Двупреломление в тысячных	При + николях: Двойники	При + николях: Угасание	При + николях: Осность и оптический знак	Распространенность	Отличительные признаки
бурая (базальтическая) роговая обманка	Тот же с повышенным содержанием Fe_2O_3, Al_2O_3, TiO_2, Na_2O	Моноклинная	Удлиненные, ромбовидные разрезы и неправильные зерна (см. рис. 81)	Бурая окраска Плеохроизм от бледнобуроватого до густобурого цвета	1,72	То же	до 68	Встречаются простые, реже полисинтетические	Косое под ∠ до 15°, иногда почти прямое	Двуосна (—)	Встречается в породах основного характера (габбро и др.), а также в щелочных породах	По окраске и малому углу угасания отличается от обыкновенной роговой обманки, по характерным признакам амфиболов — от биотита
щелочные амфиболы (арфведсонит, рибекит) . . .	Метасиликаты Na и Fe	»	»	Густая зеленая, синяя окраска (иногда до почти полной непрозрачности) Плеохроизм от темносинего до темнозеленого цвета	1,68	»	3 — 5 (рибекит) 12 (арфведсонит)	Редки	2° (до 8°) (рибекит) 14°—20° (арфведсонит)	Двуосны (2V≅90°)	Встречаются в щелочных породах, богатых натром (щелочные граниты и сиениты, нефелиновые сиениты и др.)	Густота и характер окраски, низкое двупреломление отличают щелочные роговые обманки от прочих амфиболов
(актинолит) [1]	$2CaO \cdot 5(Mg, Fe)O \cdot H_2O \cdot 8SiO_2$	»	Характерны сильно удлиненные (до игольчатых) продольные разрезы, см. рис. 81*с*	Бледнозеленый слабо плеохроичный	1,63	»	20 — 28	Редки	Косое 10°—20°	Двуосны (—)	В отличие от прочих амфиболов — эпимагматические. Образуют (главным образом актинолит) лучистые псевдоморфозы по пироксенам, особенно часто в габбро	Актинолит—тремолитовый ряд разновидностей амфибола, связанных между собой постепенными переходами, часто легко устанавливается по форме нахождения в изверженных породах (псевдоморфозы), а также по вытянутой форме зерен и спайности
(тремолит) [1]	$2CaO \cdot 5MgO \cdot H_2O \cdot 8SiO_2$	»		Бесцветен	1,62	»	22 — 32	Редки, иногда полисинтетические				

[1] Минералы эпимагматические

Продолжение

Название	Состав	Сингония	Без анализатора: Форма п. м.	Без анализатора: Окраска и плеохроизм	Без анализатора: Среднее преломление	Без анализатора: Спайность	При + николях: Двупреломление в тысячных	При + николях: Двойники	При + николях: Угасание	При + николях: Осность и оптический знак	Распространенность	Отличительные признаки
Пироксены:												
гиперстен . .	$(Mg, Fe)O \cdot SiO_2$	Ромбическая	Для пироксенов характерны удлиненные, восьми-четырехугольные разрезы и неправильные зерна. Как видно из рис. 82, удлиненность менее отчетливо выражена (так как кристаллы коротко-призматичны), чем для амфиболов	Бесцветен или слабо плеохроичен от бледно-розового до бледно-зеленоватого	1,7	Призматическая под $\angle 87°$	9 — 13 иногда выше	Простые Редки	Прямое, иногда косое (до 8°)	Двуосен (±)	В отличие от биотита и амфиболов, пироксены, являясь типичными минералами основных и ультраосновных пород, играют в последних крупную роль, составляя от 40 до 100% массы их Гиперстен встречается в разнообразных типах изверженных пород нормального ряда	Отличительные признаки, характерные для группы пироксенов: призматическая спайность почти под прямым углом, отсутствие окраски, отчетливый рельеф Для гиперстена, как ромбического пироксена, по сравнению с моноклинными разновидностями характерны: прямое или близкое прямому угасание, часто слабый, но заметный плеохроизм, относительно низкое двупреломление
диопсид . . .	$CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$	Моноклинная	То же, но с тем отличием, что в удлиненных разрезах коротко-призматический характер проявляется отчетливее, чем у гиперстена	Бесцветен Иногда весьма слабая зеленоватая окраска	1,68	„	22 — 32	Простые Редки	Косое, под углом до 38°	Двуосен (+)	Встречается в разнообразных изверженных породах, но главным образом в основных и ультраосновных	От ромбических пироксенов отличается косым угасанием Ст августа — угасанием не выше 38°
авгит	Сложный метасиликат Ca,Mg,Fe,Al	„	„	Бесцветен Иногда весьма слабозеленоватый или буроватый (примесь TiO_2 — так называемый титан-авгит)	1,7	„	25	Простые двойники	Косое, под углом до 45°	Двуосен (+)	То же. Буроватый авгит (титан-авгит), богатый титаном, обычен в щелочных основных породах	Характерно, наряду со свойствами пироксенов, косое угасание $>38°$, иногда зональное строение

Продолжение

Название	Состав	Сингония	Без анализатора: Форма п. м.	Окраска и плеохроизм	Среднее преломление	Спайность	При + николях: Двупреломление в тысячных	Двойники	Угасание	Осность и оптический знак	Распространенность	Отличительные признаки
эгирин . . .	$Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2$	Моноклинная	Удлиненные до игольчатых разрезы, неправильные зерна (см. рис. 82*в*)	Зеленая Резкий плеохроизм от густого травянозеленого до бледнобуроватого	1,8	Призматическая под $\angle 87°$	37 — 58	—	0° Обычно до 2—5°	Двуосен (—)	Встречается, подобно щелочным амфиболам, в породах, богатых натром	Является единственным пироксеном, обладающим густой окраской и резким плеохроизмом. Удлиненная форма разрезов, высокое двупреломление и прямое угасание вместе с пироксеновой спайностью — типичны для эгирина
Оливин . .	$2(Mg, Fe)O \cdot SiO_2$	Ромбическая	Обычны неправильные зерна, иногда характерные идиоморфные разрезы с оплавленными углами (см. рис. 84)	Бесцветен	от 1,65 в магнезиальных до 1,7 и выше в железистых разновидностях	Имеется, но не характерна Типичны неправильные образующие сетку трещины	30 — 40	Редки	Прямое	Двуосен (±)	Характерный минерал ультраосновных (перидотиты), частью основных, изверженных пород	Бесцветность, заметный рельеф, неправильные переплетающиеся трещины, по которым часто обнаруживается замещение оливина серпентином, высокое двупреломление — характерные признаки его
Салические минералы												
Кварц . . .	SiO_2	Гексагональная	Неправильные зерна (ксеноморфные); в порфировых выделениях излившихся пород — кристаллические грани обнаруживают неправильные формы роста и разъедание (см. рис. 87)	Бесцветен Никогда не содержит, в отличие от полевых шпатов, продуктов выветривания	1,544—1,553	Отсутствует Обычно неправильные трещины	9	—	Прямое	Одноосен (+) В породах, подвергающихся сдавливанию, часто двуосен	Второй по распространенности (10—12%) минерал горных пород, после полевых шпатов. Типичен для кислых пород — гранитов. Часто образуется как вторичный минерал (мелкие зернышки) при разрушении фемических минералов	В проходящем свете, если не заметна трещиноватость и не обращено внимание на преломление, кварц можно смешать с канадским бальзамом, но при введении анализатора зерна его обнаруживают интерференционную окраску. Бесцветность, отсутствие спайности и рельефа, низкое двупреломление (интерференционная окраска не выше белой), отсутствие продуктов разложения — отличают кварц от прочих салических минералов

Продолжение

Название	Состав	Сингония	Без анализатора: Форма п. м.	Без анализатора: Окраска и плеохроизм	Без анализатора: Среднее преломление	Без анализатора: Спайность	При + николях: Двупреломление в тысячных	При + николях: Двойники	При + николях: Угасание	При + николях: Осность и оптический знак	Распространенность	Отличительные признаки
Калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин) . .	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	Ортоклаз — моноклинная Микроклин — триклинная	Неправильные зерна, вытянутые (таблитчатого характера), с неотчетливыми кристаллическими ограничениями разрезы (см. рис. 88)	Бесцветны Часто как бы покрыты буроватой пылью (= глинистые продукты разложения)	1,519—1,526	Наблюдается в виде слабых прямых трещинок по двум направлениям	6	У ортоклаза — простые У микроклина — полисинтетические, волокнистые по двум перекрещивающимся направлениям	—	Двуосны —	По распространенности уступают лишь плагиоклазам Типичны для наиболее кислых (граниты, сиениты) и щелочных пород (нефелиновые сиениты)	Ортоклаз редко свеж и тогда (в излившихся породах) называется *санидином*. По выветрелости он сразу же отличается от кварца, а также по пок. пр. ниже канадского бальзама и по простым двойникам. От кислых плагиоклазов отличается отсутствием полисинтетических двойников, от прочих плагиоклазов также и по меньшему пок. пр. Микроклин легко отличается от ортоклаза по двойниковой полисинтетической решетке. Часты прорастания калиевых полевых шпатов кислым плагиоклазом (пертит, см. стр. 138) и кварцем (пегматит, см. стр. 138)
Плагиоклазы (натрово-кальциевые полевые шпаты)	Изоморфный ряд: $m\,Ab \cdot n\,An$, где Ab = альбит = $= Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ An = анортит = $= CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ Разделяется на кислые, средние и основные (см. текст, стр. 139 и табл. 16)	Триклинная	Удлиненные разрезы более или менее отчетливо кристаллографически ограниченные Неправильные зерна (см. рис. 42, 44)	Бесцветны Часто как бы покрыты пылью: буроватой — в кислых и серой — в средних и основных разновидностях	Изменяется от 1,525—1,536 для альбита, до 1,576—1,589 для анортита	См. калиевые полевые шпаты	7 — 13	Простые и полисинтетические по различным законам	Характерно симметричное угасание относительно дв. шва (см. стр. 140)	Двуосны	Наиболее распространенные минералы из числа породообразующих Встречаются в изверженных породах различных типов от гранитов (кислые плагиоклазы) до габбро (основные плагиоклазы) и ультраосновных	Плагиоклазы в проходящем свете бесцветны, с трещинками спайности, сероватыми продуктами выветривания (соссюрит); при + николях обнаруживают типичные полисинтетические двойники, вследствие которых сразу же могут быть отличены от прочих бесцветных минералов. Нередко (преимущественно в средних плагиоклазах) типичное зональное строение (см. рис. 45)

Продолжение

Название	Состав	Сингония	Без анализатора				При + николях				Распространенность	Отличительные признаки
			Форма п. м.	Окраска и плеохроизм	Среднее преломление	Спайность	Двупреломление в тысячных	Двойники	Угасание	Осность и оптический знак		
Фельдшпатиды:												
лейцит	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$	Псевдо-кубическая	Типичны восьмиугольные разрезы, обычно с оплавленными углами (см. рис. 85)	Бесцветен	1,508	Отсутствует	Изотропен. Часто обнаруживает слабое двупреломление порядка — 1	Полисинтетические, разнообразно ориентированные (см. рис. 85)	—	—	Встречается в щелочных излившихся породах, недосыщенных кремнекислотой	Отрицательный рельеф, форма ограничения и изотропность (или своеобразное двойниковое строение) — типичны для лейцита. От микроклина, помимо характера двойников, отличается формой зерен
нефелин	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	Гексагональная	Короткие, широкие, прямоугольные разрезы или шестиугольники (см. рис. 85, 86) и неправильные зерна	Бесцветен Часто мутный (сероватый) вследствие обилия мельчайших вторичных новообразований (цеолиты), располагающихся по направлениям спайности	1,529 — — 1,542	Не характерна. Иногда выступает в виде тонких штрихов, параллельно прямоугольному ограничению	5	—	Прямое	Одноосен (—)	Встречается в щелочных изверженных породах, богатых натром и недосыщенных кремнекислотой (нефелиновые сиениты и др.)	Отличительные признаки нефелина: форма ограничения, преломление, близкое таковому канадского бальзама, иногда заметная спайность, низкое двупреломление, прямое угасание
группа содалита (содалит, нозеан, гаюин)	Сложные соединения состава: $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ плюс NaCl или Na_2SO_4 или $(Na_2, Ca)SO_4$	Кубическая	Содалит дает неправильные зерна, остальные — характерные кристаллические формы (см. рис. 85*d, e*)	Бесцветны, иногда слабо окрашены в голубой (содалит) или голубоватый (гаюин) цвет. Часты субмикроскопические игольчатые темнобурые включения, более обильные по периферии (см. рис. 85*d, e*)	1,4 — 1,5	Слабо выражена п.м. Отчетливее лишь у содалита	Изотропны. Редко слабая анизотропность	—	—	—	Встречаются в щелочных породах, недосыщенных кремнекислотой (нефелиновые сиениты и редкие щелочные габброидные породы)	Редкие минералы. Отрицательный рельеф, изотропность и характерный вид п. м. (нозеан, гаюин) и ассоциация с другими фельдшпатидами — характерны для минералов группы содалитов

никования [альбитовому — дв. шов = (010), дв. ось = ⊥(010)] часто является характерным признаком (см. ниже).

Особенности строения. Для плагиоклазов, в особенности средних (андезин), характерно зональное строение (см. рис. 45), обусловливаемое, как нам уже известно, концентрическим нарастанием оболочек различного состава, с понижением основности (т. е. уменьшением анортитовой молекулы) от ядра к периферии.

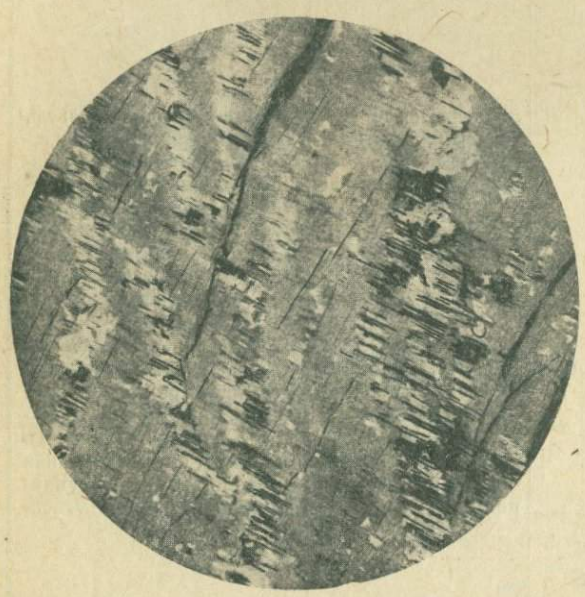


Рис. 91. Пертитовое прорастание в ортоклазе. Ув. 20.

Для калиевых полевых шпатов характерны два вида прорастаний: кварцем и кислым плагиоклазом. Первое—*пегматитовое* (микропегматитовое) прорастание (рис. 90) является закономерным. Все вростки кварца, в виде своеобразной клинописи, угасают при + николях одновременно, так как кристаллографическая ориентировка всех их тождественна. Второе—*пертитовое*—также закономерное, отчетливо устанавливается при + николях. Оно характеризуется тем, что зерно калиевого полевого шпата прорезано узкими полосками плагиоклаза, разнообразно ориентированными (рис. 91). Полоски выделяются либо по полисинтетическому двойниковому строению, либо, при отсутствии последнего, по более высокой (серовато-белой) интерференционной окраске.

Способы определения плагиоклазов

Для определения и классификации изверженных пород весьма важно определение вида плагиоклаза. Для этого существует ряд методик. Из них мы опишем простейшие, не требующие специальных приемов, (например, как федоровский метод).

Определение плагиоклазов по симметричному угасанию. Этот способ наиболее простой, но менее точный. Недостатком его является необходимость прибегнуть к статистическому измерению ряда зерен (не менее 5—10), чтобы найти максимальный угол угасания.

При работе по этому способу поступают следующим образом. Находят в + николях разрезы с резко выраженными полисинтетическими двойниками по (010), разрезы, которые характеризуются тем, что, при совмещении линии шва с нитью окулярного креста микроскопа, двойниковая структура исчезает, и двойниковое зерно получает однородную интерференционную окраску. То же наблюдается и при повороте на 45° — при диагональном положении двойникового шва. В последнем случае, если

одновременно имеются еще простые двойники по карлсбадскому закону, обе половины зерна (индивиды карлсбадского двойника) получают различную интерференционную окраску, тогда как полоски по альбитовому закону исчезают.

При повороте из положения, параллельного нити креста, на небольшой угол, двойниковые полоски по альбитовому закону резко выступают.

Четные и нечетные полоски двойника угасают при поворотах на равные углы — одни при повороте по часовой стрелке (α_1), другие—против часовой стрелки (α_2). Допустимы расхождения в полученных результатах до 3°. В случае $\alpha_1 = \alpha_2$ сразу же получаем искомый угол симметричного угасания α. В случае незначительного расхождения берем полусумму отсчетов: $\alpha = \frac{\alpha_1 - \alpha_2}{2}$.

Так как имеется ряд возможных сечений, проходящих через линию, перпендикулярную двойниковому шву, и в то же время остающихся перпендикулярными этому шву (010), то естественно, что мы получим ряд значений α, из которых характерным будет лишь максимальное. Для определения этого максимального значения и требуется производить ряд измерений (5—10 измерений).

Итак, для наблюдений симметричного угасания необходимо:

1) чтобы двойниковый шов был перпендикулярен или близок к перпендикулярности к плоскости шлифа;

2) чтобы углы угасания индивидов двойника были равны (допустимы уклонения до 3°);

3) двойник, поставленный параллельно нити микроскопа, должен иметь одинаковую интерференционную окраску, т. е. двойниковое строение исчезает и видны лишь тонкие линии — следы спайности по (010).

Замечено, что отклонение от соблюдения 1-го условия на 10—15° слабо отражается (на 2—3°) на величине α. Под микроскопом, при перпендикулярной плоскости шва к шлифу, линия шва выступает в виде четкой границы между полосками, при уклонении более 15° — она становится расплывчатой, как бы размазанной.

Этот способ применим лишь для отличия андезина от лабрадора и битовнита, а при одновременном учете относительной величины преломления для плагиоклазов от альбита до битовнита. В табл. 16 при значениях α указаны знаки угла: + и — (они определяются положением оси *Np* в остром или тупом углу между спайностями по (010) и (001), причем трещины последней редко заметны; поэтому знак часто остается неопределенным).

При нашей работе мы будем знак *плюс* придавать в тех случаях, когда при совмещении следа (010) (т. е. линии шва) с горизонтальной нитью показатель преломления (по *Np*) плагиоклаза будет *менее* канадского бальзама, и знак *минус* в обратном случае.

При всей простоте и легкости определений по этому методу следует иметь в виду возможность ошибки при наличии в породе двух различных видов плагиоклаза (случай редкий в изверженных породах). Тогда значительную помощь оказывают дополнительные наблюдения над преломлением, продуктами выветривания или степенью свежести (прозрачности), взаимоотношением этих видов.

Таблица 16

Углы симметричного угасания плагиоклазов в сечении ⊥ (010)

Название плагиоклазов	Разделение по кислотности	№	Знак	Угол угасания (в градусах) α	Показатели преломления по *Ng*	Показатели преломления по *Np*
Альбит	Кислые	0	—	20	1,536	1,525
Альбит-олигоклаз	»	5	—	15	1,539	1,529
		15	—	8	1,544	1,536
Олигоклаз	»	20		0	1,547	1,539
		25	+	7	1,549	1,542
Андезин	Средние	35	+	17	1,534	1,547
		40	+	22		
		45	+	25	1,560	1,553
Лабрадор	Основные	55	+	31	1,565	1,557
		60	+	33		
		65	+	37	1,570	1,561
Битовнит	»	75	+	45	1,574	1,565
		85	+	48	1,578	1,568
Анортит	»	95	+	56	1,585	1,573
		100	+	84	1,588	1,575

Способ Бекке и Беккера. Применяется, когда наблюдаются одновременно две системы пересекающихся почти под прямым углом трещин спайности по (010) и (001) в виде тонких линий, не смещающихся в сторону при незначительном поднятии и опускании тубуса, что указывает на перпендикулярность спайности плоскости шлифа. Особенно ценен этот метод при определении в мелких зернышках (лейстах, микролитах) плагиоклазов излившихся пород.

При наличии зональных зерен подобные разрезы характеризуются почти прямоугольными изгибами границ зональных полосок (зерна в глубинных породах, порфировые выделения — в излившихся).

Так как эти разрезы ориентированы к тому же перпендикулярно (010), они распознаются по исчезновению двойниковой структуры при совмещении следа двойникового шва с одной из нитей микроскопа и по отчетливости отграничения двойниковых полосок в иных положениях.

В табл. 17 приведены углы угасания относительно трещин по (010) и (001), причем *Np* в кислых плагиоклазах лежит в тупом углу между трещинами спайности (знак —), в остальных плагиоклазах — в остром (знак +).

Таблица 17

Углы угасания плагиоклазов в сечениях ⊥ (010)—(001)

Название плагиоклазов	Знак	Угол угасания	Название плагиоклазов	Знак	Угол угасания
Альбит № 5	—	14°	Лабрадор № 52	+	27,°7
Альбит-олигоклаз № 13	—	8°	» № 63	+	35°
Олигоклаз № 20	—	0,5°	Битовнит № 75	+	38°
» № 25	+	7°	Анортит № 100	+	45°
Андезин № 37	+	23°			

Указанные данные изображены в виде диаграммы на рис. 92, где графически пояснено значение знаков + и —.

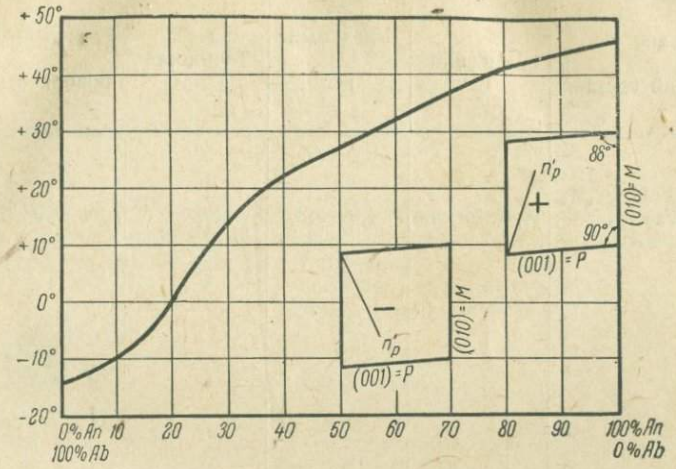


Рис. 92. Диаграмма угасания плагиоклазов в разрезе ⊥ (001—010) или, что то же, ⊥ *PM*.

Магматические второстепенные минералы

Сюда входят: 1) непрозрачные (рудные) минералы: магнетит, ильменит, гематит, пирит, хромит и 2) некоторые прозрачные, наиболее распространенные из которых: апатит, циркон, сфен, шпинель, гранат.

Будучи распространены в незначительном количестве в породах, для классификации последних минералы этой подгруппы сколько-нибудь заметной роли не играют, но в ряде случаев являются характерными примесями.

Рассеянные в виде редких мелких зерен в массе породы, они обычно макроскопически неразличимы. Наиболее отчетливо выделяются буроватые клинообразные кристаллы сфена и округлые красновато-бурые кристаллы граната, которые можно заметить невооруженным глазом или при помощи лупы. Все эти минералы выделяются обычно в первую фазу кристаллизации и потому обладают наиболее совершенной огранкой (идиоморфизмом).

Непрозрачные минералы

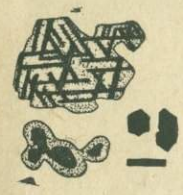
Включенные в эту подгруппу минералы выделяются в большинстве случаев (за исключением ультраосновных пород) в первую стадию кристаллизации магмы.

Некоторые из них, как мы знаем, могут образовываться и в эпимагматическую стадию в результате разложения железисто-магнезиальных минералов (оливин, пироксен и пр.).

Все эти минералы в проходящем свете являются черными. В отраженном свете они обладают металлическим блеском.

Главнейшие свойства представлены в табл. 18.

Главнейшие свойства непрозрачных минералов

Название и химический состав	Сингония	Удельный вес	Твердость	Электропроводность[1]	Магнитность[2]	Форма п. м.	Окраска в отраженном свете	Генезис	Примечание
Магнетит $FeO \cdot Fe_2O_3$ (72,4% Fe)	Кубическая	4,9—5,2	6	$1-10^{-2}$	$64 \cdot 10^3$	Квадраты, неправильные зерна. Цепочки зернышек. Тонкая пыль (рис. 93 *1*) Рис. 93 (*1*). Магнетит. *Py* — пироксен; *Ol* — оливин; *Ap* — апатит.	Синевато-черная Металлический блеск	Магматический. Вторичный при разложении железисто-магнезиальных силикатов	В различных горных породах
Ильменит $FeO \cdot TiO_2$	Гексагональная	4,6—4,9	5,5		$12 \cdot 10^3$	Шестиугольные, пластинчатые, игольчатые разрезы. Часто окружен вторичными продуктами — лейкоксен (в отличие от магнетита) (рис. 93 *2*)  Рис. 93 (*2*). Ильменит в лейкоксене (точки).	От железно- до буровато-черного. Слабый металлический блеск	Магматический	Преимущественно в основных и ультраосновных породах
Гематит Fe_2O_3 . . .	Гексагональная	5,2	5		43	Неправильные зерна, чешуйки, ромбоэдрические разрезы. Чешуйки в проходящем свете просвечивают красноватым цветом	Стально-серый до железно-черного. Сильный металлический блеск	Магматический и эпимагматический	В кислых изверженных породах. В контактово-метаморфических породах

[1] Удельное сопротивление 1 $см^2$ в омах.
[2] При магнитности стали $= 10^5$.

Название и химический состав	Сингония	Удельный вес	Твердость	Электропроводность[1]	Магнитность[2]
Пирит FeS_2	Кубическая	5,02	6—6,5	10^{-3}	60
Хромит $FeO \cdot Cr_2O_3$	Кубическая	4,5	5,5	—	140
Графит С	Гексагональная	2,25	1—2	10^{-4}	Немагнитн.

[1] Удельное сопротивление 1 $см^2$ в омах.

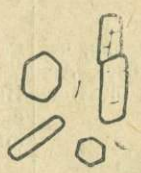
[2] При магнитности стали $= 10^5$.

Продолжение

Форма п. м.	Окраска в отраженном свете	Генезис	Примечание
Квадраты и неправильные зерна	Латунно-желтый с сильным металлическим блеском	Магматический. Эпимагматический. Вторичный (в осадочных породах)	Встречается в разнообразных горных породах. Легко замещается окислами
Неправильные зерна, частично ограненные. Агрегаты (рис. 93 *3*)	Серый и буров тосерый. Иногда в проходящем свете по краям просвечивает буроватым цветом	Магматический	В основных и ультраосновных породах. В метеоритах
Неправильные зерна. Чешуйки	Черный с металлическим блеском	Эпимагматический (пневматолитический) Магматический (?)	В метаморфических породах. Реже в изверженных. Известен в метеоритах

Рис. 93 (*3*). Хромит
Ol — оливин.

Главнейшие свойства второстепенных магматических минералов (прозрачных)

Название и состав	Сингония	Удельный вес	Твердость	Форма п. м.	Окраска	Спайность	Среднее преломление	Двупреломление в тысячных	Угасание	2 V	Оптическ. знак	Знак удлинения	Примечание
Апатит $3[(CaO)_3 \cdot P_2O_5] \cdot Ca(F, Cl, OH)_2$	Гексагональная	3,16—3,22	5	Удлиненные призматические разрезы, шестиугольники. Неправильные зерна (рис. 94, *1*)  Рис. 94 (*1*). Апатит	Бесцветен	Отсутствует	1,64	5	Прямое	0°	—	+	Характерны: низкое двупреломление, высокий рельеф
Циркон $ZrO_2 \cdot SiO_2$	Тетрагональная	4,68—4,70	7,5	Удлиненные призматические разрезы, квадратики, восьмиугольники (рис. 94, *2*) Рис. 94 (*2*). Циркон, зернышко в биотите и отдельный кристалл.	Бесцетен (сероватый)	Призматическая	1,96	44—62	Прямое	0° до 10°	+		Характерны: резкий рельеф, высокое двупреломление. Плеохроичные дворики вокруг включений циркона в биотите и амфиболе

Продолжение

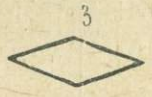
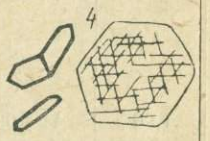
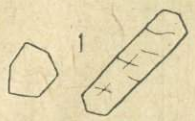
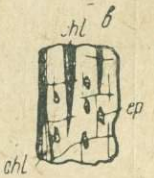
Название и состав	Сингония	Удельный вес	Твердость	Форма п. м.	Окраска	Спайность	Среднее преломление	Двупреломление в тысячных	Угасание	2 V	Оптическ. знак	Знак удлинения	Примечание
Сфен (титанит) $CaO \cdot TiO_2 \cdot SiO_2$	Моноклинная	3,4—3,56	5—5,5	Неправильные зернышки. Ромбовидные разрезы (рис. 94, *3*)  Рис. 94 (*3*). Сфен (титанит), характерный разрез.	Бесцветен (буроватый)	Отсутствует (трещины отдельности)	1,9—2,0	82—150		20—32°	+		Характерны: псевдоабсорбция, высокий рельеф, весьма высокое двупреломление, золотистая интерференционная окраска высших порядков
Рутил TiO_2 . . .	Тетрагональная	4,18—4,25	6—6,5	Уллиненные призматическин или игольчатые кристаллы (рис. 94, *4*)  Рис 94 (*4*). Рутил, коленчатый двойник, кристалл и сагенит, иголочки в биотите.	Коричнево-желтоватый. Слабый плеохроизм	(Призматическая) Наблюдается редко	2,6	286—287	Прямое	0°	+		Отличительные признаки: форма, слабая окраска, крайне резкий рельеф и весьма высокое двупреломление. Коленчатые двойники
Гранат $3R''O \cdot R'''_2O_3 \cdot 3SiO_2$ изоморфная серия силикатов Mg, Ca, Fe, Mn; Al, Fe, Cr.	Кубическая	3,4—4,3	6,5—7,5	Изометрические разрезы	Бесцветен или бледно окрашен	Отсутствует	1,8	(Иногда аномален)			—		Отличительные признаки: форма, высокий рельеф, изотропность
Шпинель . . . . $R''O \cdot R'''_2O_3$ R''=Mg, Fe R'''=Al, Fe	Кубическая	3,6	8,0	Треугольные и четырехугольные разрезы. Неправильные зерна	Бледная, зеленая или бурая	Отсутствует	1,7—2,0						При отсутствии характерных форм разрезов, без микрохимических испытаний не отличима от граната

Таблица 20

Название и состав	Удельный вес	Твердость	Сингония	Форма п. м.	Окраска	Спайность	Среднее преломление	Двупреломление в тысячных	Угасание [1]	2V	Оптический знак	Примечание
Пневматолитические:												
Турмалин — сложный боросиликат алюминия	2,9—3,2	7—7,5	Гексагональная	Удлиненные призматические разрезы. Сферические треугольники (поперечные разрезы) (рис. 95, *1*)  Рис. 95 (*1*). Турмалин	Пятнистая. Резкий плеохроизм от желтоватого до темнозеленого или желтовато-бурого	—	1,65	18—24 до 40	Прямое	0	—	Схема абсорбции, обратная биотитовой. Пятнистость окраски
Касситерит SnO_2	6,8—7,1	6—7	Тетрагональная	Удлиненные призматические разрезы и четырехугольные неправильные зерна	Красноватая и буроватая. Редко плеохроизм	Не отчетливая призматическая	2,0	97—107	Прямое	0	+	Характерны: зональность (полисинтетические двойники), окраска, резкий рельеф
Топаз $Al_2O_3 \cdot SiO(F, OH)_3$	3,5	8	Ромбическая	Неправильные зерна и короткопризматические кристаллы	Бесцветен	Отчетливая пинакоидальная	1,63	8—10	Прямое	48—65°	+	Форма зерен, отчетливые спайность и рельеф, низкое двупреломление — характерные признаки топаза
Флюорит CaF_2	3,18	4	Кубическая	Неправильные зерна	Бесцветен или редко слабо окрашен в зеленовато-фиолетовый цвет	Отчетливая по 2—3 направлениям	1,43	Изотропен	—	—		Весьма характерен, наряду со спайностью, отчетливый *отрицательный* рельеф
Гидротермальные:												
Серпентин (змеевик) $3(Mg, Fe)O \cdot 2H_2O \cdot 2SiO_2$	2,36—2,6	2—4	Ромбическая (?)	Волоконца (— хризотил). Пластинки (— антигорит)	Бесцветен, иногда бледнозеленоватый, буроватый, слабо плеохроичный	—	1,52—1,55	0—14	Прямое	0°—90°	+ (Хризотил) — (Антигорит)	Низкое преломление и двупреломление, форма
Хлорит — водный магнезиально-железистый силикат	2,6—3,0	2—3	Моноклинная (псевдогексагональная)	Удлиненные разрезы со спайностью, чешуйки — без спайности (рис. 95, *2*) Рис. 95 (*2*). Хлорит (светлый), развивающийся в биотите (*a*) и вместе с магнетитом замещающий (*b*) роговую обманку (опацитизация)	Зеленая, сине-зеленая. Плеохроизм от бледножелтого до зеленого	Пинакоидальная	1,6	0—10 (аномальная окраска — сиреневая, буроватая)	Прямое (иногда до 8°)	0—45°	±	Пластинчатость плеохроизм, аномальная интерференционная окраска. Псевдоморфозы по фемическим минералам

Продолжение

Название и состав	Удельный вес	Твердость	Сингония	Форма п. м.	Окраска	Спайность	Среднее преломление	Двупреломление в тысячных	Угасание [1]	2V	Оптический знак	Примечание
Цоизит $4CaO \cdot 3Al_2O_3 \cdot H_2O \cdot 6SiO_2$	3,25—3,5	6—7	Ромбическая	Удлиненные разрезы (тонкопризматические) (рис. 95, *3*) Рис. 95 (*3*). Цоизит в плагиоклазе	Бесцветен	Призматическая 65°	—	5—9 (аномальная окраска)	Почти прямое	0—60°	+	Спайность, форма зерен, аномальная интерференционная окраска
Эпидот $4CaO \cdot 2Al_2O_3 \cdot Fe_2O_3 \cdot H_2O \cdot 6SiO_2$	3,25—3,5	6—7	Моноклинная	Удлиненные толстопризматические разрезы. Неправильные зерна (рис. 95, *4*)  Рис. 95 (*4*). Эпидот (*ep*) с хлоритом (*chl*) в авгите	Бесцветен, иногда лимонно-желтый (плеохроичен)	—	—	33—51 (пятнистая окраска)	Косое	70°	—	—
Серицит	с м о т р и м у					с к о в и т						
Тальк $3MgO \cdot H_2O \cdot 4SiO_2$	2,7—2,8	1	Ромбическая (псевдогексагональная)	Удлиненные разрезы и чешуйки	Бесцветен	Пинакоидальная	1,54—1,59	30—50	Прямое	0—11°	—	Сходен с серицитом. Отличим микрохимически или по более низкому преломлению по N_p
Кальцит $CaCO_3$	2,7	3	Гексагональная	Неправильные зерна	Бесцветен (псевдоабсорбция)	По ромбоэдру	1,658—1,486	172	—	0	—	Псевдоабсорбция, преломление то равное то больше канадского бальзама, интерференционная окраска высших порядков. Спайность и полисинтетические двойники

[1] Относительно удлинения или тонких трещин спайности в удлиненных разрезах.

Прозрачные минералы

Прозрачные второстепенные минералы магматического происхождения в шлифе почти все неокрашены, но вследствие высокого преломления и рельефа приобретают ложную окраску — сероватый оттенок. За исключением изотропных граната и шпинели и одноосного апатита, имеют весьма высокое двупреломление, что также способствует быстрому выделению их из массы зерен шлифа. В большинстве своем обладают низким до среднего двупреломлением. Главнейшие свойства их представлены в табл. 19.

Остановимся на некоторых характерных свойствах второстепенных прозрачных минералов.

Изменения. Все перечисленные минералы являются устойчивыми против выветривания и сохраняются даже в глубоко измененных породах.

Генезис. Все они — магматические минералы. Кроме того сфен, рутил, большинство гранатов, шпинель образуются также в контактово-метаморфизованных породах. Апатит встречается как эпимагматический (пневматолитический) минерал.

Распространенность. Апатит встречается во всех типах изверженных пород. Циркон — только в кислых и средних. Сфен — в породах богатых TiO_2 как известково-щелочных, так и щелочных. Рутил — в различных породах и притом нередко как эпимагматический. Из гранатов лишь пироп (красный) и уваровит (зеленый) встречаются как магматические минералы в виде редкой примеси. Шпинель встречается в основных и ультраосновных изверженных породах.

Эпимагматические минералы

Как уже указывалось, под термином эпимагматические мы подразумеваем минералы, возникшие в породе уже после момента образования ее и обязанные своим происхождением либо воздействию магматических газов, либо вообще изменениям условий существования породы.

В этом разделе рассматриваются как минералы, встречающиеся в самих магматических породах, так и минералы пневматогенные, т. е. образовавшиеся при участии газовых эманаций, и гидатогенные, т. е. из водных растворов, встречаемые в жильных породах, сопровождающих изверженные.

Так как эти минералы пользуются незначительным распространением в изверженных породах, характеристика их дана, так же как и для второстепенных, в виде таблицы главнейших свойств (табл. 20).

Глава 8

Описание микроструктур и микротекстур изверженных пород

Микроструктуры

На стр. 90 охарактеризовано в общих чертах генетическое значение главнейших видов структур (макроструктур), доступных макроскопическому определению. Здесь остановимся на дальнейшем расчленении этих видов, по признакам, определяемым формой и отношениями между мине-

ралами. Последние данные мы можем получить лишь при микроскопическом изучении пород и потому назовем их микроструктурой.[1] Микроструктуры имеют существенное значение и для разрешения основных вопросов петрогенеза и для оценки технических качеств.

Описание структур. Описание разновидностей структур изверженных пород начнем с группы равномернозернистых, затем перейдем к неравномернозернистым.

Равномернозернистые структуры

Рассмотрим главнейшие разновидности структур этого типа, различающиеся по характеру взаимоотношений минералов (устанавливается микроскопически).

Структуры глубинных кислых пород

Гранитовая или гипидиоморфная. Обладает в той или иной степени отчетливости выдержанным гипидиоморфизмом минералов, согласно правила Розенбуша. Характерен ксеноморфизм кварца, как последнего по времени выделения (рис. 96*a*, *b*). Встречается в гранитах и гранодиоритах.

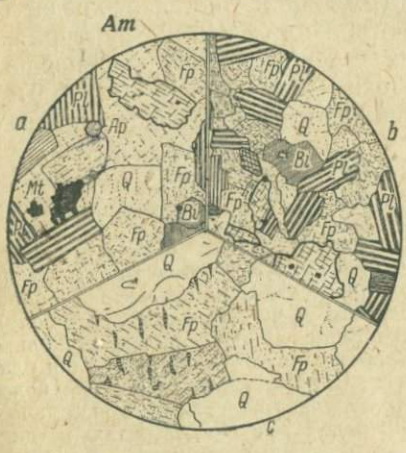


Рис. 96. Структуры чистых глубинных пород.

a, *b* — гранитовая, *c* — гранулитовая, *Q* — кварц, *Fp* — ортоклаз, *Pl* — плагиоклаз, *Bi* — биотит, *Am* — амфибол, *Mt*—магнетит, *Ap*—апатит. Николи +.

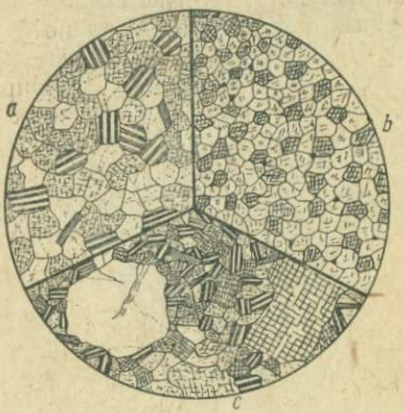


Рис. 97. Структуры жильных пород.

a — аплитовая, *b* — микрогаббровая, *c* — порфировидная (гранит-порфир). *a* и *c* — николи +

Аплитовая или аллотриоморфная. Обычно минералы совершенно лишены кристаллических граней, развиты изометрично, мелкозернисты. Типична для кислых жильных пород — аплитов (рис. 97 *a*).

Гранулитовая. В противоположность гранитовой, характеризуется идиоморфизмом кварца по отношению к полевому шпату. Встречается в кислых гранитах и аплитах. Объясняется пересыщением расплава кремнеземом, который при кристаллизации по эвтектической схеме, будучи в избытке, начинает выделяться первым (рис. 96*c*).

[1] Обычно под этим термином понимают лишь структуры с микрозернистой основной массой. Мы же здесь несколько расширяем это понятие, распространяя его и на взаимоотношения между минералами, которые (взаимоотношения) выступают с достаточной отчетливостью лишь под микроскопом.

Пегматитовая. Нередко образование пегматитовых сростаний кварца и полевого шпата. Свойственна гранитам, обогащенным в момент кристаллизации газами.

Призматически-зернистая. Структура определяется обилием призматических кристаллов полевых шпатов. Свойственна бескварцевым полевошпатовым породам—сиенитам.

Структуры средних пород

Диоритовая. Вследствие одновременной кристаллизации, характеризуется переменным идиоморфизмом главных составных минералов: среднего плагиоклаза (андезина) и роговой обманки. Напоминает некоторые случаи габбровой (98 *b*), но в последней плагиоклаз более основной (лабрадор), а окрашенный минерал чаще представлен пироксеном. Количественно плагиоклаз преобладает над роговой обманкой. Типична для диоритов.

Структуры основных пород

Габбровая (см. рис. 98*a*, *b*). Характеризуется почти одинаковым идиоморфизмом составных частей (основной плагиоклаз плюс пироксен или амфибол). Генетически однозначна диоритовой с указанным выше отличием (рис. 98*a*). Иногда наблюдается изометричность зерен и структура напоминает торцовую мостовую, подобно аплитовой кислых пород (рис. 97*a*). Количество плагиоклаза и окрашенного минерала почти одинаково.

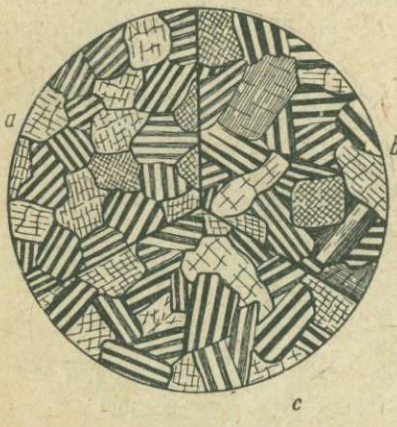


Рис. 98. Структуры основных глубинных пород.

a, *b* — разновидности габбровой, *c* — габбро-офитовая.

Иногда плагиоклаз несколько идиоморфнее пироксена—габбро-офитовая структура (см. рис. 98*c*).

Офитовая. Характеризуется идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к окрашенному минералу (пироксену, амфиболу). Возникновение ее объясняется несколько более ранним началом кристаллизации плагиоклаза. Встречается в габбро, но более обычна в мелкозернистых гипабиссальных породах ряда габбро — долеритах и диабазах — и называется часто *диабазовой* (рис. 99*c*). Часто заметна макроскопически.

В тех случаях, когда таблички плагиоклаза значительно мельче пироксеновых зерен и заключены в последних в виде вростков, возникает *пойкилоофитовая* структура (рис. 100*a*).

Когда зернышки пироксена мельче плагиоклазовых и заключены в промежутках между таблицами последнего — *долеритовая* (см. рис. 99*b*). Иногда — это типичная микроструктура в излившихся основных породах.

Друзитовая или венцовая. Типичная реакционная структура, проявляющаяся в нарастании корок одного минерала на другой (см. рис. 100*b*). Пример оливин—ромбический пироксен—роговая обманка был разобран на стр. 115.

Структуры ультраосновных пород

Аллотриоморфная. Характеризуется равной степенью идиоморфизма или изометричностью очертаний зерен. Обычна в мономинеральных породах, состоящих из цветных минералов, например пироксена, амфибола.

Пойкилитовая. Наблюдается развитие прорастаний амфиболом пироксена или оливином амфибола (см. рис. 100*а*).

Сидеронитовая. Представляет пример отношений, обратных отношениям, данным Розенбушем. Характерен ксеноморфизм магнетита по отношению к оливину или пироксену.

В гипабиссальных, частью излившихся, породах встречаются подобные некоторым из описанных структур, отличающихся лишь мелким зерном — микрогранитовая, микродиоритовая, микрогаббровая, разновидности офитовой, диабазовая, долеритовая.

Иногда получают значение структур некоторые явления особого порядка, объясняемые распадом твердых растворов. Общеизвестны *пертитовые* прорастания (пертиты). Это — частично первичные магматические образования. Известна эвтектика состава ортоклаз: альбит=42:58.

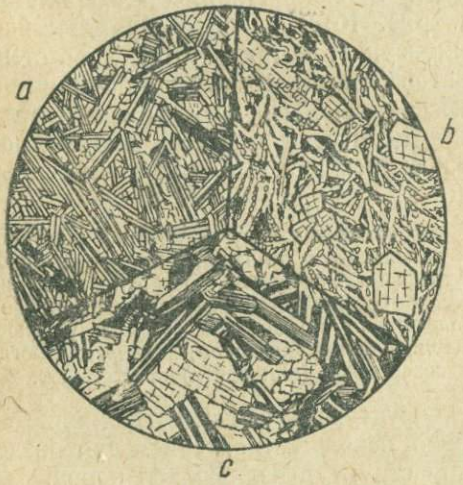


Рис. 99. Микролититовые структуры о. м. основных излившихся пород базальтовой группы.

а — базальтовая (интерсертальная), *b* — долеритовая, *с* — диабазовая. Николи +.

Рис. 100. Структуры основных глубинных пород.

а—пойкило-офитовая, *b*—друзитовая, *с* — келифитовые каймы. Николи +.

Наиболее обычно образованиепертитов при распаде твердых растворов. Ортоклаз при температуре кристаллизации способен растворять в себе до 28% альбита, а при нормальной температуре эта способность резко уменьшается до 10%.

Твердый раствор становится неустойчивым, избыток альбита выделяется по некоторым определенным кристаллографическим направлениям ортоклаза.

Мирмекиты — червеобразные вростки кварца в плагиоклазах различного состава, напоминающие микропегматит. Они наблюдаются всегда в плагиоклазе на границе с калиевым шпатом. Обычно присущи породам, претерпевшим действие орогенетических напряжений. Наиболее обычное объяснение их: распад молекулы калиевого полевого шпата с выделением плагиоклаза (анортитовой молекулы) и кварца.

Неравномернозернистые структуры

Отличаются присутствием по крайней мере двух господствующих генераций, резко отличающихся одна от другой по размерам зерен, что указывает на перерывы в кристаллизации, на резкие температурные скачки или на быстрое удаление газовой фазы во время кристаллизации, в результате чего, наряду с относительно крупными медленно и долго кристаллизовавшимися зернами, образуются мелкие быстро образовавшиеся зерна.

Порфировые структуры

Прежде всего отметим порфировые структуры (рис. 101). Основными элементами этих структур являются: а) *порфировые выделения* или фенокристы (не совсем точно часто называемые вкрапленниками [1]) и б) *основная масса* либо являющаяся полнокристаллически-зернистой (см. рис. 101*a*), либо полукристаллически-зернистой (рис. 101*b*), либо стекловатой (см. рис. 101*c*). Обычно кристаллическая основная масса (о. м.) имеет макроскопически плотный вид, а под микроскопом состоит из мелких зернышек.

Рис. 101. Порфировые структуры излившихся пород.

a — полнокристаллическипорфировая.
b — полукристаллически - порфировая,
c — стекловато-порфировая (витрофировая). Николи +.

По относительному количеству порфировых выделений и основной массы различают структуры: *эвпорфировая*, когда эти выделения отчетливо различаются макроскопически, *микропорфировая*, когда они могут быть установлены лишь под микроскопом, и *афировая*, когда они совершенно (или почти) отсутствуют.

Структура основной массы является однако основным критерием для разделения структур излившихся пород.

А. При *микрозернистой* структуре основной массы различают:

1. Микрогранитовую структуру о. м., подобную гранитовой.

2. Гранофировую структуру о. м., состоящую из микропегматитовых срастаний кварца и калиевого полевого шпата.

3. Ортофировую структуру о. м., состоящую из изометрических зернышек полевых шпатов. Характерна, как и трахитовая, для излившихся аналогов сиенитов.

В. *Микролититовая* структура о. м. О. м. состоит из микроскопических удлиненных зернышек полевых шпатов, называемых *лейстами* и некоторого количества стекла.

1. *Трахитовая структура* о. м. Лейсты полевого шпата, преимущественно ортоклаза, прилегают одна к другой, образуя в то же время и флюидальную текстуру (рис. 102*a*). Стекло совершенно или почти отсутствует. Характерна для аналогов сиенита — трахитов.

[1] Генетически термин «вкрапленник» представляет образование, возникшее в уже образовавшейся массе, — образование эпигенетическое. Между тем порфировые выделения, наоборот, являются образованиями более ранними, чем заключающая их основная масса.

2. *Пилотакситовая* (pylos—палочка) структура о. м. подобна трахитовой с тем лишь отличием, что микролиты представлены плагиоклазом состава олигоклаз-андезин (рис. 102*b*). Свойственна излившимся аналогам диоритов, реже габбро.

3. *Гиалопилитовая* или *андезитовая* структура о. м. характеризуется обилием стекла, которое как бы пропитывает беспорядочно разбросанные лейсты плагиоклаза (рис. 102*c*). Свойственна аналогам диоритов—андезитам.

4. *Интерсертальная* или *базальтовая* структура о. м. обычно обладает более крупными, по сравнению с предыдущими, лейстами плагиоклаза (лабрадор, андезин), соприкасающимися между собой. В треугольных или полигональных промежутках между лейстами заключены другие минералы (см. рис. 99*a*), авгит, магнетит, а также более мелкие лейсточки плагиоклаза и стекло.

При отсутствии стекла называется *микродолеритовой* (см. рис. 99*b*). Характерна для некоторых базальтов—аналогов габбро.

С. *Фельзитовая* (точечная) структура о. м. Представляет собой обычно вторичное раскристаллизованное стекло (рис. 103*a*). Обычна в кислых излившихся породах.

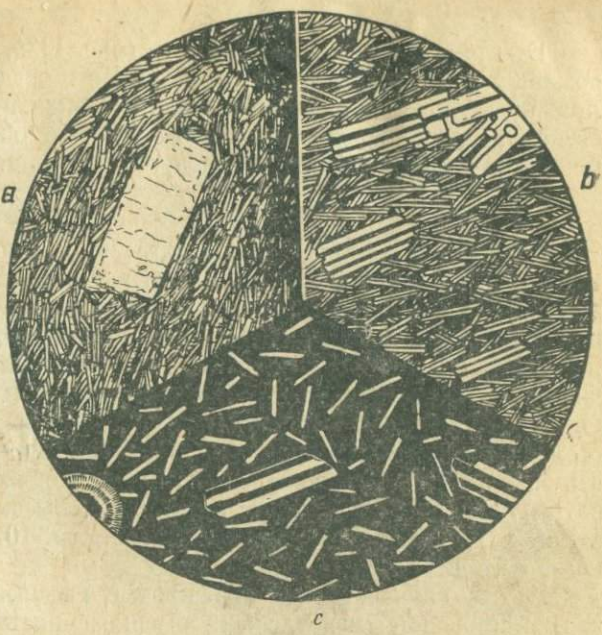


Рис. 102. Микролититовые структуры основной массы излившихся пород.

a — трахитовая, *b* — пилотакситовая, *c* — андезитовая. Николи +.

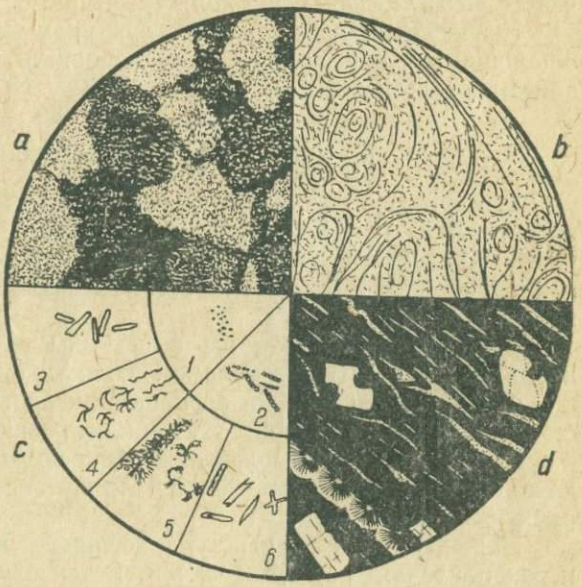


Рис. 103. Субкристаллические и стекловаты еструктуры о. м. кислых излившихся пород.

a (николи +) — фельзитовая, *b* — стекловатая (перлитовая), *c* — стекловатая с кристаллитами, *d* — стекловатая со сферолитами.

D. *Стекловатая* структура о. м. (рис. 103*b*, *c*). Вулканические стекла обычны для кислых лав, но встречаются в средних и основных. Их различают по показателю преломления. Показатель преломления кислых стекол меньше, средних — приблизительно равен, основных — больше показателя преломления канадского бальзама.

Порфировидные структуры

Порфировидные структуры отличаются от порфировых тем, что в них не столь резко выражено различие в зернистости между порфировыми выделениями и зернами основной массы. При этом основная масса зерен породы может быть среднезернистой и мелкозернистой, вообще различимой невооруженным глазом (подобно рис. 97*c*). Эти структуры обычно встречаются в периферических частях интрузивных глубинных и гипабиссальных тел и в мощных дайках. Генетически образование их не связано со столь резкими изменениями условий кристаллизации, как в породах порфировых. Они образуются либо при поднятии начавшей кристаллизоваться магмы из глубоких зон в более высокие, либо при кристаллизации магмы по схеме эвтектики (см. стр. 107) с избытком одного из компонентов.

В том случае, когда порфировые выделения настолько обильны, что соприкасаются между собой, а мелкозернистая масса второй генерации выполняет лишь оставшиеся между ними промежутки, — возникает структура, называемая *криптовой*.

Часто в порфировидных структурах порфировые выделения нерезко отличаются от остальной массы и связаны с ней переходами, — получается *неравномернозернистая* структура.

К неравномернозернистым структурам типа порфировидных следует в большинстве случаев отнести также пойкилитовые и пойкило-офитовые, описанные выше.

Микротекстуры изверженных пород

Текстурные признаки по большей части явления относительно крупного порядка и потому они наблюдаются с достаточной отчетливостью уже в геологических обнажениях. Поэтому более подробно на описании и характеристике их мы уже останавливались в главе о внешних признаках (стр. 92—94).

Лишь немногие текстуры недоступны невооруженному глазу и устанавливаются под микроскопом. Из них мы отметим следующие:

Флюидальная, широко распространенная в лейстовых основных массах и возникающая в процессе течения остывающей лавы. Она заключается в субпараллельном расположении лейст полевых шпатов. Обычно наблюдается совместно с трахитовой и пилотакситовой структурами (см. рис. 102*a*, *b*).

Катакластическая текстура возникает в результате смятия пород и раздробления составных частей. В тех случаях, когда указанные явления слабо выражены и представлены лишь микросдвигами в отдельных зернах или волнистым угасанием кварца, она морфологически приближается к структурам. Но при более сильном сдавливании, когда нарушения сплошности пород переходят в скольжение и размалывание отдельных участков, — появляются чисто текстурные признаки и макроскопического

Таблица 21

Генетическая таблица структур изверженных пород

Физико-химические условия	Условия залегания	Типы структур: по степени кристалличности	Типы структур: по размерам зерен — абсолютным	Типы структур: по размерам зерен — относительным	Названия структур (в излившихся по структуре о. м.)	Текстуры
Резкое падение температуры и давления Быстрое охлаждение Быстрая потеря летучих	Лавы Краевые части жнл и мелких гипабиссальных тел (Редко-краевые фации интрузивных тел)	Стекловатая	Тонкозернистая Микрозернистая	Витрафировая	Стекловатая Витрофировая Фельзитовая	Пористая Слоистая Флюидальная Миндалекаменная
		Полукристаллическая		Порфировые и афировые	Андезитовая Пилотакситовая	
Ускоренное падение температуры и давления, иногда скачками	Жилы Мелкие гипабиссальные тела Краевые фации глубинных массивов (Глубокие части потоков и покровов)		Мелкозернистая		Трахитовая Базальтовая Диабазовая Долеритовая Микрогранитовая Микрогаббровая Аплитовая Пегматитовая	
		Полнокристаллическая	Мелкозернистая	Порфировидная		
Медленное охлаждение Высокие температура и давление Присутствие летучих составных частей	Центральные части мелких гипабиссальных тел Глубинные массивы		Среднезернистая Крупнозернистая	Равномернозернистая, редко порфировидная	Гранитовая Диоритовая Габбровая Панидиоморфная Пойкилитовая	Гнейсовидная Такситовая (шлировая)

и микроскопического порядков. Они варьируют от микроскопических полосок раздробления до макроскопически видимой полосчатости, листоватости, волнистости. Более подробно они рассматриваются в метаморфических породах.

Глава 9

Классификация изверженных пород

Классификация или систематика изверженных пород должна удовлетворять основному требованию, предъявляемому к ней, — дать такую группировку, руководствуясь которой исследователь с наибольшей отчетливостью в состоянии не только дать видовое определение породы, но и определить ее место в истории развития литосферы.

Основы классификации

В настоящее время существует ряд классификаций, руководящими признаками для которых, как мы уже видели, являются: 1) *условия залегания и внешний облик*, 2) *химический состав*, 3) *минералогический состав*. Последние два признака могут быть выражены количественно. Однако и для них основным затруднением является непрерывность изменений при переходах между соседними группами пород. Наглядный пример непрерывности в составных элементах пород мы уже имели в виде непрерывных рядов смешанных кристаллов, каковы изоморфные смеси таких широко распространенных минералов, как плагиоклазы.

Суммируя рассмотренные выше данные для классификации пород на основе указанных трех признаков, дадим сравнительную характеристику существующих систем.

Геолого-генетическая классификация

Геолого-генетическая классификация, на которой мы бегло остановились в начале учебника, с одной стороны подчеркивает, что петрология — наука, изучающая геологические объекты, с другой — отражает особенности облика пород, а следовательно и условия образования их.

Формы залегания и взаимоотношения с окружающим (вмещающим) геологическим комплексом, включая определение абсолютного и относительного геологического возраста, а также *внешний* (макроскопический) *облик* пород (структура и текстура), являются основами этой классификации. Одновременно выясняются общие генетические условия образования, с подразделением изверженных пород на *излившиеся, гипабиссальные* и *глубинные*.

Химическая классификация

За основу берется химический состав пород или гипотетических магм, давших начало породам. Однако, как мы видели, химический состав в виде окислов, входящих в породу, мало говорит о генезисе ее. На примерах гетероморфизма пород сказанное выступает с достаточной отчетливостью и указывает на сравнительную петрогенетическую ценность, как основ классификации, химического и минералогического состава.

Систематизация по химизму, как замечает Тиррель, может представлять важное значение «для химика, но для геолога тот факт, что породы состоят из минералов, является наиболее важным признаком ...», «химическая классификация отмечает только магматический состав, [1] *а минералогическая объясняет не только состав, но также и историю охлаждения породы*».

Кроме того, изучение минералогического состава требует меньших затрат времени и средств, чем производство полного химического анализа. При современной достаточно отчетливо разработанной диагностике породообразующих минералов и точных методиках микроскопического исследования, изучение минералов, особенно в части главнейших, может быть произведено с достаточной точностью.

Лишь для пород микроскопически-зернистых, полукристаллических и стекловатых, в которых невозможно с точностью определить минеральный состав за мелкостью зерен или вследствие нераскристаллизованности материала, классификация по химическому составу является единственно возможной.

Так как важнейшим окислом, входящим в состав различных изверженных пород в количестве от 24 до 85%, является кремнекислота, то в качестве грубой группировки может служить следующая:

		По Левинсон-Лессингу:
1. Ультракислые породы	SiO_2 свыше 75%	$a > 5$
2. Кислые породы	„ 75 — 65%	$a \geqslant 2{,}5$
3. Средние породы	„ 65 — 52%	$2{,}5 > a > 2$
4. Основные породы	„ 52 — 45%	$2{,}2 > a > 1{,}3$
5. Ультраосновные породы . . .	„ менее 45%	$a < 1{,}3$

Для иллюстрации приводим в табл. 22 (стр. 164—165) (главным образом по Дэли) средние составы главнейших групп изверженных пород — глубинных и соответствующих им излившихся. Из таблицы видно, что крайние типы 1 и 5 ($> 75\%$ и $< 40\%$) представлены лишь отдельными разновидностями пород, тогда как группы например гранита или пироксенита, взятые в целом, не дают столь резких отклонений. Из числа гранитов к ультракислым могут быть отнесены лишь гранит-аплиты, аплиты (жильные породы) и некоторые аляскиты. К ультраосновным принадлежит большая часть перидотитов и рудные и шпинельсодержащие представители пироксенитов.

Данными табл. 22 мы и ограничимся для характеристики химического состава изверженных пород.

Существует классификация Шёнда, основанная на степени насыщенности пород кремнекислотой и до известной степени учитывающая генетические моменты — разделение магмы в процессе кристаллизации и др. Согласно этой классификации породы разделяются на:

1. Породы *пересыщенные* кремнекислотой, избыток которой в свободном виде выделяется в виде кварца, например граниты.

2. Породы *насыщенные*. Кварц и ненасыщенные минералы (нефелин, оливин и др.) отсутствуют или имеются в незначительном количестве — сиениты, безоливиновое габбро.

3. Породы *ненасыщенные*. Характерно отсутствие кварца и присутствие ненасыщенных минералов — нефелиновые сиениты, оливиновое габбро, перидититы и др.

Принятая многими петрологами СССР классификация акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга дает разделение изверженных пород на группы по коэфициенту кислотности a (см. стр. 17). Группы разделяются на подгруппы по преобладанию характерных окислов.

Каждый тип породы характеризуется коэфициентом a, отношениями $RO : R_2O_3$ и $R_2O : RO$.

Минералогическая классификация

Классификация по минеральному составу имеет большое преимущество перед химической уже потому, что 1) она имеет дело не с окислами, которые могут различно соединяться друг с другом, а с определенными

[1] Но и то не полностью — без учета газовой составляющей (*Ю.Д.*).

Средние анализы главнейших групп изверженных пород

Таблица 22

	Ультракислые породы			Кислые породы						Средние породы						Основные породы					Ультраосновные породы						Средний состав изверженных пород
	Биотитовый гранит (Р)*	Аляскит (Р.)*	Липарит (Р)*	Щелочной гранит (13; Р.)	Щелочн. липарит (13; Р.)	Гранит (236)	Липарит (64)	Гранодиорит (12)	Дацит (30)	Сиенит (50)	Трахит (48)	Нефелиновый сиенит (43)	Фонолит (25)	Диорит (70)	Андезит (87)	Габбро (41)	Базальт (151)	Тералит (4)	Тефрит (24)	Базанит (20)	Ийолит (6)	Нефелиновый базальт (21;Р.)*	Перидотит (31)	Пикрит (14)	Дунит (Р.)*	Пироксенит (3)*	Пироксенит (остраит) (Р.)*	
SiO_2	77,0	76,3	77,3	73,2	72,1	69,9	72,6	65,1	66,9	60,2	60,7	54,6	57,5	56,8	59,6	48,2	48,8	45,1	49,1	44,4	42,8	39,2	41,1	41,3	38,7	51,3	34,7	59,12
TiO_2	—	0,1	0,2	0,2	0,4	0,4	0,3	0,5	0,3	0,7	0,4	0,9	0,4	0,8	0,8	1,0	1,4	1,7	1,0	1,5	1,6	2,3	1,2	0,8	—	5,8	0,8	0,05
Al_2O_3	11,6	13,4	11,5	12,5	10,2	14,8	13,9	15,8	16,6	16,3	17,7	19,9	20,6	16,7	17,3	17,9	15,8	16,6	16,6	15,8	18,9	12,6	4,8	9,4	0,9	3,5	17,9	15,34
Fe_2O_3	0,3	0,1	0,8	1,9	3,4	1,6	1,4	1,6	2,5	2,7	2,7	3,4	2,4	3,2	3,3	3,2	5,4	4,8	0,7	4,6	3,9	5,9	4,0	5,3	5,5	1,8	11,5	3,08
FeO	1,1	0,1	0,1	1,3	2,4	1,7	0,8	2,7	1,4	3,3	2,6	2,2	1,0	4,4	3,1	5,9	6,3	7,0	6,7	5,9	4,8	7,4	7,1	8,9	8,4	6,0	5,7	3,80
MnO	Сл.	Сл.	0,03	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	—	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,1	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2	0,1	—	0,12
MgO	0,1	0,04	0,2	0,2	0,3	1,0	0,4	2,2	1,2	2,5	1,1	0,9	0,3	4,2	2,8	7,5	6,0	5,1	4,0	8,2	3,2	11,6	32,2	19,9	42,5	21,1	12,5	3,49
CaO	1,2	1,1	0,6	0,5	0,4	2,1	1,3	4,6	3,3	4,3	3,1	2,5	1,5	6,7	5,8	11,0	8,9	9,3	9,9	10,1	10,5	12,9	4,4	8,0	1,1	13,9	14,8	5,08
Na_2O	2,9	2,9	2,9	4,6	5,0	3,3	3,6	3,8	4,1	3,9	4,4	8,3	8,8	3,4	3,6	2,5	3,2	5,3	2,6	3,8	9,6	3,6	0,5	1,2	0,03	0,3	0,4	3,84
K_2O	5,2	5,4	4,6	4,9	4,5	4,1	4,0	2,3	2,5	4,5	5,7	5,5	5,3	2,1	2,0	0,9	1,6	2,5	3,4	2,4	2,3	1,7	1,0	0,3	0,04	0,2	0,2	3,13
H_2O	0,4	0,5	2,0	0,6	1,1	0,8	1,5	1,1	1,1	1,2	1,3	1,3	2,0	1,4	1,3	1,5	1,8	1,9	2,0	2,4	0,8	1,9	3,5	4,3	2,6	1,2	1,0	1,15
P_2O_5	—	Сл.	Сл.	—	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,6	0,8	0,6	1,4	0,8	0,1	0,2	—	0,1	—	0,30

Примечание. Цифры в скобках означают колнчество анализов, на основании которых вычислены средние составы. Звездочка (*) поставлена при анализах отдельных пород.

Средние анализы взяты из работы Дэли — Igneous Rocks and their Origin. Отдельные анализы — из учебников Розенбуша („Р“.) и Заварицкого („З“.).

генетическими единицами — минералами, и 2) элементы ее — минералы— доступны непосредственному наблюдению макроскопически и микроскопически.

К тому же минеральный состав представляет непосредственное выражение химизма породы в форме сочетаний тех или иных характерных минералов. При изучении пород, как минеральных агрегатов, мы одновременно изучаем и более широко учитываем генетические условия, выраженные не только в виде тех или иных минералов, но также и в структуре и текстуре.

По относительной распространенности главных породообразующих минералов в породах, мы делим их на главные, второстепенные и вторичные. [1] Важнейшие из них перечислены на стр. 117 в табл. 14.

Наиболее крупное значение имеет группа полевых шпатов, составляющих в сумме до 65% всех породообразующих минералов. Поэтому минералогическая классификация горных пород прежде всего заключает в себе признак *присутствия* или *отсутствия* полевых шпатов, а затем количественные отношения щелочных полевых шпатов (ортоклаз и альбит) и плагиоклазов, а также степень основности последних. Последующее разделение производится по присутствию или отсутствию кварца.

Затем учитываются количественные отношения салических и фемических минералов (см. рис. 104). Наконец, подыскав видовое определение породы, по характерному минералу из числа фемических или по комбинации их дают название определяемой разновидности.

Поясним сказанное примером (см. приложение II). Определяемая порода имеет серую окраску, среднезерниста. По зернистости она принадлежит к глубинным. Состоит из полевых шпатов; фельдшпатидов нет. Относим ее к полевошпатовому ряду. Отсутствие кварца устраняет возможность отнесения к кварцсодержащим видам. (граниту, гранодиориту, кварцевому диориту). Полевой шпат представлен средним плагиоклазом, фемический минерал, присутствующий в количестве 20—25% — зеленая роговая обманка и авгит. Видовое определение породы — диорит. Разновидность — *роговообманково-авгитовый диорит*.

Из сравнения трех описанных принципов классификации изверженных пород следует, что наиболее ценной будет система, основанная как на учете геологической роли пород, так и на изучении минерального состава (в широком смысле, включая и взаимоотношения между минералами). Лишь в ограниченном количестве случаев (полукристаллические и стекловатые породы) эта классификация не дает точного ответа на вопрос о составе породы. Однако и здесь, учитывая ряд свойств вулканических стекол, возможно с достаточным приближением судить о составе их.

Схема классификации, принятой в учебнике

Нашу классификацию мы будем базировать на геолого-генетическом принципе и на разделении по минералогическому составу.

По проф. А. Н. Заварицкому принято деление на 7 групп (семейств), начиная с наиболее кислых (ультракислых) и кончая наиболее основными

[1] Выделяют еще случайные минералы, возникающие при ассимиляции вещества боковых пород (ксенолитов) магмой.

(ультраосновными). В состав каждой группы включены представители всех трех фаций: глубинной, излившейся и гипабиссальной. Выделены следующие группы, название которым дано по представителям глубинной и излившейся фаций:

Схема классификации

1. Группа гранитов-липаритов и гранодиоритов-данитов (группа кислых пород)
   А. Подгруппа гранитов-липаритов (щелочных и известково-щелочных).
   В. Подгруппа гранодиоритов-дацитов.
2. Группа сиенитов-трахитов (щелочных и известково-щелочных).
3. Группа диоритов-андезитов.
4. Группа габбро-базальтов.
5. Группа ультра-основных бесполевошпатных пород.
6. Группа фельдшпатидовых (нефелиновых) сиенитов-фонолитов.
7. Щелочные габброиды: щелочные базальты.

Группы 3, 4 и 5—типичные известково-щелочные породы; 6 и 7 — типичные щелочные. В группах 1 и 2 тот и другой ряды сближаются, и здесь мы имеем как известково-щелочные, так и щелочные типы.

В схеме (стр. 167), составленной в соответствии с диаграммой Заварицкого (стр. 18), разделение пород и взаимосвязь их более наглядно подчеркнуты переходами между группами как по минералогическому составу, так и генетическим отношениям.

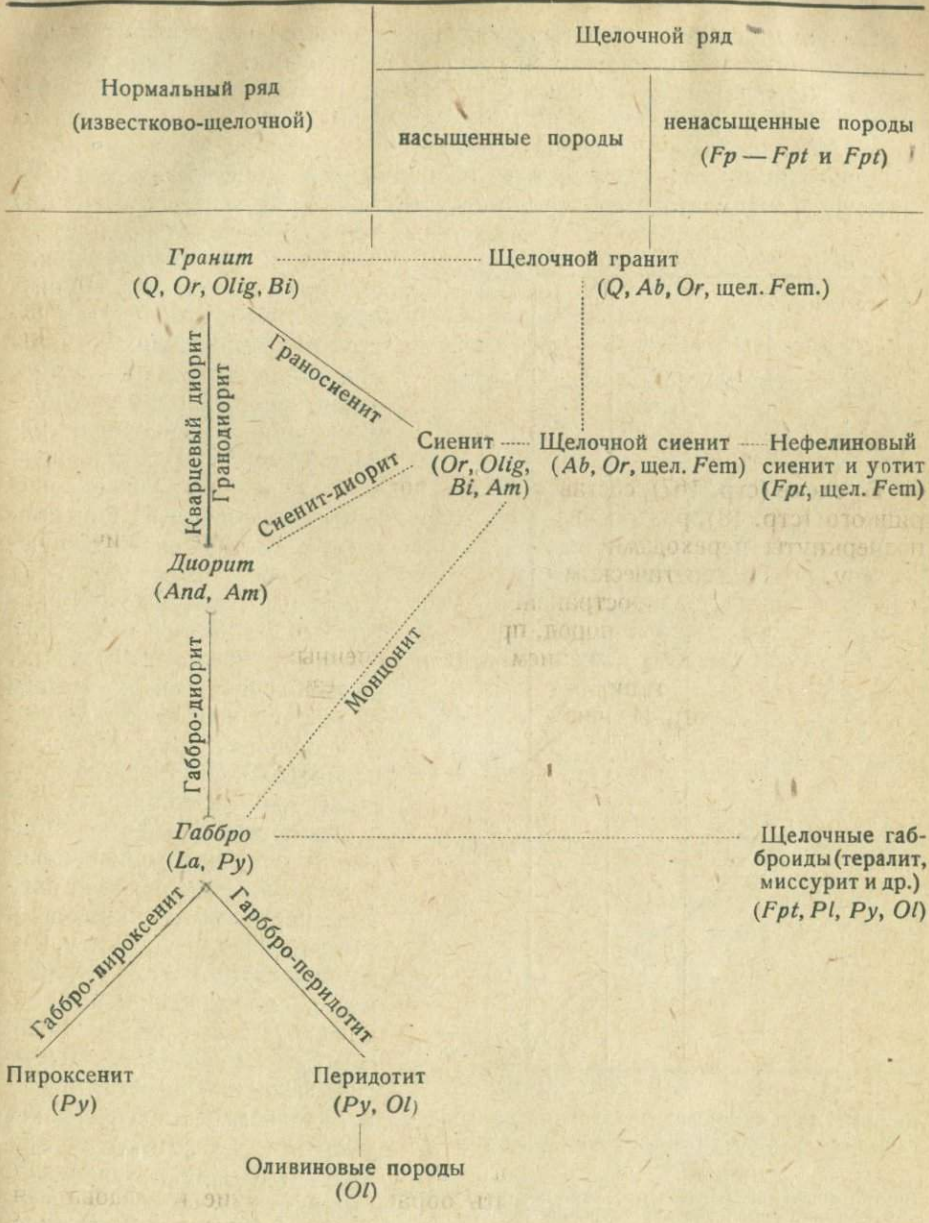
Ряд наиболее распространенных пород — ряд нормальный — от гранита до ультраосновных пород, представляет собой серию, характеризующуюся непрерывным изменением от пересыщенных кремнекислотой (свободный кварц) до типичных железисто-магнезиальных недосыщенных силикатов (оливин). Из числа фемических минералов в схеме указаны наиболее типичные для отдельных групп.

Следуя сверху вниз от гранита, мы имеем постепенный переход от наиболее легкоплавких пород, образующихся в процессе кристаллизации первоначального расплава (габбрового состава). Пространственно — это наиболее высокорасположенные фации массивов в тех редких случаях, когда кристаллизация внедрившихся магматических масс происходила в отсутствии факторов, нарушающих нормальное течение процесса. Это до известной степени идеальная схема. В действительности следует ожидать более сложной картины в результате одновременного действия различных петрогенетических факторов, приводящих к резким уклонениям от схемы. Сюда относятся: действие тектонических сил, повторные внедрения новых порций магмы в еще не застывший расплав, перекрытие одной интрузивной фазы другими, ассимиляция вмещающих пород, регенерация (возрождение) магмы за счет различных более древних пород и пр. Следовательно наличие уклонений от указанной последовательности указывает на действие какого-либо из петрогенетических факторов, на выяснение чего и должно быть обращено внимание исследователя.

Другой ряд — щелочной — представляет немногочисленную по распространенности серию недосыщенных пород — аналогов сиенита и габбро. Как мы увидим ниже, недосыщенность может быть полная (одни фельдшпатиды) или частичная (полевые шпаты + фельдшпатиды).

Оба ряда сближаются в наиболее кислых группах: гранита и сиенита, в которых кроме нормальной (известково-щелочной) подгруппы имеется подгруппа щелочных разновидностей. Для последних характерно присут-

Схема разделения глубинных пород по генезису и минералогическому составу[1]



[1] Для удобства обозначения минерального состава применяются следующие сокращения:

Q — кварц	*And* — андезин	*Ol* — оливин
Or — Ортоклаз (калиевый полевой шпат)	*La* — лабрадор	*Fp* — полевой шпат
Pl — плагиоклаз	*Bi* — биотит	*Fpt* — фельдшпатид
Ab — альбит	*Am* — амфибол	*Fem* — фемические минералы
Olig — олигоклаз	*Py* — пироксен	

ствие щелочей и в салических и в фемических насыщенных минералах.

Указанные в схеме представители групп связаны и в горизонтальном и в вертикальном направлении взаимными переходами. Для нормального ряда мелким шрифтом набраны главнейшие промежуточные разновидности. Несколько подробнее на переходных видах мы будем останавливаться при описании отдельных групп.

Приведенная схема может быть изображена и в виде диаграммы (по Пирссону), весьма полезной при предварительной работе по определению пород. В несколько исправленном и дополненном виде она дана на рис. 104. По оси-абсцисс даны в процентах количества главнейших минералов, по оси ординат—точки, отвечающие составу главнейших групп изверженных пород. Восстановленные из этих точек перпендикуляры (горизонтальные линии) дают в процентах состав соответствующих пород. Как видно из диаграммы, получаем для типичных минералов отдельные поля, в пределах которых, следуя снизу вверх, имеем изменение состава отдельных минеральных групп от более основных и тугоплавких представителей их к более кислым и легкоплавким. Так например в поле прерывной серии фемических минералов от оливина переходим к пироксену, затем амфиболу и биотиту, как наиболее типичным и наиболее распространенным в породах соответствующих типов. В поле изоморфной серии плагиоклазов наблюдается постепенное изменение состава от анортита (Ab_0An_{100}) к альбиту ($Ab_{100}An_0$). Определив количественные соотношения между минералами, подыскиваем соответствующую данному составу породу (горизонтальные линии).

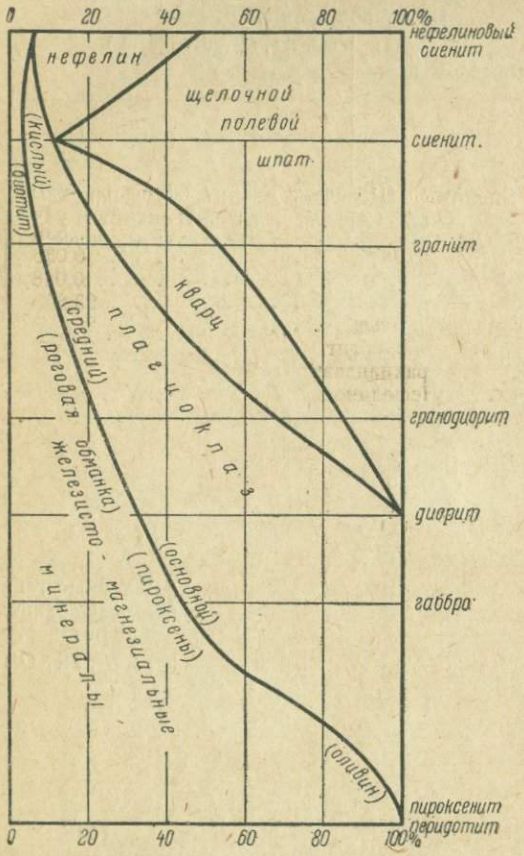


Рис. 104. Схематическая диаграмма минералогического состава главных групп изверженных пород.

Внутри полей плагиоглаза и фемических минералов указано изменение характера последних.

Описания пород мы начнем с нормального ряда (см. схему), причем в группах гранита и сиенита одновременно остановимся на характеристике щелочных расновидностей. В заключение опишем вкратце типичных представителей щелочного (ненасыщенного) ряоа.

Глава 10

Описание изверженных пород

Относительная распространенность различных типов пород

Прежде чем приступить к описанию пород, остановимся на относительной распространенности их в глубинной и излившейся фациях. Для материка Сев. Америки относительно детально исследованного имеются следующие цифры (в процентах).

Таблица 23

Распространение изверженных пород

Глубинные породы		Излившиеся породы	
Гранит и гранит-порфир	23,212	Липарит	12,834
Гранодиорит	12,195	Дацит	0,536
Сиенит и сиенит-порфир	0,389	Трахит	0,036
Нефелиновый сиенит	0,024	Фонолит	0,048
Диорит	1,802	*Андезит*	23,863
Габбро	2,225	*Базальт*	20,733
Анортозит	0,311	Лимбургит	0,012
Пироксенит	0,011	Трахиандезит (латит.)	0,030
Перидотит	0,436	Нефелиновый базанит	0,018
Кварцевый монцонит	0,108		
Монцонит	0,161		
Шонкинит	0,054		
Тералит	0,036		

Для других частей земного шара таких подсчетов нет, но порядок цифр относительной распространенности можно принять в первом приближении сохраняющимся.

Из таблицы видно, что наибольшую роль среди изверженных пород на земной поверхности играют: из числа глубинных — кислые породы группы гранита, в сумме с гранодиоритом составляющие около 35% всех пород, а из числа излившихся — основные (базальты и андезиты),— около 44%.

Группа гранита-липарита

Внутри этой группы, принадлежащей нормальному ряду (см. схему на стр. 167) и заключающей в себе наиболее кислые — ультракислые — породы ряда, что выражается в пересыщенности кремнекислотой (в образовании кварца), мы различаем две подгруппы. Это: 1) нормальные (известково-щелочные) граниты или просто *граниты* и их излившиеся аналоги, 2) *гранодиориты* и их излившиеся аналоги. Совместно с этими подгруппами мы рассмотрим также и подгруппу *щелочных гранитов*, включенную в щелочной ряд, а генетически играющую роль связующего звена с породами щелочного ряда.

Отметим еще тот характерный факт, что представители глубинных фаций группы занимают по распространенности (около 35% всех извер-

женных пород) первое место среди различных пород этой фации, резко выделяясь среди них, между тем как в излившейся фации они, составляя всего около 13%, значительно уступают породам основного типа — андезитам и базальтам.

Глубинные (интрузивные) породы

Определение. *Граниты* представляют собой полнокристаллические полевошпатовые глубинные породы равномернозернистые, иногда порфировидные, характеризующиеся присутствием от 20 до 40% кварца.

Состав. Главные породообразующие минералы: 1) салические — *кварц, полевые шпаты*: ортоклаз или микроклин, преобладающие над кислым плагиоклазом (олигоклаз), 2) фемические — обычно *биотит*, реже зеленая роговая обманка, еще реже пироксен (авгит). В наиболее кислых представителях встречается мусковит. В таблице 24 приведен минералогический состав (главные породообразующие минералы) различных пород рассматриваемой группы.

Таблица 24

Минералогический состав пород группы гранита-гранодиорита

Глубинные породы	Кварц (*Q*)	Калиевый полевой шпат (*KFp*)	Альбит (*Ab*)	Кислый плагиоклаз (кисл. *Pl*)	Средний плагиоклаз (средний *Pl*)	Мусковит (*Mu*)	Биотит (*Bi*)	Амфибол (*Am*)	Моноклинный пироксен (P_m)	Ромбический пироксен (P_r)	Щелочной амфибол (щел. *Am*)	Щелочной пироксен (щел. *P*)	Излившиеся аналоги
Аляскит . . .	+	±	—	±	—	+	—	—	—	—	—	—	Липарит, кварцевый порфир
Гранит калиполевошпатовый	+	+	—	—	—	∓	+	∓	—	—	—	—	
Гранит нормальный . .	+	+	—	+	—	—	+	∓	∓	∓	—	—	
Адамеллит . .	+	+	—	+	—	—	+	∓	∓	∓	—	—	
Гранодиорит .	+	+	—	±	∓	—	+	±	∓	∓	—	—	Дацит, кварцевый порфирит
Плагиогранит .	+	—	—	+	—	—	+	∓	—	—	—	—	Кварцевый кератофир
Щелочной гранит	+	∓	+	—	—	—	+	—	—	—	±	∓	Щелочные: липарит, кварцевый порфир и кварцевый кератофир

Примечание. Постоянно присутствующие минералы обозначены знаком +, отсутствующие знаком —. Минералы то присутствующие, то отсутствующие отмечены знаком ± или ∓, причем верхний знак указывает на более частые случаи.

Для суждения о количественных соотношениях между главными минералами гранитов, гранодиоритов, адамеллитов — см. рис. 105.

Второстепенные минералы: магнетит, апатит, циркон, сфен и др. Случайные, появляющиеся в результате взаимодействия расплава гранитового состава с вмещающими породами или действия минерализаторов: кордиерит, дистен, гранаты, эпидот, флюорит, топаз.

Структура. Типична гранитовая (см. рис. 96*а*) структура с нерезко выраженным ксеноморфизмом кварца. В наиболее кислых разновидностях встречаются: *гранулитовая* (см. рис. 96 *с*) структура, характеризующаяся резким идиоморфизмом кварца по отношению к щелочному полевому шпату, и *пегматитовая* структура, когда кварц, выделяясь одновременно с щелочным полевым шпатом, образует с последним пегматитовые срастания.

Последние две структуры нередко различимы простым глазом или при помощи лупы.

Текстура. Наиболее обычна — *однородная* (массивная) текстура. Часто встречаются: *шлировая*, *гнейсовидная* (в так называемых гнейсогранитах).

Макроскопия. Макроскопический облик гранитов, как вообще пород глубинных, определяется вполне отчетливой на-глаз *кристалличностью*, изменяющейся от мелко- до крупнозернистой, и *светлой окраской* вследствие небольшого количества фемических минералов (6—10%%). По характеру окраски изменяется от светлосерой (свежие полевые шпаты) до серовато-белой (каолинизация) или мясо-красной различных оттенков. Следует отметить, что мясо-красная окраска свойственна преимущественно калиполевошпатовым разновидностям. По мере обогащения плагиоклазом окраска меняется от смешанной (пятнистой) указанных оттенков до более однородной (гранодиориты и кв. диориты) — светлосерой.

Щелочные калиевые полевые шпаты, представленные обычно ортоклазом и микроклином, образуют либо неправильные зерна, либо, особенно в неравномернозернистых, крупнозернистых и порфировидных гранитах, удлиненные толстотаблитчатые кристаллы с несовершенной ограненностью.

Плагиоклазы принадлежат кислым разновидностям состава олигоклаза (от альбит-олигоклаза до олигоклаз-андезина). В щелочных гранитах, богатых Na_2O, они представлены альбитом. В противоположность калиевым полевым шпатам плагиоклазы образуют более идиоморфные зерна.

Кварц, типичный минерал гранитов, легко различим в зернистой массе породы по своему стеклянно-прозрачному виду или дымчато-серой окраске. В гранитах, подвергшихся действию давления, зерна кварца мутнеют, становятся белесоватыми, вследствие механического распада их на аггрегат мельчайших зернышек (п. м. мозаичное или волнистое угасание). Зерна кварца редко имеют вид ограненных кристаллов (гранулитовая структура).

Биотит образует мелкие черные таблички или чешуйки чернобурого или черного цвета с сильным блеском на плоскостях спайности. При выветривании приобретает бронзовый отлив или темнозеленую окраску (переходит в хлорит).

Мусковит, сравнительно редко встречающийся как магматический минерал, легко различим в виде бесцветных или бледно-зеленоватых листочков.

Амфибол, менее обычный, чем биотит, фемический минерал, представлен обыкновенной (зеленой) роговой обманкой.

Редко встречающиеся в нормальных гранитах пироксены представлены авгитом. Практически можно считать их несвойственными гранитам, так как в этих случаях граниты залегают в несколько необычных ассоциациях, например с кварцевыми диоритами и габбро.

На остальных минералах, которые обычно образуют лишь микроскопические зерна, мы останавливаться не будем.

Выветривание. Первые изменения в составе гранитов начинаются еще на глубине, до появления на поверхность. Они проявляются прежде всего в каолинизации и серицитизации полевых шпатов и в хлоритизации фемических минералов. Лишь кварц остается неизменным — среди белых каолинизированных полевых шпатов можно наблюдать чистые стеклянно-прозрачные зерна кварца. На поверхности внутреннние химические изменения дополняются механическим разрушением и выщелачиванием. Чем крупнее или неравномернее зерно или неоднороднее текстура, тем быстрее разрушается порода. Там, где механические агенты действуют быстрее (холодный сухой климат), граниты распадаются в полевошпатово-кварцевую дресву, нередко покрывающую вершины и склоны гор, как это мы наблюдаем в Сибири например в Яблоновом хребте и др.

Разновидности. Нормальные граниты разделяются на разновидности в зависимости от характера фемических минералов:

Аляскит — гранит, лишенный совершенно или почти совершенно фемических минералов.

Гранитит или биотитовый гранит — гранит с биотитом.

Двуслюдяной гранит — с биотитом и мусковитом.

Роговообманковый и пироксеновый граниты—с роговой обманкой или пироксеном.

Кроме того употребляют смешанные названия, например довольно обычное, биотито-роговообманковый гранит, когда присутствуют одновременно оба названные минерала.

При этом следует отметить, что наблюдается следующее общее изменение минералогического состава биотитовых к роговообманковым и далее—пироксеновым разновидностям: несколько уменьшается содержание кварца, увеличивается содержание и основность плагиоклаза (до андезина). Обычно аляскиты и биотитовые граниты наиболее богаты кварцем и калиевым полевым шпатом. На рис. 105 в виде диаграммы представлено изменение минералогического состава при переходе от гранита к диориту.

Гранодиориты (см. рис. 96*б*) отличаются уменьшенным содержанием кварца (20—25%), иногда увеличенным — роговой обманки по сравнению с биотитом, но главным образом *преобладанием* плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Поэтому окраска их обычно сероватобелая, светлосерая.

Адамеллиты — промежуточные разновидности, характеризующиеся равными количествами плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

Плагиограниты или плагиоклазовые граниты — разновидности гранодиоритов — возникают из магматического расплава, бедного калием. В большинстве случаев они представляют местные изменения гранодиоритов. Состоят из кварца, плагиоклаза и биотита, иногда с примесью роговой обманки.

Щелочные граниты представляют пересыщенные кремнекислотой породы, богатые щелочами при отсутствии CaO. Состоят из *кварца*, *щелочного полевого шпата*, представленного калинатровыми разновидностями (микропертит, микроклин-микропертит), реже альбитом и ортоклазом и *щелочного фемического* минерала: биотита богатого литием, натровых роговых обманок и натровых пироксенов.

Формы залегания. Для нормальных гранитов и гранодиоритов типичной формой залегания являются батолиты — мощные тела, занимающие на поверхности земли площади порядка десятков-сотен тысяч квадратных километров. Иные формы: штоки, дайки и жилы различной мощности от единиц до сотен метров, реже лакколиты, представляют тела, значительно меньшие по занимаемому ими пространству. Они обычно обнаруживают связь с залегающими на глубине батолитами и являются отпрысками последних.

Значительно менее распространенные щелочные граниты либо представляют переходные фации от гранитов к щелочным сиенитам, либо реже залегают вместе с сиенитами в форме самостоятельных мелких интрузивных тел или штоков.

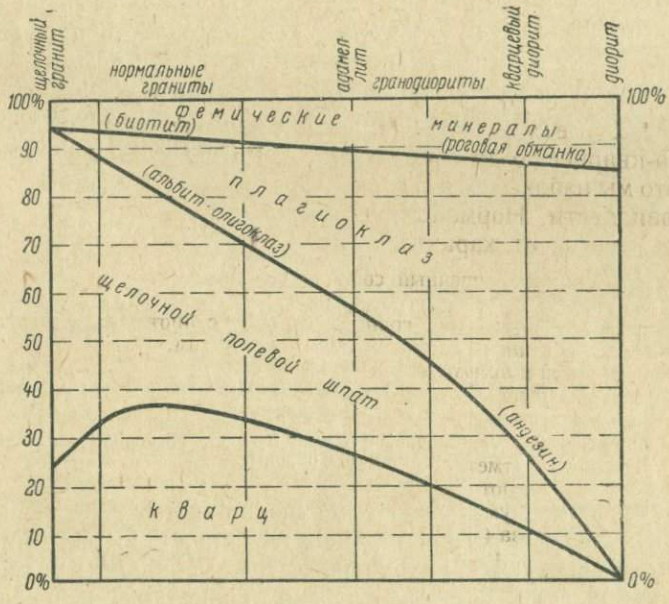


Рис. 105. Диаграмма изменения минералогического состава пород гранит-диоритовой серии нормального ряда.

Отдельность. Граниты обладают разнообразными формами отдельности. Для них типична главным образом глыбовая отдельность типа параллелопипедальной. Также нередки: матрацевая, пластоватая. Значительно реже встречается шаровая отдельность. Изучение систем трещин отдельности имеет крупное значение для восстановления тектонической истории интрузивного массива с момента внедрения магмы.

Возраст и распространенность. Как породы магматические, граниты встречаются в различных геологических формациях. Известны граниты различного возраста от архейского до альпийского. Архейские граниты часто в виде динамометаморфизованных разновидностей — гранитогнейсов — слагают значительные участки обширных площадей, древних кристаллических щитов: Сибирского, Фенноскандинавского, Канадского и др. Архейские граниты известны также в пределах Южно-русской кристаллической платформы (Украина). Для палеозойских и более молодых

гранитов характерна отчетливая связь их проявления с древними и молодыми складчатыми зонами. *Палеозойские* граниты широко развиты в пределах мощной складчатой зоны, окаймляющей с юга Азиатскую часть СССР (Саяны, Алтай, Алатау, Тянь-Шань), на Урале, на Кавказе. Из прочих европейских стран отметим горные местности Германии (Бавария, Богемия, Рудные горы, Шварцвальд и др.), некоторые местности Франции. *Мезозойские* граниты известны на Кавказе, Дальнем Востоке СССР (Забайкалье, Сахалин); заграницей — Альпы, Пиринеи, Карпаты. *Альпийские* граниты встречены в Забайкалье, на Кавказе, заграницей они характерны для мощного молодого складчатого пояса Тихоокеанского побережья Америки (Анды).

Генезис и особенности строения гранитовых массивов. Рассматривая процессы раскристаллизации магмы, мы уже указывали на сравнения этого процесса с металлургической плавкой, сопровождающейся отделением вверху более легкоплавкого шлака. Из магматического расплава выделяются в верхние горизонты его порции, обогащенные избытком кремнекислоты, насыщенными алюмосиликатами (щелочные полевые шпаты, кислые плагиоклазы) и магматическими газами (минерализаторы).

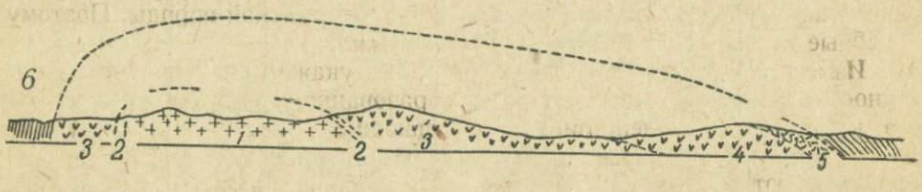


Рис. 106. Геологический профиль через дунитовый массив горы Соловьевой, Урал (по Заварицкому).

1 — дунит, *2* — пироксенит, *3* — габбро, *4* — диориты, *5* — гранодиорит и гранит, *6* — вмещающие породы.

Этому разделению способствуют медленное остывание расплавленных масс, происходящее на значительной глубине, и их большие размеры. В результате образуются интрузивные тела громадных размеров (батолиты), верхние зоны которых сложены гранитами, переходящими на глубине в более основные разности.

Изменения состава интрузивных массивов с глубиной прекрасно иллюстрируются на примере концентрически построенных массивов Северного Урала, где наблюдаются переходы от верхних зон, сложенных гранитами, через диориты, габбро к центральным, наиболее глубоко залегающим частям, ультраосновного перидотитового состава (рис. 106).

Гранитовые и гранитодиоритовые массивы обладают выдержанным однообразием состава на значительном протяжении. Но в ряде случаев наблюдаются уклонения. Так например при внедрении в относительно холодные вмещающие породы по краю магматической расплавленной массы происходит фиксация состава внедрившейся массы в виде мелкозернистой иногда порфировидной корки. Более глубокие зоны кристаллизуются при замедленном охлаждении (средняя и крупная зернистость), почему наблюдается некоторое расчленение по составу. В подобных случаях нередко отмечаются мелкозернистые оторочки гранодиоритового состава, сменяющиеся с глубиной нормальными гранитами, а в центральных частях массива (в ядре) — вновь гранодиориты. Состав

гранодиорита, плагиогранита, кварцевого диорита и даже диорита нередко имеют и мелкие интрузивные тела — отпрыски батолита.

В некоторых случаях (при глубоком залегании расплавленных масс и насыщенности газами) указанное взаимодействие приводит к усиленному обмену веществами с вмещающими породами и далеко идущему изменению состава периферии массива. Общеизвестен пример так называемых основных *краевых зон* в гранитовых массивах Пиренеев, где по направлению к периферии интрузивного тела наблюдается переход от гранита через сиениты и диориты до габбро и пироксенитов.

В массивах гранитового состава, обильно насыщенных минерализаторами, под действием последних процесс разделения составных частей в последнюю стадию застывания расплава приводит к обособлению салических и фемических составных частей. При этом обогащенные минерализаторами расплавы салических компонентов удаляются по трещинам в застывшие породы периферии массива или во вмещающие породы, образуя пегматитовые и аплитовые жилы. Остаток расплава, значительно обогащенный фемическими компонентами (биотит, амфибол), образует следующую по времени группу темноокрашенных жильных пород — лампрофиров. Таким образом составы аплитов и лампрофиров взаимно дополняют друг друга до состава исходной материнской породы. Поэтому подобные жилы называются *дополнительными*.

Изменения вмещающих пород. Наконец укажем еще на одно характерное явление, сопровождающее образование гранитовых пород — это контактовое воздействие на вмещающие породы. Под действием высокой температуры расплава и минерализаторов вмещающие породы претерпевают значительные изменения тем более глубокие, чем ближе к контакту находятся эти породы. Изменения идут в двух направлениях: 1) перегруппировка минерального состава пород — перекристаллизация и 2) те же изменения, но в сопровождении новообразований за счет материала, приносимого минерализаторами из магмы. Обычно в непосредственном контакте наблюдается полная перекристаллизация вещества пород и превращение их в метаморфические сланцы и гнейсы. Подробнее на этих вновь возникающих породах мы остановимся при рассмотрении метаморфических пород.

Контактовые ореолы вокруг гранитов, по сравнению с таковыми около прочих глубинных пород, наиболее мощные. Первые признаки действия гранитовой интрузии улавливаются на расстоянии до нескольких километров в виде появления кристалликов турмалина, образующихся при участии борсодержащих газовых эманаций.

Роль гранитов в рудообразовании. Скопляющиеся в гранитовом расплаве минерализаторы извлекают из магмы в виде летучих соединений тяжелые металлы, обычно наблюдающиеся в рассеянном состоянии. Таковы: олово, вольфрам, молибден, бериллий, золото, медь, свинец, цинк и др. Указанные металлы выносятся минерализаторами в периферические застывшие части гранитовых массивов и во вмещающие породы, где, выделяясь, образуют высокотемпературные *пневматолитические* (Sn, W, Mo, Be), а в более холодных и удаленных от расплавленных масс зонах по мере падения температуры и давления — различные *гидротермальные* (Pb, Zn, Ag, Cu, Au, Hg, Sb и др.) рудные месторождения.

Одновременно со скоплениями металлических полезных ископаемых в связи с гранитами образуются месторождения неметаллических. Из-

вестны в отдельных случаях месторождения: слюды, флюорита, барита и др.

Сами по себе граниты представляют хороший *строительный материал*. Они легко поддаются обработке и полировке. В зависимости от наличия трещин отдельности того или иного типа (пластоватая, параллелопипедальная) и густоты их — получают гранитные плиты, крупные монолиты для устоев мостов, колонн, памятников и др. Облегчая добычу и разработку гранитных монолитов, трещины отдельности, образующие густую сеть в породах, подвергшихся сильному давлению, портят монолиты. Механические свойства равномернозернистых гранитов выше, чем неравномернозернистых, а мелкозернистых выше, чем крупно-зернистых.

Аляскиты, состоящие из щелочного полевого шпата и кварца, могут быть использованы как керамическое сырье.

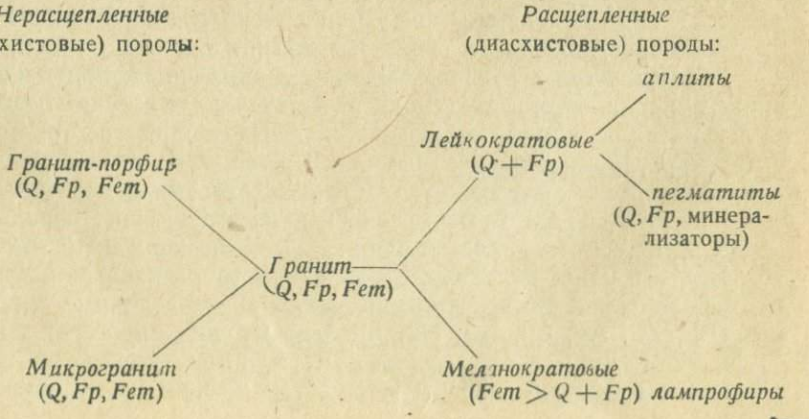
Гипабиссальные и жильные породы

Мы уже знаем, что гранитовые батолиты сопровождаются как мелкими интрузивными телами, залегающими в форме штоков, даек, интрузивных залежей и др. реже мелких лакколитов, так и свитой жил, более поздних по времени образования, чем первые. Генетически оба вида этих образований различны, но в некоторых случаях они сближаются по условиям залегания, например жилы гранита и жилы аплита, поэтому мы их объединяем в одной фации наравне с фациями глубинной и излившейся.

Типичные гипабиссальные образования возникают одновременно или почти одновременно с основным телом батолита и имеют состав, тождественный составу глубинной породы, т. е. как бы представляют лишь структурную фацию последней. Они называются породами *нерасщепленными* или *асхистовыми* (а — отрицание, shiso — разделяю, расщепляю).

Вторые — жильные, как мы видели (стр. 174), распадаются на две группы, образуя *дополнительные* жилы. Другое название их — *расщепленные* или *диасхистовые*. Среди расщепленных жильных пород мы различаем обогащенные салическими минералами (кварц, ортоклаз, плагиоклаз) — это группа лейкократовых пород, названная по имени наиболее распространенного представителя группой *аплита*.

Схема гипабиссальных и жильных пород гранитового типа



Другая группа характеризуется преобладанием фемических минералов (биотит, роговая обманка) и потому представители ее относятся к меланократовым породам. Она называется группой лампрофиров (lampros — темный, блестящий). Для типичных гранитов лампрофиры не характерны, но так как в гранитовых массивах обычны гранодиоритовые фации, то встречаются лампрофиры диоритового типа.

Перейдем к рассмотрению главнейших представителей.

Нерасщепленные породы

Гранит-порфиры — полнокристаллические порфировидные или порфировые породы, по составу соответствующие породам трех подгрупп пород глубинного типа. В гранит-порфирах порфировые выделения принадлежат кварцу и щелочному полевому шпату, иногда плагиоклазу и фемическим минералам;- в гранодиорит-порфирах — кварцу и плагиоклазу, иногда ортоклазу (находится главным образом в основной массе) и фемическим минералам.

Названия разновидностям даются по фемическому минералу, например биотитовый гранит-порфир, биотито-амфиболовый гранодиорит-порфир.

Микрограниты отличаются от гранит-порфиров отсутствием порфировых выделений.

Макроскопически те и другие — светлоокрашенные подобно гранитам породы.

Структура о. м. (основной массы) различима лишь под микроскопом и определяется соотношениями кварца и полевого шпата. Различают: *микрогранитовую*, *микропегматитовую* или гранофировую и *аллотриоморфную* структуры.

Макроскопически гранит-порфиры отличаются от порфировидных гранитов более мелким зерном и трудно различимыми минералами основной массы, от кварцевых порфиров (излившиеся породы) — лучшей раскристаллизацией основной массы. Гранит-порфиры и микрограниты напоминают периферические структурные фации батолитов, отличаясь от последних лишь формой залегания.

Расщепленные породы

К диасхистовым породам гранитового типа мы относим аплиты и пегматиты.

Аплиты — мелкозернистые или тонкозернистые обычно равномернозернистые светлоокрашенные породы белого, светлосерого, желтого или розового цвета. Состоят из салических минералов (тех же, как и граниты) редко с примесью единичных зерен фемических.

Различают *аплиты*, состоящие из кварца и щелочного полевого шпата, и *плагиоаплиты* — из кварца и кислого плагиоклаза.

Структура аплитов устанавливаемая с отчетливостью микроскопически — *панидиоморфная* (аплитовая).

Жилы аплита обладают небольшой *мощностью* от долей сантиметра до нескольких метров. *Залегают* аплиты преимущественно среди материнских пород.

Гранитовые пегматиты в отличие от аплитов образуются из расплава, богатого минерализаторами. Как следствие — структура пегматитов от крупно- до гигантозернистой. Пегматитовые срастания не являются

столь типичным признаком для пегматитов, как крупнозернистость и содержание, нередко обильное, *пневматолитических* минералов, содержащих бор, фтор, воду и др. Сюда относятся — турмалин, топаз, мусковит и др.

Характерно присутствие редкоземельных минералов, содержащих тантал, церий, цезий, литий, рубидий и др. и минералов — руд тяжелых металлов, каковы: касситерит (олово), вольфрамит (вольфрам), молибденит (молибден) и др.

Структура пегматитов грубозернистая гранитовая, реже пегматитовая.

Рис. 107. Разветвление пегматитовой жилы в гнейсе (по Ниггли).

Пегматиты, как и аплиты, являются типичными представителями расщепленных жильных пород гранитового типа. Однако в то время как аплиты соответствующего состава встречаются среди прочих пород нормального ряда (гранит-диорит-габбро), пегматиты для последних редки и не характерны. Начиная с нормального сиенита и до габбро, более характерно в жильной фации сочетание аплиты-лампрофиры.

По химическому и минеральному составу аплиты и пегматиты, особенно первые, близки аляскитам, отличаясь от последних по генезису и формам залегания. Кроме того первые отличаются по структуре, вторые—и по структуре и по присутствию пневматолитических минералов.

Гранитовые пегматиты особенно гигантозернистые, содержащие крупные обособления и кристаллы щелочного полевого шпата и кварца, являются главными поставщиками высокосортного керамического сырья (пегматиты Карельской АССР, часто Урала) и высокосортной белой слюды — мусковита (Мамские месторождения Восточно-Сибирского края РСФСР и частью карельские).

Пегматиты Урала являются поставщиками драгоценных камней (изумруд, аквамарин). Пегматиты Забайкалья (Шерловая гора и др. содержат и драгоценные камни и руды редких металлов (Sn, W, Bi, Be).

Мощность пегматитовых жил варьирует в широких пределах: от нескольких сантиметров до десятков метров (рис. 107).

Излившиеся (эффузивные) породы гранитового типа

Вспомним, что в большинстве случаев для излившихся пород характерно присутствие двух разновременных стадий кристаллизации, определяющих собой порфировую структуру этих пород. Главные структурные элементы: 1) порфировые выделения, представляющие более раннюю стадию (обычно магматическую) и 2) основная масса (которую мы далее будем обозначать сокращенно — о. м.) — образование второй стадии в условиях ускоренной кристаллизации при низком давлении, быстром падении температуры и быстрой потере летучих компонентов; о. м. в зависимости от степени вязкости расплава, быстроты охлаждения и прочих причин (переохлаждение, способность к кристаллизации и др.) может быть полнокристаллической, полукристаллической и стекловатой.

Необходимо обратить внимание на нередко наблюдаемый факт, наглядно иллюстрирующий принцип Боуэна (реакционные серии). Представители прерывной и непрерывной серии, выделившиеся из магмы, не успевают вследствие быстрого падения температуры прореагировать с жидкостью или выравнять свой состав. Поэтому в порфировых выделениях излившихся пород мы наблюдаем минералы несколько *более основного состава* по сравнению с соответствующими глубинными аналогами. Так например в излившихся породах гранитового типа отмечены порфировые выделения лабрадора, в излившихся породах диоритового типа встречается оливин, — минералы, не встречающиеся в первом случае в гранитах, во втором — в диоритах. Соответственно состав о. м. становится несколько кислее — появляются плагиоклазы более кислого состава, а иногда и кварц. При определении излившихся пород главное значение имеет состав о. м.

Сделав это необходимое отступление, перейдем к описанию излившихся аналогов пород группы гранита. При описании мы будем различать породы кайнотипные и палеотипные, вследствие чего каждая подгруппа излившихся пород обозначается двумя названиями: первое принадлежит кайнотипным аналогам, второе палеотипным.

Аналогами нормальных и щелочных гранитов являются *липариты* и *кварцевые порфиры*, аналогами гранодиоритов (и кварцевых диоритов) — *дациты* и *кварцевые порфириты*.

Липариты [1] и кварцевые порфиры

Определение. Липаритами называют порфировые или афировые породы, чаще всего светлоокрашенные, характеризующиеся макроскопически неразличимой (афанитовой) о. м., или, что наиболее характерно — полукристаллической и стекловатой, обычно содержащей порфировые выделения кварца и щелочного полевого шпата.

Состав. О. м. полнокристаллических разновидностей состоит главным образом из *кварца* и *щелочного полевого шпата* с примесью кислого плагиоклаза и скудного количества фемических минералов, чаще всего биотита и мусковита.

Порфировые выделения принадлежат кварцу, щелочному полевому шпату, кислому и среднему (до основного) плагиоклазу, и фемическим минералам (биотит, роговая обманка, реже диопсид, а также щелочные разновидности их). Указанные минералы, исключая щелочные фемические, которые не встречаются вместе с плагиоклазом, могут присутствовать как вместе, так и порознь.

Структура. Структура пород—порфировая и нередко афировая. Главными структурами о. м. описываемых пород являются следующие: микрогранитовая, гранофировая, микрофельзитовая, сферолитовая, стекловатая.

---

[1] Термин *липарит* (Липарские острова) принят у европейских петрографов. В англо-саксонских странах вместо него употреляется термин *риолит*.

Полнокристаллические структуры (точнее микроструктуры) о. м. присущи разновидностям, образующимся в центральных частях мощных лавовых потоков и покровов, а прочие — краевым частям мощных потоков и потокам небольшой мощности. Аналогичные структуры встречаются в мелких интрузивных (гипабиссальных) телах и по периферии интрузивных тел. Однако последние породы отличаются от пород излившихся формами залегания.

Текстура. Нередко характерными текстурами являются: полосчатость и флюидальность, как и слабая раскристаллизованность, связанные с высокой вязкостью кислых лав. В связи с последней повидимому происходит неравномерное распределение магматических газов в лавовых потоках, отчего зависит различная степень раскристаллизации в различных слоях и возникает полосчатость. Для некоторых лав характерна пористость.

Макроскопия. Прежде всего эти породы выделяются своей порфировой структурой и присутствием в выделениях кварца и щелочного полевого шпата. Свежий полевой шпат (санидин) липаритов — стеклянно-прозрачен. Полевой шпат кварцевых порфиров — в той или иной степени выветрелый (ортоклаз). Характерны те же таблитчатые, хорошо ограненные кристаллы.

Биотит порфировых выделений образует шестиугольные чешуйки и таблички черного цвета. Роговая обманка — в виде вытянутых призматических кристаллов зеленовато-черного и черного цвета.

Окраска пород определяется цветом основной массы. Полнокристаллическая о. м. окрашена в светлые тона: белый, светлосерый, пепельный, желтый, розовый. Микрофельзитовая и стекловатая о. м. — темнобурого, темносерого и черного цвета.

Характерен излом. Он изменяется от ровного или занозистого слабо мерцающего или матового — у полнокристаллических, до плоскораковистого со смоляным блеском — у стекловатых разновидностей. В сильно выветрелых разновидностях излом землистый с глинистым запахом.

Изменения. Явления выветривания аналогичны таковым у гранитов. При полном разложении (каолинизации) пород последние теряют свою твердость и приобретают землистый вид (глинистые порфиры). Для стекловатых лав характерно возникающее с течением времени расстеклование и превращение в микрофельзитовые разновидности. Под влиянием горообразовательных процессов кварцевые порфиры рассланцевываются и превращаются в так называемые порфироиды и серицитовые сланцы. Стекло при этом проходит стадию расстеклования.

Разновидности. Кроме липаритов и кварцевых порфиров к этой группе относятся:

Кварцсодержащие порфиры — содержат кварц лишь в о. м., в то время как среди порфировых выделений он отсутствует.

Фельзитовые порфиры — обладают микрофельзитовой о. м. и обычно содержат в порфировых выделениях лишь полевой шпат и мало фемических минералов (биотита).

Фельзиты — фельзитовые порфиры, лишенные порфировых выделений (т. е. афировые породы). Иногда наблюдаются, устанавливаемые лишь микроскопически, порфировые выделения.

Вулканические стекла — характеризуются полным или почти полным отсутствием кристаллических элементов. Иногда в них наблюдаются лишь эмбрионы кристаллов — кристаллиты (трихиты, глобулиты и др.). Иногда образуются также сферолиты. Вулканические стекла нередко содержат повышенное количество воды —

до 8%. Наиболее богат водой *пехштейн*. Общеизвестная плотная разновидность *обсидиан* серовато-черного и черного цвета со стеклянным блеском, воды не содержит. *Пемза* — тонкопористая обычно светлоокрашенная лава, образовавшаяся при излияниях в водные бассейны.

Кварцевые кератофиры отличаются от липаритов и кварцевых порфиров отсутствием известковистого плагиоклаза. Полевой шпат в них представлен преимущественно *альбитом*.

Из аналогов *щелочных гранитов* назовем *комендиты* — светлоокрашенные порфировые породы, характеризующиеся наличием выделений щелочного полевого шпата, кварца и щелочного пироксена (эгирин) или амфибола (арфведсонит, рибекит), редко— биотита.

Формы залегания. Для типичных излившихся липаритов и кварцевых порфиров характерны потоки, реже — покровы. При этом излившиеся породы переслаиваются с туфами.

Кварцевые порфиры нередко встречаются в небольших лакколитах, штоках, неглубоких интрузивных залежах и жилах, образуя обычно краевые фации гипабиссальных гранит-порфиров и мелкозернистых гранитов.

Отдельность. Наиболее обычна неправильно-остроугольная (щебенчатая) и плитчатая отдельность.

Возраст и распространенность. Возраст кварцевых порфиров различен. Для липаритов характерен — третичный. Комендиты — обычно молодые породы, встреченные в областях развития щелочных глубинных пород.

По распространенности среди излившихся пород липариты и кварцевые порфиры занимают третье место после андезитов и базальтов. Встречаются преимущественно в складчатых областях и сопровождаются обильными туфовыми накоплениями. В СССР наибольшим распространением кварцевые порфиры пользуются в Восточно-Сибирском крае (Забайкалье), на Алтае, в Казакстане. Липариты известны главным образом на Кавказе, в Крыму, а также в Восточном Забайкалье и на Камчатке. На Кавказе и в Крыму они образуют интрузивные формы — лакколиты (окрестности Пятигорска, южный берег Крыма и др.). Пемза широко распространена в Армении.

Генезис. Представляя излившуюся фацию кислых и ультракислых пород гранит — гранодиоритового ряда, липариты и кварцевые порфиры нередко ассоциируются с трахитами, дацитами и андезитами. При этом они нередко являются излияниями более юными, нежели указанные породы, что может быть связано с постепенным повышением кислотности в процессе кристаллизации наиболее высоких участков магматических бассейнов.

В краевых частях мелких интрузивных тел, жил и в неглубоких интрузиях кварцевые порфиры и липариты являются фациями их, сравнительно быстро затвердевшими при соприкосновении расплава с холодными вмещающими породами. По условиям кристаллизации они напоминают породы глубоких частей покровов и потому являются полно кристаллическими по своей структуре и плотными по текстуре.

Применение. Кварцевые порфиры и липариты применяются, но не столь широко, как граниты, в качестве строительных материалов. Пемза имеет крупное промышленное значение, как тонкий абразивный материал, а также как легкий строительный.

Дациты и кварцевые порфириты

Дациты — кайнотипные, кварцевые порфириты — палеотипные излившиеся аналоги полевошпатовых существенно плагиоклазовых пород, переходных от гранитов к диоритам: гранодиоритов, кварцевых диоритов и некоторых известково-щелочных гранитов.

Определение. Дациты и кварцевые порфириты представляют собой порфировые породы обычно с полнокристаллической о. м., содержащей порфировые выделения плагиоклаза и кварца, вместе с одним или несколькими фемическими минералами: биотитом, роговой обманкой и пироксеном. Иногда присутствуют выделения щелочного полевого шпата.

Состав этих пород, как промежуточных, сильно варьирует, в зависимости от того, уклоняются ли они в сторону липаритов, или в сторону андезитов.

Состав порфировых выделений. Плагиоклаз обычно имеет состав андезина, и почти всегда характеризуется зональным строением. Кварц нередко оплавлен и обнаруживает бухточки и заливы. Роговая обманка представлена зеленой и бурой разновидностями. Пироксен — диопсидом и гиперстеном.

Состав о. м. характеризуется несколько более кислым составом плагиоклаза, присутствием щелочного полевого шпата и меньшим содержанием более основных представителей фемических минералов. Из второстепенных минералов присутствуют: рудные минералы, циркон, апатит.

Разновидности. Различают: 1) липаритовые дациты и кварцевые порфириты и 2) андезитовые дациты и кварцевые порфириты.

Для *липаритовых дацитов* и *кварцевых порфиритов* характерно присутствие кислого плагиоклаза, щелочного (обычно калиевого) полевого шпата, кварца и биотита, реже роговой обманки в качестве фемических минералов.

Структура о. м. подобна таковой липаритов и может быть иногда стекловатой.

Андезитовые дациты и кварцевые порфириты отличаются исключительным развитием плагиоклаза в порфировых выделениях вместе с пироксеном, иногда роговой обманкой и редким кварцем. В о. м. плагиоклаз в виде удлиненных мелких брусочков (лейст) резко преобладает над ортоклазом и кварцем (большой частью в виде микропегматита или микрофельзита, редко буроватого стекла). Структура о. м. приближается к пилотакситовой и гиалопилитовой структурам андезитов.

Макроскопия. Перечисленные породы светло окрашены: в серый различных оттенков, буроватый, реже красноватый цвета. В порфировых выделениях отчетливо выделяются светлосерые и белые призматические кристаллы плагиоклаза. О. м. в большинстве случаев полнокристаллическая, шероховатая на ощупь.

Изменения. Наряду с каолинизацией, серицитизацией и соссюритизацией полевых шпатов и хлоритизацией фемических, для описываемых пород характерно явление опацитизации биотита и роговой обманки.

Формы залегания. Потоки, покровы, иногда жилы, реже мелкие интрузивные залежи и мелкие лакколиты.

Возраст и распространенность. Верхне-мезозойские и третичные дациты в СССР распространены на Центральном Кавказе, в Восточно-Сибирском крае (Западное и Центральное Забайкалье). Заграницей дациты широко распространены в Венгрии, где они были впервые установлены. Кварцевые порфириты палеозойского и более юного возраста известны в большем количестве мест — на Кавказе и вдоль южной окраины Азиатской части СССР.

Генезис. Являясь производными магматических расплавов промежуточной стадии кристаллизации и дифференциации, дациты присутствуют нередко в качестве полноправного члена в серии последовательных излияний. Укажем классический пример вулканического пояса тихоокеанского побережья Америки, в особенности Южной Америки, где дациты вместе с андезитами являются преобладающими представителями серии: базальт-андезит-дацит-липарит.

Зональность плагиоклазов, опацитовые каймы вокруг амфиболов и биотита, характерные для дацита, наглядно свидетельствуют о прерывности процесса кристаллизации магмы как по линии изоморфного, так и прерывного рядов Боуэна. Присутствие микропегматитового остатка или кислого стекла, выполняющего промежутки между лейстами плагиоклаза в о. м. андезитовых дацитов подтверждает факт завершения кристаллизации (как в гранофировых кварцевых порфирах) быстрым затвердеванием остаточного наиболее кислого расплава по схеме эвтектики.

Группа диорита-андезита

Второй группой пород нормального ряда (см. схему на стр. 167) является группа диорита-андезита. Переходы к этой группе уже были намечены при описании разновидностей группы гранита. Так например мы рассматривали переход от минеральной ассоциации: ортоклаз-кислый плагиоклаз-кварц-биотит (нормальный гранит) к следующей ассоциации: кислый плагиоклаз-ортоклаз-кварц-биотит (и амфибол) в гранодиорите. Рассмотренные породы характеризовались как ультракислые (пересыщенные кремнекислотой), содержащие в качестве типичного минерала — кварц вместе с калиевым полевым шпатом. Уже в гранодиорите количество последних заметно убывает, а среди фемических начинает играть большую роль амфибол (см. табл. 25). В рассматриваемой группе диорита-андезита намеченное развитие ассоциации минералов в сторону дальнейшего повышения основности выражается в комбинации: средний плагиоклаз — амфибол.

Глубинные породы группы диорита

Типичным представителем группы является роговообманковый диорит или просто *диорит*.

Определение. Диорит представляет собой равномернозернистую, редко порфировидную, бескварцевую породу, состоящую из среднего плагиоклаза и фемического минерала, в виде обыкновенной роговой обманки, одной или вместе с биотитом или нещелочным пироксеном.

Состав. *Плагиоклаз* — андезин. В зависимости от того, с какой разновидностью группы — более кислой или основной — мы имеем дело, наблюдаются колебания состава его от олигоклаза до лабрадора. Характерна почти всегда довольно резко выраженная зональность.

Роговая обманка — обычно зеленая, реже, в более основных разновидностях диорита — бурая.

Пироксен чаще представлен диопсидом, реже — авгитом или гиперстеном. В некоторых случаях наблюдается обрастание диопсида роговой обманкой.

Сравнительная таблица минералогического состава пород группы диорита с составами групп гранита и габбро

Глубинные породы	Q	KF_p	Кислый Pl	Средний Pl	Основной Pl	Bi	Am	P_m	P_r	Излившиеся породы	Примечание
Гранит нормальный	+	+	+	−	−	+	∓	∓	∓		
Гранодиорит . . .	+	+	±	∓	−	+	±	∓	∓	Дацит, кварцевый порфирит	О количественных соотношениях см. диаграммы рис. 104 и 105
Кварцевый диорит	·	·	∓	±	−	±	±	∓	∓		
Диорит	−	−	−	+	−	∓	+	∓	∓	Андезит, порфирит	
Габ ро-диорит . .	−	−	−	±	∓	−	+	∓	∓		
Габбро	−	−	−	−	+	−	∓	+	−		
Норит	−	−	−	−	+	−	∓	−	+		

Примечание. Точка (·) означает, что данный минерал присутствует в незначительном количестве.

Из второстепенных минералов обычны: апатит, магнетит, сфен, реже встречаются — циркон, ильменит; случайные — пирит и др.

Типичные диориты редки. Часто в них, подчеркивая генетическую связь с породами группы гранита, присутствуют в незначительном количестве калиевый полевой шпат и кварц.

Структура. Плагиоклаз начинает выделяться ранее амфибола и продолжает кристаллизоваться вместе с последним. Поэтому возникает структура, для которой характерен идиоморфизм то плагиоклаза, то амфибола. Иногда она называется *диоритовой*. Ортоклаз и кварц всегда отчетливо ксеноморфны, заполняя оставшиеся промежутки между зернами главных минералов.

Текстуры. Шлировая, гнейсовидная, редко шаровая.

Изменения. При эпимагматических процессах и выветривании происходит соссюритизация плагиоклаза и хлоритизация фемических минералов.

Макроскопия. Окраска диоритов в общем светлосерая, пестрая («рябенькая») вследствие вкрапленности темных зерен амфибола в светлой массе плагиоклаза. При обилии амфибола получается серая до темносерой окраска породы. При выветривании возникает зеленовато-серая окраска. Диориты в большинстве случаев мелкозернисты или среднезернисты.

Кварц и ортоклаз, если они присутствуют, подобно прочим второстепенным минералам устанавливаются лишь микроскопически. Только сфен даже в мелких зернах бросается в глаза своими пластинчатыми или клиновидными формами и желтовато-бурой окраской.

В обнажениях обращает внимание довольно обычное обилие шлиров темносерого или черного цвета, представляющих меланократо-

вые порфировой структуры мелкозернистые породы более основного состава.

Разновидности. Различают: биотитовые, биотитово-гиперстеновые, *рогово-обманковые* (собственно диориты), гиперстеновые и авгитовые диориты.

Кварцевые диориты характеризуются более кислым плагиоклазом (олигоклаз), заметным количеством ортоклаза, кварца, а среди фемических — биотита. Окраска их несколько светлее, чем у диоритов. Структура приближается к гранитовой.

Андезиниты и *олигоклазиты* подобно аляскитам в группе гранита представляют разновидности диоритов, состоящие из одного или почти одного плагиоклаза андезинового или олигоклазового состава.

Формы залегания. Наиболее обычно присутствие диоритов в качестве фаций в массивах более кислых, а также более основных пород. Несколько реже диориты образуют жилы, штоки и другие небольшие интрузивные тела.

Отдельность диоритов подобна таковой гранитовых пород.

Возраст и распространенность. О возрасте диоритов можно сказать то же, что указывалось для гранитов. В отношении распространенности повторим, что наиболее часто диориты встречаются в качестве фаций гранитов и габбро. Самостоятельные интрузивные тела диоритов редки. В СССР диориты известны на Урале, на Кавказе, в Южно-русской кристаллической полосе и различных пунктах южной окраины Азиатской части СССР.

Генезис и особенности строения массивов. Мы уже знаем, что в гранитовых — гранодиоритовых массивах нередко нахождение кварцевых диоритов и диоритов в виде обособлений основных краевых фаций или сопутствующих мелких интрузивных тел. В краевых фациях диориты могут либо образоваться за счет обогащения более кислого магматического расплава известью, магнезией и окислами железа за счет вмещающих пород, либо представлять собой фиксированный первоначальный состав внедрившегося расплава, быстро застывающего при соприкосновении с холодной кровлей. Диориты первого типа среднезернисты и даже крупнозернисты. Подобные образования наблюдаются в условиях контакта гранитов с известняками и доломитами. Диориты второго типа — мелкозернисты и порфировидны, что является в ряде случаев убедительным доказательством возможности образования их указанным путем.

Внутри тела батолита диориты представляют собой местные фации подобно громадным шлирам, образовавшиеся при раскристаллизации вязкого кислого расплава бедного минерализаторами. Одновременно отметим, что нередко обычные шлиры в гранитах имеют состав кварцевого диорита и диорита. Подобным же образом объясняется отношение диоритов к следующим более основным породам нормального ряда — группе габбро. Здесь они также представляют краевые фации, но более кислые, и шлиры. Непостоянство и быстрая изменчивость состава диоритов, равно как и редкость образования самостоятельных тел, также говорят за то, что они представляют собой породы переходные. Из особенностей строения самостоятельных диоритовых массивов кроме упомянутых уже шлиров и изменчивости отдельных участков по составу отметим также более закономерные петрогенетические периферические структурные фации, представленные порфировидными диоритами и диорит-порфиритами. Последние в некоторых своих микроскопически зернистых разновидностях, встречаемых непосредственно у самых контактов, образуют переходы к андезитам.

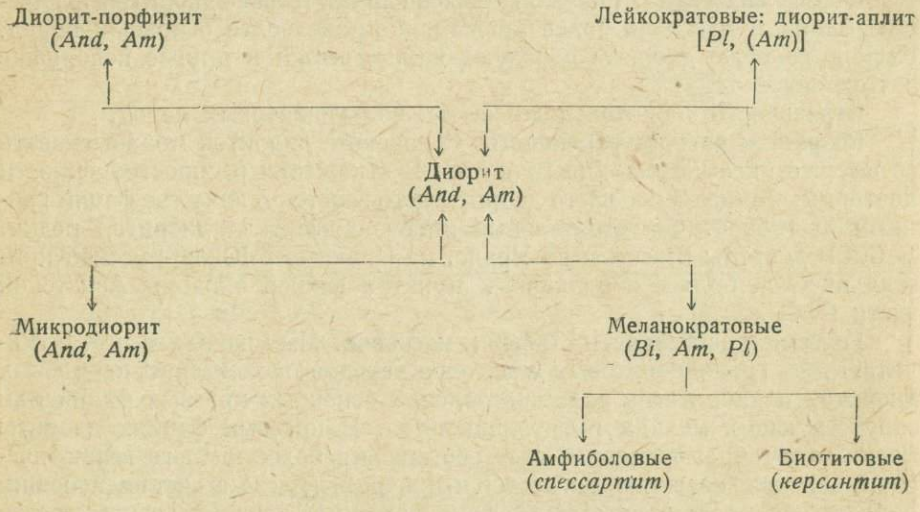
Гипабиссальные и жильные породы диоритового типа

Гипабиссальные и жильные породы диоритового типа сопровождают не только типичные диориты, но также нередко встречаются в числе образований, сопровождающих интрузивные тела гранодиоритов и нормальных гранитов.

Гипабиссальные и частью жильные (нерасщепленные) породы представлены *микродиоритами* и *диорит-порфиритами*.

Среди расщепленных жильных к лейкократовым разновидностям относятся *диорит-аплиты*, к меланократовым — *керсантиты*, *спессартиты*, *одиниты*.

Схема гипабиссальных и жильных пород диоритовой группы



Нерасщепленные породы

Диориты-порфириты и микродиориты [1] отличаются от диоритов более мелким зерном и нередко (первые) порфировидной структурой. Порфировые выделения принадлежат плагиоклазу и амфиболу. Формы залегания — мелкие штоки, дайки, интрузивные залежи, а также жилы. В более крупных штоках и мощных дайках диоритов они слагают периферические зоны этих тел.

Диорит-аплиты мало характерны и встречаются редко. Они представляют те же плагиограниты (см. в гранитах), отличаясь от последних отсутствием кварца, несколько более основным характером плагиоклаза (олигоклаз, андезин) и незначительным количеством амфибола. От тождественных по составу олигоклазитов и андезитов отличаются мелкозернистостью, аплитовой структурой и формами залегания.

Расщепленные породы

Керсантит — слюдяной диоритовый лампрофир. Макроскопически представляет темную до черной тонкозернистую богатую биотитом породу, нередко с порфировыми выделениями последнего. Полевой шпат — средний плагиоклаз с незначительной примесью ортоклаза. Встречается скудный амфибол. При выветривании окраска изменяется на грязно-бурую вследствие выделения окислов железа.

Спессартит — роговообманковый лампрофир, представляет собой мелкозернистую темносерую или черную породу, иногда с порфировыми выделениями амфибола.

[1] Жильные микродиориты называют также *малхитами*.

Полевой шпат — нередко исключительно плагиоклаз состава: андезин, лабрадор. Как и в керсантитах он часто зонален. Фемический минерал — зеленая роговая обманка; иногда наблюдается примесь редких зерен пироксена (диопсид) и даже оливина. Встречается биотит. При выветривании порода буреет.

Для лампрофиров, как пород богатых легко разрушающимися фемическими минералами, характерно состояние сильной выветрелости. Потому нередко диоритовые лампрофиры трудно отличить от подобных же сиенитовых (см. стр. 208), характеризующихся почти исключительным развитием *ортоклаза*, как представителя полевых шпатов. В некоторых случаях удается различить их по продуктам разрушения и по уцелевшим первичным типичным контурам бывшего фемического минерала — слюды или амфибола. В отношении полевых шпатов, присутствующих лишь в тонкозернистой о. м., при глубоком разложении подобные заключения затруднительны. Тогда целесообразно говорить лишь о слюдяных лампрофирах, объединяя керсантит с минеттой (сиенитовый лампрофир), и роговообманковых, объединяя спессартит и вогезит.

Генезис. Гипабиссальные разновидности и малахиты представляют образования, возникающие одновременно или почти одновременно с материнскими глубинными диоритовыми породами. Наоборот спессартиты и керсантиты, нередко входящие, как равноправные члены, наравне с более кислыми разновидностями в состав жильной свиты, сопровождающей гранито-диоритовые глубинные породы, являются образованиями более поздними. Они возникают, как продукты раскристаллизации остаточного расплава, в последней стадии остывания глубинных массивов. По удалении салических составных частей вместе с минерализаторами остается часть расплава, обогащенная фемическими компонентами, дающая материал для образования лампрофиров.

Излившиеся породы диоритового типа (андезиты, порфириты)

Андезиты, равно как и базальты, являются наиболее широко распространенными излившимися породами. Этот факт имеет большое значение для петрогенезиса. Не менее важны и некоторые особенности строения андезитов (см. ниже).

Кроме того необходимо отметить, что андезиты настолько тесно связаны постепенными переходами (через авгитовые андезиты) с базальтами, что затруднительно их строго разграничить, и потому для относительной распространенности тех и других различными учеными даются различные цифры. Андезиты — кайнотипные, а порфириты — палеотипные излившиеся аналоги диоритов.

Определение. Андезитами называют порфировые, реже афировые породы обычно темноокрашенные, обладающие то полнокристаллической, то полукристаллической о. м., среди которой в порфировых разновидностях заключены выделения среднего плагиоклаза, одного или вместе с фемическими минералами, обычно роговой обманкой.

Состав. *О. м.* состоит главным образом из среднего *плагиоклаза* (обычно андезина), роговой обманки с подчиненным количеством пироксена (авгит) или биотита. В наиболее кислых разновидностях, содержащих биотит, характер плагиоклаза изменяется до олигоклаза, в более основных — с пироксеном — до лабрадора. Нередка зональность. В о. м. заметная примесь рудного минерала (магнетит). Из прочих второстепенных минералов отметим: апатит, циркон, сфен, оливин и др.

Плагиоклаз порфировых выделений широко варьирует по составу от основного олигоклаза до анортита. Наиболее обычны андезин, лабрадор. Типична отчетливо выраженная зональность. Кристаллы его обычно вытянуты — таблитчаты.

Роговая обманка представлена то зеленой, то бурой разновидностями.

Слюда — резко плеохроичный бурый биотит.

Пироксен либо авгит в короткопризматических иногда двойниковых кристаллах, либо гиперстен, также короткопризматический с заметным плеохроизмом.

Рис. 108. Порфирит. Пилотакситовая структура. Забайкалье. Ув. 30.

Структура пород то порфировая, то афировая. Структуры о. м. преимущественно микролитовые — пилотакситовая (рис. 108) и андезитовая (гиалопилитовая); реже встречаются: стекловатая (стекло с редкими лейстами — витрофировая), интерсертальная и полнокристаллические (микродиоритовая, аллотриоморфная).

Текстура. Характерна, различимая лишь под микроскопом, флюидальная текстура, выражающаяся в параллельном расположении лейст плагиоклаза при пилотакситовой и андезитовой структурах. Встречается миндалекаменная текстура.

Макроскопия. Серые, зеленоватые, темносерые до черных породы, то порфировые, то афировые с плотной о. м. При выветривании окраска изменяется в красновато-бурую (образование окислов железа) и зеленую (хлорит).

В порфировых разновидностях отчетливо выступают выделения серовато- и зеленовато-белого плагиоклаза в виде удлиненных таблитчатых кристаллов. Менее резко выделяются кристаллы черной роговой обманки и пироксена. Биотит — в виде черных гексагональных табличек. Оливин — в виде желтовато-зеленых стекловатых оплавленных кристаллов.

Изменения. В порфиритах нередко появление наряду с замещением хлоритом опацитовых коррозионных кайм вокруг роговой обманки и

биотита. Пироксены замещаются: авгит — смесью хлорита, эпидота и кальцита, гиперстен — баститом (пластинчатая разновидность серпентина). Оливин переходит в серпентин. Плагиоклаз соссюритизируется. Вместе с указанными вторичными минералами встречается вторичный кварц в виде мелких зернышек.

Разновидности. Как уже указывалось, *андезиты* довольно широко варьируют по составу. Разделение их производится по фемическому минералу, причем одновременно с фемическими минералами меняется и характер плагиоклаза.

Плагиоклазовые порфириты представляют разновидность авгитовых порфиритов, отличаясь от последних присутствием в порфировых выделениях одного лишь плагиоклаза (андезин, реже лабрадор) и скудным авгитом в о. м.

Существуют переходные к базальтам промежуточные излившиеся породы, известные под названием *андезито-базальтов*, в которых присутствует оливин. Разновидности, переходные к более кислым породам, получили название *андезито-дацитов*. Для них характерно присутствие кварца в о. м.

Формы залегания. Андезиты нередко образуют обширные лавовые поля. Поэтому для них особенно характерны мощные покровы, также потоки, иногда купола. Реже встречаются небольшие лакколиты, неглубокие интрузивные залежи и дайки.

Отдельность. Наиболее обычна неправильная отдельность, но встречаются как плитчатая, так подобно базальтам и столбчатая.

Возраст и распространенность. Известны андезиты самого различного возраста — от древнепалеозойских андезитов Шотландии и Уэльса в Англии до мощных кайнозойских излияний в складчатых районах тихоокеанского побережья Америки и лав современных вулканов того же пояса.

В СССР андезиты особенно широко представлены на Кавказе, где наблюдаются наряду с типичными андезитами также андезито-дациты и андезито-базальты. Известны они также в Восточно-Сибирском крае — в области развития «траппов».

Порфириты широко распространены обычно в сопровождении туфов в Азиатской части СССР (Урал, Алтай, Забайкалье), на Кавказе, на Украине.

Отметим, что пироксеновые андезиты и порфириты распространены во много раз больше, нежели прочие разновидности их. Так например в Кордильерах (по Дэли) площадь распространения пироксеновых андезитов — около 1 500 $км^2$, роговообманковых — около 8 $км^2$, а биотитовых — всего 1 $км^2$.

Генезис. Изучение андезитов, равно как и базальтов, дает обильный материал для уяснения ряда петрогенетических вопросов. Прежде всего обращает внимание широкое распространение и резкое преобладание их вместе с базальтами среди прочих излившихся пород. Излияния их всегда следуют за образованием мощных складчатых зон. Достаточно привести примеры современной Тихоокеанской вулканической области, где новейшие излияния представлены андезитами (главным образом гиперстеновыми). А так как процессы образования складчатых зон сопровождаются поднятием магмы из глубоких очагов в более верхние части литосферы, то возможно сделать заключение о первоначальном составе еще не диференцированной магмы. Он соответствует составу пироксеновых андезитов и базальтов.

Нахождение оливина в некоторых андезитах и полное отсутствие его в диоритах указывают на то, что в первые стадии кристаллизации на глубине в расплаве образуется оливин, вообще говоря, неустойчивый при данном составе остающейся жидкой фазы расплава. На это указывает оплавленность кристаллических граней выделений оливина. При извержении происходит естественная «закалка», и не успевшие прореагировать с расплавом кристаллы оливина фиксируются в минеральном составе быстро остывающих андезитовых лав. Более часто встречается описанное явление, как мы увидим ниже, в базальтах.

Говоря о строении покровов и потоков, а равно и других форм, можно отметить то же, что и для ранее описанных излившихся пород. В наружных частях могут наблюдаться стекловатые структуры, а в более внутренних — полнокристаллические.

Применение. Андезиты и порфириты находят применение в строительном деле, идут на изготовление брусчатки для мостовых, а также в плотных разновидностях применяются как кислотоупорный материал.

Группа габбро-базальта

Эта группа — следующая в нормальном ряду после группы диорита. В общей совокупности она охватывает 24,5% всех изверженных пород, причем на долю базальтов приходится 21%. В то время как в группе гранита-липарита мы имели преобладание глубинных пород (23%) над излившимися (12%), в рассматриваемой группе мы имеем обратные отношения и притом выраженные более резко. Американский петролог Дэли считает, что базальты почти в 5 раз превышают по объему остальные излившиеся породы, а взятые вместе с близкими к ним пироксеновыми андезитами — в 50 раз.

Глубинные породы группы габбро-базальта

Определение. *Габбро* называются полнокристаллические равномернозернистые темноокрашенные породы, характеризующиеся комбинацией основного плагиоклаза и фемического минерала, обычно пироксена, присутствующих приблизительно в равных количествах. Нередко вместе с пироксеном или замещая его присутствует амфибол.

Таблица 26

Минералогический состав пород группы габбро

Глубинные породы	*Q*	*KFp*	Средний *Pl*	Основной *Pl*	*Bi*	*Am*	P_m	P_r	*Ol*	Излившиеся породы
Кварцевое габбро	·	·	—	+	·	∓	+	—	—	
Габбро . . .	—	—	—	+	—	∓	+	∓	∓	Базальт, диабаз
Норит	—	—	—	+	—	∓	∓	+	∓	
Оливиновое габбро	—	—	—	+	—	∓	+	∓	+	Оливиновые: базальт, диабаз
Трактолит . . .	—	—	—	+	—	·	·	·	+	
Лабродорит . . .	·	·	—	+	—	—	·	·	—	

Состав. *Плагиоклаз* габбро, в отличие от диорита (средний плагиоклаз) нормально имеет состав от лабрадора до битовнита, причем наблюдается и дальнейшее повышение основности до анортита. По форме кристаллы его толстотаблитчаты или изометричны. Зональность встречается редко.

Пироксен может быть представлен как моноклинными разностями (диаллаг, авгит), так и ромбическими (гиперстен). Для моноклинных пироксенов нередко явление амфиболизации: либо обрастание их по периферии зеленой или бурой, либо полное замещение зеленой роговой обманкой.

Роговая обманка двух типов — магматическая и эпимагматическая. Роговые обманки первого типа — бурая, реже зелено-бурая. Роговая обманка второго типа — зеленая. Кроме того следует отметить вторичный волокнистый амфибол — уралит, заполняющий контуры зерен моноклинного пироксена.

Оливин нередко встречается в габбро как второстепенный минерал, но в некоторых разновидностях он является главным и даже единственным фемическим минералом.

Второстепенные минералы — бурый биотит, кварц и ортоклаз нередко в виде микропегматита, апатит. Обращает внимание увеличенное по сравнению с диоритом содержание рудных минералов, главным образом магнетита.

Структура. Для габбро характерна среднезернистая иногда крупнозернистая структура. Оба характерные минерала габбро — основной плагиоклаз и пироксен являются одними из первых членов двух параллельных ветвей реакционной схемы Боуэна. Поэтому выделение их из расплава происходит в течение длительного периода одновременно. Получаются попеременно идиоморфные короткопризматические кристаллы, а нередко совершенно изометричные — возникает известная нам *габбровая* структура.

Уклонения в сторону несколько более отчетливого идиоморфизма пироксена наблюдаются с одной стороны в более кислых разновидностях габбро, а с другой в разновидностях приближающихся по своему характеру к гипабиссальным.

Друзитовая структура появляется в оливинсодержащих разновидностях, как результат незаконченных реакций кристаллов оливина с расплавом.

В некоторых случаях возникает структура, приближающаяся к офитовой (*габбро-офитовая*), когда плагиоклаз обладает несколько большим идиоморфизмом, нежели пироксен или амфибол.

Текстура. Наряду с однородной текстурой для габбро довольно характерны такситовые; наиболее частой из них является полосатая.

Макроскопия. Типичное габбро — среднезернистая порода, состоящая из серовато-белого, зеленоватого или темносерого с красивой игрой цветов лабрадора и черного пироксена. Количество того и другого приблизительно одинаково, потому окраска габбро темнее диоритовой — темносерая до черной. В чисто оливиновых разновидностях темный оливин выделяется в виде округленных пятен, что сообщает породе вид кожи форели — откуда и название ее форелленштейн.

Нориты, разновидности с более светлоокрашенным ромбическим пироксеном — серого цвета.

Амфиболизированные и уралитизированные габбро приобретают характерную зеленую окраску различных оттенков.

Изменения. Входящие в состав габбро минералы, основные по своему характеру, легко подвергаются разрушению при выветривании. Плагиоклаз соссюритизируется с выделением обильных зернышек кальцита; пироксен и амфибол хлоритизируются с выделением зернышек магнетита, эпидота, кальцита; оливин — замещается серпентином и зернышками магнетита. Вокруг титанистого железняка нередки каемки лейкоксена.

Разновидности. В группе габбро мы имеем две ветви — одна характеризуется моноклинным пироксеном — это собственно *габбро*, другая — ромбическим и называется *норит*. Дальнейшее разделение производится по прочим фемическим минералам, а именно: биотитовые, роговообманковые и оливиновые габбро и нориты.

1 *Габбро-норитом* называют разновидность, в которой присутствуют и моноклинный и ромбический пироксены.

2 *Анортозиты* и *лабрадориты* — лейкократовые разновидности отличаю-щиеся составом почти исключительно из плагиоклаза. В них довольно часто наблюдается присутствие скудных калиевого полевого шпата и кварца.

3 *Оливиновые габбро и нориты* отличаются присутствием оливина вместе с плагиоклазом и пироксеном.

4 *Троктолит* (форелленштейн) состоит из оливина и плагиоклаза (лабрадор, битовнит).

Последние две разновидности и некоторые не упомянутые здесь являются наиболее основными и представляют уклонения в сторону ультраосновных пород.

5 Наиболее кислые разновидности: *биотитовое, орт клазовое* и *кварцевое* габбро характеризуются присутствием кварца и ортоклаза в небольшом количестве, при том нередко в виде микропегматита.

6 *Габбро-диориты* — породы, по составу промежуточные между габбро и диоритом, отличаются от габбро меньшим содержанием фемического минерала, нередко представленного роговой обманкой.

7 *Габбро-пироксениты* и *габбро-перидотиты* (см. схему на стр. 167) являются промежуточными звеньями, связывающими габбро с ультраосновными породами. Первые получаются при увеличении количества пироксена и уменьшении плагиоклаза, вторые — при возрастании в оливиновых габбро количества оливина и уменьшении плагиоклаза. И в том и в другом случае одновременно происходит повышение основности плагиоклаза до битовнита и анортита.

Формы залегания. Лакколиты, интрузивные залежи, дайки и штоки, а также отдельные зоны в мощных интрузивных массивах, подобно тому, как мы видели на примере северо-уральских тел, где зона габбро является промежуточной между диоритовой и перидотитовой (см. стр. 174).

Наконец габбровые породы известны в составе основных краевых зон кислых интрузивных массивов (Пиренеи).

Габбровая зона Северного Урала протягивается на 600 *км* при средней ширине в 15 *км*. Габбровые тела в Украинской ССР (Волынь) занимают площадь свыше 3000 *км*^{2}. В Южной Африке известный платиноносный Бушвельдский массив (лополит), состоящий из габбро-перидотитовых пород, а главным образом норита, занимает громадную площадь в 25 000 *км*^{2}.

Анортозиты, которые по геологическим условиям залегания обычно обособлены от габбро (что дало основание Розенбушу даже выделить их в особую группу) также образуют иногда крупные интрузивные тела, например лабрадоритовый массив Адирондайка в США имеет размеры 30 *км* в длину и от 9 до 15 *км* в ширину.

Отдельность габбровых пород параллелопипедальная, не столь отчетливая, как у гранитов, неправильно глыбовая, пластоватая, иногда шаровая.

Возраст габбровых интрузий различен подобно гранитовым, с тем лишь различием, что кайнозойские интрузии габбро не отмечены вследствие того, что они залегают в более глубоких зонах по сравнению с гранитами, и потому еще не вскрыты эрозией. Наиболее мощные интрузии габбро в СССР (на Северном Урале) — палеозойского возраста.

Распространение. В СССР породы габбрового типа наиболее широко распространены на Урале, затем на Украине (Волыни), вдоль южной окрайны Азиатской части Союза, в Забайкалье, в Карельской АССР. Лабрадориты известны на Украине.

Из месторождений заграницей укажем Бушвельдский массив (Южная Африка), многочисленные выходы в Англии, в США.

Генезис и особенности строения массивов. В диоритах, занимающих стратиграфически более высокие горизонты массивов, мы не встречаем оливина, тогда как в глубинных габбровых породах он уже встречается, как мы видели, в качестве второстепенного (и даже главного) минерала. Так как остаточная жидкая часть расплава еще достаточно кисла, то кристаллы оливина ощущают ее растворяющее действие, что выражается в виде коррозии — оплавлении кристаллов. В ряде случаев еще до конца реакции наступают условия для образования пироксена, и последний (гиперстен) выделяется в виде каемок на зернах оливина (друзитовая структура). Затем наступает момент одновременной, но раздельной кристаллизации пироксена и плагиоклаза. В иных случаях непосредственно за кристаллизацией оливина, на образование которого израсходуется все количество фемических компонентов расплава, наступает кристаллизация салических — основного плагиоклаза. Здесь также нередки узкие реакционные каймы гиперстена и (вторая кайма) бурой роговой обманки вокруг оливина, как это наблюдается в троктолитах.

Образование глубинных пород габбрового типа, за исключением случаев основных краевых зон кислых массивов, может быть кратко охарактеризовано следующим образом: габбровые породы образуются в одной из наиболее глубоких зон остывающей расплавленной массы, в которой концентрируются фемические и наиболее основные салические компоненты магмы в количествах почти равных. При этом характерно почти полное отсутствие минерализаторов. Общим родственным генетическим свойством указанной ассоциации является близость точек затвердевания (выкристаллизации) компонентов, что является основной предпосылкой для образования типичной габбровой структуры.

Обеднение минерализаторами, облегчающими диффузионный обмен веществ в вязком силикатовом расплаве, объясняет факт довольно резкой неоднородности строения габбровых пород, выражающийся в широком распространении некоторых видов такситовых текстур (неправильно-такситовые, незакономерные текстуры). Иные виды текстур (так называемые экзогенные), какова например полосатая, более удовлетворительно объясняются внешними воздействиями на кристаллизующуюся магму.

Указанные особенности строения габбровых пород — явления относительно мелкого масштаба.

К явлениям крупного масштаба является нахождение габбро в качестве составной части диференцированных массивов. При этом наблюда-

ются переходы как к более основным, так и более кислым породам нормального ряда. В особенности характерны соотношения в основных интрузивных телах, где наблюдаются переходы к перидотитам и пироксенитам.

Примером подобной тесной связанности может служить вышеупомянутый габбро-перидотитовый массив Бушвельда.

Встречаемые нередко в виде самостоятельных интрузивных тел породы типа габбро видимо возникают при выжимании жидких масс соответствующего состава из глубинных бассейнов, в которых магма уже достигла известной стадии разделения (дифференциации).

Структурные фации габбровых массивов, существующих в качестве небольших самостоятельных геологических тел, обычно не столь резко выражены, как для гранитов и диоритов. Кислые краевые зоны редки. Лишь в наиболее крупных массивах габбро достаточно резко выступает обособление зон и участков перидотитового и пироксенитового состава (Бушвельд).

Роль габбро в рудообразовании. Так как в габбровых породах мы наблюдаем относительно повышенное содержание минералов ранних стадий кристаллизации, то вполне естественно, что они нередко являются носителями оруденения. Наиболее обычны месторождения руд как распространенных металлов: железа, меди, так и более редких: титана, никкеля, редко (за исключением диференцированных габбро-перидотитовых массивов) хрома и группы платины.

Известный габбро-норитовый лополит Сёдбери в Канаде содержит месторождения никкеля, а также кобальта и платины. В габбровых массивах Урала известны месторождения никкельсодержащего пирротина титаномагнетита, медного колчедана.

Характерной чертой рудоносности, связанной с габбровыми, равно как и ультраосновными породами является то, что месторождения оказываются заключенными внутри самих массивов, а не вне их, как это обычно для кислых массивов. Рудные месторождения вне массивов габбро редки. Объяснение этого факта заключается в относительной бедности минерализаторами. Концентрация руд происходит либо в процессе кристаллизации (шлиры), либо объясняется действием внешних причин, как это например наблюдается в полосатых габбро, где титаномагнетитовая руда образует полосы в габбро (Денежкин камень на Северном Урале; Шотландия) и представляет собой внедренные в расслоенное габбро массы рудного расплава из более глубоких зон.

Из нерудных полезных ископаемых отметим месторождения *корунда*.

Применение. Породы габбрового типа имеют по сравнению с гранитами меньшее значение, как строительный материал, вследствие более легкой разрушаемости составных частей их под действием атмосферных агентов. Лишь мелкозернистые разновидности, значительно реже встречающиеся, чем средне-зернистые, дают хороший материал для брусчатки и строительства.

Наибольшее значение и ценность представляют лабрадориты, как декоративный материал для облицовки отдельных частей сооружений и памятников.

Они, как известно, отличаются темной окраской и красивой игрой цветов.

Гипабиссальные и жильные породы группы габбро

Если в предыдущих группах гипабиссальные образования обычно обнаруживают более или менее тесную связь с материнскими интрузивными телами соответствующих пород, то в данной группе мы встречаем типичные гипабиссальные формы образования, не обнаруживающие такой связи и встречающиеся на значительном удалении от интрузий. Яркой иллюстрацией могут служить диабазы, нередко широко распространенные в форме жил в районах, где на значительном пространстве не встречается ни глубинных пород габбрового типа, ни признаков близкого залегания их от современной поверхности земли, как например это мы наблюдаем на Южном Урале.

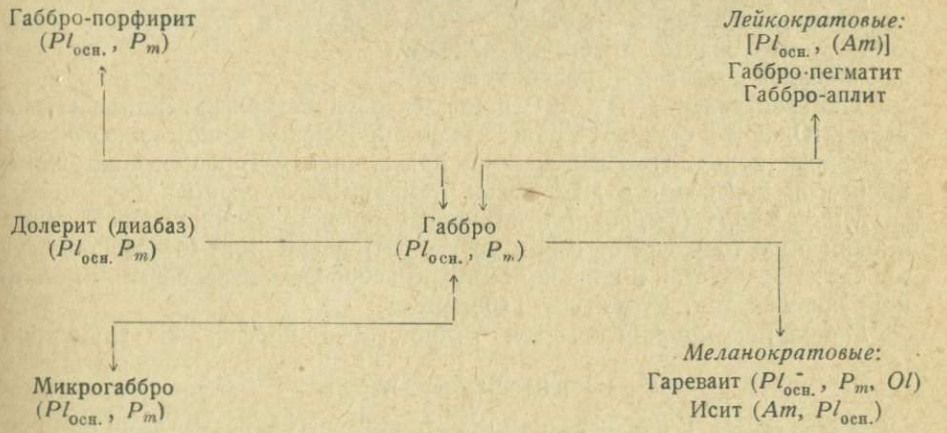
Гипабиссальные породы рассматриваемой группы представлены *диабазами*.

Нерасщепленные породы

Жильные нерасщепленные породы представлены *микрогаббро* и *габбро-порфиритами*.

Расщепленные не столь типичны, как для предыдущих групп. Известны лишь мало распространенные представители их: *гареваит* и *исит*.

Схема гипабиссальных и жильных пород группы габбро



Диабазы представляют собой породы темнозеленого цвета полнокристаллические от средне- или даже крупнозернистых до тонкозернистых, состоящие из плагиоклаза и пироксена. Диабаз — порода выветрелая. Зеленая окраска диабазов зависит от присутствия хлорита, замещающего пироксен. Свежие породы диабазового типа называются *долеритами*; они — темносерого цвета.

Состав. Плагиоклаз — обычно лабрадор, реже более средний (андезин) или основной (до битовнита). В некоторых диабазах плагиоклаз — олигоклаз или альбит, но так называемые *альбитовые диабазы* — породы глубоко измененные и потому повидимому правильнее их называть *альбитизированными диабазами*. Форма зерен — таблитчатые идиоморфные по отношению к авгиту кристаллы с полисинтетическим двойниковым иногда зональным строением. Обычно соссюритизирован, причем

альбитовая молекула, выделяясь при разложении, образует альбит с сохранением первичных форм кристаллов.

Авгит — черный макроскопически, п. м. — слегка буроватый, часто в виде неправильных короткопризматических кристаллов. Нередки двойники и зональное строение. Обычно замещен хлоритом или уралитом с выделением зернышек рудных минералов и карбонатов. Роговая обманка нередко имеет вторичное происхождение.

Кварц и *ортоглаз* в микропегматитовом срастании и *биотит* встречаются в кислых разновидностях, в так называемых *кварцевых диабазах* (конга-диабазах). Нередко кварц — вторичен.

Второстепенные — апатит и нередко обильные — магнетит, ильменит.

Оливин, встречаемый в основных разновидностях (*оливиновые диабазы*), образует идиоморфные зерна. Он обычно замещен серпентином и окислами железа.

Под именем *диабаз-порфиритов* известны порфировые породы с выделениями таблитчатого зонального плагиоклаза и короткопризматического авгита.

Структура явнозернистых диабазов — офитовая, реже пойкилоофитовая. В крупно- или среднезернистых разновидностях она нередко различима невооруженным глазом. В плотных (афанитовых) диабазах — микроофитовая и микродолеритовая.

Долеритам присуща — долеритовая структура.

Формы залегания гипабиссальных диабазов и долеритов — жилы, дайки, интрузивные пластовые залежи.

Возраст диабазов — разнообразный.

Распространение. В СССР наиболее распространены жильные диабазы в Южном и Среднем Урале, где они прорывают толщи палеозойских осадочных пород. При изменениях под влиянием горообразовательных процессов переходят в диабазовые и хлоритовые сланцы.

Микрогаббро (*беербахит*). Микрогаббро представляет собой темноокрашенную (окраска от серой до черной) мелко- или микрозернистую породу. Встречается в виде жил внутри габбровых массивов или мелких интрузивных тел. Структура габбровая.

Габбро-порфирит отличается от микрогаббро порфировой структурой.

Расщепленные породы

Гареваит и *исит* — редкие представители габбровых лампрофиров. Это — черные зернистые породы, встреченные на Сев. Урале.

Породы, известные под названием габбрового пегматита, редки и представляют собой крупнозернистые жильные породы, состоящие из плагиоклаза и роговой обманки. По существу это грубозернистое жильное габбро.

Излившиеся породы группы габбро

Группа габбро-базальта представлена преимущественно породами излившейся фации. Базальты и долериты, две структурные разновидности, — кайнотипные, а мелафиры и эффузивные диабазы — палеотипные представители.

Крупное петрогенетическое значение перечисленных пород заключается в том, что, изливаясь чаще всего (и в значительно больших массах)

в областях нескладчатых, а в областях складчатых нередко изливаясь первыми, они представляют собой производные недиференцированной магмы.

Определение. Общая характеристика перечисленных разновидностей может быть дана в следующем виде — это тонкозернистые или афанитовые обычно афировые темноокрашенные породы, состоящие из пироксена (авгит) и основного плагиоклаза в несколько меньшем количестве. Из числа второстепенных минералов характерно обилие зернышек рудных минералов.

Разделение на разновидности производится по микроструктуре о. м., а макроскопически до некоторой степени по окраске пород.

Состав. *Плагиоклаз* о. м. обыкновенно — лабрадор.

Пироксен — преимущественно моноклинный: буроватый, зеленоватый или слегка фиолетовый авгит, менее характерен ромбический: гиперстен.

Роговая обманка представлена бурой базальтической разновидностью.

Оливин редок в о. м. базальтов.

Среди второстепенных характерно обилие рудных минералов: магнетита и ильменита, обычен апатит. Кварц иногда встречается вместе с ортоклазом в виде микропегматита, выполняя мелкие промежутки между главными минералами.

В *порфировых* разновидностях выделения преимущественно принадлежат авгиту либо одному, либо вместе с плагиоклазом более основного характера (основной лабрадор до битовнита и реже анортита) и оливином. Иногда присутствуют выделения ромбического пироксена и базальтической роговой обманки. Присутствие оливина в выделениях более обычно чем в о. м. Для авгита нередка зональность или структура песочных часов.

Структура о. м. перечисленных пород в отличие от кислых преимущественно полнокристаллическая: базальтовая (наиболее часто), офитовая, долеритовая; реже встречается полукристаллическая (витрофировая) или стекловатая. Базальтовые стекла под микроскопом буроватые или зеленоватые.

Текстура. Наиболее часто встречается плотная текстура. Довольно распространены в разновидностях, содержащих стекло: пористая, пузыристая и миндалекаменная. В последней миндалины выполнены хлоритом, эпидотом, карбонатами или опалом.

Изменения. При разложении пород на месте плагиоклаза возникают: альбит, цоизит, эпидот, серицит, иногда глинистые продукты с кварцем или кальцитом. Авгит или переходит во вторичный амфибол или уралитизуется, или замещается хлоритом с выделением карбонатов и руд. Оливин замещается серпентином с выделением окислов железа и карбонатов; иногда образуется слюдообразный минерал, так называемый иддингсит.

При разрушении породы изменяют свою первичную черную окраску в темнобурую или красновато-бурую (от окислов железа), в зеленую (от хлорита).

Особенно резко проявляются изменения как макроскопически, так и микроскопически в складчатых областях, когда под влиянием воздействия горообразовательных напряжений изменяется не только минеральный состав, но и структура. Образуются, как и из глубинных пород,

эпидотовые, цоизитовые и хлоритовые метаморфические породы: амфиболиты, зеленые сланцы. Типы превращений зависят от глубины залегания первичных пород от поверхности земли в момент преобразований.

Разновидности. *Базальты* — макроскопически черные тонкозернистые или плотные, редко порфировые породы. Авгит порфировых выделений, образующий отчетливые коротко-призматические кристаллы, обладает п. м. зональностью или структурой песочных часов. Структура о. м. — базальтовая (интерсертальная), реже офитовая или стекловатая.

1. *Долериты* подобны базальтам. Макроскопически-тонкозернисты. Структура о. м. — долеритовая. В Англии и США этот термин прилагается преимущественно к гипабиссальным (дайки, жилы) свежим породам.

2. *Эффузивные диабазы* — подобны гипабиссальным. Это — темнозеленые или серовато-зеленые средне- или мелкозернистые, реже плотные породы.

3. *Мелафиры* — темные красновато-бурые или бурые порфировые сильно измененные породы. Структура о. м. — интерсертальная или офитовая. В большинстве случаев обладают миндалекаменной текстурой. Иногда миндалины имеют зональное строение: по периферии наблюдается хлоритовая оторочка, внутренняя часть сложена цеолитами, кварцем, халцедоном или опалом. Непорфировые мелафиры известны под названием *толеитов*.

4. *Спилиты* — темные зеленовато-серые афанитовые породы, характеризующиеся обильным развитием миндалин (миндалекаменная текстура), выполненных обычно кальцитом или хлоритом. Структура полукристаллическая, приближающаяся к интерсертальной и пилотакситовой, отличаясь от последних тем, что стекло, преобладая над микролитами плагиоклаза и пироксена (авгит), разъединяет их. Иногда эту структуру называют *спилитовой*. Плагиоклаз спилитов обычно более кислый, нежели в базальтах. Спилиты представляют собой древние подводные излияния и потому иногда обладают шаровой отдельностью (шаровые лавы — pillow lava).

5. *Гиалобазальты* — стекловатые базальты.

Перечисленные породы разделяют на оливиновые и безоливиновые.

Формы залегания. Характерны мощные и обширные покровы, а также потоки, купола, иглы и жилы. Общеизвестны мощные покровы Деккана (Индия), занимающие площадь в общем до 1 500 000 *км*^{2} при мощности, достигающей 1800 *м*. Мощность исландских покровов доходит до 3000 *м*. Классический пример образования вулканической иглы при выдавливании из вулканического жерла густой вязкой лавы представляет извержение г. Пеле на о. Мартинике в 1902 г. (см. рис. 64).

Отдельность. Для разновидностей базальтов, залегающих в пластообразных формах (потоки, покровы и др.), характерна столбчатая отдельность. Нередко встречается и шаровая отдельность.

Возраст и распространение. Возраст базальтов и диабазов разнообразен, причем более древние породы (от архея до мезозоя) преимущественно палеотипны, а более юные (мезозой — четвертичный период) — кайнотипны. Примерами древних (палеозойских) базальтов и долеритов могут служить породы из группы северо-сибирских «траппов». [1]

В то время как излияния кислых и средних лав преимущественно приурочены к складчатым областям, основные лавы главным образом и в значительно бо́льших количествах изливались в нескладчатых, тектоника которых определяется крупными радиальными разломами. Излияния базальтов в складчатых областях обычно следуют за горообразованием и представляют собой наиболее древние образования в излившейся толще.

[1] *Траппы* представляют собой серию переслаивающихся покровов состава от андезита до базальта, изливавшихся на северо-сибирской равнине между Леной и Енисеем в течение палеозоя — начале мезозоя.

В СССР обширные покровы известны на севере Сибири в области древнего Сибирского щита. Относительно менее мощные покровы, потоки и другие основные породы известны в складчатых зонах, окаймляющих СССР с юга — Кавказ, Алтай, Саяны, Забайкалье и восточнее до о. Сахалина, а также в Становом хребте и на Камчатке. Излившиеся диабазы известны в тех же районах, также на Украине и в Карельской АССР.

Заграницей базальты слагают мощные толщи в Ирландии, Исландии, Гренландии, особенно широким развитием они пользуются в Индии (Декканское нагорье), на западном побережье Северной и Южной Америки, ряде островов Тихого океана (например Гавайские) и т. д.

Генезис. Породы базальтового ряда представляют собой, как мы уже указывали, излияния недифференцированной магмы например в складчатых областях, выжатой горообразующим давлением в верхние приподнятые и ослабленные складчатостью зоны литосферы. Очевидно с этим явлением и связано то, что первые излияния чаще всего представлены основными породами. В породах габбро-базальтовой группы, более основной по химизму расплава, как и следовало ожидать, в особенности в излившейся фации, мы значительно чаще встречаем оливин, и притом главным образом в порфировых выделениях.

Характерной особенностью базальтов является также то, что они по сравнению с более кислыми излившимися породами преимущественно полнокристалличны. Это связано с меньшей вязкостью расплава. Стекловатые разновидности и стекла встречаются лишь в наружных частях потоков и покровов и в краевых зонах даек и жил. В связи с меньшей вязкостью основных лав и меньшим количеством минерализаторов значительно реже встречается пористая текстура. Лишь в случаях подводных излияний, когда от соприкосновения расплавленных масс с водой образуется большое количество паров, возникают типичные пористые и миндалекаменные породы *спилиты*.

Роль в рудообразовании. Как производные недифференцированной магмы перечисленные породы содержат руды в рассеянном состоянии. В северо-сибирских «траппах» в рассеянном состоянии находятся металлы группы платины. В некоторых мелафирах встречаются выделения самородной меди. Повидимому в связи со значительным выносом рудного материала диабазами при вторичных гидротермальных процессах в районах развития их возникают железорудные месторождения, например АССР Бакальское месторождение на Южном Урале.

Применение. Как порода мелкозернистая и даже плотная, базальт представляет прекрасный строительный материал для возведения ответственных сооружений — материал крепкий, твердый и вместе с тем легко добывающийся. Базальт и диабаз широко применяются для изготовления брусчатки для мостовых. В настоящее время наиболее крупные в СССР ломки диабаза для изготовления брусчатки расположены в Карельской на западном берегу Онежского озера.

Кроме того базальт, благодаря его легкоплавкости, начинают применять для изготовления каменного литья. Наиболее пригодны для этой цели разновидности с содержанием около 50—55% SiO_2. Заграницей это производство уже существует. У нас в СССР оно выходит из стадии лабораторных исследований и в настоящее время оборудован опытный завод для плавки. Из плавленного базальта могут быть изготовлены как крупные монолиты (основания для установки машин), различные пред-

меты широкого потребления (посуда), так и специальное оборудование для электропромышленности (изоляторы).

Группа ультраосновных пород

Нормальный ряд изверженных пород замыкается группой ультраосновных пород — пироксенитов и перидотитов и излившихся аналогов их. Переходя от гранитов к диоритам и затем к габбро мы имели: 1) непрерывное постепенное уменьшение количества салических минералов и увеличение фемических, 2) исчезновение кварца и щелочного полевого шпата, как характерных минералов, уже начиная с диоритов, 3) постепенное увеличение основности плагиоклаза и 4) изменение характера типичного фемического минерала в порядке: биотит-амфибол-пироксен.

В описываемой группе салические минералы почти или совершенно исчезают. Характерными фемическими минералами являются пироксен и типичный недосыщенный кремнекислотой — оливин. Одновременно возрастает количество рудных минералов. Петрогенетически относимые к этой группе породы представляют образование наиболее глубоких зон диференцированной магмы. Поэтому излившаяся фация для них не столь характерна, как для предыдущих групп.

Таблица 27

Минералогический состав ультраосновных пород (для сравнения приведен состав габбро)

Глубинные породы	*Q*	*KFp*	Основн. *Pl*	*Bi*	*Am*	P_m	P_r	*Ol*	Излившиеся породы
Габбро	—	—	+	—	—	+	∓	∓	
Пироксенит . .	—	—	∓	∓	∓	+	+	∓	Пикрит,
Горнблендит . .	—	—	+	—	+	∓	∓	—	пикритовый
Перидотит . . .	—	—	—	∓	∓	±	±	+	порфирит
Дунит (оливинит)	—	—	—	—	—	—	—	+	

По минералогическому составу, а отчасти и по петрогенетическим соотношениям, следует различать (см. схему на стр. 167), следуя от группы габбро, две ветви: 1) исчезновение плагиоклаза и образование чисто пироксеновых или роговообманковых пород (подгруппа пироксенита), 2) исчезновение в оливиновом габбро плагиоклаза и количественное развитие пироксена и оливина с преобладанием последнего (подгруппа перидотита) и наконец 3) дальнейшее развитие второй подгруппы, направленное в сторону образования чисто оливиновых пород (подгруппа дунита).

Глубинные породы ультраосновной группы

Пироксениты и горнблендиты

Пироксениты и *горнблендиты* — темноокрашенные до черных среднезернистые иногда крупнозернистые обычно равномернозернистые бесполевошпатовые породы.

Состав пироксенитов. *Пироксен* представлен ромбическими и моноклинными разновидностями. Из ромбических пироксенов встречаются — гиперстен и бронзит, из моноклинных — диаллаг, авгит и, в некоторых щелочных типах пород — фиолетовый титан-авгит.

Роговая обманка — буро-зеленая или бледнозеленоватая (тремолитового типа).

Второстепенные минералы: биотит, оливин, характерны рудные — магнетит и ильменит.

Структура — панидиоморфная равномернозернистая, иногда порфировидная (криптовая). Встречаются пойкилитовая и пегматитовая структуры. В некоторых богатых магнетитом разновидностях последний ксеноморфен по отношению к пироксену — сидеронитовая структура.

Текстура. Наиболее обычной после однородной является такситовая текстура.

Макроскопия. Пироксены макроскопически окрашены в темносерый, зеленовато-серый, реже слегка буроватый цвет. Роговая обманка — в черный и зеленовато-черный. Относительное количество этих минералов определяет окраску пород, изменяющуюся от зеленовато-серой до черной. В такситовых разновидностях обособления (шлиры) имеют более крупное зерно.

Существует ряд разновидностей пироксенитов, определяемых характером пироксена, входящего в их состав (см. приложение II).

Горнблендиты — роговообманковые породы, состоящие обычно из буро-зеленой или темнозеленой роговой обманки. Часто внутри зерен роговой обманки встречаются остатки зерен пироксена, неправильно ограниченных и обнаруживающих переход в роговую обманку, что свидетельствует о замещении пироксена роговой обманкой и образовании горнблендитов из пироксенитов.

Изменения. Пироксениты — породы довольно устойчивые по отношению к выветриванию. Под действием эпимагматических агентов и выветривания наблюдается замещение моноклинных пироксенов уралитом, ромбических — пластинчатым серпентином. Макроскопически это выражается в изменении окраски пород на зеленоватую и буроватую.

Перидотиты

Перидотиты — темносерые и черные средне- и крупнозернистые нередко порфировидные бесполевошпатовые породы, состоящие из оливина и метасиликатов, в большинстве случаев пироксенов.

Состав. *Оливин* образует бесцветные обычно более идиоморфные, чем у пироксена, зерна. В тех случаях, когда оливин лишь слабо преобладает над пироксеном, кристаллы его отчетливо идиоморфны и несколько округлены. *Пироксен* моноклинный представлен диаллагом, авгитом и хромдиопсидом, ромбический — энстатитом и бронзитом.

Амфибол — обычно бурая роговая обманка.

Второстепенные: бледноокрашенный до почти бесцветного биотит (буровато-красный), магнетит, хромит, бурая шпинель (пикотит) и зеленая (плеонаст). Нередки единичные зерна плагиоклаза, представленного наиболее основными разновидностями.

Структура. Характерен идиоморфизм оливина, который наиболее резко проявляется в *пойкилитовых* структурах, обычных для роговооб-

манковых и биотитовых перидотитов. Иногда встречается сидеронитовая структура. В порфировидных перидотитах обычно имеет место криптовая структура.

Текстура. Однородная или такситовая, причем последняя представлена либо брекчиевидно-такситовой, либо полосато-такситовой.

Макроскопия. Перидотиты с моноклинным пироксеном и амфиболом обладают более темной (черной) окраской, нежели перидотиты с ромбическим пироксеном (темные зеленовато-серые). Оливин в них обычно темноокрашен. Биотит выделяется в виде черных чешуек. В пойкилитовых (амфиболовых) пироксенах отчетливо бросаются в глаза крупные черные зерна амфибола, на плоскости спайности которых видны невооруженным глазом черные пятнышки оливина. Выветрелые перидотиты приобретают буроватую окраску (выделение окислов железа из оливина), на фоне которой можно различить зеленовато-серые или темные зерна пироксена и черные — рудных минералов. Оливин — минерал, значительно легче изменяющийся чем пироксен, обычно замещается серпентином, макроскопически то черным, то зеленоватым, отчего иногда окраска пород также становится темнозеленоватой.

Особенно резко выступает различие между составными частями в выветрелых породах такситовой текстуры — буроватые полосы или участки, обогащенные оливином, и темносерые или зеленоватосерые — обогащенные пироксеном.

Разновидности. Разделение перидотитов производится на основании минералогического состава — по минералам, входящим в состав пород вместе с оливином (см. приложение II).

Изменения. Пироксены изменяются так же, как в пироксенитах. Оливин легко серпентинизируется. Процесс серпентинизации начинается по краям зерен и по трещинам, и постепенно охватывает всю массу зерен. Серпентин обыкновенно представлен волокнистой разновидностью (хризотил). Так как пироксен более устойчив, то нередко зерна его либо еще не разрушенные, либо частично замещенные по большей части пластинчатым серпентином (антигорит, бастит), выделяются среди массы хризотила.

Оливиновые породы (дуниты)

Дуниты — черные и темно-зеленовато-серые среднезернистые, равномернозернистые породы, состоящие почти исключительно из одного оливина.

Состлв. *Оливин* образует аггрегат почти изометричных зерен, пересеченных неправильными трещинами, по которым обычно развивается серпентин. Чистый неразложенный оливин встречается редко. На Урале при бурении в дунитах свежие не выветрелые породы получены лишь с глубины около 400 *м* от поверхности. Змеевикование сопровождается выделением магнетита в виде пыли или жилок, образованием чешуек талька, зернышек карбонатов, иголочек актинолита и др.

Второстепенные минералы: хромит, магнетит, а также шпинели (пикотит, плеонаст), хромистый зеленый гранат (уваровит).

Структура дунитов, как пород одноминеральных — панидиоморфная. В некоторых случаях — сидеронитовая. В происшедших из них змеевиках — петельчатая и решетчатая в хризотиловых и пластинчатая — в антигоритовых.

Текстура. Однородная или шлировая, причем шлиры обычно представляют скопления хромита, нередко содержащего платину и другие металлы ее группы.

Разновидности. Различают *дунит*, состоящий из оливина и хромита, причем хромит идиоморфнее оливина, *сидеронитовый дунит* или магнетитовый оливинит, состоящий из оливина и магнетита, с характерным ксеноморфизмом магнетита.

Изменения. Процесс серпентинизации (озмеевикования) весьма характерен для дунитов. Как было указано, дуниты редко встречаются в свежем виде, обычно они озмеевикованы в той или иной степени. Этот процесс повидимому в большинстве случаев эпимагматический, когда пары воды, выделяясь из расплава дунитового состава, действовали на верхние застывшие части массива. Эти пары воды также могут подниматься из интрузивной массы, образовавшейся позднее, и действовать на ранее затвердевший дунитовый массив. *Змеевики* — породы обычно плотные черного, темно- или светлозеленого цвета.

Формы залегания глубинных ультраосновных пород. Чаще всего перечисленные породы входят в состав диференцированных сложных интрузивных тел нормального ряда, подобно тому как это мы видели на примере Северо-уральских массивов. В этих случаях они слагают наиболее глубокие зоны тел. Особенно отчетливо выступает приуроченность этих пород к нижним зонам лакколитовых или лополитовых тел. Ультраосновные породы также образуют самостоятельные мелкие интрузивные тела, дайки, жилы, обычно в пределах окружающих их зон габбро; здесь уже мы имеем переход к гипабиссальным образованиям. Нередки, как мы видели, шлиры и выделения перидотитов и пироксенитов внутри габбровых массивов.

Наконец пироксениты входят в состав основных краевых зон кислых массивов.

Отдельность. Часто неправильно-глыбовая, параллелопипедальная, в перидотитах и дунитах нередка шаровая, в змеевиках — остроугольная неправильно-глыбовая.

Возраст и распространение. Возраст пород ультраосновной группы различен. При этом следует отметить, что древнейшие из них с течением времени превратились как в змеевики, так и в более глубоко измененные метаморфические породы, например типа эклогита (см. в метаморфических породах).

В СССР наиболее широко ультраосновные породы представлены на Урале, начиная с крайнего севера и до Среднего Урала, и в отдельных пунктах Южного Урала. Перидотиты известны на Украине, в Забайкалье, в Карелии и др. Змеевики, кроме Урала, отмечены на Северном Кавказе, в Закавказье, на Украине, в Западных Саянах (Восточно-Сибирский край).

Заграницей общеизвестен Бушвельдский массив (лополит) в Южной Африке, заключающий в своем основании диференцированную серию пород от анортозитов до перидотитов. Дуниты, подчиненные перидотитам, здесь весьма характерны. Дуниты встречаются в горах Дун (Новая Зеландия), где они впервые были описаны и откуда происходит их название.

Генезис. Кроме указанного выше способа образования ультраосновных пород из магматического расплава, дающего начало породам нормального ряда, пироксениты и перидотиты могут быть получены при концентрации пироксенов и амфиболов из богатых последними расплавов

недосыщенного щелочного ряда. В первом случае мы имеем тесную связь с габбро, во втором — со щелочными габброидными глубинными породами типа миссурита и шонкинита. В последнем случае наблюдается повышенное содержание окиси титана и некоторое количество щелочей. Известен пироксенит под названием *якупирангит*, состоящий из титан-авгита и магнетита с примесью нефелина, апатита и перовскита.

Характерным для условий образования описываемых пород является бедность исходного расплава минерализаторами, вследствие чего среди сопровождающей их массивы жильной свиты отсутствуют породы расщепленные.

Роль в рудообразовании. Ультраосновные породы, особенно перидотиты и дуниты, являются вместилищем некоторых месторождений, представляющих магматические обособления широко распространенных и обычно рассеянных в массе пород рудных минералов: титанистого железняка, магнетита, сульфидов меди, хромита и платины. Североуральские (Нижний Тагил, г. Качканар, Косьвинский камень и др.) и Южно-африканские (Трансвааль-Бушвельд) месторождения хромита и платины являются примером этого.

Из главнейших нерудных полезных ископаемых, связанных с ультраосновными породами, отметим: хризотил-асбест (Баженовское месторождение и другие на Урале, ряд месторождений Канады и пр.), апатит (Норвегия), последний частично в связи с габбровыми массивами. Жилы апатита (хлор-апатита) образуются при участии минерализаторов (хлора) и генетически подобны пегматитовым образованиям более кислых пород.

Гипабиссальные и жильные ультраосновные породы

Залегая обычно в наиболее глубоких частях дифференцированных массивов, ультраосновные породы редко образуют мелкие интрузивные тела, а также дайки и жилы нерасщепленного типа. Особых названий эти жильные образования не имеют. Известны жилы оливинита в пироксените, некоторых пироксенитов (например верлита) в дуните, горнблендита в дуните, перидотита и оливинита в габбро и т. д.

Пример типичных гипабиссальных пород группы мы находим в южно-африканских алмазоносных *кимберлитах*, залегающих в виде некка (жерловины). Они состоят из оливина, бронзита, моноклинного пироксена, биотита и второстепенных минералов: ильменита, хромита и др. Сопровождаются туфами и брекчиями, ныне разрушенными и представленными в виде «синей земли».

Излившиеся ультроосновные породы

Частью излившиеся, частью быть может гипабиссальные, представители группы, — *пикриты* и *пикритовые порфириты* — представляют собой черные породы то полнокристаллические, то полукристаллические, иногда порфировые. Они состоят из буроватого (п. м.) базальтического авгита или зеленого хром-диопсида и оливина.

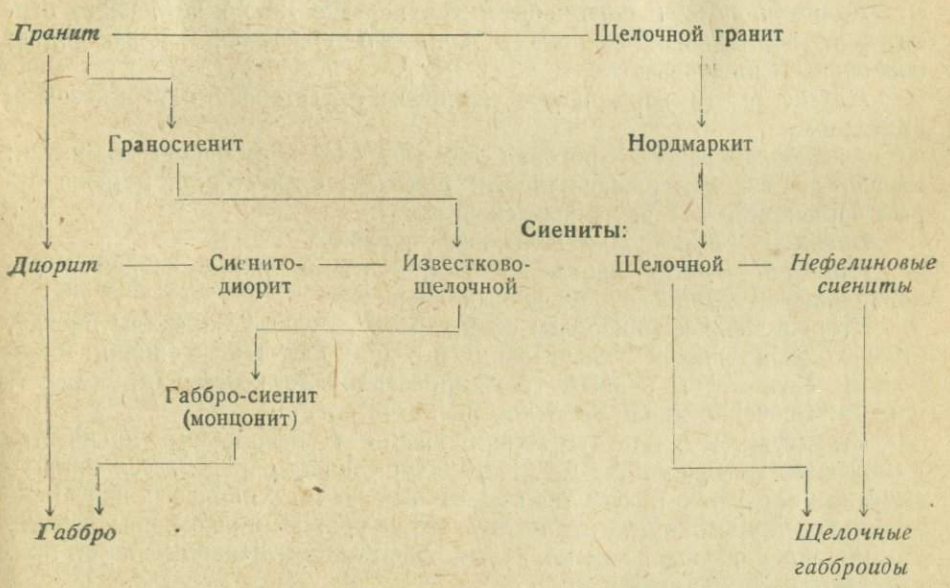
Второстепенные: магнетит, апатит, иногда — основной плагиоклаз, роговая обманка, биотит и ромбический пироксен. Обычно разрушены — хлоритизированы и серпентинизированы.

Группа сиенита-трахита

Группа сиенита-трахита — группа существенно полевошпатовых насыщенных пород. От соответствующих близких пород описанного выше

нормального ряда сиениты по своему характеру и составу уклоняются в сторону щелочного ряда, отличаясь несколько более щелочным характером.

Своеобразное положение группы сиенита выступает также в том, что и по составу и по геологическим условиям залегания они связаны с несколькими резко отличными одна от другой группами нормального ряда: гранитами, диоритами и габбро (см. общую схему на стр. 167). С другой стороны отчетлива связь с породами типично-щелочными (недосыщенными) — фельдшпатидовыми. Схема взаимоотношений и переходов для глубинных пород группы сиенита может быть дана в следующем виде:



Положение сиенитов, как пород промежуточного типа, сказывается и на геологических условиях залегания их — они встречаются преимущественно в виде фаций соответствующих родственных пород нормального или щелочного ряда и редко образуют самостоятельные, сравнительно небольшие интрузивные тела.

По распространенности группа сиенита-трахита играет среди изверженных пород незначительную роль, составляя всего 0,6% общего количества их.

Так как в сиенитах подобно гранитам мы встречаемся с двумя генетически различными видами полевых шпатов: щелочным и известково-щелочным, то естественно, как и в гранитах, следует различать две подгруппы сиенитов. Геологическая роль обеих групп различна, одна примыкает к нормальному ряду (отличаясь несколько повышенной щелочностью), другая — к щелочному, к которому они и отнесены на общей схеме (стр. 167).

Таким образом и по составу и по геологическим ассоциациям следует различать нормальные (известково-щелочные) и щелочные сиениты и их излившиеся аналоги.

Глубинные породы группы сиенита-трахита

Глубинные породы являются наиболее распространенной фацией данной группы, во много раз (0,389% массы изверженных пород) превышающие породы излившейся фации (0,036%).

Сиениты — светлоокрашенные полнокристаллические равномернозернистые или порфировидные породы, существенно состоящие из полевых шпатов, бескварцевые.

Состав. Нормальные сиениты состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза и фемического минерала, чаще всего роговой обманки. Щелочные сиениты состоят из щелочного полевого шпата и щенлочого фемического минерала.

Калиевый полевой шпат: ортоклаз, нередко микроклин, часто пертит — в нормальных сиенитах; *натровый ортоклаз, микропертит, альбит* — в щелочных.

Плагиоклаз (в нормальных сиенитах) представлен олигоклазом и андезином.

Амфибол — зеленая роговая обманка — в нормальных сиенитах; щелочные натровые разновидности: *рибекит*, *арфведсонит* и реже бурый баркевикит — в щелочных сиенитах.

Биотит — бурый или зеленовато-бурый.

Пироксен — авгит, иногда диопсид, — в нормальных; натровая разновидность — *эгирин* — в щелочных сиенитах.

Второстепенные минералы: сфен, апатит, рудные минералы иногда, в переходных типах, скудный кварц, в редких случаях — оливин; в щелочных сиенитах к первым трем присоединяются: нефелин, содалит, циркон. Особенно характерен для сиенитов сфен.

Структура. В виду отсутствия кварца и небольшого количества фемических минералов (до 15%) структура пород определяется призматическим характером, особенно в щелочных сиенитах, полевых шпатов — возникает *призматически-зернистая* структура. В пироксеновых сиенитах пироксен обладает идиоморфными очертаниями. Кварц, если он присутствует — ксеноморфен.

Текстура. Иногда в призматически-зернистой массе наблюдается параллельное расположение кристаллов — флюидальная текстура (трахитоидная).

Изменения. При выветривании наблюдаются те же изменения состава, как и в гранитах.

Макроскопия. Сиениты обыкновенно средне- или мелкозернистые породы. Крупнозернистость наблюдается реже, чем в гранитах. Окраска светлая, с оттенками в зависимости от характера полевого шпата: светло-серая и светлозеленовато-серая — плагиоклазовых, красновато-буроватая и желтоватая — в существенно калиполевошпатовых и неоднородная указанных оттенков — в нормальных сиенитах.

Разновидности. Нормальные сиениты подразделяются подобно гранитам: 1) по количественным взаимоотношениям между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом и затем: 2) по фемическим минералам (см. таблицу — приложение II).

Переходные разновидности (см. схему на стр. 167). *Граносиениты* — породы промежуточные в отношении содержания кварца между сиенитами и гранитами. *Сиенито-диориты* — породы промежуточные в отношении количества и характера плагиоклаза между диоритами и сиенитами.

Габбро-сиениты или монцониты — породы, близкие авгитовым сиенитам и отличающиеся от последних: 1) более основным характером плагиоклаза (лабрадор), 2) преобладанием плагиоклаза над ортоклазом и 3) большим количеством фемических минералов (до 25—30%), представленных авгитом в сопровождении биотита, зеленой роговой обманки, а иногда гиперстена и оливина. Структура *монцонитовая*, характеризующаяся идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к ортоклазу. Наиболее типична ассоциация с габбро.

Макроскопически монцонитам свойственна серая окраска, причем полевой шпат выступает в виде светлосерых или зеленоватых толстых таблиц.

Формы залегания. Обычно нормальные сиениты представляют фации в массивах гранитов или габбро. Щелочные сиениты занимают такое же положение по отношению к щелочным породам: нефелиновым сиенитам, эссекситам и щелочным гранитам. Нередко залегание сиенитов в качестве краевых фаций глубинных массивов тех или иных из указанных пород например сиенитовая фация гранитов, умптекитовая фация хибинита (эвдиалитовый нефелиновый сиенит).

Значительно реже сиениты залегают в виде самостоятельных интрузивных тел (штоков, небольших лакколитов) относительно малых размеров, так например сиенитовые массивы Урала занимают площадь в 100—200 $км^2$, известный сиенитовый шток Бьелла в Пьемонте (Италия) — 60 $км^2$. Встречаются также в виде жил.

Отдельность подобна таковой гранитов.

Возраст и распространение. Возраст различен. Известны лакколиты монцонита (Тироль) видимо мезозойского возраста, штоки Урала — палеозойского. Из более древних можно указать сиенитовые фации докембрийских (по В. А. Обручеву) гранитов Западного Забайкалья.

В СССР нормальные сиениты, как самостоятельные геологические тела, известны на Урале (г. Высокая, г. Благодать и др.), на Украине (Житомирский район). В качестве фаций гранитовых и габбровых массивов они встречаются в различных местностях Союза. Щелочные сиениты известны на Кольском полуострове (Хибины), на Урале (Миас — Ильменские горы), на Украине и др.

Заграницей сиениты известны в Саксонии (Плауэн), Италии (Пьемонт), щелочные — особенно часто встречаются на Скандинавском полуострове (в Норвегии, откуда произошел ряд названий — лаурвикит, нордмаркит и др. для недосыщенных щелочных разновидностей).

Генезис. Уже в подгруппе известково-щелочных сиенитов проявляется уклонение от пород нормального ряда (гранитов) в сторону повышения щелочей за счет исчезновения кварца. Поэтому приходится допускать существование каких-то особых условий эволюции вещества расплава нормального состава, приводящих в конечном итоге к образованию типичных щелочных пород недосыщенного ряда. Для объяснения этого процесса предложено несколько гипотез, на которых мы несколько подробнее остановимся ниже при рассмотрении щелочных пород.

Отметим, что тесная геологическая связь сиенитов, в особенности нормального ряда, преимущественно с массивами гранита заслуживает внимания, как указание на существование особых условий кристаллизации расплава — обеднение его кремнекислотой и обогащение щелочами. Значительно реже проявляется связь сиенитов с породами группы габбро, что отражается на меньшем распространении монцонитов. Более резко это явление подчеркнуто в щелочном ряду, где мало типичен парагенезис щелочных габброидных пород и пород нормального габбрового ряда.

Роль в рудообразовании. С нормальными сиенитами связано образование месторождений магнетита, однако генетические условия не вполне выяснены: одни считают, что это — шлиры и обособления крупных масс магнетита, образовавшиеся непосредственно из сиенита в контакте с известняками. Другие предполагают, что эта связь случайна, и массы магнетита образовались независимо от сиенита в результате внедрения особой рудной магмы. Из наиболеекрупных месторождений магнетита, связанных с сиенитами, назовем: в СССР — г. Магнитная и г. Благодать на Урале, заграницей — Кирунаваара в Швеции.

Гипабиссальные и жильные породы группы сиенита

Среди гипабиссальных образований и свиты жил, сопровождающих сиенитовые и некоторые гранитовые массивы, мы встречаем разнообразных представителей как нерасщепленного, так и расщепленного типа.

К породам нерасщепленным относятся — *сиенит-порфиры* и *микросиениты.*

К породам расщепленным — лейкократовые: *сиенитовые аплиты* и *сиенитовые пегматиты*; меланократовые (лампрофиры): *минетты* и *вогезиты.*

Нерасщепленные породы

Сиенит-порфиры и *микросиениты* — светлоокрашенные мелкозернистые или порфировидные гипабиссальные иногда жильные породы, по составу отличающиеся от гранитовых отсутствием кварца. Иногда кварц присутствует в незначительном количестве, в особенности в виде микропегматита. Залегают они в форме мелких штоков, даек и жил. Образуют краевые структурные фации более крупных сиенитовых штоков, лакколитов.

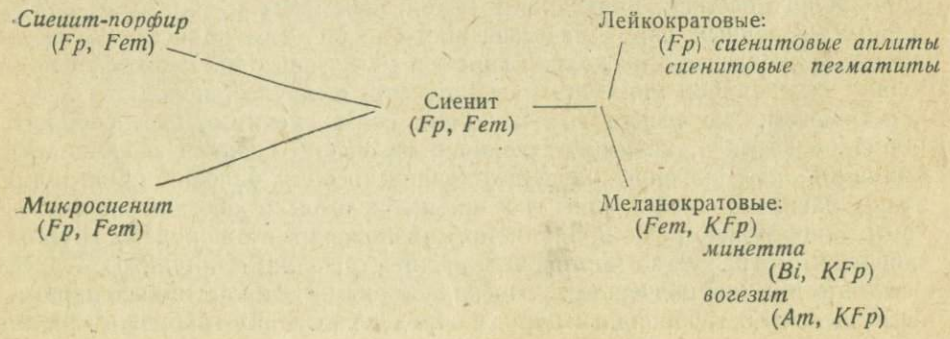
Отсутствие кварца определяет некоторые структурные особенности этих пород. *Ортофировая* структура о. м. возникает при более или менее одновременной кристаллизации щелочного полевого шпата и кислого плагиоклаза, отчего форма зерен изометрично-многогранная. *Трахитовая* структура — когда полевые шпаты образуют длинные лейсты, разбросанные в беспорядке или чаще—расположенные почти взаимно-параллельно (флюидально). *Бостонитовая* структура, когда удлиненные призмочки полевых шпатов не обладают хорошими ограничениями, в особенности конечных граней.

Расщепленные породы

Сиенитовые аплиты и пегматиты. Помимо значительно меньшей распространенности, особенно последние отличаются от гранитовых отсутствием кварца.

Минетта — сиенитовый слюдяной лампрофир. Это — серовато-черная мелкозернистая порода, содержащая обильные черные чешуйки биотита. Встречаются как

Схема гипабиссальных и жильных пород группы сиенита



порфировидные, так и равномернозернистые разновидности. Состав: биотит (он же и в выделениях), ортоклаз, а из второстепенных главным образом рудные минералы. Обычно минетта является сильно разложенной породой и трудно отличимой от диоритовых слюдяных лампрофиров (керсантитов). В выветрелом виде порода приобретает красновато- или желтовато-бурую окраску.

Вогезит — темносерый или зеленовато-серый мелкозернистый или тонкозернистый сиенитовый лампрофир. Состоит из зеленой роговой обманки и ортоклаза, иногда с примесью авгита и плагиоклаза, редко — биотита. В выветрелом виде трудно отличим от спессартита.

Генезис. Условия образования во многом напоминают таковые жильных и гипабиссальных пород групп гранита и диорита. Для данной группы отметим, что аплиты и пегматиты преимущественно встречаются в связи с щелочными сиенитами (насыщенными и ненасыщенными), а для лампрофиров характерна ассоциация с нормальными сиенитами.

Излившиеся породы группы сиенита (трахиты-ортофиры)

Подобно аналогам гранитов излившиеся аналоги сиенита пользуются значительно меньшим распространением (0,036%), нежели глубинные фации. В то же время трахиты по распространенности, как и сиениты по отношению к гранитам, значительно уступают липаритам.

Свежие кайнотипные аналоги сиенитов называются *трахитами*, а выветрелые палеотипные — *ортофирами* (или просто — порфирами).

Термин *трахит* первое время (Гаюи, 1811 г.) употреблялся для обозначения плотных шероховатых на ощупь лав и лишь позднее, когда начали разделять излившиеся породы более дробно, он получил свое современное значение. Как и сиениты, трахиты разделяются на две подгруппы — нормальные и щелочные трахиты.

Определение. *Трахитом* называют порфировую, значительно реже афировую, светлоокрашенную породу, состоящую по большей части из полнокристаллической тонкозернистой о. м., среди которой наблюдаются порфировые выделения кристаллов полевого шпата и иногда фемического минерала. В общем трахиты подобны липаритам с тем отличием, что они не содержат кварца и для о. м. их более характерна полнокристалличность.

Состав. Полнокристаллическая о. м. состоит в трахитах из щелочного полевого шпата, кислого плагиоклаза, биотита, роговой обманки и редко пироксена.

Калиевый полевой шпат — свежий стеклянно-прозрачный, называемый *санидином*, обычен в трахитах (в ортофирах — *ортоклаз*).

Плагиоклаз — обычно олигоклаз.

Роговая обманка, встречающаяся реже биотита, представлена зеленой разновидностью.

Порфировые выделения принадлежат главным образом санидину, одному или вместе со средним (андезит) или даже основным пироксеном (диопсид, гиперстен). Наиболее основной плагиоклаз встречается в пироксеновых разновидностях.

Структура породы в большинстве случаев порфировая. Структуры о. м. преимущественно полнокристаллические: *ортофировая, трахитовая, витрофировая.*

Текстура. При трахитовой и витрофировой структурах весьма распространена флюидальная текстура.

Макроскопия. Среди макроскопически плотной о. м. трахитов обращают внимание стеклянно-прозрачные порфировые выделения таблитча-

тых кристаллов санидина, нередко располагающихся согласно направлению флюидальной текстуры о. м. (макроскопически неразличимой). В порфирах санидин выветрел и перешел в красноватый или буроватый ортоклаз. Прочие порфировые выделения — белые таблитчатые кристаллы плагиоклаза, черные гексагональные чешуйки биотита, удлиненно-призматические черные кристаллы амфибола и коротко-призматические пироксена.

Окраска породы, определяемая окраской о. м., — светлосерая (пепельно-серая), желтоватая или красноватая и буроватая. Излом шероховатый или плотный.

Разновидности. Нормальные трахиты и ортофиры разделяются по характеру фемического минерала.

Кератофиры. Отличаются от кварцевых кератофиров отсутствием кварца.

Изменения. Изменения трахитов при выветривании выражается в помутнении санидина, порфировых выделений и о. м. в результате образования вторичных глинистых продуктов. Плагиоклаз основной массы подвергается серицитизации, а порфировых выделений — соссюритизации, фемические минералы хлоритизируются. Порода постепенно приобретает все более и более отчетливую красноватую и буроватую окраску.

Щелочные трахиты и порфиры характеризуются при отсутствии плагиоклаза содержанием щелочного полевого шпата (санидин, ортоклаз, альбит), щелочных фемических минералов (амфиболы и пироксены), иногда с незначительной примесью фельдшпатидов (содалит, нозеан, гаюин).

Переходные разновидности. *Трахилипариты* — аналоги граносиенитов.

Трахиандезиты — эффузивные аналоги некоторых бедных пироксеном монцонитов. Макроскопически они похожи на андезиты, а по геологическим ассоциациям тесно связаны с трахитами, нередко образуя потоки, подстилающие трахитовые лавы.

Трахидолериты — эффузивные аналоги более богатых пироксеном монцонитов и отчасти эссекситов.

Формы залегания — потоки и покровы. Порфиры также встречаются в виде жил в краевых частях даек и мелких интрузивных тел. Известны трахилипаритовые купола (окрестности Пятигорска на Северном Кавказе). Гиалотрахиты образуют корки лавовых потоков.

Отдельность. Часто встречается плитчатая отдельность.

Возраст и распространение. Возраст трахитов и ортофиров различный, причем типичные свежие трахиты встречаются лишь в новых вулканических областях, так как санидин сравнительно легко и быстро изменяется под влиянием атмосферных агентов.

В СССР трахиты встречаются редко и наиболее широко распространены на Кавказе как в виде излияний (оз. Гокча, окрестности Эривани и др.), так и в форме лакколитоподобных тел (окрестности Пятигорска). Известны они также в Забайкалье и Дальне-Восточном крае. Ортофиры известны в древних складчатых областях вдоль южной окраины Азиатской части СССР, в Центральном Кавказе и на Украине. На Урале (г. Магнитная) и на южном берегу Крыма встречены кератофиры.

Заграницей трахиты известны в Италии, Австрии, Венгрии, США. Ортофиры довольно часто встречаются в южной Германии, Франции и Швеции.

Генезис. Различные виды трахитов образуются при излияниях магмы, претерпевшей соответствующие местные изменения состава. Мы уже видели например, что разновидности трахитов (трахидолериты), связанные генетически с изменениями расплава габбрового типа, в своем составе и в особенности в порфировых выделениях отвечают исходному

типу (лабрадор, пироксен), в то время как кислый остаток (о. м.) содержит такие минералы, как ортоклаз. Поэтому естественны геологические ассоциации трахитовых лав и лав ортоклазового базальта. В свою очередь щелочные трахиты, содержащие иногда примесь фельдшпатидов (недосыщенных минералов), нередко встречаются либо вместе с кислыми щелочными эффузивными породами — аналогами щелочных гранитов, либо с типичными фельдшпатидсодержащими лавами, как например фонолитами.

Применение. Афировые или почти афировые плотные трахиты с успехом используются для строительных целей, а также находят применение, как кислотоупорный материал (трахиты г. Бештау на Кавказе).

Породы щелочного недосыщенного ряда

Закончив описание пород нормального ряда и пород переходных к щелочному ряду, мы перейдем к рассмотрению сравнительно редких пород, принадлежащих последнему.

Уже в нормальных сиенитах мы встретились с относительно повышенным содержанием щелочей по сравнению с близкими к ним породами нормального ряда — гранитами и тем более диоритами. При дальнейшем повышении содержания щелочных молекул (главным образом натровой) в магматическом расплаве щелочи входят также и в состав фемических минералов — возникают щелочные сиениты. Если количество щелочей становится настолько значительным, что уже возникает недостаток кремнекислоты для их насыщения, то образуются недосыщенные алюмосиликаты (фельдшпатиды) — минералы, характерные для полевошпато-фельдшпатидовых и даже чисто фельдшпатидовых пород. Как видно из схемы, помещенной на стр. 167, а также из предшествовавшего изложения, в щелочном недосыщенном кремнекислотой ряду намечаются две главнейшие группы: *сиенитоидные* и *габброидные* породы. Первые встречаются более часто и нередко образуют крупные массивы (Хибины — на Кольском полуострове, Ильменские горы — на Южном Урале). Внутри каждой из намеченных групп следует различать породы, частично не-

Таблица 28

Разделение недосыщенных щелочных пород на группы

	Пол вошпато-фельдшпатидовые		Фельдшпатидовые	
	с нефелином	с лейцитом	с нефелином	с лейцитом
Сиенитоиды	Нефелиновые сиениты	Лейцитовый сиенит	Уртит	Фергусит (*Lc* — 65%)
Габброиды	Шонкинит Тералит		Бекинкинит (75% титан-авгита) Ийолит (50% эгирин-авгита	Миссурит *Fem* — 75% (50% — авгит)

досыщенные кремнекислотой — полевошпатово-фельдшпатидовые и типичные недосыщенные — фельдшпатидовые (бесполевошпатовые).

Группа сиенитоидных пород характеризуется резким преобладанием салических минералов над фемическими — это породы светлоокрашенные. Наоборот габброиды — темные породы, содержащие фемические минералы в количестве 50% и более.

При описании пород рассматриваемой группы мы остановимся лишь на главнейших представителях их. При этом группе сиенитоидов уделим несколько большее внимание, учитывая нахождение их в виде крупных массивов в СССР и крупное значение для народного хозяйства. В отношении же остальных представителей этой группы ограничимся данными, приведенными в табл. 28.

Группа фельдшпатидовых сиенитов-фонолитов

Глубинные породы

Наиболее типичные и распространенные представители глубинной фации описываемой группы — нефелиновые сиениты.

Определение. *Нефелиновые сиениты* представляют собой светлоокрашенные полнокристаллически зернистые от средне- до крупнозернистых полевошпато-фельдшпатидовые породы. Они характеризуются содержанием главным образом щелочного полевого шпата и фельдшпатида с небольшим количеством щелочного фемического минерала.

Состав. Щелочной полевой шпат представлен *ортоклазом*, *микроклином* или *альбитом*. Нередко при совместном нахождении K и Na полевых шпатов образуются микропертитовые и пертитовые прорастания.

Фельдшпатиды представлены главным образом: *нефелином*, реже *лейцитом* и другими. Нефелин редко встречается в совершенно свежем виде; для него обычна некоторая разложенность. Он образует или неправильные или нередко плохо ограниченные, но отчетливо короткопризматические зерна. Лейцит обычно встречается в виде псевдолейцита, т. е. псевдоморфоз по лейциту, образованных смесью нефелина, ортоклаза и анальцима (цеолит).

Фемические минералы — железистый *биотит*; так называемый лепидомелан, резко плеохроирующий, *роговая обманка* — синезеленая (арфведсонит), реже бурая (баркевикит), *пироксен* — игольчатый или длиннопризматический эгирин и эгирин-авгит, реже титан-авгит и диопсид с каймами эгирина. В качестве фемических иногда появляются (характерны для некоторых нефелиновых сиенитов) редкоземельные титано-цирконо-силикаты.

Отметим присутствие сфена, иногда в количествах переходящих за границы примеси, а также первичного кальцита, что имеет важное генетическое значение.

Структура. Структура нефелиновых сиенитов часто приближается к аллотриоморфной. Из фемических наиболее идиоморфен биотит. Щелочные амфиболы и пироксены частью образуют мелкие идиоморфные игольчатые кристаллы, включенные в салических минералах, частью же, выделяясь одновременно с последними, приобретают неправильную форму и даже отчетливо ксеноморфны.

Текстура. Для некоторых нефелиновых сиенитов характерна *гнейсовидная* или *полосчатая* текстура, указывающие на кристаллизацию их в условиях одностороннего давления. Особенно отчетливы эти текстуры в периферической зоне. Также различают: *гранитоидную* текстуру (гранитоидный тип пород) с равномерным расположением составных частей и *трахитоидную*, когда плоские таблитчатые кристаллы полевого шпата расположены более или менее параллельно.

Макроскопия. Макроскопически нефелиновые сиениты представляют собой то средне-, то крупнозернистые породы, в которых среди белой светлосерой и буроватой массы полевошпатовых и нефелиновых зерен отчетливо выделяются идиоморфные чешуйки черного биотита и нередко ксеноморфные зерна черных щелочных амфиболов и пироксенов. Сфен — в виде желтовато-бурых зерен и кристаллов. Нередко белый или прозрачный нефелин становится при выветривании мутным и белесоватым — переходит в так называемый *элеолит*, почему вместо названия нефелиновый употребляют — элеолитовый сиенит.

Своеобразна оспенная поверхность выветрелых нефелиновых сиенитов. Нефелин (элеолит) выщелачивается легче полевых шпатов, поэтому на месте его зерен при выветривании образуются углубления (оспины) с характерной шероховатой серой поверхностью дна углублений.

Разновидности нефелинового сиенита получают название в зависимости от фемического минерала.

Миаскит или биотитовый нефелиновый сиенит.

Фойяит — роговообманковый или пироксеновый нефелиновый сиенит, иногда с биотитом. Характерна трахитоидная текстура (по Брёггеру).

Хибинит или эгириновый нефелиновый сиенит гранитоидной текстуры. Характерна крупнозернистость.

Луяврит — то же по составу, но обладает трахитоидной текстурой. Более мелкозернист по сравнению с хибинитом.

Относительно слабо распространены: *лейцитовый* (точнее псевдолейцитовый) и *содалитовый* сиениты.

Разновидности чисто фельдшпатидовых сиенитов характеризуются полным отсутствием полевых шпатов. Это подобно сиенитам лейкократовые породы.

Уртит — состоит из нефелина (82—85%), эгирина (12—16%), апатита и сфена. Иногда сфен весьма обилен и менее идиоморфен, нежели нефелин.

Фергусит — содержит около 65% псевдолейцита, остальные: диопсид, апатит, рудные минералы.

Формы залегания. Нефелиновые сиениты, тесно связанные с щелочными гранитами и сиенитами, образуют небольшие интрузивные тела, редко достигающие столь значительных размеров, как мы это наблюдаем в Хибинах. Хибинский массив — первый в мире по размерам среди щелочных фельдшпатидовых массивов.

Типичные фельдшпатидовые породы (уртит и др.) встречаются в виде обособлений и отдельных зон в массивах нефелиновых сиенитов.

Иногда нефелиновые сиениты образуются в контакте гранитов с известняками (Канада, Бутогольский голец в Саянах).

Отдельность — параллелопипедальная, неправильно глыбовая, иногда пластоватая.

Возраст и распространение. Известные массивы нефелиновых сиенитов имеют древний возраст, располагаясь либо в древнекристаллической толще (Украина), либо среди палеозойских отложений (Южный Урал). Хибинский массив имеет последевонский возраст. Заграницей известны третичные нефелиновые сиениты (Арканзас, США).

В СССР известен ряд пунктов нахождения нефелиновых сиенитов. Два крупнейшие Хибинские массива хибинита и луяврита заключают в себе и ряд других разновидностей в том числе уртит и некоторые базальтоидные типы (ийолит и др.).

Хибинский лакколит имеет в общем концентрическое строение; в центральной части развиты преимущественно эгириновые разновидности с подчиненными участками роговообманковых и биотитовых, затем следует зона хибинитов, частью луявритового характера, и наконец наружная узкая кайма умптекита.

Миаскит слагает крупные массивы в Ильменских и Вишневых горах на Южном Урале.

Нефелиновые сиениты известны также на Украине, Туркестане (верховья р. Зеравшан), в Тянь-Шане и других районах. Лейцитовые сиениты встречены на Кольском полуострове.

Заграницей наиболее крупные массивы нефелиновых сиенитов известны: в Норвегии (окрестности Осло), Испании и Португалии (Пиренеи), в Канаде и др.

Генезис. Описывая щелочные сиениты и нефелиновые сиениты, мы указывали на некоторые особые условия, вызывающие в магматическом расплаве понижение кислотности (десиликация) и тем самым повышение щелочности пород. Вопрос о генезисе этих своеобразных пород привлекал внимание многих петрологов. До сих пор нельзя считать его разрешенным. Остановимся на некоторых особенностях условий нахождения и состава фельдшпатидовых пород.

Весьма характерным является тот факт, что фельдшпатидовые сиениты приурочены к областям развития гранитов. Связь с последними намечается с одной стороны в виде постепенных переходов: щелочной гранит — щелочной сиенит — нефелиновый сиенит — фельдшпатидовый сиенит. С другой стороны — нефелиновые сиениты встречены, как указывалось, в виде контактовой фации гранитов, соприкасающихся с известняками (Канада; Ботогольский голец).

По своему химизму фельшпатитовые породы являются породами *ультраосновными* (недостаток кремнекислоты — отсутствие кварца и присутствие ненасыщенных силикатов) и в то же время наиболее *щелочными* из всех известных изверженных пород. Одновременно в состав некоторых минералов этих пород входят типичные минерализаторы (фтор, водород) и другие магматические газы, иногда концентрирующиеся в значительном количестве, каковы CO_2, H_2S, SO_3, Cl (минералы группы содалита).

Минералогические особенности перечисленных щелочных пород выражаются в отсутствии кварца, образовании ненасыщенных алюмосиликатов (фельдшпатидов), щелочных пироксенов и амфиболов и титансодержащих биотита и пироксена. Типично присутствие кальциевых соединений: сфена и даже первичного кальцита, причем содержание последнего иногда в миаските доходит до 4,5%.

Различные авторы при объяснении генезиса щелочных пород придавали преобладающее значение тому или иному из характерных признаков.

Дэли, основываясь на образовании нефелиновых сиенитов в контактах гранитов и известняков или ассоциации известняков и щелочных пород, пришел к убеждению, что указанные породы обязаны своим происхождением ассимиляции (освоению) известняков гранитами. При этом происходит обеднение вновь образующихся пород кремнекислотой (десиликация), при одновременном обогащении известью.

Боуэн объясняет возникновение щелочных пород дифференциацией магмы в особых условиях.

Смис (Smyth), отмечая богатство щелочных пород редкими элементами и минерализаторами и проводя аналогию с пневматолитовыми обра-

зованиями гранитового типа (пегматитами), придает большое значение действию минерализаторов. Важным моментов в образовании щелочных пород (особые условия) является возникновение их в районах, не захваченных горообразовательными тангенциальными движениями. Относительная тектоническая устойчивость этих районов, не нарушающая физических условий кристаллизации, способствует дифференциации магмы и образованию щелочных пород.

Из *особенностей* строения массивов нефелиновых сиенитов отметим непостоянство их по составу и структуре, что безспорно стоит в тесной связи с крупной ролью минерализаторов и с неравномерным распределением последних в массе первоначально кислого и вязкого расплава.

Роль в рудообразовании. Нефелиновые сиениты концентрируют в своих массивах (особенно в крупнозернистой глубинной и в пегматитовой фациях) весьма важные для современной промышленности редкоземельные элементы, апатит, [1] ванадий в некоторых эгиринах. Мировое месторождение апатита Кукисвумчорр в Хибинах представляет в своей массе эгириновый нефелиновый сиенит, содержащий 20—50% апатита. Апатит образует местные скопления в виде полос и шлиров. Эгирин содержит в себе окись ванадия.

Массив нефелинового сиенита на Ботогольском гольце (Восточно-Сибирский край) содержит ценные месторождения тонкочешуйчатого графита, в настоящее время разрабатываемые.

Применение. Сами по себе нефелиновые сиениты в наиболее лейкократовых разновидностях представляют ценное керамическое сырье. Запасы их неизмеримо больше запасов пегматитовых жил, из которых до настоящего времени извлекается полевой шпат для нужд керамической промышленности.

Кроме керамического производства нефелин находит применение при дублении кож, для получения жидкого стекла и др.

Гипабиссальные и жильные породы

Гипабиссальные — нефелиновые сиенит-порфиры и микросиениты. Жильные — нефелиновые аплиты, пегматиты и тингуаиты (лампрофиры).

Нефелиновые пегматиты встречаются чаще прочих и имеют неизмеримо большее значение, так как в них концентрируются редкоземельные титано- и цирконо-силикаты. Это — грубозернистые породы, состоящие из нефелина (элеолита), нередко содалита и щелочного полевого шпата с примесью эгирина, биотита и титано-цирконо-силикатов. Образуют шлиры и жилы в сиенитах и вмещающих породах. По своему характеру близки к некоторым крупнозернистым разностям нефелиновых сиенитов.

Излившиеся породы (фонолиты)

Излившиеся породы группы нефелинового сиенита пользуются несколько большим распространением (0,048%), нежели глубинная фация (0,024%). Термин *фонолит* означает звонкий камень, так как эта плотная порода звенит при ударе молотком.

---

[1] Фтор-апатит, что является лишним доказательством родства нефелиновых сиенитов с гранитами, а не с более основными породами. Апатиты, содержащие фтор, характерны для кислых пегматитов, тогда как апатит габбровых пород является хлор-апатитом.

Существует много звонких пород, особенно метаморфических, потому это название нельзя признать удачным. Фонолиты — кайнотипные разновидности, а нефелиновые (элеолитовые) порфиры — палеотипные.

Определение. *Фонолит* — светлоокрашенная плотная, обычно неотчетливо порфировая или вовсе афировая порода, отличающаяся по составу от щелочного трахита присутствием фельдшпатидов в качестве главных породообразующих минералов. Мелкие порфировые выделения принадлежат санидину и нефелину, редко также скудным щелочным фемическим минералам и минералам группы содалита (содалит, нозеан, гаюин).

Структура. В породах богатых полевым шпатам, лейсты которого обычно располагаются флюидально, имеет место *трахитоидная* структура. В породах существенно нефелиновых, когда преобладают идиоморфные прямоугольные короткопризматические разрезы нефелина, структура *нефелинитоидная*. Нередко наблюдается в одной породе чередование участков различных структур.

Макроскопия. Окраска пород определяется окраской о. м. Она преимущественно зеленоватая, серая, темносерая и желтовато-бурая. Порфировые выделения мелки и немногочисленны.

Разновидности. *Фонолит* характеризуется присутствием нефелина, как представителя фельдшпатидов.

Лейцитовый фонолит отличается от обычного фонолита тем, что вместо нефелина в нем присутствует лейцит как в о. м., так и в порфировых выделениях.

Лейцитофир характеризуется значительным преобладанием лейцита над полевым шпатом, а также присутствием в заметном количестве и в порфировых выделениях и в о. м. гаюина, нозеана и меланита (гранат).

Кроме того существуют разновидности, переходные к щелочным трахитам, трахидолеритам и тефритам.

Фонолитовые стекла встречаются редко.

Форма залегания. Потоки, покровы, купола, жилы.

Отдельность. Часто тонкоплитчатая, редко — призматическая.

Возраст и распространение. Наиболее древние известные нам фонолитовые лавы имеют каменноугольный возраст (Бразилия). Наиболее юные изливаются до настоящего времени (Сардиния, Восточная Африка и др.).

В СССР фонолиты неизвестны. Нозеановый фонолит (таймырит) встречен на Таймырском полуострове в Сибири.

Заграницей фонолиты известны в Германии, Франции, в Восточной Африке, в Бразилии и др.

Генезис. Являясь производными обогащенных щелочами глубинных фаций магматических очагов, фонолиты еще более резко подчеркивают особенности исходного расплава. Рассматривая генезис излившихся пород, мы видели, что в порфировых выделениях нередко фиксируется более основной характер кристаллов начальных глубинных моментов кристаллизации. В фонолитах, как полевошпато-фельдшпатидовых породах, порфировые выделения нередко подчеркивают щелочной характер магматического расплава, будучи представлены не только щелочным полевым шпатом и щелочными фемическими минералами, но также и фельдшпатидами.

Подобно глубинным представителям, фонолиты в своих геологических ассоциациях с щелочными трахитами, трахидолеритами, тефритами и др. указывают на этапы в развитии обогащенного щелочами магматического очага.

Применение. Фонолиты, благодаря своей плитчатой отдельности, иногда употребляются в качестве сырья для кровельной черепицы, покрытия полов и т. д.

Группа щелочных габброидных пород

По подсчетам для материка Северной Америки породы этой группы пользуются в глубинной фации несколько большим распространением (0,09%), а в излившейся меньшим (0,02%), нежели породы предыдущей группы. Подобно последней описываемую группу можно подразделить на две подгруппы — полевошпато-фельдшпатидовые и фельдшпатидовые габброидные породы и их излившиеся аналоги (см. схему, стр. 167).

Глубинные породы (щелочные габброиды)

Главнейшими представителями полевошпатово-фельдшпатидовой подгруппы являются *шонкиниты* и *тералиты*, представителями фельдшпатидовой — *миссурит*, *ийолит*. Общим признаком для них является высокое содержание фемических минералов нередко до решительного преобладания над салическими, что макроскопически выражается в темной окраске.

Среди чисто *фельдшпатидовых габброидов* различают нефелиновые и лейцитовые разности (см. табл. 28).

Макроскопия. Это преимущественно темносерые (шонкиниты до серых) среднезернистые породы базальтового типа. В тералитах выделяются идиоморфные короткостолбчатые черные кристаллы пироксена и светлосерые таблитчатые — плагиоклаза. Нефелин — в виде неправильных зерен и редко коротких прямоугольников (среди полевошпатовой массы).

Формы залегания. Шонкиниты образуют мелкие штоки обычно в связи с другими щелочными породами, чаще всего фельдшпатидовыми сиенитами. Встречаются в краевых фациях последних, в шлирах среди монцонитов. В свою очередь сами шонкиниты при самостоятельном залегании дают краевые фации типа пироксенитов и щелочных сиенитов.

Тералиты либо образуют мелкие интрузивные тела в связи с фойяитами, либо залегают в виде жил и шлиров среди фойяитов, или монцонитов. В краевых фациях тералитов встречаются щелочные перидотиты и пироксениты.

Распространение. В СССР шонкиниты и тералиты встречены на Кольском полуострове.

Генезис. Как уже было подчеркнуто выше, в противоположность фельдшпатидовым сиенитам, обнаруживающим тесную связь с щелочными кислыми породами, фельдшпатидовые габброиды таковой с соответствующими породами нормального ряда (т. е. габбро) не обнаруживают. Более отчетливо намечается связь габброидов через эссекситы с нефелиновыми сиенитами, т. е. по линии типичного щелочного (недосыщенного) ряда. Данных по генезису щелочных габброидов еще мало, но видимо эти породы представляют собой наиболее глубокие части диференцированных щелочных массивов.

Гипабиссальные и жильные породы

Гипабиссальные (тешениты, шонкинит-порфириты, ийолит-порфиры) и жильные породы (лампрофиры: камптониты, мончикиты) редки и на характеристике их мы останавливаться не будем.

Излившиеся породы (щелочные базальтоиды)

Соответственно подразделению щелочных габброидных пород излившиеся аналоги их, щелочные базальтоиды, разделяются на две главные подгруппы: полевошпато-фельдшпатидовые базальты и фельдшпатидовые базальты.

К первой подгруппе относятся тефриты и базаниты, ко второй — нефелиновые и лейцитовые базальты. Из прочих отметим лимбургиты и авгититы.

Аналогично нормальным базальтам щелочные базальтоиды разделяются на безоливиновые (тефриты, безоливиновые лейцитовый и нефелиновый базальты) и оливиновые (базаниты, лейцитовые и нефелиновые базаниты).

Макроскопия. Породы эти преимущественно темноокрашены: серого, темносерого цвета, до черных (лимбургиты, авгититы). Нередко в лейцитовых разновидностях обращают внимание округленные (шарообразные) порфировые выделения лейцита.

Распространение. В СССР нефелиниты и гаюиновые базальты известны в Хибинах, а лимбургиты — на Украине (Мариупольский район). Заграницей щелочные базальтоиды особенно широко распространены в Восточной Африке.

По условиям залегания лимбургиты и авгититы тесно связаны с меланократовыми представителями базальтоидных пород — базанитами и тефритами.

Заграницей лимбургиты и авгититы встречены в Германии (Кайзерштуль-Лимбург), в восточной Африке (Килиманджаро, о-ва Зеленого мыса и др.), в Ю. Америке (Венецуэла), о. Мадагаскар и т. д.

Несиликатовые изверженные породы

Кроме перечисленных силикатовых изверженных пород существуют, правда исключительно редко, образования почти или совершенно лишенные силикатов. С подобными образованиями космического происхождения мы уже познакомились из рассмотрения метеоритов. В литосфере мы встречаем два главных типа подобных пород: 1) рудный тип — *магматические магнетиты* и *сульфидные руды* (главным образом, пирротин), 2) карбонатный тип — магматические *карбонатиты*.

Среди *магматических магнетитов* различают:

а) Магнетиты, связанные с сиенитами. Это почти чисто магнетитовые образования, содержащие в виде незначительной примеси силикаты (амфибол, пироксен), сульфиды (пирит, халькопирит), а в виде характерной примеси фтор-апатит.

б) Магнетиты, связанные с габбро-норитами. В них встречается примесь *силикатов*: пироксен, амфибол, оливин, редко основной плагиоклаз, *окислов*: шпинель и корунд, *сульфидов*: пирит, пирротин, халькопирит. Характерна ассоциация с хлор-апатитом. Не менее характерно присутствие титана, образующего в соединении с железом ильменит, закономерно прорастающий магнетит.

Обе разновидности генетически представляют собой обособившуюся при кристаллизации силикатной магмы часть расплава, которая до своего застывания была выжата воздействием орогенических напряжений в вышележащие породы. Отсюда и штокообразные формы залегания и характер воздействия на вмещающие породы (обжиг), и образование порфировидных структур (магнетитовые порфириты) и флюидальной текстуры.

Магматические магнетиты, связанные с сиенитами, встречены в СССР на Урале: г. Благодать. Заграницей — в Швеции: знаменитые месторождения Кирунаваара и Люоссаваара.

Магматические сульфидные руды

Магматические сульфидные руды, обычно связанные с норитами, отличаются от магнетитовых большей легкоподвижностью, напоминаю-

щей пегматитовые расплавы. Это следует объяснить значительным содержанием минерализаторов (сероводород).

Характерным минералом является *магнитный колчедан* (пирротин). Примеси: пентландит, халькопирит, пирит и различные силикаты.

Залегают сульфидные руды в виде интрузивных линзообразных залежей, а также тонких инъекций. В СССР встречены на Урале (Халатинское, Зюзельское и др. месторождения Соймоновской долины). Из заграничных отметим знаменитое испанское месторождение сульфидов в Рио-Тинто, также Сулительма и Рёрос в Норвегии.

Встречаются месторождения, которые образовались в процессе магматической диференциации и не содержат признаков обогащения минерализаторами. Они представляют мощные скопления в глубоких частях норитовых массивов (Сёдбери в Канаде).

Карбонатиты

В окрестностях Осло (область Фен) в Норвегии встречены зернистые карбонатовные породы, залегающие в тесной связи с нефелиновыми сиенитами. Они образуют жилы и небольшие интрузивные массивы. Состоят преимущественно из *кальцита*, частью превращенного в доломит и сидерит, и в качестве примеси: щелочного полевого шпата, щелочных амфиболов и пироксенов, слюды, сфена. Часто встречается фтор-апатит.

Вулканические туфы

Образование лав (излившиеся породы) при извержениях вулканов сопровождается выбросами и отложением разрыхленных продуктов, состоящих как из обломков пород вулканического жерла, так и распыленного магматического материала (пепла, бомб и др.). Эти рыхлые образования, генетически тесно связанные с излившимися изверженными породами, прежде чем превратиться в плотные породы, проходят стадию уплотнения и цементации — стадию изменений, характерных для генезиса осадочных пород. Поэтому, ограничившись здесь лишь кратким указанием на эти образования, описание, возникающих из них плотных пород, называемых *туфами*, мы отнесем в отдел осадочных пород.

Глава 11.

Происхождение изверженных пород

Ознакомившись с изверженными породами во всем разнообразии их как в отношении состава, так и фаций, остановимся на некоторых особенностях их соотношений и распределения.

Родство изверженных пород

При детальном изучении комплекса изверженных пород в отдельных областях обнаруживается, что отдельные члены этого комплекса, связанные между собой во времени и пространстве, обладают некоторыми общими чертами химического и минералогического характера. Эта общность и выдержанность свойств названа американским петрологом Ид-

дингсом *кровным родством*. Так в некоторых комплексах нормального ряда (гранит-перидотит) выступает пересыщение кремнекислотой, выражающееся в присутствии кварца не только в кислых членах ряда, но и в основных (кварцевое габбро). В других случаях красной нитью проходит присутствие какого-либо характерного минерала, например анортоклаза или гиперстена. Пример отчетливо выраженного постоянства присутствия гиперстена в глубинных породах (от гранита до норита) мы встречаем в Подолии (Украина), в излившихся породах — на Кавказе и в Закавказье.

Возникновение родственных групп изверженных пород зависит не только от особенностей магматического расплава, из которого они кристаллизовались, но в неменьшей степени также и от условий, в которых происходила эволюция кристаллизующейся массы, в частности от геотектонических процессов. Еще Бекке ввел два типа пород — атлантический (щелочной) и тихоокеанский (известково-щелочной — субщелочной). Несмотря на некоторую нечеткость разграничения этих типов по составу вследствие наличия постепенных переходов, все же это разграничение отражает некоторые противоположные отношения типичных представителей по химическим, минералогическим и геотектоническим признакам.

Петрографические провинции и периоды

Благодаря «кровному родству» пород, как мы видим, возникает определенная группировка их в пространстве и времени. Джедд (1866 г.) географическое распространение родственной группы пород назвал *петрографической провинцией*. Харкер определяет это понятие как «более или менее отчетливо выраженную область, внутри которой изверженные породы, принадлежащие к данному периоду магматической деятельности, представляют некоторые общие черты петрографического характера, прослеживающиеся через все их разнообразие, и в крайнем случае неясны только в некоторых из наиболее крайних членов комплекса».

Понятие *петрографический период* заключает в себе представление о распространении родственных групп во времени. Оно имеет крупное значение, помогая разбираться в отношениях, нередко встречающихся в одной и той же петрографической провинции пород различных типов. Так например вскоре после выделения тихоокеанской известково-щелочной провинции на ее территории начали обнаруживать «исключения» в виде щелочных пород. То же произошло и с атлантической провинцией Америки. Позднее, когда оказалось, что во времени эти образования различны, географический термин был отброшен и оставлены рациональные названия известково-щелочной и щелочной (нормальный) типы.

Чередование в геотектонической истории литосферы периодов активности и относительного покоя находит себе (до известной степени) отражение в петрографических периодах. При этом моменты интрузий и излияний изверженных пород более или менее близко совпадают с моментами максимальной интенсивности движений в земной коре.

Вначале для перемещаемых из магматического очага масс наблюдается близость составов глубинной и излившейся фаций. Излияния, начинаясь в целом ряде случаев с более основных пород, кончаются более кислыми. Так например в основании вулкана Мауна-Кеа на Гавайских островах наблюдаются потоки оливинового базальта, выше лежат потоки

безоливиновых базальтов и авгитовых андезитов, а вершина сложена трахидолеритовыми лавами. В иных случаях ряд продолжается до наиболее кислых липаритовых лав.

С другой стороны — в идеальных глубинных массивах периферическая зона представлена гранитами, которые вглубь постепенно и последовательно сменяются диоритами, габбро и ультраосновными породами, как мы видели на примере Северо-уральских массивов.

В областях нескладчатых внедрение магмы в период радиальных дислокаций вызывает, как следствие, мощные излияния лав по зонам крупных разломов. Весьма характерно то, что наиболее мощные покровы, изливавшиеся в течение длительного периода, слабо диференцированы — они представлены главным образом базальтами, частью андезитами, как мы видели на примере Декканского плоскогорья, Северо-сибирских траппов и т. д. Более кислые породы, если и встречаются, то относятся к иному петрографическому периоду и не пользуются столь широким распространением.

По исследованиям Дэли выясняется трудность решения в большинстве случаев вопроса о нормальной последовательности излияний. В процессе эволюции литосферы естественно ожидать возникновения различных факторов, нарушающих нормальное течение процесса образования изверженных пород. Так например Дэли приводит последовательность излияний от среднего плиоцена до настоящего времени в районе Мон-д'ор (Овернь, Франция).

1. Фонолит
2. Риолит
3. Базальт
4. Андезит и базальт
5. Кислые туфы
6. Кислый андезит и трахит
7. Авгитовый андезит и тефрит
8. Фонолит
9. Плато-базальты
10. Базальты

Как видно из перечня, никакой закономерности в этой последовательности нет. Генетическое значение резких уклонений не выяснено.

На основании изучения обширного петрологического материала Дэли указывает, что при прерывании последовательности излияний обычно появление так сказать постоянных типов — базальта и риолита. В последнем обстоятельстве, как мы увидим далее, заключается существенное петрогенетическое значение.

Гипотезы

Еще в домикроскопический период петрологии исследователи обратили внимание на присутствие среди изверженных пород резко расходящихся по составу типов. Так как и сами породы и геологические ассоциации их еще были слабо изучены, а условия кристаллизации силикатных расплавов не исследованы, то естественно возникли предположения о наличии нескольких самостоятельных магм, при смешении которых образовались промежуточные магмы, а из последних — породы. Сюда относится предположение Бунзена (1857 г.) о существовании (применительно к Исландии) пироксенитовой и трахитовой магм. Но уже Дюроше (1857 г.) была высказана гипотеза о существовании единой первичной магмы, которая в процессе эволюции распадается на ряд производных магм. Совокупность явлений, приводящих к подобному разделению, или расщеплению, была названа *диференциацией* магмы. Затем обращено

внимание на значение сплавления магмы с различными горными породами, в которые она внедрялась, т. е. на процесс так называемой *ассимиляции* (освоения).

В позднейшее время намечаются два течения. Одно, основывающееся на том, что с архейского времени существует резкое разграничение пород гранит-липаритовой и габбро-базальтовой групп, признает существование двух магм: гранитовой (кислой) и базальтовой (основной). В СССР этой точки зрения придерживается акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

Второе течение основывается на существовании единой магмы, в процессе дифференциации которой возникают разнообразные изверженные горные породы. Последнее допущение, не отделяющее резко первичную магму от производных ее, является более жизненным. Существование единой жидкой магмы (базальтовой) признают американские петрологи Дэли и Боуэн. В СССР их точку зрения разделяет проф. А. Н. Заварицкий.

Теории дифференциации

Поскольку процесс дифференциации происходит на глубинах, недоступных нашим непосредственным наблюдениям, постольку исследователю приходится строить свои гипотезы на основании косвенных данных. Эти данные получают из наблюдений над уже образовавшимися горными породами — либопоявляющимися на земной поверхности в естественных обнажениях, либо вскрываемыми в искусственных выработках.

Существует два главных направления для объяснения течения процесса дифференциации. Одни исследователи (Фогт, Левинсон-Лессинг) считают, что наибольшее значение имеет разделение магмы при температурах выше начала кристаллизации наиболее тугоплавких ее компонентов при так называемой *магматической* дифференциации.

Другие считают, что разделение магмы на твердую и жидкую фазы происходит при температурах, близких или соответствующих начальной стадии кристаллизации. Это теория *кристаллизационной* дифференциации.

Магматическая дифференциация

Эта теория основана на существовании в раздельном состоянии двух жидких несмешивающихся фаз, подобно эмульсии масел в воде, или разделению (ликвации) на два слоя металлических сплавов или смесей тяжелых и легких жидкостей. Однако в подавляющем большинстве случаев это положение, выражающееся в наличии достаточно резкой границы между несмешивающимися средами, неприложимо к силикатным расплавам. Мы уже знаем, что характерной особенностью изверженных пород, затрудняющей их классификацию, является наличие постепенных взаимных переходов. Лишь в редких случаях в горных породах наблюдаются в небольшом масштабе образования одновременные, резко отграниченные от остальной массы — это известные нам *шлиры*, редко более кислые, а в большинстве более основные по составу, например шлиры состава кварцевого диорита в граните, рудные шлиры в габбро.

Кристаллизационная дифференциация

Явление кристаллизации и разделения на две фазы: твердую и жидкую, как мы видели в главе о физико-химических условиях этого про-

цесса, суть явления взаимносвязанные. В начале кристаллизации более основная, тугоплавкая и в то же время более тяжелая часть компонентов выделяется в виде твердой фазы, более легкоплавкая, кислая и обладающая меньшим удельным весом — существует некоторое время в виде жидкого магматического остатка. Здесь открываются широкие возможности для дифференциации, которая может итти по различным путям: 1) либо при местной кристаллизации, причем приток вещества поддерживается диффузией (Харкер) и конвенционными токами (Беккер) из жидкой части расплава, 2) либо при отделении (отсадке, гравитации) образующихся кристаллов (Боуэн) от жидкой фазы, 3) либо при отжимании жидкой фазы под действием тектонических сил, 4) наконец, при удалении (дестиляции) части расплава, благодаря концентрации минерализаторов, стремящихся удалиться в более высокие зоны литосферы (образование пегматитов и сульфидной «магмы»).

Гравитационная дифференциация

Остановимся несколько подробнее на дифференциации путем отсадки более ранних и тяжелых кристаллов из расплава.

Еще Дарвин (1844 г.) высказал предположение, что отсадка является «первопричиной» дифференциации.

На основе гравитации и реакционного принципа Боуэн построил свою теорию эволюции изверженных пород.

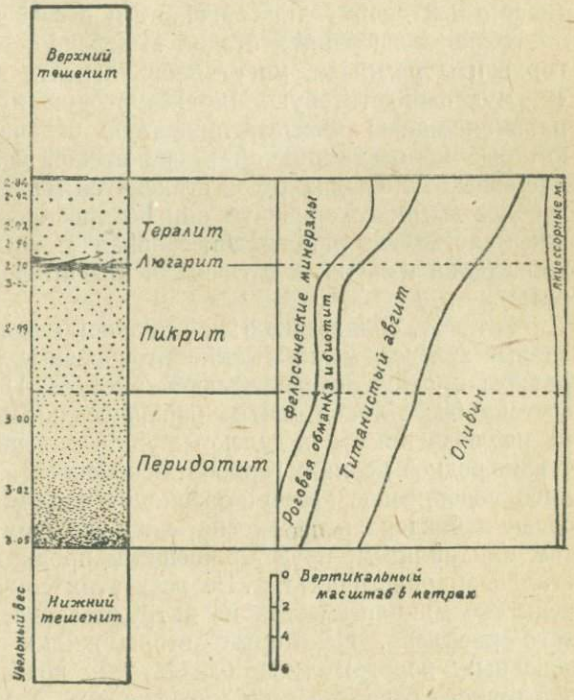


Рис. 109. Строение залежи Люгар.

Разрез залежи, поясняющий дифференциацию магматической массы. Увеличение густоты точек представляет увеличение количества оливиновых кристаллов по направлению вниз. То же увеличение количества оливина в центральной части залежи показано на диаграмме справа.

В качестве примера гравитационной дифференциации приведем строение интрузивной залежи Люгар (по Тиррелю, 1917), в которой, следуя сверху вниз, наблюдается постепенное обогащение кристаллами оливина (рис. 109).

При нормальном течении процесса кристаллизации, сопровождаемого отсадкой кристаллов, происходит последовательное обогащение глубоких горизонтов массива минералами в порядке реакционных серий Боуэна. Наиболее важным минералом является оливин, первый минерал прерывной реакционной серии, затем пироксены, основной плагиоклаз и рудные минералы.

Таким образом в наиболее ранней стадии кристаллизации может происходить кристаллизация и отсадка оливина и авгита, которые на глубине образуют зону перидотита. В следующую стадию (стратиграфически более высокая зона) к ним присоединяется все в большем количестве основной плагиоклаз и через постепенные переходы образуется зона габбро.

В расплаве остаются минералы, мало различающиеся по удельному весу — средний плагиоклаз, ортоклаз, кварц, биотит, амфибол. Повидимому вследствие этого иногда и образуются с одной стороны диоритовый тип, обычно нерезко выраженный, а с другой — нередко наблюдаемые в граните местные обособления переходного состава к диориту (кварцевый диорит, плагиогранит и в особенности гранодиорит).

Кристаллы ранних стадий выделения, опускаясь в более глубокие горизонты расплава, могут вновь перейти в жидкое состояние и дать «магму» перидотитовую, пироксенитовую или оливиновую («мономинеральная магма» Фохта), лишенную большей части минерализаторов, которые концентрируются в гранитовой части массива. Эти «магмы», лишенные минерализаторов становятся малоподвижными, при поднятии в более высокие горизонты они быстро кристаллизуются и потому для них мало характерны гипабиссальная и жильная фации и совсем не характерна излившаяся (лавы исключительно редки, например пикриты).

В телах, обладающих значительной меньшей массой, каковы: интрузивные залежи, мелкие лакколитообразные тела и пр., падение температуры происходит значительно быстрее. Поэтому в подобных массах состава базальтовой магмы (гипабиссальные диабазы, габбро-диабазы) не наблюдается столь далеко идущих явлений диференциации. Сравнительно редко в верхних горизонтах основных залежей встречаются участки либо содержащие кварц и ортоклаз в виде микропегматитовых сростков среди лабрадора и пироксена, либо целиком сложенные микропегматитом или аплитом, представляющими продукт застывания кислого кристаллизационного остатка. Во всех этих случаях можно допустить, что вещество микропегматита не интрудировано, но выделилось из габбрового расплава. Некоторые авторы жилки гранофира в эффузивных основных породах типа базальта и диабаза объясняют отжиманием остаточного расплава (или, что то же, фильтрационной диференциацией).

В крупном масштабе явление гравитационной диференциации можно проследить в Северо-уральских платиноносных массивах, где, по Заварицкому, наблюдается постепенное изменение состава интрузивного массива от гранита на периферии через гранодиориты, кварцевые диориты до габбро в центральных частях, а иногда и далее до перидотитов (см. рис. 106).

В остаточном расплаве вместе с минералами, сравнительно низкоплавкими и кислыми по своему составу, включая избыток кремнекислоты— кварц, концентрируются также летучие составные части и их соединения с металлами. Намеченное выше течение процесса имеет с одной стороны важное генетическое значение для понимания происхождения изверженных пород, с другой стороны — для металлогенезиса, в особенности образования месторождений редких металлов, связанных с летучими составными частями магмы.

Краевые зоны

Краевые зоны представляют собой в общем случае наиболее быстро охлаждающиеся от соприкосновения с холодными вмещающими породами части интрузивных масс.

Известны два положения для объяснения образования краевых зон: 1) краевые зоны фиксируют в себе первоначальный состав интрудированной массы, 2) краевые зоны образуются в результате обменных реакций магмы, богатой минерализаторами, обогащаемой веществом вмещающих пород, обычно известковистых.

В первом случае краевая зона представляет как-бы предохранительный покров на теле интрузии, замедляющий отдачу тепла, благодаря чему в остальной массе может происходить диференциация. И действительно известны случаи краевых зон гранодиоритового или диоритового состава, характеризующихся мелкостью зерна и порфировидностью. Ниже располагается диференцированный гранитовый или гранодиоритовый комплекс средне- или крупнозернистый. Отпрыски его и его жильные фации нередко пересекают краевую зону и образуют в последней эруптивные брекчии.

Во втором случае периферическая часть интрузии может обогащаться фемическими минералами, вследствие энергичного выноса газами щелочей, кремнекислоты и других окислов из внедрившейся магмы во вмещающие породы. В свою очередь внедрившаяся магма может поглощать из вмещающих пород известь и другие компоненты. В результате такой реакции обмена между внедрившейся магмой и вмещающими породами может образоваться основная или даже ультраосновная краевая зона.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Глава 12

Введение

Общие замечания

На земной поверхности получают развитие два процесса: *деструктивный*, заключающийся в разрушении ранее образовавшихся горных пород, и *конструктивный*, приводящий к накоплению материала в различных новых условиях и к созданию различных новых видов пород (осадочные породы).

Пути и характер деструктивных изменений уже наметились при рассмотрении изверженных пород в виде возникновения еще на некоторой глубине от поверхности земли вторичных минералов на месте магматических: каолинизация и соссюритизация полевых шпатов, замещение фемических минералов смесью хлорита, карбонатов, рудных новообразований, окислов железа и т. д.

Условия образования осадочных пород значительно отличаются от условий образования изверженных пород. Если в последних мы имели более простые отношения — непосредственную зависимость минералогического состава пород от немногочисленных факторов, то в первых, для которых условия физико-химического равновесия не играют решающего значения, подобной связанности не наблюдается. Как мы увидим далее, осадочным породам свойственно столь же большое разнообразие минералогического и химического состава, а также структур, насколько многообразны условия и факторы их образования. Колебания температуры и давления ограничены пределами, нормальными для земной поверхности.

Многообразие условий образования осадочных пород, как пород «вторичных» по определению Тирреля, проходящих через стадию разрушения твердой земной коры (стадия рыхлых накоплений и осадков), затрудняет точную формулировку понятия об осадочной породе.

Определение. *Осадочными породами* называются претерпевшие некоторое перемещение на земной поверхности, а затем достигшие плотного состояния продукты механического и химического разрушения разнообразных ранее существовавших горных пород.

Выветривание горных пород

Главнейшие процессы, приводящие к образованию осадочных горных пород, уже были перечислены на стр. 7 (по Круку). Это группа экзогенных процессов — от выветривания до отложения осадков.

Рассмотрим явления, обозначаемые термином выветривание.

Выветривание горных пород идет по двум путям: физическое (механическое) разрушение и химическое разложение. Процессы первого типа (дезинтеграция) приводят к раздроблению и механическому распаду массивных горных пород на глыбы, куски и мелкие частицы. Процессы второго типа наоборот заключаются в химических изменениях составных частей — минералов, причем часть последних переходит в раствор и растворимые вещества уносятся водными растворами, а химически неразлагающиеся частицы и минералы остаются на месте. Процессы обоих типов обычно идут параллельно, но при этом то один, то другой из них имеет преобладающее значение. Часто к ним присоединяются также изменения в результате жизнедеятельности животных организмов и растений (органическое выветривание).

То или иное направление процессов выветривания находится в тесной зависимости от климатических условий.

Физическое выветривание

Можно указать ряд причин, вызывающих механическое разрушение горных пород. Резкие суточные колебания температуры вызывают в поверхностном слое породы, подверженном в первую очередь их действию, напряжения, которые приводят к отслаиванию плоских обломков— плиток. Вода при замерзании в трещинах разрывает породу на остроугольные куски. Морской прибой также действует, иногда с большой силой, в том же направлении, но действие его ограничено территориально узкой прибрежной полосой. Наконец из агентов органического мира укажем на разрушающее действие корней растений, проникающих по тонким трещинкам и постепенно расширяющим их.

Примерами продуктов физического выветривания могут служить так называемые *остаточные* образования, заключающие в себе: осыпи (делювий), щебневые и глыбовые россыпи (элювий). При механическом раздроблении на многочисленные куски увеличивается поверхность соприкосновения породы с воздухом, водой и организмами (растительный покров). Создаются благоприятные условия для химического разложения. В результате действия последнего щебневые накопления еще более измельчаются и разрыхляются, образуя на поверхности земли плащ рыхлого материала — *реголит*. Верхний слой последнего, весьма мелко раздробленный и смешанный с продуктами разложения органических веществ (гумус), образует почву.

Химическое выветривание

Вода, как мы видели, может производить механическое разрушение пород (морской прибой, вода в трещинах и т. д.), но значительно большее значение вместе с воздухом она имеет в качестве агента химического разложения. Атмосферная вода содержит в себе некоторое количество газов, поглощаемых из воздуха (углекислота, кислород и др.). Присутствие углекислоты сильно повышает растворяющую способность воды. То же значение в грунтовых водах имеет содержание органических кислот, щелочных карбонатов и прочих солей, преимущественно кислых, образовавшихся за счет выщелачивания почв и горных пород.

Главные процессы химического разложения пород: растворение, окисление, гидратизация и карбонатизация. Различные минералы различно относятся к воздействию водных растворов. Одни из них почти не поддаются изменениям (устойчивые минералы), каковы — кварц, циркон, рутил, мусковит и др. Иные наоборот легко разлагаются, например полевые шпаты, железосодержащие минералы. Поэтому различные горные породы дают различные продукты выветривания.

Рассмотрим в качестве примера разложение при химическом выветривании широко распространенной породы — гранита.

Нормальный гранит состоит из кварца, калиевого полевого шпата, олигоклаза, биотита, мусковита с примесью второстепенных минералов: циркона и апатита.

Химический состав этих минералов:

Кварц — SiO_2.
Калиевый полевой шпат — $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$.
Олигоклаз (Ab_4An_1) — $4(Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2) \cdot (CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2)$.
Мусковит — $2H_2O \cdot K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$.
Биотит — $H_2O \cdot K_2O \cdot 2\,(Mg, Fe)\,O \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$.
Циркон — $ZrO_2 \cdot SiO_2$.
Апатит — $Ca_3(PO_4)_2\,(F, Cl)$.

При разложении породы кварц, мусковит и циркон остаются на месте неизменными и в случае перераспределения (переноса) полученных продуктов водой переносятся в виде зерен, образуя в процессе отложения пески.

Прочие минералы разлагаются на составные части.

K_2O, Na_2O — переходят в раствор в виде карбонатов, хлоридов, сульфатов и др. солей.
CaO, MgO — образуют бикарбонаты, растворимые лишь в воде, содержащей углекислоту.
FeO — образует карбонат, окисляющийся в гидрат окиси.
Al_2O_3 — вместе с частью переходящей в раствор SiO_2 образует водный силикат Al, скопляющийся в виде глинистых частиц (глина).
SiO_2 — либо образует, соединяясь с Na_2O, растворимый силикат Na, либо остается в растворенном виде (коллоид).

Апатит переходит в раствор и затем отлагается в виде фосфоритов.

Таким образом продукты разложения перечисленных силикатов могут быть классифицированы в следующем виде:

1. Остаточные или реликтовые минералы: кварц, циркон, мусковит, которые сохраняются неизмененными и в таком виде переходят в образующиеся впоследствии осадочные породы. Необходимо отметить, что в эту группу в зависимости от условий выветривания попадают и многие легко выветриваемые минералы изверженных пород, например оливин, пироксен и т. д. Такие явления имеют место при действии преимущественно лишь физического выветривания и быстрого сноса, что связано как с климатическими условиями, так и с тектоникой.

2. Нерастворимые остатки разрушенных минералов, каковы водный силикат Al и окислы Fe, из которых первый образует *глины* и глинистые породы, второй входит в состав образующихся пород, как окрашивающее вещество, сообщающее последним красную и бурую окраску. Здесь же упомянем о водной окиси алюминия, встречаемой относительно редко и образующей при благоприятных климатических условиях промышленные скопления осадочных руд алюминия (бокситы).

3. Растворимые вещества. Из них CaO и MgO сперва в виде бикарбонатов, а затем карбонатов выносятся растворами и при отложении образуют карбонатные породы. Частично из морской воды CaO извлекается организмами (на постройку раковины), после смерти которых образуются скопления (органогенные карбонатные породы).

Na_2O и K_2O в виде различных растворенных солей переносятся в водные бассейны и образуют залежи химических осадков. Часть K_2O удерживается (абсорбируется) глинами.

SiO_2 в виде коллоида уносится в растворе и частью перерабатывается морскими микроорганизмами (органические кремнистые породы), частью образует выполнения трещин в породах (кварц, кремень) или цемент рыхлых осадков.

Обратившись к химическому составу и сравнив количества окислов в исходном материале и в полученных продуктах выветривания, увидим, что в среднем значительный процент суммы окислов удален. Так например для гранита (Георгия, США) этот процент определен в 38,62%. Различные окислы выносятся в различном количестве, а именно (в процентах):

SiO_2 — 44,1	CaO — 84,4
Al_2O_3 — [1]	Na_2O — 71,6
Fe_2O_3 — 7,8	K_2O — 50,02
MgO — 82,4	—

Как видно из приведенных цифр, больше всего выносятся известь и щелочи — характерные составные части химических осадков (морские соли).

Если подсчитать объемы исходных и полученных продуктов, учитывая прибавление воды, идущей на водные силикаты (каолин, хлорит) и окислы (лимонит), и объем пор, получим общее увеличение объема на 36,9% [см. диаграмму (по Эрдмансдёрферу) рис. 110].

При выветривании основных известково-железисто-магнезиальных пород наблюдается в общем то же самое. Отличие заключается лишь в том, что не образуется реликтового кварца, а вся кремнекислота (из фемических и салических сложных силикатов) переходит в раствор; нерастворенного глинистого остатка также получается меньше. Среди веществ, перешедших в раствор, увеличивается количество CaO, MgO, FeO за счет уменьшения щелочей.

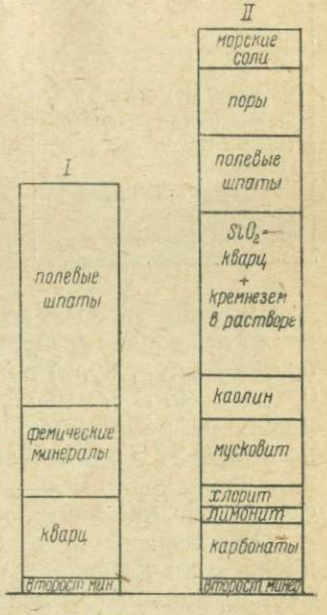


Рис. 110. Сравнительная диаграмма молекулярных объемов гранита (*I*) и получающихся продуктов выветривания (*II*).

Часть продуктов выветривания остается на месте, другая часть выносится в растворе, увеличивается количество воды, появляются поры.

Перенос

Продукты выветривания в главной своей массе перемещаются с места образования различными агентами. Наибольшее значение среди последних имеет вода (реки, морские течения и волны), затем ветер и ледники.

Вода переносит материал выветривания или в растворе, или во взвешенном состоянии (тонкий материал), или перекатывая по дну своего русла (обломки различной величины). В зависимости от величины этих обломков, удельного веса их и силы течения материал перемещается на различные расстояния. Нередко вследствие изменений силы течения процесс переноса и во времени и в пространстве распадается на несколько циклов или несколько фаций.

Так как в геологической истории земли происходит непрерывная смена циклов эрозии, определяемая геотектоногенезом, то соответственно происходит смена и перекрытие указанных циклов и фаций переноса.

В таблице 29 приведены размеры обломков и величина скорости течения необходимая для перемещения их (по Твентгофелу). Зерна, переносимые во взвешенном и полувзвешенном состоянии, естественно имеют угловатые очертания, а зерна и куски, перекатываемые водой, приобре-

[1] Практически нерастворим и потому при пересчетах анализов в граните и продуктах его выветривания количества Al_2O_3 приняты равными.

тают округленные формы. Чем крупнее размер и больше удельный вес, тем совершеннее окатанность. Чем больше скорость течения, тем выше предельный диаметр зерен, подвергающихся окатыванию. Для рек указывают предельные размеры зерен для возможности окатывания их — от 0,2 до 0,5 *мм*.

Таблица 29

Предельные размеры зерен, переносимых при различных скоростях течения

Осадки	Средний диаметр *мм*	Скорость течения *м*/сек.	Осадки	Средний диаметр *мм*	Скорость течения *м*/сек.
Частицы во взвешенном состоянии	—	0,08	Гравий	7,0	0,86
Тонкий песок	0,4	0,26	Галька	27,0	0,97
Песок	0,7	0,34	„	54.0	1,62
Грубозернистый песок	1,7	0,34	Валун	171,0	2,27
Тонкий гравий	3,2	0,46	„	323,0	3,25
Мелкий гравий	4,9	0 65	„	700—800	11,69

Другой важный агент переноса — *ветер*. Переносимые им зерна имеют небольшие размеры: при колебании скорости ветра от 7 до 28 *м*/сек. (свежий ветер, буря) приходят в движение частицы песка диаметром от 0,5 до 4 *мм*. При меньших скоростях частицы в 0,5 *мм* не обнаруживают или почти не обнаруживают движения. Степень окатанности при переносе ветром наиболее совершенная, так как происходит непрерывная шлифовка частицы о частицу. При длительном переносе получаются формы, близкие к шарообразным.

Перемещение льдом не дает столь отчетливо выраженной шлифовки, лишь часть материала в донной части ледника перетирается и шлифуется, а остальная масса, переносимая на поверхности и внутри ледяных масс, остается угловатой.

Отложение

Процесс отложения в различных формах его проявления имеет важнейшее генетическое значение в образовании осадочных пород. Течение этого процесса и в особенности изменения его во времени определяет такие типовые признаки осадочных пород, как слоистость.

Отлагаемый материал образует рыхлые накопления, называемые *осадками*.

Главная масса осадков отлагается в море. Вне зависимости от агента переноса разрыхленный материал проходит обычно несколько стадий отложения, перемещаясь из внутренних частей континентов по направлению к морю. Эти переходные стадии, как известно из геологии, носят название *фаций*. Фация отложения есть занимающий определенную часть земной поверхности (без различия геологического возраста) комплекс осадков, характеризующийся генетической однородностью физико-географических условий, литологического состава и органических остатков

(фауна, флора). Различают три основных типа фаций: *континентальные*, *лагунные* и *морские*.

Главнейшие подразделения их:

Континентальные фации	Аллювиальная (и лагуны) Делювиальная Озерная Эоловая Ледниковая
Лагунные фации	Промежуточные типы между аллювиальной и прибрежной
Морские фации	Прибрежная Мелководная Глубоководная Абиссальная

Как мы видели, перенос материала может происходить либо механически, либо химическим путем (в растворе). Соответственно и отложение осадков происходит механически, химически, а также в результате жизнедеятельности организмов (биохимически).

Нерастворимый материал, переносимый механически во взвешенном состоянии или перекатыванием, отлагается тогда, когда транспортирующая среда теряет свою скорость, или когда она подвергается химическому изменению.

В первом случае по направлению от истоков рек к их устьям или от прибрежной зоны к зоне глубоководной наблюдаются переходы от грубого материала к мелко- и тонкозернистому вследствие уменьшения живой силы течения.

Во втором случае, что наблюдается в дельтах рек и в лагунах, осаждению материала, находящегося во взвешенном состоянии, содействует кроме уменьшения скорости течения также в значительной степени и химическое воздействие соленой морской воды на пресную. Происходит изменение физического состояния взвешенного вещества — так называемая *флокуляция* (образование хлопьев) и осаждение взвешенного материала.

Растворенный материал выпадает в виде осадка вследствие: а) изменения физико-химических условий, например при испарении в замкнутых бассейнах (образование солей), или при изменении температуры среды, б) взаимодействия двух растворов, содержащих различные растворенные вещества (образование некоторых известняков), в) биохимических процессов, когда организмы способствуют образованию нерастворимых соединений (бактериальное происхождение озерных бобовых руд), г) извлечение организмами, главным образом морскими, некоторых солей (кальция и магния) из раствора для построения раковин и скелетов, которые после смерти организмов, падая на дно, образуют скопления иногда значительной мощности и на значительном протяжении (органогеновые известняки — биомеханические породы).

Из рассмотренных условий отложения следует, что осадки одного и того же типа могут быть встречены в различных фациях. Изучением фаций в историческом их развитии занимается историческая геология. Петрология осадочных пород, оказывая последней весьма существенную помощь в изучении литологического состава осадков, естественно строит свою систематику осадков прежде всего на физическом состоянии их

(степень измельчения, структуры физико-химических осадков и т. д.), параллельно учитывая генетические особенности структурных форм элементов, свойственных той или иной фации (совершенная окатанность песчинок в эоловой фации, угловато-окатанные формы в аллювиальной и т. д.).

Поэтому мы разделяем осадки на следующие группы:

1. Осадки обломочного происхождения: валунные и щебневые, галечниковые, песчаные, глинистые (пелитовые).

2. Осадки химического происхождения (соли): сульфаты, хлориды, карбонаты и пр.

3. Осадки органогенового происхождения: известковые, кремнистые, углистые, фосфатные и др.

Диагенезис

Совокупность изменений, *превращающих рыхлые осадки в плотные осадочные породы без изменения вещественного состава осадков, называется диагенезисом.* Последний объединяет в себе ряд процессов: уплотнение, цементация, гидратизация, метасоматоз; первые два имеют главное значение.

Уплотнение рыхлого материала происходит под влиянием нагрузки вышележащих слоев, накопляющихся с течением времени и образующих осадочные толщи значительной мощности.

Цементация представляет процесс заполнения пустот в рыхлых образованиях путем выпадения из циркулирующих в них вод растворенных веществ. На стр. 228 мы видели, что при выветривании в раствор переходит ряд составных частей горных пород. Из них наиболее существенную роль при цементации осадков играют кремнекислота, карбонат кальция, сульфат кальция, окислы железа.

Объединяя все сказанное выше, можно дать схему образования осадочных пород (см. стр. 233).

При этом необходимо заметить, что диагенетическими изменениями и образованием пород процесс не заканчивается. При дальнейшем погружении на глубину вещество пород, до тех пор неизменное, начинает претерпевать изменение составных частей, т. е. начинается процесс *метаморфизма*. Обычно во всех осадочных породах более древнего возраста в той или иной степени проявляются эти метаморфические преобразования.

Химический состав

Так как различным, меняющимся во времени и пространстве, условиям образования осадков соответствует изменение значения в породообразовании тех или иных основных процессов, то и химический состав осадочных пород широко варьирует. Выше мы видели, что продукты выветривания можно разбить на нерастворимые и растворимые. В соответствии с особенностями условий переноса и отложения первые можно разделить на две группы: частицы кварца и глинистые частицы, а вторые — карбонаты Ca и Mg и соли сильных кислот (HCl, H_2SO_4). Первые, скопляясь, образуют соответственно песчаники и глинистые сланцы, вторые — известняки и минеральные соли. В таблице 30 даны анализы (по Кларку и Стоксу) средних химических составов трех первых типов.

Из таблицы видно, что средний состав глинистых сланцев весьма близок среднему составу изверженных пород (сравнить с табл. 22).

Схема образования осадочных пород

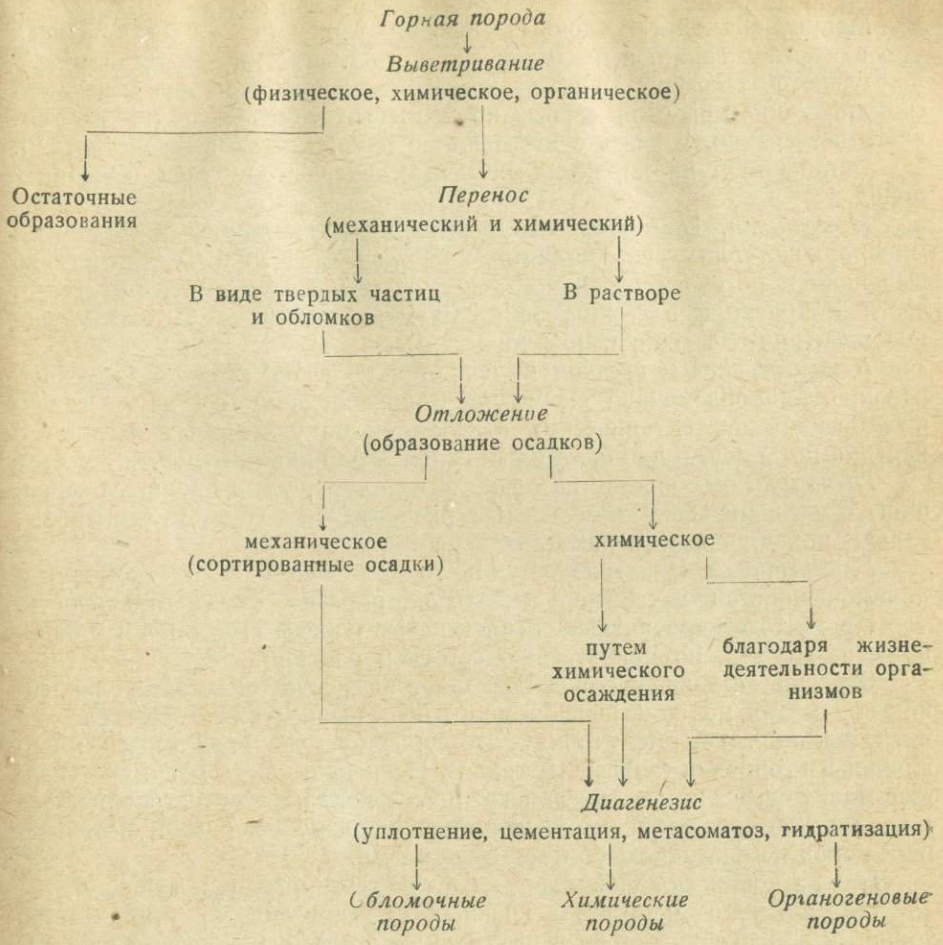


Таблица 30

Средний химический состав главнейших групп осадочных пород

	Песчаники	Сланцы (частью мергелистые)	Известняки
SiO_2 . . .	**78,7**	60,1	5,2
TiO_2 . . .	0,2	0,8	0,1
Al_2O_3 . . .	4,8	**16,5**	0,8
Fe_2O_3 . .	1,1	4,0	0,5
FeO . . .	0,3	2,9	
CaO . . .	5,5	1,4	**42,6**
MgO . . .	1,2	2,3	7,9
Na_2O . . .	0,5	1,0	0,5
K_2O . . .	1,3	3,6	—
H_2O . . .	1,4	4,7	0,8
CO_2 . . .	5,0	1,5	**41,6**

Характерные черты макроскопии осадочных пород

Макроскопически осадочные породы отличаются от изверженных условиями залегания, а подавляющее большинство их также по типичной слоистой текстуре. Менее резко они отграничены от пород метаморфических, с которыми их связывают непрерывные переходы (об этом см. часть четвертую), и здесь существенную помощь оказывает микроскоп.

Остановимся на характерных чертах внешнего облика осадочных пород.

Известняки, состоящие исключительно из кальцита и доломита, минеральные соли — из сульфатов, хлоридов Na, K, Ca и Mg, отчетливо выделяются по своей массивной текстуре (реже слоисты), зернистости, светлой окраске, физическим свойствам (малая твердость, высокое удельное электрическое сопротивление и др.).

Конгломераты и *брекчии* выделяются по своей резко выраженной неравномерно-обломочной структуре и разнородному составу. Осадочные брекчии от тектонических отличаются по условиям залегания и нередко по присутствию окатанных галек и песчинок в цементе.

Песчаники выделяются по слоистой текстуре, изометричности зерен, иногда очевидной окатанности их, разнородному составу (минералы, гальки пород), средним размерам зерен.

Глинистые сланцы выделяются по тонкой слоистости, плотной неразличимо-зернистой массе породы, темной окраске, форме отдельности.

Кроме того карбонатные органогеновые породы выделяются в большинстве случаев по присутствию остатков раковин.

Окраска осадочных пород позволяет не только различать главнейшие группы их, но также нередко судить об особенностях условий генезиса их. Однако следует иметь в виду, что существует два вида окрасок: первичная и вторичная (эпигенетическая). Последняя часто маскирует первую и потому без предварительного тщательного изучения этого вопроса и без учета в поле всего комплекса признаков самой породы и окружающих пород не следует торопиться с выводами.

Белая окраска указывает на отсутствие красящих веществ.

Серая до черной главным образом обязана присутствию тонкорассеянного углистого вещества или битумов (глинистые сланцы, мелкозернистые глинистые песчаники) и в меньшей мере — присутствию темноокрашенных минералов и обломков пород или окислов марганца.

Зеленая окраска зависит от присутствия водных силикатов зеленого цвета (хлорит, эпидот, глауконит и др.).

Красные, бурые и желтые окраски возникают при новообразовании гидратов окиси и безводной окиси железа как в минералах, так и цементе. Кроме того может иметь место железистый цемент. Выветрелые полевые шпаты сообщают например светлосерым аркозам буроватую окраску.

Особенности методик исследования осадочных пород

На характеристике методик исследования горных пород вообще и рыхлых в частности мы уже останавливались. Вкратце напомним сказанное. Рыхлое (осадки) или полурыхлое состояние некоторых стадий образования осадочных пород и нередко тончайшие размеры зерен (до 0,005 *мм*) не позволяют вести исследование обычным

путем кристаллоптических исследований. Нередко для целей корреляции или определения количества редких ценных минералов необходимо обогатить (разделить) полученную массу. Поэтому при исследовании рыхлых образований крупную роль играет *механический* анализ, производящий разделение на фракции по крупности зерен и удельному весу. Дальнейшее разделение производится *тяжелыми* жидкостям. Изучение фракций или отдельных минералов с успехом производится при помощи иммерзионной методики (п. м.), получающей все более и более широкое распространение. В отдельных случаях вопрос состава пород, быстро решается при помощи *микрохимических* реакций, а иногда и *макрохимических* (окрашивание).

При изучении углей большое значение имеет микроскопическое изучение шлифов в проходящем и в отраженном свете.

Плотные осадочные породы изучаются, как и изверженные, под микроскопом в виде шлифов. Только в случае субмикроскопическо-зернистых или аморфных пород приходится прибегать к помощи химического анализа.

В поле большое значение приобретает тщательное изучение стратиграфического разреза района и даже разбивка отдельных горизонтов на части. Это необходимо для воссоздания истории форм поверхности на данном историческом этапе развития земли (палеогеография). Подобное сравнение (корреляция) и увязка горизонтов имеет большое значение для изучения нефтяных, каменноугольных и соляных месторождений

Классификация осадочных пород

Классификацию осадочных пород, как и вообще горных пород, можно производить на основе различных признаков.

Существует классификация по вещественному составу (классификация Ж. Лаппарана), согласно которой различают группы: кремнистых, карбонатных, алюмосиликатовых, фосфатовых, железистых, химических (соли) и углистых пород. В основе этой классификации лежит принцип чисто формальный (химический). Намеченные группы не отражают генетических условий образования пород. Так породы карбонатные (известняки) могут быть троякого происхождения: органогенового, химического, обломочного, что не отражено в приведенной классификации.

При образовании главнейших типов осадочных пород группировка составных частей происходит чисто механически. Последнее с одной стороны вызывает разнородность состава одних и тех же генетических типов пород, например различные песчаники, глинистые сланцы — иловатые известняки, а с другой — однотипные по составу породы возникают при различных генетических условиях.

Поэтому за основу нашей классификации мы принимаем генетические признаки, которые в главных чертах уже можно видеть из схемы образования пород. Лишь дальнейшее разделение типов на группы будем производить по признакам механическим (сортировка осадков) или химическим. Мы будем различать следующие типы и группы:

Генетическая классификация осадочных пород

А. Остаточные образования: латериты, бокситы, почвы

В. Обломочные породы

Группа I. Грубообломочные: конгломераты и брекчии
Группа II. Среднеобломочные: песчаники
Группа III. Тонкообломочные: глинистые сланцы
Группа IV. Вулканические туфы

С. Химические (химически осажденные) породы

Группа V. Минеральные соли (хлориды, сульфаты, бораты и др.)
Группа VI. Карбонатовые (известняки, доломиты и др.)
Группа VII. Кремнистые (кремни, кремнистые накипи)

D. Органогеновые породы

Группа VIII. Известковые (известняки)
Группа IX. Кремнистые (сланцы, яшмы)
Группа X. Железистые (осадочные руды)
Группа XI. Фосфатовые (фосфатовый мел, фосфориты)
Группа XII. Углеродистые (угли)

Глава 13

Вещественный состав осадочных пород

В отличие от пород изверженных, состоящих из силикатов, породы осадочные имеют весьма разнообразный вещественный состав. Последний можно разделить на три крупные группы:

а) обломки ранее существовавших пород, по составу своему отвечающие составам этих пород,

б) группы химических соединений — минералов, устойчивых в условиях земной поверхности,

в) органические остатки, представляющие по существу те же химические соединения, но характеризующиеся своеобразными условиями их образования и особенностями строения.

Обломки пород

Обломки ранее существовавших пород представляют типичный структурный элемент обломочных пород подгрупп крупнообломочных и среднеобломочных. Они представляют собой то хорошо сохранившиеся, то разложенные остатки (реликты) различных пород и минералов, выделяющиеся среди массы осадочной породы по своему составу, структуре и окраске. В зависимости от условий переноса материала они имеют различную форму то окатанную, то угловатую. Типичными примерами могут служить: валуны, гальки и остроугольные куски — в конгломератах и брекчиях, мелкие галечки и кусочки — в песчаниках.

Генетически эти образования равноценны подгруппе реликтовых минералов (см. табл. 31).

Минералогический состав

Типичные минералы изверженных пород — силикаты — в условиях верхней зоны литосферы и земной поверхности становятся неустойчивыми, легко выветриваются и распадаются. Исключение из числа главнейших минералов представляет кварц. Устойчивы также некоторые второстепенные минералы (циркон, гранат и др.). Они составляют группу минералов *реликтовых*. Остальные главные минералы изверженных пород (неустойчивые) все же в отдельных случаях, как мы увидим ниже, могут сохраняться в осадочных породах.

Как реликтовые минералы, так и остаточные при выветривании (глинистые минералы), а также вновь образующиеся при осаждении (карбонаты, соли, опал и др.), генетически однозначны в том отношении, что они являются тем основным материалом, из которого образуются осадки. Они остаются и при процессе диагенезиса, переходя в том же виде во вновь

Таблица 31

Главнейшие минералы осадочных пород

	Главные	Второстепенные
Реликтовые	*Глинистые минералы*: каолин и др. Кварц Полевые шпаты Мусковит Серицит Хлорит	Циркон Гранат Магнетит Хромит Турмалин
Сингенетические	*Карбонаты:* арагонит кальцит доломит *Сульфаты*: ангидрит гипс и др. *Хлориды*: каменная соль и др. (Халцедон) Опал Углистое вещество	*Ферросиликаты:* глауконит и др. Фосфаты кальция (минералы фосфоритов) Лимонит
Эпигенетические	Доломит Сидерит Железистые хлориты Халцедон Гидрослюды	Альбит Ортоклаз Рутил *Сульфиды железа*: пирит и др.

возникающие осадочные породы. Эти минералы составляют группу *сингенетических* (одновременных с образованием вещества пород) минералов.

При этом заметим, что некоторые минералы проходят через стадию превращения, например карбонат кальция иногда выпадает в виде водного соединения, так называемого бючлита (коллоид), который быстро теряет воду и переходит в кристаллические формы (арагонит, кальцит); то же можно сказать об опале и халцедоне.

Наконец по возникновении породы могут происходить вследствие появления растворов, содержащих новые вещества, изменения уже существующих (метасоматоз) или возникновение новых минералов. Это — минералы *эпигенетические*.

По значению в породообразовании мы разделяем минералы на *главные* и *второстепенные* (примеси).

Органические остатки

Остатки умерших организмов в породах представлены в виде: 1) обломков раковин или целых раковин, 2) скелетов (обычно микроорганизмов), 3) обломков костей позвоночных. Отсюда первое различие их:

по видам, что составляет задачу палеонтолога. Для петролога формы остатков организмов имеют значение и генетическое и структурное, определяющее строение породы. Кроме того для разрешения генетических вопросов необходимо различать остатки по их химическому составу. Мы различаем следующие группы органических остатков: 1) остатки кремнистых организмов, 2) карбонатных (известковых), 3) фосфатовых.

Породообразующие минералы осадочных пород

При описании мы будем следовать порядку табл. 31. При этом более подробно остановимся лишь на характеристике тех минералов, которые являются для нас новыми (см. описание минералов изверженных пород).

Главные породообразующие минералы

Реликтовые минералы

Реликтовыми минералами осадочных пород называются те минералы, которые образовались в ином месте, а не при выпадении осадка. Поэтому их чаще называют *аллогенными* (allos — иной).

Глинистые «минералы»

Среди обширной группы «глинистых» минералов различают многочисленных представителей, которых можно объединить в подгруппы: кристаллические (каолин и др.) и аморфные (аллофан) минералы, близкие по химическому составу и различные по физическим и оптическим свойствам.

На практике часто объединяют под названием «глинистые минералы» тончайшее вещество глин и глинистых сланцев, в котором лишь ничтожная часть принадлежит минеральным частицам, относимым к указанным выше подгруппам. Обычно масса глин представляет механическую тонкоизмельченную смесь кварца, серицита и иногда полевого шпата. Таким образом мы имеем здесь не химические соединения, а особый вид физического состояния вещества (дисперсное состояние). Последним объясняется характерное свойство глин — пластичность.

Химический состав. Каолин — минерал моноклинной сингонии (псевдогексагональный), имеет состав: $2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$. Аллофан содержит бо́льшее, и притом изменчивое, количество частиц воды; его состав: $Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$.

Физические свойства. Глинистое вещество осадочных пород на глаз и под лупой неразличимо-зернистое (тонкозернистое). Окраска определяется обычно присутствием примесей: красная — от окислов железа, зеленая — от присутствия зеленых минералов (хлорит, глауконит и др.), буровато-серая — от примеси битумов, темносерая до черной — от углистых частиц. Удельный вес этого агрегата значительно варьирует в зависимсти от степени уплотненности его: от 2,0 — в плотных глинах до 2,7 — в плотных сланцах.

П. м. Из числа «глинистых» минералов остановимся на характеристике каолина.

Каолин образует мелкие чешуйки, пластинки, иногда зернистые агрегаты. Совершенная спайность по (001). Бесцветен. Светопреломление: 1,561 — 1,567, двупреломление 0,006—0,007. По низкому двупрело-

млению легко отличим от вторичных слюд (серицит, гидрослюды). Лишь в разрезах параллельно (001) это отличие теряет свою отчетливость. Однако в этом случае на помощь приходят косвенные признаки: серицит и мусковит совершенно прозрачны, а каолин обычно мутноватый.

«Глинистое вещество», как таковое, п. м. без анализатора, если оно не подверглось диагенетическим и метаморфическим преобразованиям, кажется однородной массой, окрашенной в темные цвета: черный, бурый. Лишь при сильных увеличениях (объективы №№ 5—7) удается едва различить составные части смеси: зернышки кварца и полевого шпата, чешуйки серицита, заключенные в темной неразличимой ближе массе органического пигмента.

В скрещенных николях при малых увеличениях масса кажется изотропной и лишь при сильных объективах возможно частично различить по интерференционной окраске составные части. В тех случаях, когда размеры частиц более 5—10 μ (т. е. 0,005—0,010 *мм*), тогда и при средних увеличениях можно получить некоторое представление о составе.

В наши задачи не входит более детальное расчленение этой массы и потому приведенной общей характеристикой вида п. м. мы ограничимся.

Генетически — глинистое вещество представляет собой типичное остаточное образование при выветривании («глинистые» минералы каолинового состава); или механически переработанные (измельченные) при переносе частицы кварца и других минералов, чем и объясняется тонкая зернистость массы.

Крупные промышленные скопления каолина например на территории УССР образовались в специфических условиях субтропического выветривания. Каолин образуется также и при процессах гидротермального или, реже, пневматолитического метаморфизма.

Распространенность. Наиболее широко представлено глинистое вещество в глинистых сланцах, составляющих главную массу осадочных пород. Оно присутствует во всех разновидностях, переходных к песчаникам, причем в последних нередко является цементом более крупных песчинок. Может присутствовать в известняках или в рассеянном виде или в виде прослоев.

Наиболее типичными реликтовыми главными породообразующими минералами являются: кварц, мусковит, серицит, иногда хлорит. Нередко встречаемые в песчаниках полевые шпаты и в редких случаях фемические минералы менее характерны, в особенности последние, для осадочных пород.

Все эти минералы нам известны, но отметим, что вид их в осадочных породах, в особенности форма, резко отличается. В большинстве случаев зерна их (за исключением чешуек слюд) имеют изометричные либо угловатые, либо округленные очертания.

Сингенетические минералы

Сингенетическими (syn — вместе, одновременно) называются те минералы осадочных пород, которые образовались в момент выпадения осадка, например карбонат, образующий известковые илы, ангидрит и другие сульфаты и хлориды, образующие отложения минеральных солей. Их называют обычно *аутигеновыми*. Характеристика их дана в табл. 32.

Таблица 32

Характеристика некоторых главных минералов осадочных пород

Название	Состав	Сингония	Без анализатора: Форма п. м.	Окраска	Среднее преломление	Спайность	При скрещенных николях: Двупреломлен. в тысяч.	Двойники	Угасание	Осность и оптический знак	Распространенность	Отличительные признаки
Карбонаты:												
Арагонит . .	$CaCO_3$	Ромб.	Удлиненные разрезы, волоконца	Бесцв.	$Np=1{,}53$ $Ng=1{,}685$	Отчетливая по (010)	155	Псевдогексагонального типа	Прямое	Двуосен (−)	Карбонатовые породы. Из арагонита строят свои скелеты и раковины: водоросли, кораллы, пластинчатожаберные и др. При диагенезисе обычно переходят в кальцит	От кальцита отличается формой разрезов, двуосностью, менее отчетливой спайностью и характером ее
Доломит . . .	$(Mg, Ca)CO_3$	Гекс.	Неправильные зерна, часты ромбоидные ограничения	Бесцв.	$Np=1{,}501$ $Nm=1{,}680$	Весьма совершенная по ромбоэдру	179			Одноосен (−)	Эпигенетический, иногда сингенетический минерал карбонатовых пород	От кальцита отличим лишь микрохимически и отчасти по ромбическим ограничениям разрезов п. м.
Магнезит . .	$MgCO_3$	Гекс.	Неправильные зерна	Бесцв.	$Np=1{,}509$ $Nm=1{,}700$	Тоже	242			»	То же	От прочих карбонатов отличим микрохимически, отчасти — по весьма резкой псевдоабсорбции
Сульфаты:												
Ангидрит . .	$CaSO_4$	Ромб.	Неправильные зерна, чаще волокнистые и пластинчатые разрезы	Бесцв.	1,59	Совершенная по (001) и (010)	44		Прямое	Двуосен (+)	Сингенетические минералы химических осадков. Гипс более обычен, как горная порода, чем ангидрит.	Выделяются характерными формами. Нередко встречаются совместно. Гипс часто развивается в ангиорите в виде зернистых жилок. Двупреломление и угасание — существенные признаки для отличия одного от другого
Гипс . . .	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Монокл.	Волокнистые, пластинчатые разрезы, чаще неправильные зерна	Бесцв.	1,52	Совершенная по (010)	9	Простые по (100)	Косое	»		
Модификации кремнезема:												
Халцедон . .	SiO_2	?	Волокнистые, радиально-лучистые агрегаты	Бесцв.	1,53	—	9	—	Прямое	Двуосен (−)	В большинстве случаев эпигенетичен, представляя новообразование на месте опала.	Выделяются характерной формой, в особенности по весьма тонковолокнистым радиально-лучистым агрегатам
Опал	$SiO_2 \cdot nH_2O$	Аморфн.	Неправильные формы выполнения пустот или органические образования (скелеты и пр.)	Бесцв.	1,4—1,45	—	—	—	—	—	Главный сингенетический минерал органогеновых кремнистых пород, но часто теряет воду и переходит в халцедон (кремнистые сланцы). В обломочных породах нередко цементирует обломки	Изотропность, низкое преломление (отрицательный рельеф) — главные отличительные черты опала. Характерно при цементации коркообразное (см. описание структур) нарастание на обломках

Эпигенетические минералы

Среди эпигенетических главных минералов наибольшее значение имеют: доломит (отчасти сидерит), опал. Первые два, возникая при метасоматических преобразованиях карбонатовых пород, в некоторых случаях образуют значительные скопления. Как пример, укажем сидеритовые руды некоторых участков Бакальского месторождения на Ю. Урале.

Опал (и халцедон) заслуживает внимания, как эпигенетический цемент.

Указанные минералы охарактеризованы вместе с сингенетическими в табл. 32.

Второстепенные минералы осадочных пород

Среди второстепенных минералов мы также различаем три генетические группы (см. табл. 31), среди которых особенно большое значение имеет первая—реликтовые минералы. Это в то же время минералы-примеси изверженных пород. Они позволяют с одной стороны восстановить историю развития форм поверхности земли (палеогеография), что важно для понимания например генезиса месторождений нефти и др., а с другой, концентрируясь в рыхлых образованиях в промышленных количествах, образуют месторождения например гранатовые, монацитовые и другие пески и песчаники.

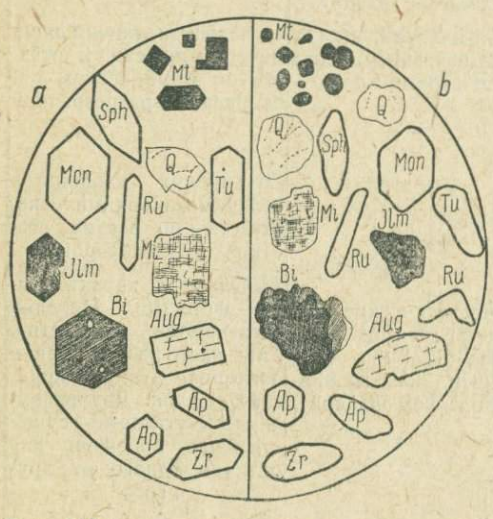


Рис. 111. Формы кристаллов и зерен реликтовых минералов в изверженных *a* и осадочных *b* породах.

Mt — магнетит, *Sph* — сфен, *Q* — кварц, *Tu* — турмалин, *M* — монацит, *Ru* — рутил, *Ilm* — ильменит, *Mi* — микроклин, *Bi* — биотит, *Aug* — авгит, *Ap* — апатит, *Zr* — циркон.

Реликтовые минералы

В эту подгруппу мы относим: циркон, гранат, магнетит, хромит, турмалин. В породах осадочных эти минералы достаточно хорошо окатаны или приобретают округленность выступающих углов (рис. 111).

Сингенетические минералы

Ферросиликаты. Наиболее важными являются минералы хлоритового типа (железорудные хлориты) и глауконит.

Железорудные хлориты по своим свойствам похожи на обычные хлориты, отличаясь от последних высоким содержанием окислов железа — до 40—75%. Образуются повидимому как химические осадки.

Глауконит. Сложный водный силикат K, Mg, Fe″, Al, еще недостаточно изученный. Сингония неизвестна. Окрашен макроскопически и п. м. в оливково- или синезеленый цвет. Образует округленные или неправильно изометрические зернышки, в свою очередь представляющие обычно агрегат более мелких зернышек, различно ориентированных.

Светопреломление — от 1,60 до 1,64. Хотя двупреломление глауконита и достигает величины 0,040 (минимально 0,010), однако вследствие значительной тонкости агрегатного состояния, когда в шлифе имеет место налегание нескольких зернышек друг на друга, происходит частичная взаимная компенсация их, интерференционная окраска остается низкой и потому при скрещенных николях обычно сохраняется естественная зеленоватая окраска минерала. По той же причине зерна минерала, неодновременно поляризующие в отдельных своих частицах, никогда не дают полного угасания.

Встречается в песчаниках или известняках, сообщая им зеленоватую окраску.

Глауконит — минерал морского происхождения, обычно ассоциирующий с остатками раковин.

Фосфаты кальция. С одной стороны это остатки скелетов позвоночных и частью раковин (некоторые брахиоподы), а с другой — конкреционные формы, известные под общим названием фосфоритов. И те и другие имеют п. м. свойства апатита, макроскопически различно окрашены. Как остатки костей, так и конкреционные формы макроскопически легко отличимы.

Существует ряд минералов состава апатита: аморфные (курскит и др.), кристаллические (подолит и др.), встречающиеся в фосфоритовых месторождениях.

Несмотря на свою растворимость, иногда в обломочных породах появляется апатит как реликтовый минерал.

Эпигенетические фосфатовые минералы образуются при выпадении фосфорнокислого кальция из растворов, чем и объясняется нередко наблюдаемая конкреционная структура фосфоритов.

Лимонит. $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. Типичный железорудный минерал, устойчивый в условиях земной поверхности. Характерна буровато-желтая или бурая окраска. Образует плотные агрегаты, натечные формы, втеки по трещинам. Образуясь при разложении железосодержащих минералов (рудных и силикатов), нередко выпадает из водных растворов (осадочные железные руды). Как эпигенетический минерал, является цементом песчаников, окрашивая последние в краснобурый и буроватожелтый цвет.

Эпигенетические минералы

Из рассмотрения процесса выветривания горных пород (стр. 227—228) мы видели, что значительная часть вещества уходит в виде раствора. Эти растворы циркулируют по трещинкам в формирующихся или сформированных осадочных породах и нередко метасоматически замещают минералы этих пород. Наиболее отчетливо это можно проследить в известняках.

Из растворов, содержащих кремнезем, щелочи, глинозем, возникают полевые шпаты: *альбит* и *ортоклаз* в известняках. Альбит при этом часто не обнаруживает полисинтетических двойников. Сюда же может быть отнесено образование *кремневых* (SiO_2) стяжений в известняках.

Из растворов, содержащих TiO_2, в глинистых сланцах образуются тонкие иголочки *рутила*, а из железистых — кристаллики и конкреции *пирита* (часты в юрских глинах Европейской части СССР).

Рис. 112. Остатки кремнистых организмов п. м.

a — радиоляриевый ил, ув. 200 (по Murray and Philippi); *b* —радиоляриевая яшма ув. 35 (по Заварицкому); *c* — известковые водоросли, ув. 50 (по Кайе).

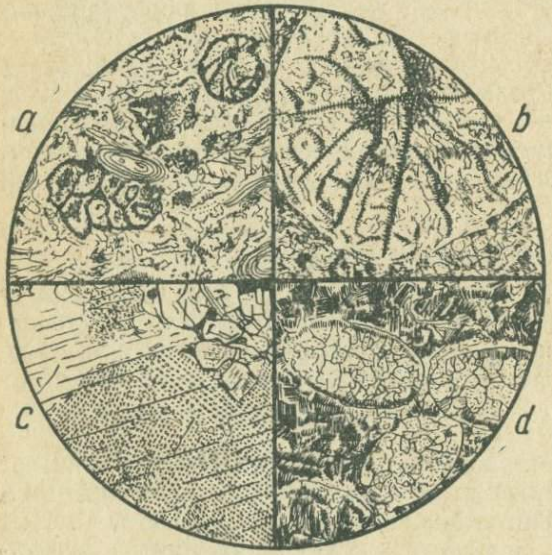


Рис. 113. Остатки известковых организмов п. м.

a — фораминиферы: роталидеи и текстиляридеи, ув. 20 (по Заварицкому); *b* — поперечный разрез коралла, ув. 10 (по Заварицкому); *c* — членики криноидей (по Заварицкому); *d* — остракоды, ув. 20 (по Кайе).

Органические остатки в осадочных породах

Как уже указывалось, для петрологии существенное значение имеют формы остатков (структурные элементы), но не менее важен и химический состав.

Остатки, как структурные элементы

По формам остатков различаем: иглы (спикули губок), волокна (в скелетах мшанок), пластинки и призмы (из пластинчатого и призматического слоев раковин пластинчатожаберных), обломки с ячеистой структурой (скелеты морских ежей).

Зерна и зернистые агрегаты

Зерна и зернистые агрегаты, обнаруживаемые при скрещенных николях в обломках, еще сохранивших некоторые очертания в проходящем свете (без анализатора), являются признаками вторичных структур, свидетельствуя об изменении (при перекристаллизации) первоначальных структурных форм остатков.

Химический состав остатков. Различные организмы, усваивая из растворов те или иные химические элементы, строят из них свой скелет и раковину. Одни извлекают кремнезем—это преимущественно низшие организмы, другие—углекислый кальций и частью магний, как например организмы, заключенные в раковину и неко-

торые микроорганизмы (водоросли), третьим свойственны фосфорнокислые соединения.

Поэтому различаем: 1) кремнистые, 2) известковые (частью магнезиальные) и 3) фосфатовые органические остатки.

Кремнистые остатки. Из кремнезема (опал) строят свои скелеты простейшие организмы: диатомеи, радиолярии, губки. Позднее опал обычно замещается, особенно в древних породах (например в яшмах), железистым хлоритом или переходит в халцедон. Иногда возникают в полостях скелетов (в спикулях) новообразования глауконита. Формы остатков перечисленных организмов изображены на рис. 112.

Известковые остатки. Известны известковые водоросли, но в породах они различимы с трудом. Более типичны остатки раковинных организмов: фораминифер, кораллов, иглокожих, ракообразных, брахиопод и др. Характерные формы изображены на рис. 113, 114.

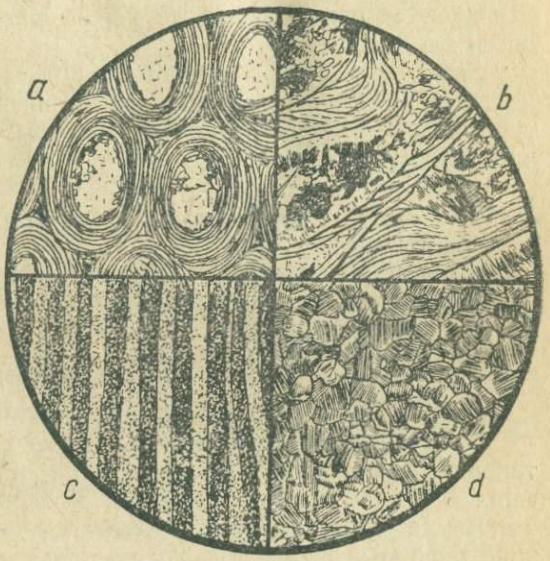


Рис. 114. Остатки известковых организмов п. м.

a — мшанки, поперечный разрез ячеек, ув. 20 (по Кайе); *b* — брахиоподы, разрез внутреннего слоя, ув. 20 (по Заварицкому); *c* — пластинчатожаберные (*Inoceramus*), продольный разрез призматического слоя; *d* — то же, поперечный разрез призматического слоя (по Заварицкому).

Фосфатовые органические остатки. Главнейшие фосфатовые остатки, состоящие из фосфорнокислого кальция, имеющего п. м. свойства апатита, это — обломки костей позвоночных. П. м. без анализатора они мутны и окрашены в буроватый цвет. Часто сохраняют строение костной ткани.

Фосфатовыми являются также раковины некоторых брахиопод. Примесь фосфорнокислого кальция встречается в остатках некоторых видов ракообразных и иглокожих.

Глава 14

Структуры и текстуры осадочных пород

Структуры осадочных пород

В породах изверженных структуры определялись течением процесса кристаллизации магмы в различных геологических условиях. Основными факторами кристаллизации являлись: исходный состав расплава (его концентрация), температура и давление.

В породах осадочных фактор состава не имеет решающего значения и структурные особенности объясняются многочисленными, иногда чисто случайного порядка, причинами. Поэтому систематизация структур сложнее. Только породы химически осажденные по условиям образования (кристаллизация из растворов) приближаются к породам изверженным.

Так как структуры намеченных трех типов осадочных пород резко различаются между собою, то характеристику их мы дадим по отдельности для каждого типа.

Заметим, что в большинстве случаев структурам осадочных пород не придается особых названий, но в зависимости от тех или иных структурных форм изменяется название породы, например конгломерат и брекчия, железистый песчаник и др.

Структуры обломочных пород

Структуры обломочных пород различаются в зависимости от размеров зерен, окатанности их (макроструктуры) и способа цементации осадков (микроструктуры).

Размеры зерен

Различаем размеры абсолютные и относительные.

Факторами, определяющими размер зерен, являются: 1) тип выветривания (физический или химический), 2) структура и состав первоначальных пород, 3) агент переноса, 4) длина пути переноса.

Чем неоднороднее в отношении выветривания минеральный состав явно зернистых пород, тем быстрее они разрушаются и тем ближе полученные при выветривании зерна по размерам к зернам исходной породы. Тонкозернистые и плотные породы разрушаются преимущественно вдоль плоскостей отдельности и трещин. Получаемые при этом куски имеют угловатые, плоские очертания, а размеры бо́льшие, чем размеры зерен явно зернистых пород.

Из остаточных продуктов химического выветривания даже при незначительном переносе образуются тонкозернистые породы. С другой стороны и грубый материал выветривания при переносе на значительное расстояние, постепенно истираясь (в зависимости от агента переноса), может также дать в конце концов мелкие частицы.

По абсолютным размерам зерен структуры осадков можно разделить на ряд групп. Классификация окатанного материала (по Холмсу) и структуры возникающих из него пород даны в табл. 33.

По относительным размерам зерен можно различать: равномернообломочные (сортированные) и неравномернообломочные (несортированные) структуры. В несортированных образованиях, примером которых может служить ледниковый конгломерат, мы имеем одновременно и валуны, и песок, и мелкозем. В несортированных песчаниках нередко наблюдается чередование слоев, характеризующихся различной зернистостью, — это уже переход к текстурным признакам. В иных случаях, как в песчанистых глинах, песчинки более или менее равномерно рассеяны в пелитовой массе. Подобная неравномерность зерен явление обычное, так как оно связано с постоянными незначительными колебаниями скорости течения потоков. Количественные характеристики раз-

меров зерен в рыхлых образованиях определяют при помощи механического анализа: нанося данные на диаграммы, сравнивают между собой различные осадки.

Таблица 33

Классификация окатанного материала по размерам обломков

Группы осадков	Пределы размеров обломков (в диаметре)	Структуры соответствующих пород
Валуны	Больше 200 *мм*	Грубообломочная или псефитовая (psephos—галька)
Булыжники	от 200 до 50 „	
Гальки	„ 50 „ 10 „	
Гравий	„ 10 „ 2 „	
Очень грубозернистый песок	„ 2 „ 1 „	Среднеобломочная или псаммитовая (psammos—песок)
Грубозернистый песок	„ 1 „ 0,5 „	
Среднезернистый песок	„ 0,5 „ 0,25 „	
Мелкозернистый песок	„ 0,25 „ 0,1 „	
Мелкозем	„ 0,1 „ 0,01 „	Алевритовая (alevron—мука)
Пыль, грязь, глина	Меньше 0,01 „	Тонкообломочная или пелитовая (pelos—глина)

Окатанность

Степень окатанности обломков зависит от размеров самих обломков, от агента переноса, расстояния переноса, физических свойств переносимого материала. Предельный диаметр окатываемого водой материала не ниже 0,5 *мм*, тогда как ветер может окатывать даже мелкозем.

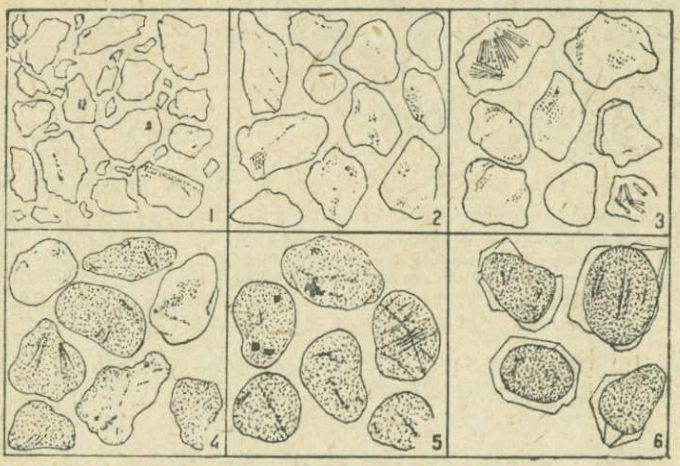


Рис. 115. Форма песчинок. Ув. 20 (по Харкеру).

В песчаниках морского происхождения зерна окатаны лучше, чем в песчаниках (песках) речных. Указанные формы песчинок изображены на рис. 115 (по Харкеру).

Минералы с меньшим удельным весом, высокой твердостью, окатываются слабее, а при наличии совершенной спайности (полевые шпаты), когда от зерен откалываются при переносе кусочки, в очертаниях их всегда сохраняются острые углы.

Чем крупнее и тяжелее куски, тем легче получаются округленные очертания.

Цементация

Существенное структурное значение приобретает способ превращения рыхлых осадков в плотные породы — цементация. Прежде всего следует различать цемент: 1) одновременный (сингенетический) с массой породы и 2) позднейший (эпигенетический).

Примером сингенетического цемента может служить глинистый материал в песчаниках (рис. 116*a*), который при уплотнении осадка связывает составные части.

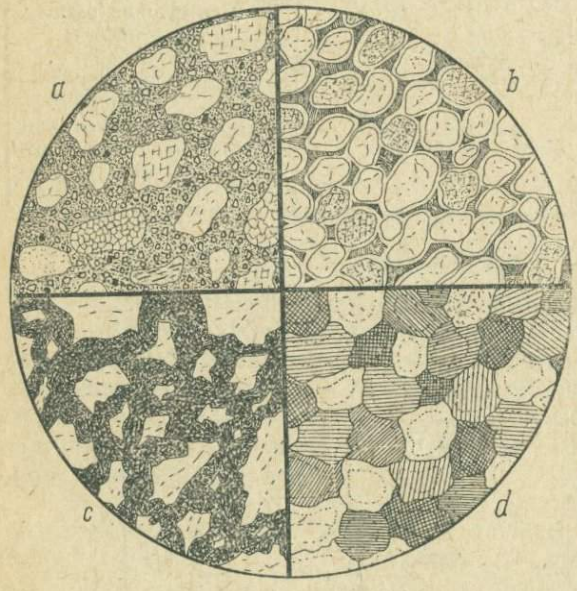


Рис. 116. Типы цементации песчаников.

a — сингенетический цемент в неравномерно зернистом песчанике; *b* — корковая цементация; *c* — корродирующая цементация; *d* — цементация разрастанием зерен (регенерационная).

Эпигенетическая цементация происходит при отложении материала на песчинках из циркулирующих в пустотах между ними растворов. Известны: кремнистый, железистый, карбонатный и другие цементы. При этом заслуживает внимания отношение цемента к обломкам. В одних случаях цемент нарастает в виде корок на зернах — *корковая* цементация (см. рис. 116*b*). В других цемент действует химически на зерна и разъедает их — *корродирующая* цементация (см. рис. 116*c*), вследствие чего первоначальные округлые очертания зерен становятся угловатыми.

Наконец может происходить цементация путем разрастания зерен. Это уже вторичная структура, переходная к структурам метаморфическим. Она называется *регенерационной* и заключается в следующем. В кварцевом песчанике с корковым опаловым цементом опаловое вещество, переходя в кристаллическое состояние, нарастает на зернах кварца в той же оптической ориентировке. Происходит разрастание зерен кварца. Иногда первоначальные контуры зерен совершенно исчезают, иногда, благодаря запыленности песчинок глинистыми частицами, старые контуры намечаются в виде цепочек глинистых частиц внутри разросшихся зерен кварца (см. рис. 116*d*).

Структуры вулканических туфов

При рассмотрении пород изверженных было указано, что морфологически и отчасти генетически туфовые образования близки обломочным осадочным породам. В структурах это выражено наглядно с тем лишь отличием от осадочных пород, что в туфах материал исключительно или почти исключительно изверженного происхождения.

Структурными элементами туфов являются: выбросы из вулканического жерла материала магмы и обломков пород, слагающих стенки жерла. Магматический материал представлен бомбами, кристаллами и пеплом. Выбросы пород стенок жерла разнообразны по составу: от пород излившихся (древние лавовые потоки) до изверженных и осадочных.

Соответственно преобладанию того или иного вида обломочных продуктов, различают:

Стекловатые (витрокластические) туфы, состоящие из обломков стекла, главным образом пепла. Так как при извержении выделяется обильное количество газов, то поднимающийся в жерле расплав вспенивается. Пепел представляет обрывки пузыристой массы, для которых характерны вогнутые очертания — слепки пузырьков. Это — *пепловая* структура (рис. 117*a*).

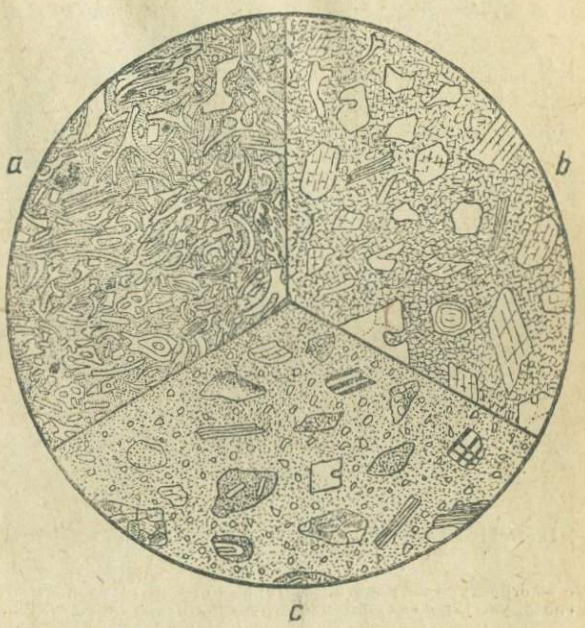


Рис. 117. Структуры вулканических туфов.

a — пепловая (стекловатая) (по Пирсону); *b* — структура кристалл-туфа, туф кварцевого порфира, Забайкалье; *c* — структура агломерат-туфа, дацитовый агломерат-туф, Забайкалье.

Кристалл-туфы. Состоят преимущественно из кристаллов или обломков кристаллов различных минералов, заключенных в пепле (см. рис. 117*b*) — *среднеобломочная* структура.

Агломерат-туфы и *брекчии*, состоящие из пепла, кристаллов и обломков пород, с преобладанием последних (см. рис. 117*c*) — *грубообломочная* структура.

Структуры химических пород

Для пород химически осажденных характерны два типа структур: кристаллически-зернистая и оолитовая.

Кристаллически-зернистая структура. При выпадении солей сильных кислот (сульфаты и хлориды щелочей), гипса, ангидрита, каль-

цита из растворов сначала образуется первичный агрегат тонких зернышек. Затем в процессе диагенезиса происходит собирательная кристаллизация, что представляет уже явление метаморфическое. Получающиеся кристаллические структуры подобны структурам метаморфических пород (см. метаморфические породы): кристаллобластовая, гетеробластовая (неравномернозернистая), лепидобластовая (чешуйчатая) и др. На рис. 118*a*, *b* изображены структуры гипса и ангидрита.

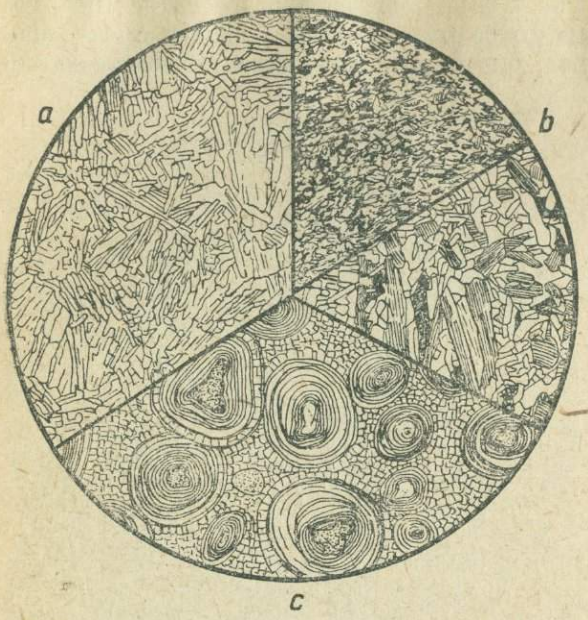


Рис. 118. Структуры химически осажденных пород (по Заварицкому).

***a* — структура ангидрита, ув. 15; *b* — структуры зернистого гипса, ув. 12; *c* — оолитовая структура известняка, ув. 22.**

Оолитовая структура. Характерна для некоторых известняков и железных руд химического происхождения. Основным структурным элементом ее являются оолиты, возникающие при отложении вокруг частицы какого-либо минерала или обломка раковины серии концентрических слоев (см. рис. 118*c*). Отлагающееся вещество: или карбонат кальция (оолитовые известняки), или водные окислы железа (бобовые руды), или кремнезем.

Структуры органогеновых пород

Структуры этих пород различаются: 1) по относительному количеству органических остатков и неорганического вещества породы и 2) по роду этих остатков.

Различают например известняки с окаменелостями от ракушечников, кремнистые сланцы со спикулями губок от спонголитов (почти целиком состоящих из спикулей). По второму признаку разделяют органогеновые известняки на брахиоподовые, коралловые, остракодовые и пр.; кремнистые породы на диатомовые, спонголитовые и т. д. Формы остатков (степень сохранности) позволяют отличить нормальные органогеновые известняки от обломочных известняков, в которых обломки к тому же могут быть окатаны и не окатаны.

Структуры фитогеновых пород (*углей*) различают: 1) по структуре растительных остатков, из которых они образовались, и 2) по тем процессам, с которыми связаны процессы превращения растительного вещества в уголь. В последнем случае особенности структуры вещества угля позволяют судить о качестве (стадии превращений) исследуемого

образца. Исследования производятся или в отраженном свете или в проходящем, но после специальной химической обработки препарата.

Диагенетические структуры известняков и доломитов

Эти породы в большинстве случаев имеют органогеновое, частью химическое и обломочное происхождение. При диагенезисе они легко перекристаллизовываются и первичные признаки исчезают. Потому, согласно А. Н. Заварицкому, целесообразно выделить и рассмотреть особо также те структуры, которые мы нередко наблюдаем в этих породах, не будучи в состоянии точнее определить способ образования пород.

Рассмотрим эти структуры в порядке постепенного изменения (перекристаллизации) их.

Тонкозернистая или *иловатая структура* (рис. 119*a*). Порода состоит из тончайших зернышек, настолько мелких, что они перекрывают в шлифе одно другое. В проходящем свете видна лишь однородная мутная масса. Кристаллличность устанавливается при скрещенных николях, когда наблюдаются неясные золотистые цвета высших порядков интерференционной шкалы.

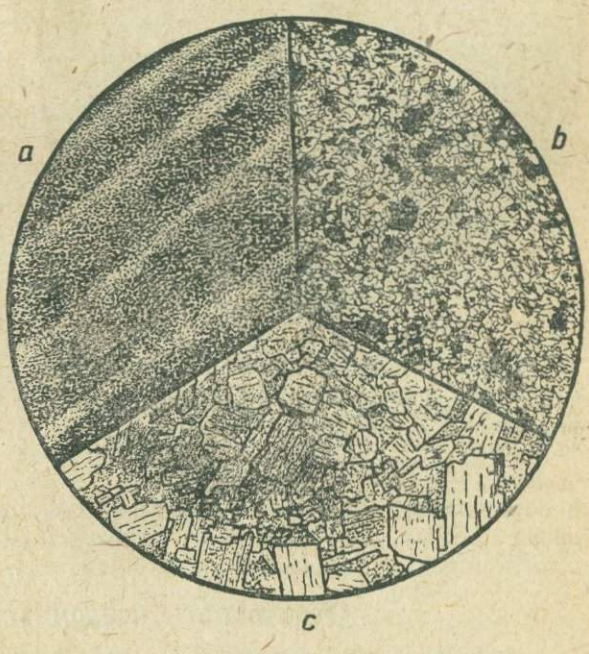


Рис. 119. Структуры известняков.

a — иловатая, *b* — сгустковая, *c* — кристаллически-зернистая (видны ромбоэдры доломита).

Сгустковая структура (см. рис. 119*b*). Представляет начальную стадию собирательной кристаллизации, когда среди мелкозернистой ясно кристаллической массы сохранились многочисленные мутные пятна иловатой структуры.

Кристаллически-зернистая или *мраморовидная* (см. рис. 119*c*). Порода состоит из кристаллических зерен, обычно различимых даже невооруженным глазом. Структура доломитов отличается п. м. от структур известняков обычно по присутствию ромбоэдрических кристаллов доломита.

Текстуры осадочных пород

Текстуры мы разделяем на первичные и вторичные.

Типичной *первичной* текстурой большинства осадочных пород, резко отражающей особенности генезиса их и отличающей их от пород извер-

женных, является *слоистость*. Она отсутствует лишь в случаях спокойного отложения мощных толщ осадков в глубоководных бассейнах.

В зависимости от характера распределения материала в породе, получаем: а) слоистую (рис. 120*а*) и б) неслоистую (рис. 120*b*) текстуры.

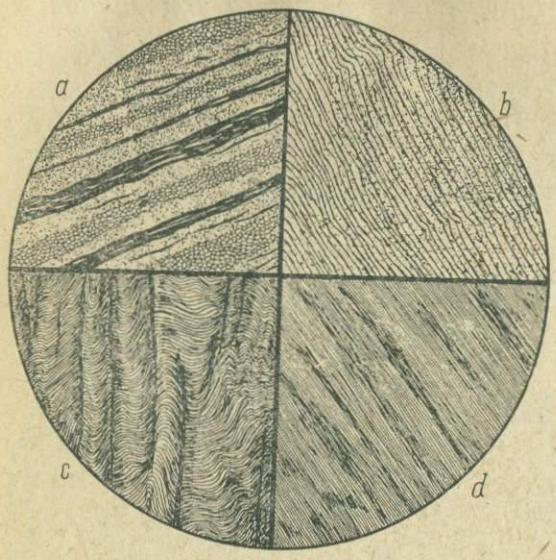


Рис. 120. Главнейшие текстуры осадочных пород.

a — слоистая, алеврито-пелитовый сланец, Карельская АССР; *b* — плойчатая, песчано-глинистый (алевро-пелитовый) сланец, Забайкалье; *c* — кливаж, развивающийся из интенсивной плойчатости (по Розенбушу); *d* — тонкосланцеватая (по Грубенману).

Это отражается в названии породы, например: *песчаниково-глинистый сланец* — при чередовании слоев, отвечающих по размерам зерен песчанику и глинистому сланцу, а *песчано-глинистый сланец* — когда тот и другой материал равномерно распределен в массе породы.

По характеру *взаимоотношения* слоев между собою, свидетельствующему о различных фациях отложений, различают: согласно-слоистые (плоско- или линзовидно-слоистые) и диагонально-слоистые породы.

К числу первичных текстур следует также отнести *пористую* текстуру.

Из *вторичных* текстур укажем на *конкреционную* (пирит в глинах, фосфорит в песчаниках), как пример диагенетической текстуры. Тектонические движения вызывают появление *плойчатой* (микроскладчатой), *сланцеватой* (кливаж) и *брекчиевой* текстур (см. рис. 120*b*, *c*, *d*).

Отдельность осадочных пород

Наиболее характерные виды отдельности определяются главнейшими текстурами — слоистостью и кливажем.

Различают: плитовую, плитняковую, толстосланцевую, тонкосланцеватую и листоватую отдельности. В связи с густыми трещинами кливажа в плотных тонкослоистых сланцах образуется отдельность в виде длинных многогранных палочек, как например в грифельных сланцах. В неслоистых породах (известняки, песчаники) наблюдаются формы отдельности, подобные изверженным породам: параллелопипедальная, полиэдрическая (многогранная) и шаровая (в песчаниках).

Особенности строения и технические свойства осадочных пород

Осадочные породы вследствие типичного свойства их — слоистой текстуры и склонности к пластоватой и плитчатой отдельности обладают пониженными механическими показателями (табл. 5). Поэтому они

почти не применяются в качестве строительных материалов в ответственных сооружениях. Более обычно применение их в качестве плит, например песчаников и известняков для тротуаров и лестниц, глинистых сланцев — в кровельном деле.

В понижении механических показателей для осадочных пород, по сравнению с другими, немалую роль играют и структурные особенности, а именно: пористость, характер цементации при диагенетических процессах и состав цемента.

При этом конечно и минералогический состав имеет существенное значение.

Мы остановим внимание на песке, как осадке, обладающем наиболее подчеркнутой пористостью и вместе с тем состоящем часто из наиболее стойкого против выветривания минерала — кварца. В образовавшейся из песка породе — песчанике особенно показательна роль цемента, как структурного элемента. В техническом отношении часто именно цемент определяет степень пригодности породы. Так например глинистый цемент (сингенетичный) значительно понижает прочность и повышает влагоемкость пород. Наиболее высокие свойства получают песчаники при эпигенетической цементации кремнеземом, когда создается корковая структура. В этом случае устойчивое против выветривания кремнистое вещество, заполняя промежутки между песчинками, создает прочный непроницаемый скелет породы. Песчинки — зерна даже легко разрушаемых минералов оказываются изолированными (как и поры) от вредного действия агентов выветривания.

В качестве примера укажем на известный со времени постройки Сибирской ж. д. мелкозернистый юрский аркозовый песчаник из окрестностей г. Нижнеудинска. В этом песчанике цементом служит халцедон (корковая цементация), благодаря чему песчаник показал сопротивление временному раздроблению до 1500 *кг/см*^{2}.

Общим для всех типов горных пород остается замечание о влиянии трещиноватости (отдельности). В осадочных породах наиболее типична обусловленная генезисом отдельность по плоскостям напластования. Значительно бо́льшее значение имеет трещиноватость, возникающая при тектонических явлениях. В качестве примера возьмем глинистые сланцы. При наличии трещиноватости одного направления (по слоистости) получаются так называемые кровельные сланцы в виде тонких крупных плиток, тогда как в тектонически нарушенных областях густая неправильная сеть трещин приводит к образованию щебенчатых сланцев (см. рис. 126).

Глава 15

Описание осадочных пород

Остаточные образования

Остаточные образования в виде плаща из неокатанных обломков покрывают выходы коренных пород. За редкими исключениями они представляют рыхлую массу, т. е. не являются горной породой, а лишь промежуточной стадией превращения вещества литосферы.

Почвы являются наиболее широко распространенным представителем остаточных образований. Почва представляет верхний слой остаточного покрова и переходит вниз в подпочву — слой, обогащенный обломками коренных пород.

Красная глина (*terra rossa*). В сухом и жарком климате в области развития известняков на поверхности последних после выщелачивания карбоната кальция остается красноватый глинистый рыхлый материал. Последний нередко претерпевает незначительное перемещение и скопляется в углублениях, пещерах и воронках карста.

Латерит. В тропическом климате с его резкими переходами между влажными и сухими сезонами особенно интенсивно идет выветривание. При разрушении пород, богатых глиноземом и железом, остаточный материал, обогащенный указанными окислами, входящими в состав водных кремневых соединений, или водных окислов, образует твердую корку — латерит.

Латерит представляет красноватый, пористый, конкреционный, сцементированный материал (later — кирпич). Он применяется в кирпичной промышленности, а при богатом содержании железа является железной рудой.

Боксит — это латерит, бедный железом. Он представляет рыхлую землистую глиноподобную массу, окрашенную в желтоватый или беловатый цвет.

Боксит, не слишком богатый свободными гидратами глинозема и незагрязненный остаточными минералами и окислами железа — главная руда алюминия.

Обломочные породы

Образовавшиеся путем механического переноса при помощи воды, ветра и льда, породы рассматриваемой группы прежде всего обращают внимание своей неоднородностью по составу. Состав их широко варьирует в зависимости от петрографического состава пород, подвергшихся выветриванию. Здесь мы встречаем образования, состоящие как из продуктов выветривания силикатовых пород, так и несиликатовых, например обломочные известняки различных структур.

Главным признаком для разделения этого типа на группы служит степень механической сортированности и абсолютных размеров обломков. Размеры последних варьируют от микроскопических пылинок до крупных валунов.

По способу цементации мы различаем как сингенетические (аутигеновые), так и эпигенетические (аллогеновые) структуры.

Разделение пород рассматриваемого типа на группы может быть представлено в виде схемы (см. стр. 255).

Как видно из схемы, нами выделены разновидности, переходные между основными группами, что совершенно необходимо принять ввиду непрерывности изменений в ходе процесса отложения. На практике выпадение из последовательного ряда какого-либо члена осадочной толщи свидетельствует о резком изменении генетических условий.

Прежде чем перейти к описанию пород, напомним, что обломочные породы составляют до 95% всей массы осадочных пород, причем на долю глинистых сланцев падает 80%.

Схема разделения обломочных пород на группы

Группа грубообломочных пород (псефиты)

К этой группе относятся:

а) породы сортированные, в основном сложенные из крупных хорошо окатанных обломком — валунов;

б) породы несортированные, состоящие из крупных угловатых обломков — глыб, щебня.

Определение. *Конгломератом* называется крупнообломочная осадочная порода, состоящая из валунов, заключенных в массе средне- и мелкозернистого сингенетического материала (рис. 121).

Брекчия отличается от конгломерата угловатостью входящих в ее состав обломков.

Состав. *Обломки*. Типичным признаком конгломерата является окатанность обломков, нередко весьма совершенная, что указывает на значительный перенос. Поэтому петрографический состав валунов пестрый, в них широко представлено разнообразие пород района, захваченного денудацией в период образования пород. Наоборот в составе брекчий, как образований, перемещенных на небольшие расстояния, чаще наблюдается однородность состава. Обычно обломки принадлежат одному или немногим типам пород.

Цемент. В большинстве случаев цементирующим веществом этих пород является более мелкий материал, отложенный одновременно с валунами и щебнем и заполняющий оставшиеся промежутки. Обычно цементом служат песок с галькой и нередко глинистыми частицами. В брекчиях характерна разнородность состава цемента в противоположность однородности состава крупных обломков.

Содержание в цементе окатанных галек и песчинок отличает осадочную брекчию от тектонической, а осадочный характер цемента — от вулканической (туфовой) и эруптивной (изверженного происхождения) брекчии.

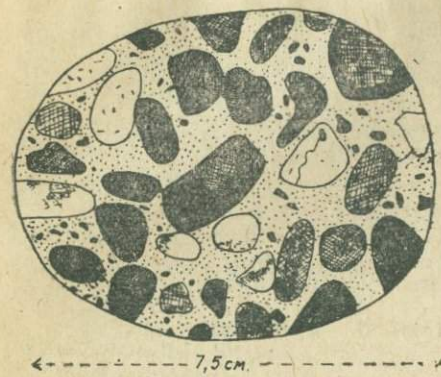


Рис. 121. Конгломерат.

В некоторых случаях среднеобломочный (песчаный) цемент и валуны (щебень) скреплены вторичным цементом: кремнистым, карбонатным и др.

Структура. Крупнообломочная структура этих пород определяется размерами обломков. По способу цементации различают: сингенетичные, корковые и другие структуры.

Текстура. Для данных пород слоистая текстура нетипична, вследствие разнородности размеров составных частей. Она может быть выражена лишь грубо в крупном масштабе при наличии невыдержанных прослоев песчаника или переслаивания мощных слоев конгломерата различной крупности — линзовидная грубослоистая текстура.

Макроскопия. Макроскопический облик пород определяется составными частями обломков и цемента и количественным соотношением между последними. Окраска обычно пестрая и лишь в однородных по составу породах определяется окраской обломков. Нередка окрашенность в бурые цвета различных оттенков, возникающая в процессе выветривания и выделения окислов железа.

Отдельность для грубообломочных пород не характерна. Лишь в районах тектонических сильно уплотненные конгломераты приобретают параллелопипедальную или сланцеватую отдельность.

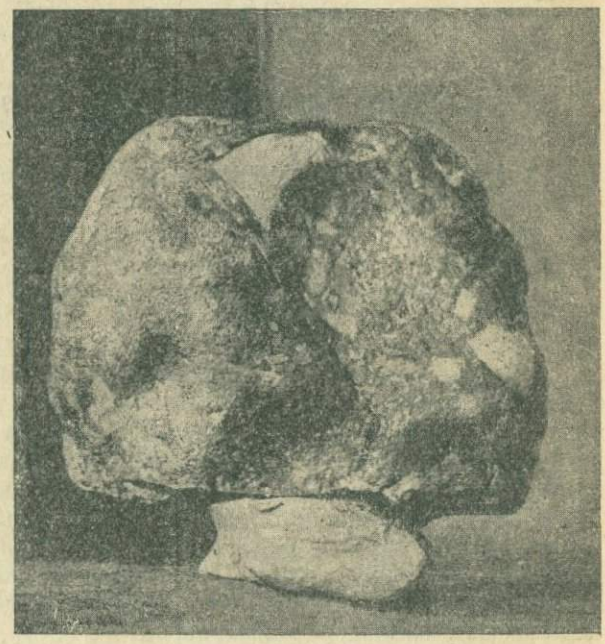


Рис. 122. Брекчия.

Разновидности. *Конгломераты* (см. рис. 121) и *брекчии* (рис. 122) в зависимости от состава разделяются на однородные (мономиктовые [1]) и разнородные (полимиктовые [2]), что находит отра-

[1] Monos — один.
[2] Polys — многий.

жение в названии пород. Гранитовая брекчия — гранитовый конгломерат, кварцитовая брекчия — кварцитовый конгломерат, известняковая брекчия и др. — породы, в которых обломки (валуны) принадлежат преимущественно или граниту, или кварциту и т. д.

Полимиктовые породы называют или по характерной составной части, например *костяная брекчия*, или особым названием, например *спарагмит* (Скандинавия, кембрий) — конгломерат, который состоит из валунов кварца и глинистого сланца.

Прессованный конгломерат характеризуется пластической деформацией валунов и галек, приобретающих под действием сильного давления плоские формы. В этих случаях нередко наблюдаются и метаморфические преобразования породы, в первую очередь цемента (рис. 123).

Галечные конгломераты, состоящие из гальки различных размеров, представляют породы переходные к группе среднеобломочных (песчаникам).

Конгломераты ледникового происхождения характеризуются неоднородностью состава и различной степенью окатанности обломков. В этих разновидностях наиболее обильно содержание глинистого материала.

Рис. 123. Прессованный конгломерат. Забайкалье. $^1/_2$ нат. вел.

Возраст и распространенность этих пород весьма разнообразны. В зависимости от условий образования конгломераты то представляют пласты небольшой мощности и вытягиваются в виде отдельных стратиграфических горизонтов, то стратиграфически невыдержаны и в некоторых случаях приобретают значительную мощность до 1000 *м* и покрывают значительные площади.

Конгломераты распространены значительно шире, чем брекчии, представляющие образование зоны осыпей и россыпей.

Среди конгломератов наиболее распространены разновидности, состоящие из прочных и твердых пород, и редки например известняковые конгломераты.

Ледниковые конгломераты ограничены в своем распространении областями древних оледенений.

Промышленное значение. Как строительный материал, конгломераты непригодны, вследствие разнородности структурных элементов, а следовательно и физических свойств. Рыхлые образования этого типа (галечники и щебень) используются для изготовления цемента и железнодорожных насыпей (балластный слой). В процессе своего образования конгломераты золотоносных районов иногда концентрируют в своем

цементе в промышленном количестве золото, например конгломераты западного берега Байкала (район с. Лиственичное), Дарвазские конгломераты (Таджикистан). Известны древние метаморфизованные золотосодержащие конгломераты, например Витватерсранда (Южная Африка).

Группа среднеобломочных пород (псаммиты)

Эта группа представлена различного вида песчаниками.

Определение. *Песчаники* называются среднеобломочные породы, существенно состоящие либо из обломков минералов, либо минералов и горных пород, сцементированных сингенетическим или эпигенетическим веществом.

Состав. Состав песчаников, как пород, претерпевших более или менее длительный перенос, характеризуется преобладанием наиболее устойчивого минерала — *кварца* и различных плотных пород, в которых кварц является характерным минералом, а также кусочков сланцев. В том или ином количестве, в зависимости от состава пород вдоль пройденного песком пути при переносе, присоединяются обломки различных минералов и пород. Чем меньший путь проходят эти последние обломки, тем в бóльшем количестве присутствуют реликтовые минералы, из числа легко выветриваемых: полевые шпаты, фемические минералы и др. Для песчаников характерна примесь второстепенных реликтовых минералов: циркона, рутила, магнетита, турмалина и др. В отдельных случаях встречается примесь вулканического (туфового) материала.

Второй структурный элемент песчаников — *цемент* также различен по составу: сингенетичный — глинистый и эпигенетичный (значительно реже) кремнистый, карбонатный, железистый, гипсовый.

Структура песчаников равномерно-зернистая, когда они образуются из отсортированного материала; нередко наблюдается неравномернозернистая. Первая более обычна для песков морского происхождения. По абсолютным размерам различают крупнозернистые (зерна крупнее 1 *мм*), среднезернистые (0,25 — 1 *мм*) и мелкозернистые (0,1—0,25 *мм*) структуры.

В зависимости от цемента имеем структуры: сингенетичные, корковые, пойкилитовые, регенерационные.

Текстура в песчаниках не всегда ясно выражена. Среди отчетливо проявляющихся текстур различают: согласнослоистые и несогласнослоистые. Согласнослоистые текстуры: плоскослоистые и линзовидно-слоистые с различной мощностью слоев, причем в крупнозернистых песчаниках наблюдаются более толстослоистые текстуры, в мелкозернистых — тонкослоистые. Типичные несогласные текстуры: различные диагонально-слоистые, в зависимости от фаций осадков. Из диагенетических—конкреционная. Для некоторых слабых песчаников характерна пористая текстура.

Отдельность. Наиболее часто встречается плитовая отдельность, также остроугольно-кусковая, шаровая.

Макроскопия. Из приведенной характеристики песчаников отчетливо вырисовываются отличительные черты их. Отметим связь между окраской песчаников и их составом. Наиболее светло окрашены песчаники, состоящие из кварца, полевых шпатов с кремнистым и карбонатным цементом. Песчаники, содержащие заметную примесь окрашенных минералов, приобретают более темные окраски: зеленую (глауконит,

хлорит), темносерую до черной (фемические минералы, углистые и битуминозные вещества). Желтоватая, буроватая, краснобурая окраски в песчаниках появляются в связи с выделением водных и безводных окислов железа при выветривании фемических минералов или в связи с присутствием железистого цемента. Различают окраски первичную и вторичную. Нередко вторичная окраска, развивающаяся по плоскостям напластования, сообщает песчаникам полосатость. При системе пересекающихся трещин образуется полигональная переплетающаяся сетка окрашенных полос, внутри которой сохранились участки породы с первичной окраской.

Изменения. Песчаники в большинстве случаев породы прочные. Изменения при выветривании определяются характером составных частей—полевые шпаты каолинизируются (порода белеет), фемические минералы разрушаются с выделением окислов железа (появляются желтая, краснобурая окраска). Песчаники с глинистым цементом при выветривании быстро разрыхляются.

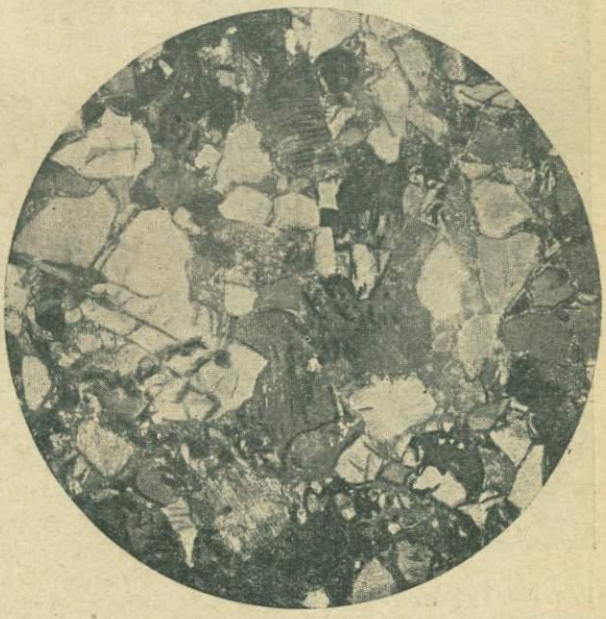


Рис. 124. Аркозовый песчаник. Забайкалье. Корковая цементация халцедоном. Ув. 15.

Разновидности. Разделение песчаников производится по составу и затем по цементу. Перечислим главнейшие разновидности.

Кварцевые песчаники состоят преимущественно из зерен кварца обычно с небольшой примесью полевых шпатов.

Аркозовые песчаники (аркозы) состоят из кварца и полевых шпатов, преимущественно щелочных (рис. 124). Они образуются в результате разрушения гранитов и отлагаются по близости от выходов последних, почему окатанность зерен их довольно слабая. Некоторые плотные аркозы макроскопически не отличимы без учета условий залегания от аплитов. Окраска их светлая, в выветрелом состоянии желтоватая, буроватая, реже белая (каолиновые песчаники).

Граувакковые песчаники (граувакки). Наиболее обычная разновидность этих пород состоит как из обломков различных минералов, так и мелких галечек. Окраска их серая, темносерая.

Слюдистые песчаники. Богатые мелкими чешуйками мусковита, который часто скопляется на плоскостях напластования.

Глауконитовые песчаники содержат значительную примесь, до 50%, зерен глауконита и приобретают характерный зеленый цвет.

В зависимости от состава цемента различают песчаники: железистые, кремнистые, известковистые и др.

Переходные разновидности. *Глинистые песчаники*— мелкозернистые до тонкозернистых породы, в которых тонкий материал (цемент) присутствует в количестве до 50%.

Алевриты — мелкозернистые песчаники, размеры зернышек в которых заключены в пределах 0,1—0,01 *мм*. Нередко в виде отдельных прослоев чередуются с глинистым сланцем и образуют характерные полосатые или слоистые алеврито-пелитовые сланцы.

Наконец упомянем о *туфогенных песчаниках*, возникших в результате перемыва рыхлых туфовых отложений (рис. 125).

Рис. 125. Туфогенный песчаник со слабо окатанными обломками. Забайкалье. Ув. 10.

Возраст и распространенность. Возраст песчаников различен. Отдельные виды их несут на себе настолько отчетливый отпечаток палеогеографических условий, что по названию их дается название стратиграфическим толщам, например Old Red Sandstone (древний красный песчаник) Англии, Шотландии—отдел девона. По распространенности среди осадочных пород песчаники уступают лишь глинистым сланцам.

Промышленное значение. Рыхлый материал песчаников, еще не достигший состояния плотной горной породы—пески являются в ряде случаев, благодаря своей рыхлости, объектом эксплоатации с целью извлечения концентрирующихся в них ценных минералов — золота, касситерита, монацита, граната и пр.

Вследствие большой пористости пески служат коллектором жидких полезных ископаемых — нефти.

В условиях пустынного климата в песках и пористых песчаниках концентрируются гипс, сера (Каракумы—Казакстан).

Чистые кварцевые пески применяются в металлургии, в стекольной промышленности и как шлифовальный материал.

Пески бедные легко выветриваемыми минералами (полевые шпаты, фемические минералы) применяются для устройства железнодорожных насыпей. Пески мелкозернистые употребляются как формовочный материал.

Песчаники пермского возраста в отдельных горизонтах характеризуются содержанием окисных соединений меди — так называемые *медистые* песчаники.

Песчаники, в особенности кремнистые, применяются в виде плит и монолитов в строительстве, а мелкозернистые толстослоистые идут на изготовление жерновов.

Группа тонкообломочных пород (пелиты)

К пелитам относятся тонкозернистые (<0,01 *мм*) породы различного состава, образовавшиеся из глины, ила, пыли. Наиболее типичные представители этой группы — глинистые сланцы. Сюда можно отнести некоторые иловатые известняки и отчасти лёсс.

Определение. *Глинистыми сланцами* называют плотные тонкообломочные темноокрашенные породы, состоящие из мельчайших частиц «глинистых» минералов (каолин, аллофан), чешуек мусковита, серицита и хлорита, мельчайших зернышек кварца с примесью пигментирующих веществ (углистые частицы, битумы, гидроокислы железа), а иногда вулканической пыли. Они тесно связаны переходами с первичными осадками — глинами, часто описываемыми как «глинистые породы», но которые по существу являются лишь промежуточной стадией превращения вещества земли. Состав перечисленных образований значительно варьирует в зависимости от генезиса их.

Глины — рыхлые образования (осадки) весьма тонкозернистого строения, состоящие из продуктов разложения силикатов, главным образом алюмосиликатов (полевые шпаты), а также мелчайших зернышек — неразложенных остатков материнских пород. Состав их широко варьирует и потому различают разновидности от чистого каолинита до элювиальных глин, характеризующихся нередко разнообразием составных частей.

Структура глинистых сланцев не может быть определена иначе как иловатая, так как составные части пород настолько мелки, что говорить об индивидуальных свойствах их не представляется возможным. В некоторых случаях возможно говорить о микрозернистой структуре для разновидностей переходных к алевритам, когда размеры частиц несколько превышают 0,01 *мм*.

Текстуры. Глинистым сланцам свойственны первичные тонкослоистая или листоватая текстуры. Как и в глинах, эта текстура нередко может быть отмечена лишь п. м. благодаря вытягиванию пигментирующих веществ в тонкие полоски по слоистости. Часто наблюдается однородная текстура, сохраняющаяся в пределах значительных толщ. Типичная вторичная слоистая текстура, в большинстве случаев не совпадающая с истинной слоистостью, называется *кливажем*.

Тектоническое происхождение имеет и микроскладчатость — плойчатая текстура.

Отдельность. Для ненарушенных глинистых сланцев отдельность совпадает с плоскостями наслоения. В тектонически нарушенных породах появляются, в зависимости от интенсивности смятия — плитчатая, листоватая, остроугольно-щебенчатая (различных форм) отдельность (рис. 126).

Макроскопия. Глинистые породы прежде всего обращают внимание своим плотным видом, темной, чаще всего темносерой и черной окраской, зависящей от примеси углистых частиц, тонкой слоистостью, выступающей более отчетливо при наличии алевритовых прослоев.

Реже встречаются иные окраски, зависящие от присутствия пигментирующих веществ: зеленовато-серая и буроватая даже красная (закисное и окисное железо). Происхождение бурого железистого пигмента объясняется осаждением окислов железа из морских растворов, в которых присутствуют железистые соли, сульфаты и сероводород, как продукт

разложения органического вещества. Сероводород восстанавливает железо из его солей или приводит к образованию сульфидов (пирит в сланцах), которые позднее переходят в гидроокислы железа.

В некоторых глинах, богатых слюдой, чешуйки последней обнаруживаются в массе породы по слабому мерцанию. Эти разновидности представляют переход к несколько метаморфизованным сланцам (филлитам), для которых характерно обилие слюды.

П. м. Сравнительно редко встречающиеся не пигментированные разновидности прозрачны. В скрещенных николях они либо обнаруживают слабое двупреломление (кристаллические разновидности группы каолина), либо изотропны (аллофаны). Обычно же в неизмененных диагенетически породах наблюдается в том или ином количестве примесь густоокрашенного пигмента. Без анализатора в шлифе он выступает или в рассеянном виде, или скопляясь в виде полосок, плоских линзочек черного (углистые частицы), темно-бурого (битумы), красного и красно-бурого цвета (гидроокислы железа). Из прочих примесей обычно нередки и заметны как без анализатора, так и в особенности при скрещенных николях по своей характерной интерференционной окраске угловатые мельчайшие зернышки кварца. Эти зернышки либо рассеяны в массе глинистого материала, либо образуют цепочки мелких плоских линзочек или полосок. При некотором изменении глинистых сланцев, в скрещенных николях обращает внимание появление многочисленных ярко поляризующих тончайших чешуек серицита.

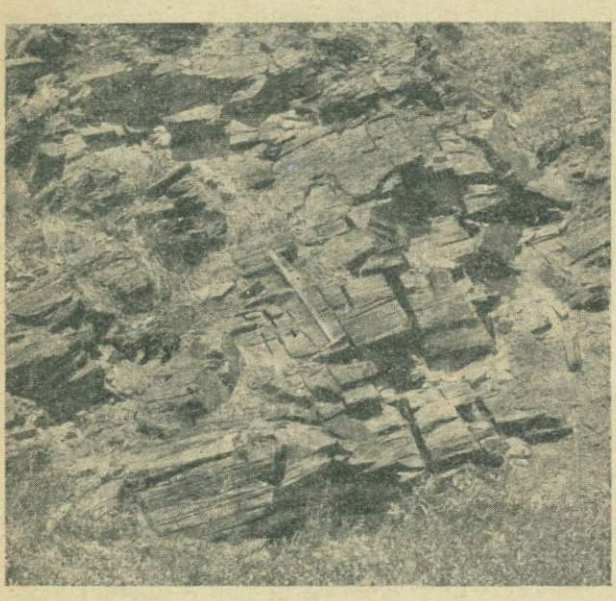


Рис. 126. Кливаж и остроугольная отдельность в глинистом сланце. Забайкалье.

Известковистые глинистые сланцы и мергели в скрещенных николях дают общее просветление неразличимо-зернистой иловатой массы. При этом чем обильнее известковистое вещество, тем ближе эта светлая окраска напоминает неразличимые цвета поляризации карбонатов.

Условия образования. При образовании глин особенно отчетливо выступает влияние химического фактора выветривания, в большинстве случаев совершенно маскирующего или вытесняющего первоначальные механические изменения материнских пород.

В наиболее распространенном случае распада материнской породы на мелкие частицы, сопровождающегося и гидрохимическим разложением

составных частей с участием или без участия последующего механического переноса и отсортировки более крупных неразложенных частиц, получаем элювиальные, озерные и морские глины. В элювиальных глинах еще играют заметную роль мелкие неразложенные частицы (кварц, полевые шпаты, хлорит), иногда достигающие крупных размеров, и включения обломков (до глыб) пород, как в ледниковых моренных глинах. Наоборот в морских глинах, особенно глубоководных, примесь твердых частиц весьма незначительна и некоторую роль в отдельных случаях играют остатки микрофауны.

Специфические условия субтропического выветривания, обусловливающие исключительное действие гидрохимических изменений материнских пород, приводят к образованию сравнительно редких пород: каолинит, латерит, боксит.

Тонкообломочный материал под влиянием нагрузки, возрастающей по мощности толщи новых накоплений, постепенно начинает уплотняться. Достаточно однородный, без примеси песчинок, иловатый материал уже при погружении на глубину около 10 *м* от поверхности становится плотным и водонепроницаемым.

При дальнейшем уплотнении возникает связная компактная масса, с заметной слоистой текстурой — сланцеватая глина. Это еще достаточно мягкая, но уже потерявшая пластичность глин горная порода.

Наконец, когда вся масса достигнет состояния твердой горной породы — получается глинистый сланец с тонкослоистой до листоватой текстурой.

Изменения. Как мы видели в процессе превращений, глина постепенно переходит в более плотное состояние. При этом начинается процесс образования мусковита из гидрослюд; за счет окиси титана, абсорбированной в глине, возникают иголочки рутила, из окислов железа — гематит и магнетит. Близ контактов с изверженными породами, в особенности гранитами, процесс новообразования и собирательной кристаллизации усиливается — образуются альбит, биотит, разрастаются зерна кварца, появляется турмалин. Подробнее на контактовых изменениях мы остановимся ниже при рассмотрении метаморфических пород.

Разновидности. *Аргиллитами*, в отличие от глинистых сланцев, называют плотные неслоистые глинистые породы.

Кровельные сланцы — разновидности темносерого цвета, обладающие тонкоплитчатой отдельностью.

Аспидные сланцы отличаются от кровельных черным цветом, вследствие присутствия углистого вещества.

Грифельные сланцы имеют резко выраженный кливаж по двум направлениям, почему распадаются в своеобразную щебенку в виде многогранных стержней.

Песчанистые глинистые сланцы отличаются от глинистых увеличенным содержанием зернышек кварца и представляют переход к глинистым песчаникам, с которыми обычно переслаиваются.

Известковистые глинистые сланцы — породы переходные, как и мергель, к глинистым известнякам.

Битуминозные и горючие сланцы — листоватые породы черного и темносерого цвета, богатые битумами.

Филлиты — первая стадия метаморфизма глинистых сланцев, и потому мы рассмотрим их вместе с метаморфическими породами.

Возраст и распространение. Возраст глинистых пород самый разнообразный. Небезынтересно отметить, что могут быть глины древнего возраста (зеленые девонские глины Ленинградской области) и более молодые породы значительной плотности и твердости (мезозойские сланцы альпийской складчатой зоны). На этом примере наглядно выступает значение геотектоники, как фактора преобразования осадочных пород.

Применение. Глинистые сланцы с хорошей плитовой или с тонкоплитчатой отдельностью используются в строительном деле. Более разнообразны и ценны различные глины. *Каолины* используются в фарфоровой и писчебумажной промышленности, *жирные* глины (с большой примесью каолина) — огнеупорный материал, *суконовальные* глины, отличающиеся свойством поглощать жиры и масла, применяются при очистке шерсти, сукон и т. д. Из *глауконитовых* глин получается хорошая зеленая минеральная краска, из железистых глин, иногда даже переходящих в достаточно чистые охры — красные краски, умбра, сиена.

Туфы

Определение. Туфами называют уплотненные продукты вулканических извержений, подвергшиеся некоторой сортировке в воздушной среде.

Обычно более крупный грубый материал падает в непосредственной близости к жерлу вулкана; мелкие бомбы, обломки и кристаллы — далее, и более далеко разносится пепел.

Рыхлые туфовые образования при циркуляции в них поверхностных вод подвергаются разложению, нередко заходящему довольно далеко, поэтому расчленить туфы по составу не всегда удается. Вообще же по составу преобладающего изверженного материала туфы можно разделить на: трахитовые, андезитовые, базальтовые, диабазовые и т. д. Приведем примеры названий туфов: базальтовый агломерат-туф, трахитовый кристалл-туф, кислый пепловый туф и т. п.

Нередко древние плотные туфы при невнимательном рассмотрении образцов в поле легко смешать с соответствующими излившимися породами, тем более, что переслаивание туфов и лав явление обычное.

Химически осажденные породы

К этому типу относятся: 1) минеральные соли, 2) некоторые карбонатные и 3) кремнистые породы. В некоторых случаях возможно говорить о химическом происхождении железистых пород.

Группа минеральных солей

Группа минеральных солей — единственная группа среди осадочных образований, напоминающая условиями своего образования (кристаллизация) породы изверженные. Основное отличие от последних заключается в том, что кристаллизация происходит не из расплавленного силикатового расплава, а в водном растворе, при пересыщении последнего тем или иным компонентом. Для этих пород, как и пород изверженных, характерна кристаллически-зернистая структура.

Минеральные соли образуются главным образом путем осаждения: 1) из морской воды в условиях сухого и жаркого климата, в особенности

из почти отделенных от моря бассейнов, получающих приток морской воды, и 2) из замкнутых континентальных усыхающих бассейнов озерного типа. В меньшем масштабе отложение солей имеет место около соленых минеральных источников. Известны случаи механического накопления материала (гипсовые дюны в Мексике), метасоматического замещения известняков гипсом.

Энергичное испарение соленой воды в замкнутом или полузамкнутом бассейне приводит к повышению концентрации солей в воде. Выпадение солей происходит в порядке повышения их растворимости. Существенный корректив вносят: 1) относительные количества солей в растворе, 2) взаимное влияние их и 3) температура. При учете указанных поправок, становится очевидным, что процесс кристаллизации солей из морской воды, представляющей сложный раствор (система: H_2O, Na_2, Mg, K_2, Cl_2, SO_3), может итти различными путями. Обычно раньше всех начинают выделяться сульфаты кальция (гипс, ангидрит и др.), затем следует каменная соль и позднее калийные и магниевые соли, как наиболее легко растворимые. Влияние температуры особенно наглядно выступает в известных Стассфуртских залежах каменной соли. Наблюдается чередование слоев мощностью 8—10 *см* каменной соли (зимние слои) и до 7 *мм* мощностью ангидрита (летние). Объяснется это явление тем, что повышение температуры повышает растворимость хлористого натрия и понижает растворимость ангидрита, а при понижении температуры происходит обратное.

Помимо громадного практического значения минеральных солей нахождение их в древних отложениях является важным материалом для восстановления палеогеографических условий на земной поверхности.

Так как минеральные соли подробнее изучаются в качестве нерудных полезных ископаемых, мы остановимся лишь вкратце на характеристике каменной соли, ангидрита и гипса.

Каменная соль (галит), легко распознаваемая на вкус, может иметь довольно разнообразный вид. Структура ее массивно-кристаллическая или плотная. Часто наблюдается слоистая текстура. В чистом виде — снежно-белого цвета или прозрачна. В присутствии примесей окрашена в желтый, красный и серый до черного цвета.

П. м. — бесцветна, изотропна, реже слабо двупреломляет (аномалии вследствие явлений натяжения).

Формы залегания каменной соли: штоки и пластовые залежи, нередко достигающие мощности до тысячи метров.

Главные месторождения каменной соли в СССР располагаются на юге Европейской части в районах: Артемовска, Славянска, Илецкой защиты и Оренбурга. В открытом за последние годы богатейшем месторождении калийных солей в районе Соликамска (Северный Урал) обнаружен пласт каменной соли до 30 *м* мощностью.

Ангидрит ($CaSO_4$), как и *гипс* ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), часто встречается вместе с каменной солью или образует самостоятельные залежи.

Макроскопически — ангидрит и гипс (в качестве пород) представляют массивно-кристаллические породы. Структура — от плотной до яснозернистой, иногда неравномернозернистой. Иногда гипс, кристаллизуясь в жилах и трещинах, имеет игольчатый характер (селенит).

Окраска их белая, в присутствии примесей светлая: желтая, розовая, синеватая, реже буроватая и красноватая (битумы, окислы железа).

Известен богатый битумами темносерый «вонючий» гипс. Твердость их резко различается: у ангидрита — 3,5, у гипса — от 1,5 до 2.

П. м. (см. табл. 32). В скрещенных николях — ангидрит легко отличим от гипса по высокому двупреломлению. Слабо уловимые макроскопически переходы ангидрита в гипс п. м. выступают отчетливо.

Залегают в виде мощных толщ, тонких пластов, линз, неправильных участков. Гипс — также в виде жил и гнезд в известняках. Характерна ассоциация с глинистыми породами, мергелями (лагунные отложения) или соляными отложениями.

Так как при переходе ангидрита в гипс происходит значительное (до 60,3%) увеличение объема породы, что вызывает смятие как самой залежи, так и вмещающих пород — создается подобие складчатости.

Являясь первой фазой кристаллизации соленых концентрированных вод замкнутых бассейнов (парагенезис с каменной солью и др.), гипс и ангидрит также образуются и в условиях морской среды (лагуны). Гипс также образуется в результате действия сернокислых вод на известняки. Гипс может быть первичным и вторичным.

Условия образования первичного гипса значительно отличаются от таковых для ангидрита. Вант-Гофф опытным путем показал, что из чистого раствора $CaSO_4$ при температуре выше 63°,5 выделяется ангидрит, а при температуре ниже 63°,5—гипс. В действительности в море подобные чистые растворы не встречаются. В присутствии обычного в морской воде $MgCl_2$ при насыщенном растворе последнего указанная температурная граница понижается до 0°. В растворе, насыщенном NaCl, она поднимается до 25°.

Кроме нахождения в соляных месторождениях СССР (Артемовск, УССР; Илецкая защита и др.) гипс встречается вместе с ангидритом в Горьковском крае и севернее вдоль западного склона Урала — в девонских и пермских отложениях. Гипсоносные толщи нижне-палеозойского возраста известны в Восточно-сибирском крае.

Ангидрит известен на Кавказе (г. Машук близ Пятигорска), на р. Пудожа близ Павловска.

Гипс используется в цементном производстве, медицине и скульптуре.

Группа карбонатовых пород

Главная масса карбонатовых пород, в особенности карбоната кальция, образуется при участии организмов. Однако в морской воде содержится достаточно значительное количество карбоната кальция, который при изменении физико-химических условий может выпадать из раствора в виде осадка. Так называемые немые известняки многочисленны, и не исключена возможность происхождения некоторых из них химическим путем.

Несомненные химические образования карбоната кальция мы встречаем в виде *сталактитов* и *сталагмитов*. В более широком масштабе происходит осаждение $CaCO_3$ около выходов некоторых источников, вода которых насыщена этим карбонатом. Образуется пористая масса, называемая *известковой накипью*, *туфом* или *травертино*.

Оолитовым известнякам также приписывают химическое происхождение. Макроскопически оолиты в этих известняках выделяются в виде многочисленных шариков размера просяного зернышка или крупнее.

Доломиты (доломитовые породы) — породы вторичные, образую-

щиеся путем замещения части кальция в известняках магнием из морской воды или из содержащих магний грунтовых вод. Особенно широко происходит процесс доломитизации в известняках коралловых рифов. Вопрос о самостоятельном выпадении доломитов из растворов еще не решен.

Группа кремнистых пород

Химическое отложение кремнистого материала тонкокристаллического или опаловидного вещества наблюдается около выходов горячих источников — это так называемая *кремнистая накипь* (туф), хотя частично в этом процессе играют роль некоторые водоросли.

Отложение кремнезема мы встречаем также в известняках в виде кремневых стяжений и выполнения трещин. Это так называемые известняки с кремнями. Кремнекислота, выщелоченная углекислыми водами из рассеянных в породах кремнистых организмов, при повышении насыщенности вод углекислотой выпадает из раствора и отлагается в виде коллоида (кремень).

Органогеновые породы

Известны многочисленные образования вторичного характера, обязанные своим происхождением прямо или косвенно жизнедеятельности организмов и бактерий.

Большинство из них возникает в морских бассейнах. Процесс отложения вещества их может идти несколькими путями. В одних случаях происходит непосредственное образование плотных масс, как например образование коралловых известняков. В других — организмы выделяют химические вещества, вступающие в реакцию с соединениями, растворенными в воде, в результате чего происходит отложение карбоната кальция, гидрата окиси железа и др. Этот процесс носит название *биохимического*. Наконец, строя свой скелет или раковину, организмы поглощают вещество из раствора. После смерти организмов твердые части их (скелеты, раковины) скопляются на дне моря. Это — процесс *биомеханический*.

К рассматриваемому типу, объединяя в группы по химическому составу, относим породы: известковые, кремнистые, железистые, фосфатовые, углистые.

Группа известковых пород

К этой группе относятся известняки и частью доломиты. Известняки образуются и биохимически и биомеханически. Известняки биохимического происхождения тонкозернисты и похожи на известняки химически (неорганически) осажденные. Лишь косвенные указания могут служить некоторым руководством, так например в известняках биохимического происхождения следует ожидать в какой-то степени присутствия органических остатков, указывающих на биогенный тип процесса образования их.

Известняки органогеновые составляют главную массу карбонатных пород. Как мы видели из описания остатков, многие организмы строят свою раковину из арагонита, легко переходящего при диагенезисе в кальцит. Кроме того и тонкозернистое кальцитовое вещество нередко перекристаллизуется в более крупные зерна. Поэтому в большинстве древних известняков трудно установить генетический тип, а в породах

явно органогеновых мы встречаем лишь реликты органогеновых структур.

Определение. Органогеновые известняки представляют собой плотные или мелкокристаллические породы, заключающие в себе то или иное количество органических остатков.

Структуры пород определяются количественным соотношением между органическими остатками и цементом, например: 1) иловатая структура с остатками организмов (иловатый известняк с остракодами), 2) брахиоподовый известняк — при преобладании остатков раковин брахиопод.

Текстуры. Текстурные признаки слабо выражены. Лишь в некоторых случаях можно говорить об отчетливой слоистости. В глинистых разновидностях довольно часто встречается тонкослоистая текстура.

Отдельность известняков неправильно-глыбовая или плитовая.

Изменения. Нередко еще в стадии осадка, но также и в виде плотной породы известняки легко подвергаются изменениям — метасоматическому замещению части кальция. В одних случаях происходит доломитизация, в других — фосфатизация или окремнение. На поверхности земли известняки легко выщелачиваются, в связи с чем стоит общеизвестное явление карста. Обнажения известняков характеризуются сглаженными вследствие выветривания контурами. Окремненные известняки выветриваются значительно слабее.

Разновидности известняков определяются не только по содержанию остатков тех или иных организмов, но также по химическому составу и по присутствию различных примесей.

Различают *известняки*: чистые, глинистые, глауконитовые, фосфатовые, битуминозные, кремнистые, доломитовые.

Мел — иловатая, не измененная разновидность.

Возраст и распространенность. Известняки встречаются в толщах различных возрастов, достигая иногда мощности в несколько сотен метров. Чистый мел занимает обширные площади на юге Европейской части СССР (Украина, Нижне-Волжский край).

Применение. Чистые известняки широко применяются в цементном производстве, в изготовлении извести, в строительстве, как поделочный камень (зернистые известняки и мраморы).

Группа кремнистых пород

Органогеновые кремнистые породы образуются с одной стороны среди осадков глубоководных частей моря (ассоциация с абиссальными илами — глубоководными глинами), а с другой — в пресноводных бассейнах и в мелководных морских фациях.

Наиболее распространенные представители: в древних толщах—яшма и кремнистый сланец, в новейших и современных отложениях—трепел.

Определение. *Кремнистыми породами* называются плотные или пористые тонкозернистые образования, происшедшие главным образом за счет накопления кремнистых микроорганизмов, частью слоистые, частью без слоистости.

Состав. Состав кремнистых пород варьирует довольно широко от чистых органогеновых пород до глинисто-кремнистых со значительной примесью, иногда до преобладания, материала глубоководных глин. *Кремнекислота* представлена первичным опалом и эпигенетическим халцедоном, реже кварцем. В том или ином количестве присутствует примесь хлорита, окислов железа. В яшмах характерно присутствие

окислов марганца. Наблюдается примесь терригеновой пыли — продуктов развевания суши и вулканического пепла.

Структура — иловатая с остатками микроорганизмов, или типичная органогеновая, определяемая формами диатомовых и радиоляриевых скелетов. Различие между остатками организмов и цементом (халцедон-кварц) в древних породах нередко неотчетливое.

Текстура — плотная или нерезко выраженная слоистая.

Отдельность — остроугольно-щебенчатая. Излом плоский или плоскораковистый с острыми ребрами осколков.

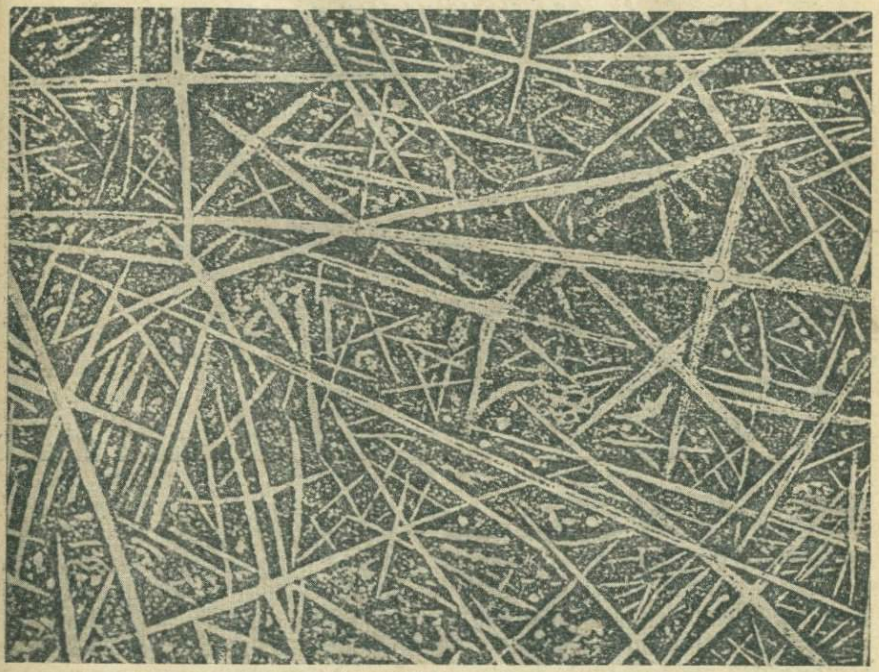


Рис. 127. Спонгиолит.

Изменения. Первоначальный аморфный материал (опал) сохраняется редко. Его мы встречаем лишь в юных образованиях — трепелах. В яшмах имеет место превращение опала в кремнезем или тонкозернистый кварцевый агрегат.

Разновидности. *Яшма* — представляет плотную очень твердую породу, окрашенную в серый, красноватый, зеленоватый (от примеси хлорита) цвет. Довольно обычно чередование различно окрашенных полос.

Кремнистый сланец отличается от яшмы по тонкослоистой текстуре. Нередко образуется из окремненных известняков.

Трепел — мягкая, легкая, светлоокрашенная, иногда тонколистовая порода, состоящая из остатков диатомовых организмов. Отсюда название рыхлых накоплений — диатомовый пелит. Окраска белая, но чаще — пепельно-серая, буроватая.

Кремнистым породам с хорошо сохранившимися остатками микроорганизмов дают также название по виду последних: радиоляриты, диатомиты, спонгиолиты (спикули губок). Последний представлен (п. м.) на рис. 127.

Возраст и распространенность. Возраст различен. В СССР яшмы широко распространены в нижне-палеозойских толщах Южного Урала, где они переслаиваются с туфогенными породами и лавами (зеленокаменными породами). Менее плотные разновидности кремнистых пород развиты в Закавказье, Средне-Волжском крае, в Мурманском крае среди меловых третичных и послетретичных отложений.

Применение. Трепел применяется как тонкий абразивный (полировальный) материал, а также как поглотитель при изготовлении некоторых взрывчатых веществ.

Группа железистых пород

Биохимическое и биомеханическое значение некоторых водорослей и бактерий (железо-бактерии) в отложении так называемых бобовых железных руд установлено. Но так как остатки этих организмов быстро разрушаются, то в породах бывает трудно установить следы их существования. Сюда относятся морские шамуазитовые (богатый железом хлорит) железные руды, озерные бобовые руды.

Группа фосфатовых пород

Представителями их являются фосфатовые известняки и мел, фосфоритовые песчаники и глины. В перечисленных породах в той или иной мере концентрируется фосфорнокислая известь, часто в виде конкреций (фосфориты). Позвоночные строят свой скелет при участии фосфата кальция, некоторые ракообразные и брахиоподы поглощают фосфат кальция для построения своих раковин.

Накопления костей и раковин образуют обогащенные фосфатом участки глубоководных отложений. При растворении и переотложении фосфат образует конкреции. Растворы из отложений гуано, циркулируя по известнякам морских коралловых островов, отлагают фосфат метасоматически; возникают фосфатовый мел и известняк. Известковые фосфатовые породы, разрушаясь при выветривании, оставляют фосфат в виде конкреций среди остаточных продуктов. Конкреции переносятся и отлагаются в толще типичных континентальных осадков — песков, образуя затем обогащенные фосфатом породы—фосфоритовые песчаники.

В СССР залежи фосфоритов известны в ЦЧО, Нижне-Волжском крае, в УССР (Подолия), в области Коми. Фосфориты употребляются в качестве удобрения и частично используются в металлургии.

Группа углеродистых пород

В эту группу относятся различные виды *фитогеновых* образований, возникающих в результате уплотнения и изменения вещества клетчатки растений, скопляющихся в виде торфа или погребенных лесов.

В зависимости от стадии изменений (восстановления углерода), как известно, различают торф, бурые угли, каменный уголь различных типов и наконец плотный антрацит, обладающий полуметаллическим блеском и раковистым изломом.

Углистые образования и угли подвергаются специальному изучению в курсе полезных ископаемых, поэтому здесь мы не будем останавливаться на более подробной характеристике их, генезисе и других вопросах.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Глава 16

Метаморфизм

Общие замечания

Два рассмотренные нами типа горных пород, *изверженные* и *осадочные*, несмотря на видимое резкое различие по форме существования, являются связанными между собой эволюционными ступенями в истории развития вещества земли. В породах изверженных, по сравнению с осадочными, мы встречали более закономерные отношения между составом и свойствами пород и совокупностью факторов, определяющих их происхождение. В породах осадочных, где совокупность генетических видов сложнее, а формы существования многообразнее, эта взаимосвязь выступает не столь явно. Для пород изверженных, в связи с изменениями геологической обстановки их существования, уже намечались некоторые изменения.

Таковы: 1) изменения во время наиболее ранней (магматической) стадии, как например коррозия кристаллов оливина, кварца или превращение пироксена в присутствии минерализаторов в амфибол, и 2) более поздние эпимагматические явления соссюритизации плагиоклазов, хлоритизации фемических минералов и т. д. Породы изверженные, вследствие особенностей своего строения (плотность, известная однородность и устойчивость состава и др.), менее доступны резким изменениям состояния, если только они не подверглись энергичному воздействию со стороны геологических факторов, например горообразовательного давления. Последнее, нарушая прочность изверженных пород, тем самым облегчает изменения состава пород при посредстве ряда других факторов. Породы осадочные, возникшие в условиях внешней зоны литосферы, наоборот, характеризуются комплексом свойств, быстрее реагирующих на изменение геологической обстановки.

Переходы: песчаник—кварцито-песчаник, в особенности сланцеватая глина—глинистый сланец—филлит, возникающие как при процессе седиментационного накопления новых толщ и увеличении нагрузки, так и при действии горообразовательного давления, достаточно отчетливо намечают пути конструктивного (прогрессивного) изменения форм вещества.

Более глубоко проявляющихся процессов изменения как изверженных, так и осадочных пород и возникающих при этом новых форм мы до сих пор не затрагивали. Они и составляют предмет настоящей части курса.

Метаморфизм и метаморфические породы

Метаморфизм есть реакция твердых пород на резко выраженные изменения температуры, давления и химической обстановки, которые имеют место ниже зон выветривания и цементации и определяются тем или иным течением основных геологических процессов.

Так как породы метаморфические в общем имеют достаточно резкие отличия по свойствам от пород осадочных, то мы и рассматриваем их отдельно. Но в то же время следует иметь в виду взаимосвязь всех трех главных генетических типов горных пород и то, что продукты метаморфизма являются связующим звеном между крайними типами: изверженным и осадочным.

Метаморфическими породами мы будем называть те породы, которые выведены из первичных условий физикохимического равновесия, определяемых местом залегания и образования их, и которые на каждом этапе развития вступают с новыми условиями в новое равновесие.

Происходящие при этом изменения минерального состава заключаются: в распадении старых соединений, в молекулярной перегруппировке и образовании новых более устойчивых ассоциаций минеральных видов. При этом либо не происходит изменения валового химического состава пород (метаморфизм без привноса вещества), либо же наблюдается явное изменение его (метаморфизм с привносом — аддитивный, см. ниже).

Факторы метаморфизма

Явления метаморфизма зависят от трех главных факторов: температуры, давления и химически активных магматических газов. Кроме того большое значение имеет и время. Чем продолжительнее находится порода в новых условиях, тем полнее процесс превращений ее составных частей.

1. Температура. Возрастание температуры связано с погружением пород на ту или иную глубину в толщу литосферы (геотермический градиент) или с нахождением в контакте с магматическими расплавленными массами.

2. Давление. Различают два вида давления: 1) связанное с нагрузкой вышележащих толщ и 2) связанное с временными горообразовательными напряжениями. Первое, действуя по радиусу к центру земли, распределяется равномерно по всем направлениямм и называется *равносторонним* (гидростатическим). Действие его направлено к изменению объема веществ. Второе, ориентированное (тангенциальное) давление встречает по различным направлениям различное сопротивление. Чем ближе точки его приложения расположены к поверхности земли, тем меньшее сопротивление встречает оно со стороны вышележащих толщ. Оно называется *односторонним* (стресс). Действие его направлено не только к изменению объема, но также и к нарушению форм залегания горных пород. Очевидно результаты действия того и другого вида давления будут сильно различаться.

Если принять средний удельный вес горных пород равным 2,6 (более легкая салическая оболочка), то давление нагрузки или гидростатическое на 1 *см*² будет возрастать с глубиной в следующем порядке:

На глубине	0,1 *км*	. . . . .	26 *кг*
„ „	1 „	. . . . .	260 „
„ „	10 „	. . . . .	2600 „
„ „	20 „	. . . . .	5200 „ и т. д.

Уже на глубине в 10 *км* произошло бы раздавливание наиболее прочного гранита, а на глубине около 15 *км* — наиболее прочного базальта (сопротивление его 3500 *кг/см²*). Но одновременно с возрастанием давления возрастает и температура, действующая в сторону размягчения пород. Поэтому на больших глубинах породы находятся уже в состоянии уплотнения и размягчения (зона пластичности — астеносфера). На меньших глубинах, в случае возникновения односторонних напряжений, происходит раздробление пород (катаклаз).

3. Магматические газы. Выделяющиеся из магмы газы переполняют бесчисленные капиллярные поры и трещины твердой массы. Среди газообразных веществ, присутствующих на глубине, без сомнения, главное значение имеет вода. Химически-активные газообразные вещества облегчают молекулярную перегруппировку составных частей горных пород.

Все три названные фактора, действуя в различных комбинациях и в течение различного времени, приводят к далеко идущим изменениям. В то же время наблюдаемые результаты изменений вещества пород нередко указывают на преобладание того или иного из этих факторов. Рассмотрим действие перечисленных факторов в различных геологических условиях, определяющих пути превращений.

Типы метаморфизма

Предварительно остановим внимание на сравнительно ограниченном по масштабу изменений случае в магматической стадии, когда газообразным веществам можно приписать преобладающее значение.

Автометаморфизм

Тот минеральный состав изверженных пород, который мы наблюдаем в твердых породах, в большинстве своем не является первичным. Приведем несколько примеров.

1. *В магматической стадии* известно несколько модификаций SiO_2 и других более сложных соединений, которые постепенно переходят одно в другое, по мере понижения температуры:

a) β кристобалит $\xrightarrow[1710°]{}$ β тридимит $\xrightarrow[1476°]{}$ β кварц $\xrightarrow[870°]{}$ α кварц $\xrightarrow[573°]{}$

b) лейцит $\xrightarrow[1420°]{}$ псевдолейцит $\xrightarrow[450°]{}$ или,

при реакции с расплавом (инконгруэнтное плавление) (см. рис. 77, стр. 108):

$$\text{лейцит} + 2SiO_2 \xrightarrow[1100°]{} \text{ортоклаз}.$$

2. *В конце магматической стадии* (или непосредственно после остывания магмы) возникают реакционные каймы: a) актинолит вокруг оливина на стыке последнего с плагиоклазом (*келифитовые* каймы), b) биотит вокруг ильменита или титаномагнетита на стыке с плагиоклазом и др., c) мирмекиты, на стыке плагиоклаза с ортоклазом и т. д.

3. *В пневматолитическую стадию* — амфиболизация пироксенов, грейзенизация, альбитизация.

4. *В гидротермальную стадию* — серпентинизация оливина, каолинизация щелочных полевых шпатов, соссюритизация плагиоклазов и др.

Дислокационный метаморфизм

Совокупность явлений изменения, возникающих при действии только давления, или вместе с некоторым одновременным повышением температуры, называется *дислокационным* метаморфизмом. Повышение температуры может быть связано с общим процессом погружения вглубь, или с переходом механической энергии в тепловую в непосредственной близости к плоскостям скольжения масс пород. Примеры действия преобладающего давления во многих случаях мы находим в превращении однородных пород массивной текстуры в явно слоистые гнейсы или, что еще отчетливее, в развитии трещин отдельности (кливаж) и даже сланцеватых текстур, пересекающих под некоторым углом истинную слоистость (метаморфические сланцы).

При дислокационном метаморфизме действуют следующие факторы:

1) одностороннее давление (стресс),

2) равностороннее давление (гидростатическое),

3) температура от низкой до средней.

Действие одностороннего давления, в зависимости от сопутствующих ему температуры (низкой или средней) и величины гидростатического давления, на породах отражается следующим образом.

1. *Температура низкая.* Вещества ведут себя как твердое тело. При этом можно различать случаи: a) давление не превышает предельной прочности вещества (минералов) и b) превышает эти пределы.

a) Если давление *не превышает* предел упругости минералов, то возникают изменения некоторых свойств, например в изотропных веществах проявляется анизотропия (сжав стеклянную пластинку пальцами, мы п. м. в скрещенных николях заметим, что она становится слабо анизотропной) или переход анизотропии в низшие формы, как например возникновение двуосности в кварце, кальците. Нередко эти деформации после прекращения действия давления остаются в виде указанных оптических аномалий, а также волнистого угасания кварца.

b) Если предел упругости превзойден, то возникают нарушения сплошности кристаллов в виде:

образования плоскостей скольжения в кристаллах;

образования двойников скольжения (в карбонатах; образование микроклина);

наконец, крайний случай: механическое раздробление составных частей породы до размалывания; последние изменения относятся к типу метаморфизма, называемому *катакластическим.*

2. *Температура средняя. Гидростатическое давление значительно.* Твердые вещества приобретают свойства, приближающиеся к пластичности. Для установления возможной границы в земной коре между 1 и 2, американскими петрологами и тектонистами был произведен ряд опытов, данные которых показали, что на глубине 15—18 *км* от поверхности следует ожидать уплотнения вещества до исчезновения пор и порода получает далее свойство пластичности. Джоли указывает, что предельное (критическое) давление в среднем равно 4167 *кг/см²*.

При повышении температуры физическое состояние твердой и жидкой фаз вещества сближается. При значительном гидростатическом давлении действие стресса уже не приводит к катаклазу, а лишь к возникновению неравномерных напряжений в твердом, но пластическом веществе по направлению этого давления и перпендикулярно ему. Общеизвестны факты плавления веществ под давлением при температурах ниже нормальной температуры плавления их, например снег, уплотняясь под полозьями саней, плавится и тотчас же застывает в виде льда.

Сказанное важно для понимания *принципа Рикке*, согласно которому в твердых веществах, подвергшихся неравномерному сдавливанию, происходит расплавление (повышение химического потенциала) по направлению действующего давления и отложение, выкристаллизация, в направлении перепендикулярном. Так образуется типичнейшая структура (кристаллизационная) и текстура (сланцеватая) метаморфических и кристаллических сланцев. Эти особенности столь же характерны в большинстве случаев, как слоистость для осадочных или полнокристаллически-зернистая структура для изверженных пород.

Описанная разновидность дислокационного метаморфизма называется *динамотермальным метаморфизмом.*

Возникающие при дислокационном метаморфизме формы минеральных видов настолько характерны, что эти минералы (см. ниже) получили название *стресс-минералов.* Сюда относятся минералы пластинчатые, волокнистые, таблитчатые.

Остановимся на действии факторов, сопровождающих стресс, а именно на действии гидростатического давления и температуры.

Влияние гидростатического давления. Значение гидростатического давления с глубиной непрерывно возрастает до полного преобладания над давлением ориентированным (см. ниже плутонометаморфизм). В рассматриваемых в этом разделе случаях величины гидростатического давления не превышают некоторых средних цифр (порядка 4000 — 5000 *кг/см*^{2}).

Для реакций, протекающих при постоянной температуре и переменном давлении, известно следующее правило: при повышении давления реакции между веществами направлены в сторону образования минералов с бо́льшим удельным весом (и меньшим объемом), а при уменьшении давления — наоборот. Отсюда вывод для состоянии горных пород в толще литосферы (*правило объемов*): породы, попадающие в условия высокого давления, будут устойчивы в тех случаях, когда состав их представлен ассоциацией минералов с наибольшим удельным весом и меньшим удельным объемом для данных условий.

Правило объемов имеет то значение, что оно указывает пути возможных превращений в ту или иную сторону при изменении давления. Приведем примеры возможных реакций такого рода:

1) $\underset{\text{оливин}}{2MgO \cdot SiO_2} + \underset{\text{анортит}}{CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2} \rightleftarrows \underset{\text{гранат (гроссуляр)}}{CaO \cdot 2MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2}$

Оливин = 43,9	
Анортит = 101,1	Гроссуляр = 123
уд. объем . . 145,0	уд. объем . . 123
	$\Delta = -22$

2) Диабаз ⟶ Амфиболит

Анортит	$3(CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2)$ = 303,3	Гранат	$(3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2)$ = 125,8
Альбит	$^1/_2(Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2)$ = 100,3	Альбит	$^1/_2(Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2)$ = 100,3
Авгит	$3(CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2)$ = 204,0	Роговая обманка	$(CaO \cdot 3MgO \cdot 4SiO_2)$ = 135,0
Ильменит	$2(FeO \cdot TiO_2)$ = 68,4		$(2Al_2O_3 \cdot 2Fe_2O \cdot 2SiO_2)$ = 140,5
		Сфен	$2(CaO \cdot 2SiO_2)$ = 111,5
		Кварц	SiO_2 = 22,8
	676,0		635,9

$\Delta = -40{,}1$

В последнем случае при переходе от породы одного типа (изверженной) к породе другого (метаморфической) происходит не только перегруппировка составных частей, но изменяется и структура, поэтому процесс необратим. При уменьшении давления амфиболит уже не может превратиться в диабаз, а переходит (регрессивно) в иные метаморфические формы (например эпидотовый сланец).

Влияние температуры. Повышение температуры при дислокационной метаморфизме:

a) вызывает и ускоряет реакции взаимодействия твердых фаз,

b) способствует переходу неустойчивых форм вещества в более устойчивые,

c) вызывает молекулярную перегруппировку (перекристаллизацию).

Примером может служить явление собирательной кристаллизации, например раскристаллизация иловатых известняков в верхних зонах. Очевидно, чем значительнее глубина залегания и чем выше температура, тем крупнее должно быть зерно вновь образующихся однородных по составу пород, что мы наблюдаем в некоторых крупнозернистых мраморах. В разнородных, состоящих из различных минералов, породах наблюдается неравномерной рост новообразований; некоторые минералы, обладая большей кристаллизационной способностью и скоростью роста, вырастают в крупные кристаллы — так называемые *порфиробласты*, захватывающие при своем росте более мелкие зернышки иных минералов; возникает также типичная для некоторых метаморфических пород *ситовидная* структура.

Летучие компоненты (газы из магмы) значительно способствуют этому процессу.

Представление о величине температур при перекристаллизации пород в процессе дислокационного метаморфизма могут дать свойства некоторых характерных минералов. Дистен в этих породах совершенно не изменяется. Известно, что при t=1320—1380° С он переходит в силлиманит. Основной плагиоклаз при температуре ниже 500° становится неустойчивым и разлагается. Довольно обычен в этих условиях альбит, который в жильных породах кристаллизуется при t =350—400°. Хлорит, характерный для верхних зон дислокационного метаморфизма, образуется при температуре около 250°.

Приведенные данные указывают на то, что превращения при дислокационном метаморфизме происходят в температурном интервале 200—500° С, что соответствует глубинам 7—17 *км* (различные фазы процесса).

Выше мы рассматривали процессы, исходя из некоторых условно средних (порядка 500° С) температур, при постепенном удалении от поверхности земли. Это вполне соответствовало бы действительности, если бы вулканическая деятельность не вносила существенный корректив в изменение температур. При внедрении нередко колоссальных масс, нагретых до 1000° С (температура гавайских лав достигает 850—1000° С), температурная зональность резко нарушается. Температурные условия на участках, прилегающих к интрузии, приближаются к условиям значительных глубин (плутонометаморфизма). Вокруг внедрившихся масс создается своя зональность, к рассмотрению которой и сопровождающих ее процессов мы и переходим.

Различают *два* вида контактового метаморфизма: 1) термальный контактовый метаморфизм и 2) аддитивный контактовый метаморфизм (т. е. метаморфизм с привносом веществ).

Термальный контактовый метаморфизм представляет изменение пород, с которыми соприкасаются огненно-жидкие магматические массы. При этом главным действующим фактором является высокая температура порядка 850—1000° С (температура магмы около точки начала кристаллизации). Это явление происходит обычно в присутствии газовой фазы и в чистом виде, как термальное, встречается редко.

На глубине, при медленном остывании магматических масс, происходит перекристаллизация массы вмещающей породы и образование различного типа *роговиков* (см. описание пород). По мере удаления от контакта интенсивность изменений постепенно падает.

Для характеристики скорости падения температур в контакте приведем данные ряда исследователей. По теоретическим вычислениям, принимая температуру магмы в 1000°, а стенок интрузивного тела в 0°, через 6400 лет температура интрузивного тела в 700 *м* от контакта будет все еще равна 400°. Температура же вмещающих пород только через 10 000 лет упадет до 150°. Последнее можно допустить при условии, что остывание идет медленно: контакт залегает на значительной глубине, структура вмещающих пород однородна, например в виде простой или сложной антиклинали, и т. д. В случае трещиноватых пород или слоев, наклоненных к контакту, отдача тепла в контакте будет происходить быстрее. Изменения будут распространяться на бóльшее расстояние от контакта, но в самом контакте будут менее глубокими. Отметим еще, что при определении температур в контактовой зоне петрологи пользуются некоторыми минералами, термическая характеристика которых известна. Это — так называемые *геологические термометры* (см. «дистен» и др. на стр. 276).

Около мелких гипабиссальных тел и жил контактовые зоны измеряются часто лишь дециметрами. Между тем, в зависимости от глубины залегания, изменения вокруг мощных интрузивных тел распространяются на десятки и сотни метров. А в случае обилия выделяемых магматических газов (из гранитов), некоторые признаки воздействия интрузии удается отметить на более значительном расстоянии — до километра. Характер изменений около интрузивных тел также зависит от *состава изменяемой* (вмещающей) *породы*.

Наиболее слабо выражены термальные изменения около излившихся пород. Они заключаются в отвердении пород, обжиге и т. д. Применяется специальное название—*оптталический* метаморфизм (иногда пирометаморфизм).

Этими общими данными мы и ограничимся, так как практически чаще приходится встречаться с аддитивным видом метаморфизма, и значение он имеет бóльшее.

Аддитивный контактовый метаморфизм, или метаморфизм с привносом вещества. Сюда относятся изменения: пневматолитического (наиболее высокотемпературного) и различных градаций гидротермального (горячие водные растворы) типов. В данном разделе мы будем говорить об изменениях вмещающих пород, но следует заметить, что в то же время генетически однотипные изменения могут происходить и внутри самого магматического тела (см. автометаморфизм).

С аддитивным метаморфизмом иногда связывают образование месторождений редких металлов (олово, вольфрам, бериллий и др.), золота, сульфидов, а также слюды, драгоценных камней и т. д.

Наиболее важные типы изменений при аддитивном метаморфизме, связанные с пневматолизом, следующие: a) образование скарнов, b) турмалинизация, топазизация, c) апатитизация.

Типы изменений при пневматолизе. a) Образование скарнов происходит в контактах кислых изверженных пород с известняками и характеризуется привносом Si, Al_2O_3 и тяжелых металлов (Fe, Ti) в виде хлоридов и фторидов. Известняки являются породами наиболее легко и быстро реагирующими на контактовое воздействие, так как $CaCO_3$ и $MgCO_3$ при высокой температуре диссоциируют (распадаются), выделяя CO_2. Образуется пористая карбонатная порода, поры которой наполняются пневматолитовыми возгонами. В результате обменных реакций (метасоматоз) с карбонатами и выполнения пор принесенными веществами, возникают кальциево-магниевые силикатовые породы с примесью руд железа (окисных, сульфидных) и сульфидов других металлов.

b) Явления турмалинизации и топазизации также представляют собой характерные контактовые явления для кислых изверженных пород. Минерализаторами являются фтор, хлор, бор. Они выносят в связанном с ними виде олово, вольфрам, молибден, бериллий и др. и по существу близко напоминают автометаморфические явления типа грейзенизации.

c) Апатитизация и скаполитизация — процессы, характерные для контактов основных изверженных пород (габбро, норит). Минерализаторы: хлор, фосфор. Привносятся железо, титан. Апатит и скаполит возникают при действии минерализаторов на различного типа известковистые породы. Известны случаи образования отдельных апатитовых жил.

Типы изменений при гидротермальном метаморфизме. Из числа гидротермальных изменений аддитивного типа отметим также как наиболее важные: a) фельдшпатизация, b) серицитизация, c) силицификация и d) гидратизация. Перечисленные процессы расположены в порядке убывания температур (по мере удаления от интрузии).

a) Фельдшпатизация — характерное в петрографическом отношении явление. Она заключается в привносе щелочей—Na (привнос K более характерен для пневматолитового типа).

Явление альбитизации мы встречаем в роговиках (адинолах и др.), возникающих на контактах с диабазами. Адинолы представляли первоначально глинистые сланцы, глинистое вещество которых при действии высокой температуры образовало с принесенным Na молекулу альбита, являющегося в этих роговиках характерным минералом.

b) Серицитизация характеризуется привносом K_2O, замещающего Na_2O, который выносится из породы. Образование серицита на месте полевых шпатов и глиноземистых силикатов — частое явление при образовании гидротермальных рудных месторождений.

c) Силицификация гидротермального типа, т. е. окремнение метаморфизуемых пород, часто происходит при образовании многих низкотемпературных рудных месторождений.

d) Наконец, гидратизация — явление, типичное для жильных месторождений верхней (наиболее удаленной от интрузии и близкой поверхности земли) зоны, или заключительная фаза сложного процесса, начинающегося с более высокотемпературных изменений, рассмотренных выше. В зависимости от минерального состава изменяемых пород, гидратизация может быть представлена в виде: хлоритизации, (некоторые роговики типа спилозита), эпидотизации, каолинизации и др. процессов. Перечисленные явления часто встречаются в породах, вмещающих рудные жилы.

Плутонометаморфизм

Плутонометаморфизм представляет собой крайнюю степень процесса прогрессивного метаморфизма. Типичные факторы: высокая температура, высокое гидростатическое давление, обилие магматических эманаций. Состояние вещества горных пород при происходящих в них изменениях граничит уже с состоянием магматизации, т. е. завершения круговорота: магма → изверженные породы → осадочные породы → метаморфические породы → магма. Если при динамотермальном метаморфизме состояние вещества пород обозначалось как пластическое, то в данном случае уместно представлять его как размягчение, доходящее до тестообразного (см. ниже, рис. 130).

По существу плутонометаморфизм следует рассматривать с одной стороны как ультраконтактовый аддитивный, а с другой—как ультрадинамотермальный метаморфизм. В первом случае мы можем наблюдать изменения, происходящие не во внешней, а во внутренней зоне магмы, при участии всех трех факторов. Как при контактовом метаморфизме наблюдалось пропитывание и изменение вещества вмещающих пород привносимым материалом, так и при ассимиляции магмой захваченных ею ксенолитов происходят аналогичные явления, но лишь более глубокие. Переплавление без привноса в контакте и переплавление в магме без заметного изменения состава (палингенез) также до известной степени аналогичные процессы.

Плутонометаморфизм, как было отмечено, проявляется в наиболее глубоких зонах, где действие ориентированного давления сходит на нет, так как во-первых давление ориентированное встречает со всех сторон практически одинаковое сопротивление и потому ничем не отличается от равностороннего, во-вторых оно действует на размягченные массы, которые, подобно жидкому расплаву, не могут отразить его влияние (или отражают в весьма слабой степени) так, как это мы видели для зон динамотермальных процессов.

Минеральные ассоциации пород рассматриваемого типа заключают в себе представителей, обладающих наименьшим удельным объектом и наибольшим удельным весом с формою зерен более или менее изометричной. Минералы этой, типичной для плутонометаморфизма, ассоциации носят название *антистресс-минералов*.

Магматизация охватывает комплекс явлений с одной стороны смешивания магматического жидкого материала с материалом уже твердых пород (инъекция), а с другой — переплавление захваченных магмой при ее продвижении обломков твердой кровли (ассимиляция).

Инъекция. Насыщенные минерализаторами массы обладают значительной подвижностью и могут проникать по тончайшим трещинкам

(см. рис. 107). Такие легкоподвижные силикатные расплавы возникают в конечной стадии процесса кристаллизации магмы и представляют собой наиболее кислые продукты — аплиты и пегматиты. Известны также случаи проникновения нерасщепленного гранитового материала. Поэтому явления инъекции мы наблюдаем лишь в непосредственной близости с породами гранитового или гранодиоритового типа. Примеры инъекции основных пород, как бедных минерализаторами и малоподвижных, редки и к ним повидимому пока можно отнести только образование некоторых полосато-такситовых габбро.

Процесс проникновения магматического материала, по явным или скрытым путям, в толщу вмещающих пород, сопровождающийся изменениями последних, называется *инъекционным метаморфизмом*.

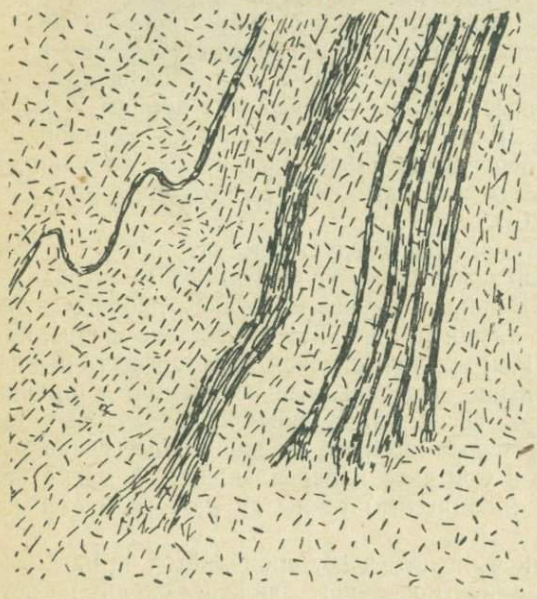


Рис. 128. Образование инъекционных пород (по Феннеру). Площадь рис. около 1 *м*².

Наиболее распространенный вид изменения состава метаморфических пород—*фельдшпатизация* (привнос щелочей). Она сопровождает в большинстве случаев явления инъекции.

Различают согласную (по плоскостям слоистости) и несогласную инъекции. Часто, по мере удаления от контакта, наблюдается изменение состава внедряющейся массы от состава близкого материнской породе до состава аплита и пегматита. Наиболее широко развиты и далеко распространяются инъекции аплита и пегматита. Послойные инъекции [1] обладают то тонкослоистой, то резко полосатой текстурой, нередка линзовидная слоистость. Процесс проникновения магмы повидимому протекает спокойно и постепенно, так как часто слоистость выдержена и не нарушена. Схема образования подобных мигматитов дана на рис. 128 (по Феннеру). Однако в целом ряде случаев имеют место пластические деформации (что видно в левой части рисунка), приводящие иногда к образованию своеобразных *птигматических* складочек (рис. 129). Последнее особенно наглядно иллюстрирует то обстоятельство, что масса должна находиться в вязком тестообразном состоянии. Лишь при этом условии возможны подобные деформации без разрыва сплошности.

Магматизация. При инъекции по существу происходит механическое смешение материала, правда частично сопровождаемое фельдшпатизацией. При значительном напоре магматических масс и обилии путей

[1] Французские петрологи обозначают это явление термином lit par lit, а финляндский петролог Сёдерхольм, много занимавшийся изучением подобных пород, применяет название *мигматит* (migma = смесь).

проникновения для магмы, прилегающая часть кровли разбивается на разъединенные угловатые обломки. Последние могут оставаться в неизмененном или слабо измененном виде (изверженная брекчия Сёдерхольма). Но, при обилии минерализаторов в магме и длительности процесса взаимодействия, эти обломки могут совершенно потерять свою индивидуальность, переплавившись и как бы растворившись в магме. Чуждая

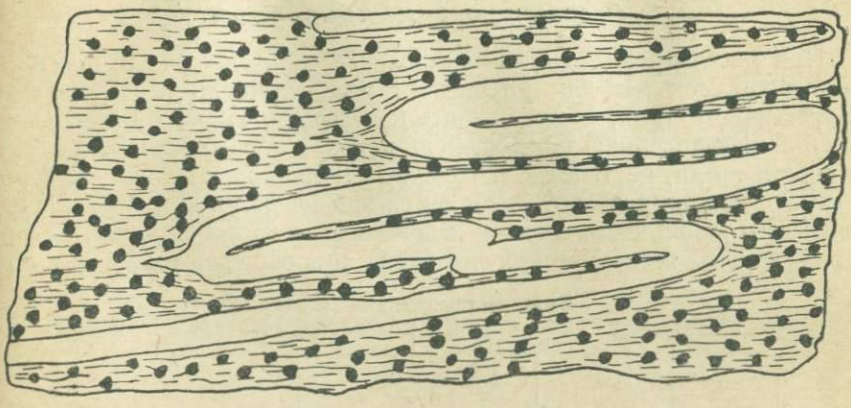


Рис. 129. Птигматическая складчатость в гранатовом гнейсе.

Ярко выступает вследствие тонкой кварцевой жилки. Кольский полуостров, окрестности Мурманска. Черные зернышки — кристаллы граната.

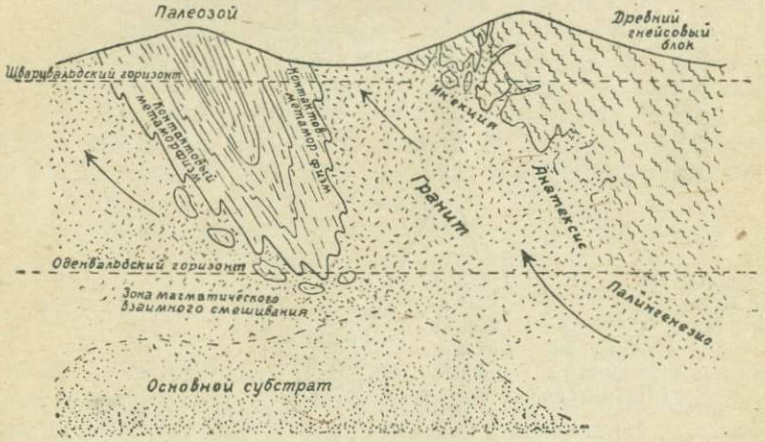


Рис. 130. Взаимоотношение основных процессов плутонометаморфизма (по Бубнову, из Тирреля).

магме порода, перейдя через процесс оплавления, может быть освоена (ассимилирована) магмой в той или иной степени. В породе, образовавшейся после застывания такого расплава, не будет наблюдаться не только резкого ограничения измененного ксенолита, но и вообще исчезнут видимые следы (реликты) его. Подобное явление гранитизации ксенолитов названо *анатексисом* (ana — вверх, tektos — расплавленный).

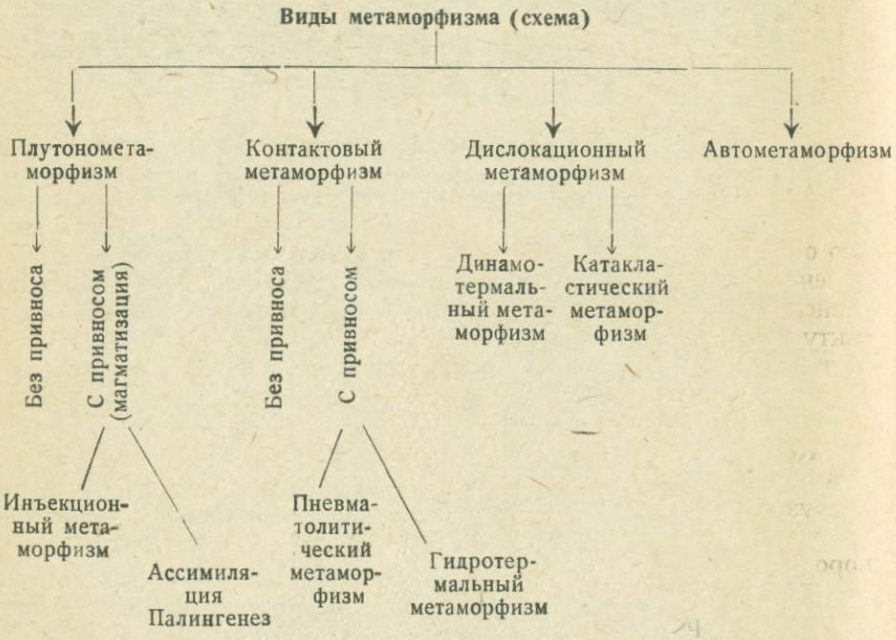
Следующая стадия — общее расплавление подобных глубоко погруженных в толщу литосферы участков твердых пород (гнейсов) — назы-

вается *палингенезисом*. Круговорот вещества земли закончен, оно вернулось в расплавленное состояние (возможно с несколько измененным составом) и вновь может вступить в качестве активного фактора в новый цикл преобразований.

Взаимоотношение основных процессов плутонометаморфизма изображено на рис. 130.

Регрессивный метаморфизм

При рассмотрении динамотермального, контактового и плутонического процессов мы для упрощения рассматривали лишь изменения прогрессивного типа, направленные к созданию высших форм. Осадочная или раздавленная изверженная порода, образовавшаяся близ поверхности земли, постепенно переходит в полнокристаллические породы. Однако в истории развития форм земли наблюдаются не только процессы спокойного накопления осадков и погружения их на глубину, но также и ряд других геологических явлений, сопровождающихся поднятием



отдельных зон. В последнем случае минеральная ассоциация, приспособившаяся к известной зоне (например метаморфизованная осадочная порода), возвращается в обратном направлении к пройденному уже ею этапу развития. Минералы с бо́льшей плотностью и меньшим удельным объемом становятся неустойчивыми и, чтобы вернуть устойчивость, должны перегруппировать свой состав и образовать новые, менее плотные соединения. Подобный обратный метаморфизм, установленный впервые Бекке в Альпах, назван им *регрессивным* метаморфизмом (диафторез). Установить регрессивный характер изменений возможно, если от предыдущей стадии (прогрессивной) остались не вполне еще разрушенные (реликтовые) типичные минералы или структуры.

Одновременно отметим, что минералы глубоких стадий изменения, как и минералы изверженных пород, проходя обратный путь до поверхности земли, не испытывают в большинстве случаев изменений, т. е. устойчивы в той или иной мере на различных низших ступенях метаморфизма. Это указывает на то, что регрессивный метаморфизм не столь частое явление (иначе мы вообще не имели бы возможности наблюдать изверженные породы на поверхности в неизмененном виде). Регрессивная фаза находится в потенциальном состоянии и выявляется лишь при некоторых геологических процессах, как действие горообразовательных сил, раздробляющих массивные породы и тем самым способствующих изменению вещества.

К регрессивному типу метаморфизма следует также причислить и образование неустойчивых фаз при процессе кристаллизации магмы, с течением времени исчезающих (автометаморфизм).

Общая схема различных типов метаморфизма представлена на стр. 282.

Глава 17

Общая характеристика метаморфических пород

Формы залегания

Метаморфические породы в ряде случаев сохраняют формы залегания материнской породы, т. е. породы, из которой они образовались. Это обстоятельство является нередко весьма важным признаком для выявления еще в поле некоторых генетических вопросов. Так например гнейсы, образовавшиеся из гранитов, часто можно по несогласному контакту с вмещающими породами отличить от гнейсов, происшедших за счет изменений пород осадочных (глинистых сланцев), залегающих согласно с вмещающими породами и иногда по простиранию постепенно переходящих в менее измененные сланцы.

Контактово-метаморфизованные породы, т. е. образовавшиеся при соприкосновении изверженных с вмещающими породами, окаймляют интрузию в виде пояса той или иной мощности. Пояс залегает обычно так же, как и интрузивное тело, несогласно со слоистостью вмещающих пород.

Так же своеобразными формами залегания отличаются породы, измененные в результате действия тектонических сил. Соответственно типу дислокаций, эти породы то протягиваются в виде полос, то образуют целые зоны. Когда в изменяемой породе образуются трещины разрывов и вдоль последних происходит перемещение, то направлению трещин следует и полосатая текстура.

Ограничившись общей характеристикой условий залегания метаморфических пород, возвратимся к этому вопросу в дальнейшем при описании пород.

Возраст

Метаморфические породы возникали и возникают в течение различных геологических периодов, начиная с древнейших. Принимая во вни-

мание такой крупный фактор, как время, можно отметить, что для уцелевших от последующего размыва и находившихся относительно большее время в условиях изменений древних метаморфических толщ характерен наиболее глубокий метаморфизм. Это — толщи, ныне выступающие на обширных площадях древних кристаллических щитов, представленные гнейсами.

Но с другой стороны тектоника вносит существенную поправку в связь возраста пород со степенью измененности. Многие породы, считавшиеся ранее «архейским основанием» и встреченные на земной поверхности, оказались породами более молодого возраста. Так например выходящим в зоне молодой альпийской складчатости гнейсам (в Альпах) приписывали древнейший возраст, как породам глубоко измененным. Однако позднее в них были обнаружены следы органических остатков мезозойского возраста. Таким образом даже для толщ типичных «кристаллических» сланцев, как гнейсы, их состояние (степень метаморфизации) не может служить объективным признаком для определения возраста. В прочих типах пород отношения еще менее отчетливые.

Внешние признаки

По внешнему виду, как и по условиям залегания, метаморфические породы занимают промежуточное положение между изверженными и осадочными.

Структура. В большинстве случаев имеет место макроскопически различимая кристаллически-зернистая структура (гнейсы, амфиболиты, кварциты и др.). В ряде случаев затруднительно отличить, без учета условий залегания, эти породы от сходных по составу изверженных. Сланцеватость кристаллически-зернистой породы облегчает разрешение вопроса в пользу метаморфического происхождения ее.

Некоторые относительно слабо измененные породы, обладающие макроскопически неразличимыми тонкозернистыми и плотными структурами, и к тому же сланцеватые, обнаруживают сходство с осадочными породами. Так например милонитовые сланцы, филлиты, плотные контактовые роговики напоминают глинистые сланцы и аргиллиты. И в этом случае решить вопрос возможно лишь при учете данных по геологии района или при помощи микроскопического анализа.

Текстура. По отчетливому и частому проявлению типичного текстурного признака — сланцеватости, метаморфические породы напоминают слоистые осадочные, отличаясь от последних в явно-кристаллических разновидностях достаточно резко по структуре. В неотчетливо-кристаллических разновидностях отличие не резкое.

Для контактово-метаморфических пород характерны неоднородные иногда типично-пятнистые текстуры.

Для инъекционных гнейсов типичны тонкослоистые до полосатых текстуры.

Минералогический состав. В общих чертах минеральный состав метаморфических пород близок таковому изверженных. Если удается макроскопически произвести определение минералогического состава, тем самым уже создается возможность судить о степени метаморфизованности породы. Различным степеням метаморфизма свойственна своя ассоциация минералов (типоморфные минералы). Стресс-минералы легко отличить

от антистресс-минералов как по форме их, так и по характерным, создаваемым ими текстурам.

Главнейшие типоморфные минералы метаморфических пород:

Стресс-минералы	*Антистресс-минералы*
Слюды	Калиевый полевой шпат
Тальк	Анортит
Хлорит	Пироксены
Амфиболы	Оливин
Альбит	Андалузит
Эпидот, цоизит	Силлиманит
Дистен	Кордиерит
Ставролит	

Прежде всего, в отличие от изверженных пород, в метаморфических нередко встречаем силикаты глинозема состава $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ — дистен, андалузит, силлиманит, развивающиеся при метаморфизме широко распространенных и богатых глиноземом глинистых сланцев. С другой стороны отметим отсутствие таких минералов как фельдшпатиды и базальтическая роговая обманка. Как видно из списка, в группе стресс-минералов присутствуют и водные и безводные соединения. Первые, легко определяемые по виду, как чешуйчатые минералы: мусковит, тальк и хлорит, а также зернистые удлиненно-призматические, как группа эпидот — цоизита, являются характерными для верхней зоны области динамотермального метаморфизма. Лишь железистомагнезиальная слюда — биотит, возникая в зоне средних температур, при динамометаморфизме остается устойчивой и на больших глубинах, но там она не столь типична, как в метаморфических сланцах.

Химический состав. Кроме основных условий образования (температура, давление), значительную роль играет также *химический состав исходного материала*. При одних и тех же температуре и давлении могут быть получены различные продукты метаморфизма в зависимости от того, что изменяется. По признаку первоначального химического состава различают четыре группы пород:

1) глинистые породы,
2) песчанистые породы, кислые изверженные породы и их туфы,
3) известняки и другие карбонатные породы,
4) промежуточные и основные изверженные породы и их туфы.

Наиболее восприимчивы к изменениям группы 1 и 4; в особенности глинистые породы. Последние дают разнообразные продукты метаморфизма и притом с постепенным изменением минералогического состава без значительных перемен в валовом химическом составе. Так, глинистый сланец при контактовом метаморфизме переходит в кристаллический роговик, состоящий из: кварца, андалузита, кордиерита, биотита и полевого шпата. При динамотермальном метаморфизме он дает *гранатовый слюдяной сланец*, состоящий из кварца, биотита, граната, мусковита. Эти, по внешнему виду и по минеральному составу, различные породы тем не менее имеют близкий химический состав (см. табл. 34). Для пород группы гнейсов (см. табл. 34 анализы 1—3 и 4—5) наблюдается различие химического состава, обусловленное различием исходного материала.

Окраска. Окраска для одних метаморфических пород типична (мрамор, хлоритовый сланец), а для других (гнейс, амфиболит) не отличима,

как и общий вид их, от родственных изверженных (например гнейс и гранит). То же наблюдается и для осадочных измененных пород.

Таблица 34

Химические анализы некоторых важнейших метаморфических пород

	Гнейсы					Амфиболиты		Метаморфические сланцы				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	57,09	54,15	45,99	63,41	72,28	48,30	52,17	66,80	58,59	47,66	39,35	12,69
TiO_2	—	1,31	1,70	0,58	0,27	1,25	1,24	1,09	0,92	—	0,14	1,84
Al_2O_3	27,22	27,38	24,52	17,45	13,54	16,55	16,99	13,64	19,48	24,21	7,58	28,66
Fe_2O_3	2,80	1,37	8,05	0,92	1,67	2,51	2,17	0,53	1,07	4,28	3,18	2,07
FeO	—	4,65	3,34	2,62	1,18	6,84	5,82	2,72	5,31	4,08	8,94	2,89
MnO	—	—	—	—	—	следы	—	—	0,13	—	—	—
MgO	2,46	2,80	3,06	2,42	0,81	7,05	6,41	2,91	3,31	4,56	27,12	—
CaO	2,96	1,42	2,75	5,80	1,63	12,01	9,35	1,00	1,72	6,49	3,26	21,78
Na_2O	2,17	1,12	1,11	3,58	3,74	2,86	2,61	1,16	1,65	1,57	0,73	0,57
K_2O	2,61	4,59	6,01	1,74	3,96	0,76	1,42	4,38	4,59	2,63	0,38	0,36
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	1,65	0,95	3,51	1,04	0,54	1,70	1,40	2,80	3,24	3,85	2,48	11,91
SO_3	—	—	—	—	—	—	0,31	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	0,30	—	—	—	—	—

1. Слюдяной гранатовый гнейс. УССР, Чуднов (Волынь). 2. Силлиманит — гранатовый гнейс. Италия, Лаго-Маджиоре. 3. Гранатовый гнейс. Швейцария, Альпы. 4. Роговообманко-плагиоклазовый гнейс. Тироль. 5. Биотитовый гранито-гнейс. Финляндия, Ваикко. 6. Габброидный амфиболит. Германия, Шварцвальд. 7. Сланцеватый амфиболит. Германия. 8. Двуслюдяной сланец. Симплонский туннель. 9. Ставролит-гранат-биотитовый сланец с дистеном и турмалином. Китай, провинция Лиатунг. 10. Эпидото-хлоритовый сланец. СССР, Урал, Исовской район. 11. Горшечный камень (тальковый сланец). Карельская АССР, Листе-губа. 12. Хлоритовый сланец (парасланец). Тироль.

Для хлоритовых, эпидотовых, актинолитовых сланцев характерна зеленая окраска различных оттенков; темнозеленая для амфиболитов; неравномерная (пятнистая) для скарновых пород, вследствие цветных силикатов, развивающихся в белом карбонатном (обычно кристаллически зернистом) материале. Зеленая окраска от светлой до темнозеленой характерна также для катакластических сланцеватых полос, пересекающих нередко по всем направлениям раздробленные граниты, диориты.

Классификация метаморфических пород

Наличие непрерывных переходов от пород осадочных и изверженных к породам метаморфическим, а также непрерывность изменений при переходе от одного вида метаморфизма к другому сильно затрудняет и усложняет классификацию. Если взять за основу последней состав пород, то мы встретимся со следующими трудностями, кроме указанных. При медленном и длительном процессе метаморфизма данный исходный состав

успевает приспособиться к новым условиям и дать некоторую определенную ассоциацию минералов. Но нередко наблюдается перекрытие типичных признаков и возможно одновременное присутствие минералов различного генетического значения. В одних случаях имеем незаконченное изменение состава при прогрессивном типе метаморфизма, в других — инертность более плотных и устойчивых минералов в отношении реакций изменения при регрессивном типе.

Наиболее ярким представителем, иллюстрирующим сказанное, является группа амфиболитов. Некоторые амфиболиты могут образоваться путем метаморфизма изверженных основных пород и туфов, другие — из некоторых смешанных осадочных пород (например мергелей), наконец третьи — при контактовом метаморфизме известковистых осадочных пород гранитами. Гранат, присущий метаморфическим сланцам (кварц-биотитовым) и гнейсам, при регрессивном метаморфизме может сохраниться во вновь возникающих кварц-хлоритовых сланцах и т. д.

Часто различают два типа метаморфизма: *контактовый*, связанный с непосредственным действием магматических масс, и *региональный* (кристаллические сланцы), возникающий в широком масштабе без видимого участия последних. Практически оба указанные типа настолько тесно переплетаются, что трудно различить продукты того и другого. Так например известны контактовые зоны в несколько километров.

Зоны Грубенмана. Расплывчатые понятия о регионально- и контактово-метаморфизованных породах Грубенман заменил классификацией, исходящей из того, что степень и характер изменений зависят от глубины, на которой они происходят. Следуя от зоны цементации вглубь литосферы, Грубенман различает три зоны метаморфизма: эпизона, мезозона и катазона (табл. 35). Эта классификация представляет довольно грубое обобщение, так как допускает широкие колебания и не вносит ясности в генетические соотношения.

Фации и степени метаморфизма. Появление мощной интрузивной массы в средней или даже в основании верхней зон Грубенмана сразу же нарушает в данной области соотношения и последовательность зон. Зоны, как понятие искусственное, не обладают гибкостью содержания Поэтому Эскола ввел представление о *метаморфической фации*, т. е. группе пород, которая, обладая различным химическим составом, все же заключает в своей минеральной ассоциации определенную законченную последовательность, характерную для определенных условий температуры и давления, например фация роговиков (контактные образования), фация зеленых сланцев, амфиболитовая фация и др. Это понятие было дополнено близким ему: *о степени* метаморфизма, достигнутой в процессе превращений. В указанных примерах фация зеленых сланцев — низкая степень, а фация эклогитов — высокая степень метаморфизма.

Подбирая в различных районах наиболее чувствительный по химическому составу тип пород, возможно составить шкалу степеней измененности. Можно например говорить о изограде (равной степени) по характерному минералу: изограда биотита, изограда хлорита и др.

Принятая в учебнике классификация. Удовлетворительной генетической классификации метаморфических пород еще не создано. В настоящее время распространена классификация по минералогическому составу, предложенная Грубенманом. В сокращенном виде она приведена в табл. 35. Существуют детально разработанные классификации для не-

Таблица 35

Характеристика зон метаморфизма (по Грубенману) и распределение по зонам главнейших типов пород

Зоны	Температура	Давление		Вид метаморфизма	Образующиеся минералы	Структура	Породы
		равностороннее	одностороннее				
Эпизона	От низкой до средней	Малое	Часто сильное, иногда отсутствует	Катакластический до динамотермального	Гидроксил-содержащие минералы обычны. Стресс-минералы	Катакластическая, реликтовые. Слабая кристаллизация новообразований	*Филлиты*. *Сланцы*: хлоритовые, эпидотовые, серицитовые и др. *Сланцеватые песчаники* *Кварцитовые сланцы*
Мезозона	Значительная	Значительное	Большей частью сильное	Динамотермальный метаморфизм нагрузки	Стресс-минералы преобладают	Кристаллизационные: лепидобластовая, нематобластовая, волокнистая	*Сланцы*: слюдяные, гранато-слюдяные, ставролитовые. роговообманковые. *Гнейсы*: слюдяные, роговообманковые. *Кварциты*. *Мраморы*
Катазона	Высокая	Очень большое	Слабое или отсутствует	Статический метаморфизм или метаморфизм нагрузки. Плутонический метаморфизм	Антистресс-минералы преобладают	Гранобластовая	*Гнейсы*: биотитовые, слюдяные, силлиманитовые, кордиеритовые. *Гранулиты*. *Эклогиты*

которых групп (роговики, «кристаллические сланцы»), таковы классификации Гольдшмидта, Свитальского. Рассмотрение этих детальных классификаций не входит в нашу задачу. Развернутая классификация Грубенмана также достаточно детальна [1] и кроме того в ней не подчеркнута связь отдельных видов пород с тем или иным типом метаморфизма. Необходимо отметить, что как и вообще в классификациях горных пород, мы встречаемся с трудностями, связанными как с непрерывными переходами между отдельными видами, так и с образованием сходных видов при различных условиях метаморфизма (см. ниже). Однако последнее затруднение чисто петрографическое: если составить петрологическую характеристику (учесть геологические условия нахождения породы), то в большинстве случаев подобное затруднение отпадает.

Мы остановимся на упрощенной схеме разделения по видам метаморфизма и по составу исходного материала (табл. 36), схеме, которая вполне удовлетворяет объему нашего курса. В таблице выделены прежде всего породы *катакластического* метаморфизма, измененные лишь механически (раздробление, растирание, сдавливание), совершенно или почти без перекристаллизации. Вторая группа — породы *динамотермального* метаморфизма — распадается на две подгруппы: частично перекристаллизованные и перекристаллизованные полностью породы. Третья группа— породы *контактового метаморфизма* — нередко дающая продукты, близкие как динамотермальным, так и плутоническим. Таковы кварц-биотитовые сланцы и роговики и кварц-биотит-альбитовые гнейсы, мраморы — с одной стороны; инъекционные гнейсы — с другой. Основным отличием пород этой группы являются геологические условия нахождения в контактовой зоне с изверженными породами, преимущественно кислыми (граниты, гранодиориты). Здесь мы также различаем две подгруппы: без привноса и с привносом магматического материала, как в виде газовых эманаций, так и в виде растворов. Иногда трудно провести границу между инъекциями при контактовом и при следующем виде метаморфизма (плутоническом), но при помощи геологических данных и в этих случаях возможно различить и те и другие. Наконец четвертая группа охватывает породы, наиболее глубоко измененные, по внешнему виду напоминающие изверженные. Они обладают то массивной неотчетливо слоистой, то резко выраженной слоистой до полосатой текстурой. Только при учете геологических соотношений мы можем более отчетливо вскрыть генетическое значение некоторых практически однотипных пород (амфиболиты; контактовые роговики — метаморфические сланцы и др.).

Описание структур

Структуры метаморфических пород не столь резко могут быть разграничены, как в изверженных. Нередко взаимное переплетение различных видов структур или присутствие остаточных (реликтовых) участков иной структуры при неполной перекристаллизации. Кроме того, вследствие особенностей метаморфических пород, структуры нерезко отличаются от текстур.

Структуры метаморфических пород определяются главным образом формой минералов, характером их нарастания и взаимным расположением.

[1] См. Лучицкий. Петрография. 1933 г., стр. 180—181.

Классификационная таблица-схема главных видов метаморфических пород

Тип метаморфизма / Исходный материал			Группа I	Группа II	Группа III	Группа IV
			Глинистые породы	Кварцево-полевошпатовые породы	Карбонатные породы	Породы промежуточного и основного состава
			глинистые сланцы, граувакковые глинистые песчаники	аркозы, кислые изверженные породы	известняки, доломиты, глинистые известняки	Средние и основные изверженные породы
Дислокационный	Катакластический		Брекчия трения	Брекчии трения Конгломератовый сланец Порфировый (сланец-порфироид) Катаклазиты Милонит Ультрамилонит (милонитовый сланец)	Брекчии трения Известковый сланец	Брекчии трения Катакластическое габбро и др. породы. Волокнистое габбро Порфиритовый сланец (порфиритоид)
	Динамотермальный	почти полная перекристаллизация	Филлит	Серицитовый сланец	Известковый сланец	Сланцы: тальковый, хлоритовый, эпидотовый и др.
		полная перекристаллизация	Слюдяные сланцы Пелитовый гнейс	Псефитовый гнейс Псаммитовый гнейс Очковый гнейс Слюдистый кварцит сланцеватый (кварцит)	Мрамор сланцеватый	Роговообманковый сланец Роговообманковый гнейс Амфиболит сланцеватый
Контактовый	Без привноса вещества		Пятнистые сланцы Роговики: кварцево-биотитовый, андалузитовый и др. Ряд: адинол-спилозит	Кварцевый роговик (со слюдой)	Мрамор Известково-силикатовые роговики	Роговики: роговообманковый, пироксеновый и др.
	С привносом вещества		Кварцево-альбитовые роговик и сланец Турмалиновый роговик Инъекционный гнейс	Турмалиновый гранит Грейзен Кварц-топазовая порода	Известково-силикатовые породы (скарны) Гранатовые породы	Скаполитовый роговик
Плутонометаморфизм			Орто- и парагнейсы (кварцит) Гранито-гнейс Мигматиты		Амфиболиты (частью) Мрамор	Гнейсы: роговообманковый, пироксеновый и др. Амфиболиты Эклогит
					Ленточные гнейсы	

Форма зерен. В породах катакластических форма зерен определяется степенью раздробления от следов катаклаза в еще не нарушенной структурно массе породы (мозаичное угасание кварца, микросдвиги). В породах кристаллических различают типичные формы: пластинчатые или чешуйчатые, волокнистые или удлиненно-призматические и равномерноразвитые. Первые и вторые, как мы знаем уже, типичны для стресс-минералов; последние — для антистресс-минералов. Стресс-минералы своими вытянутыми очертаниями подчеркивают условия перекристаллизации под давлением. Располагаясь плоскими или удлиненными формами перпендикулярно давлению, они тем самым создают и сланцевую текстуру. Показатель удлинения (длина) значительно возрастает в этих минералах в случае метаморфических пород. Так, для биотита, по Треману, показатель удлинения достигает в гранитах 1,5, в гнейсовидных гранитах 2,5, в контакто-метаморфических биотитовых сланцах 5, в динамотермальных сланцах от 6 до 7. При резком преобладании слюд и хлорита возникает пластинчатая структура, в присутствии и преобладании амфиболов — волокнистая. При этом в разрезах, параллельных чешуйкам слюд или перпендикулярных волоконцам амфибола, получается структура типа равномернозернистой.

В породах, образующихся при участии давления, даже антистресс-минералы нередко приобретают слабо вытянутую форму (см. рис. 132*с*).

Форма зерен нередко оказывает существенную помощь при определении исходного типа измененной породы. Для этой цели служат зернышки таких устойчивых минералов, как циркон, рутил, турмалин. Если данная порода произошла из осадочной, то зернышки указанных минералов имеют округленную (окатанную) форму, если из изверженной, то зернышки сохранили кристаллические ограничения (см. рис. 111).

Особенности роста. Так как перекристаллизация пород происходит в твердом или полутвердом состоянии, то здесь мы не встречаем кристаллографической ограненности зерен. Иногда возникающие при перекристаллизации структуры напоминают по внешнему виду структуры изверженных и осадочных пород, поэтому в названиях их вводится как суффикс или приставка слог *бласто* (blastos—росток), например гранобластовая, бластогранитовая. Как суффикс,—*бласто* добавляется при структурах, возникших при полной перекристаллизации, как приставка, — при неполной перекристаллизации (реликтовые или палимпсестовые структуры). Так, названия бластогранитовая, бластопсаммитовая и т. д. указывают, что встречаются остатки первичной гранитовой, среднеобломочной и других структур.

По способности образовывать более идиоморфные зерна (большая кристаллизационная сила), различают идиобласты и ксенобласты, реже встречаются кристаллобласты. В порядке уменьшения способности образовывать идиобластические зерна, минералы можно расположить в следующий ряд: магнетит, сфен, гранат, андалузит, ставролит, дистен — образуют наиболее хорошие кристаллобласты; за ними следуют— эпидот, цоизит, амфиболы и пироксены; далее — слюды, хлорит, карбонаты: наконец— кварц и полевые шпаты, совершенно не образующие кристаллобластов. Полевые шпаты часто имеют отчетливые ксенобластические очертания. Любопытно отметить, что идиобласты растут в последнюю стадию перекристаллизации, когда прекращается действие стресса, и потому при росте не следуют направлениям кристаллизационной слоистости основной массы породы и удлинением своим располагаются поперек сланцеватости. В процессе нарастания они нередко захватывают внутрь своих контуров более мелкие зернышки прочих минералов и приобретают ситовидную структуру. Встречаются реакционные структуры, объясняемые реакциями в твердом состоянии между минералом неустойчивым (например оливин) и окружающей средой.

Перечислим главнейшие структуры.

Катакластические породы обладают структурами, объединяемыми под общим названием *катакластических*. Эти структуры характеризуются той или иной степенью раздробления составных частей: от слабых следов раздробления до полного истирания.

Собственно катакластическая структура,—когда масса породы остается зернистой и лишь отдельные зерна частично раздроблены: кварц мозаичен, в полевых шпатах наблюдаются микросдвиги, биотит изогнут и расщеплен (рис. 131*a*). Следующие стадии раздробления и структуры изображены в прочих секторах рис. 131 (*b*, *c*, *d*).

Рис. 131. Структуры метаморфических пород.

a — катакластическая (зернистая), *b* — порфирокатакластическая, *c* — очковая, *d* — милонитовая.

Динамотермально-метаморфизованные породы. *Лепидобластовая* структура определяется обильным количеством удлиненных чешуек хлорита, биотита, располагающихся взаимно-параллельно (= текстуре) (рис. 132*a*).

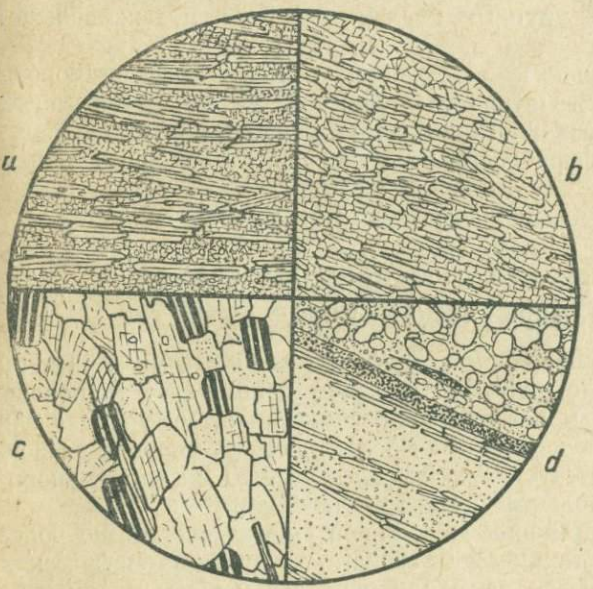


Рис. 132. Структуры метаморфических пород.

a — лепидобластовая, *b* — нематобластовая, *c* — бластогранитовая, *d* — бластопелитовая (видны реликты песчаных и глинистых прослойков).

Волокнистая структура, когда преобладающие минералы имеют игольчатый или волокнистый характер, как например актинолит. Иногда, при более отчетливо вытянутом, но призматическом характере (амфиболы) зерен, говорят о нематобластовой структуре (рис. 132*b*).

Пойкилобластовая структура—при наличии крупных идиобластов, заключающих в себе захваченные ими более мелкие зерна других минералов.

Гетеробластовая структура—вообще неравномерно зернистая, частный вид которой—порфиробластовая. Час-

то встречается в качестве остаточной (бластопорфировая, бластопсефитовая).

Контактометаморфизованные породы. Кроме грано- и гетеробластовой структур встречаются реликтовые (при метасоматозе выполняются контуры зерен старых структур), а также *роговиковая*, подобная гранобластовой, но обычно мелкозернистая с зазубренными очертаниями зерен. Типична для роговиков, иногда в виде ситовидной структуры.

Плутонометаморфические породы. Типичная гранобластовая структура как равномерно, так и неравномернозернистая.

Гранобластовая структура возникает, когда все минералы развивались одновременно и обладают более или менее изометричными очертаниями. Характерна для гнейсов, мраморов, кварцитов, сланцев без стресс-минералов, роговиков.

Описание текстур

Сланцеватая текстура широко распространена в различных метаморфических породах от тонкозернистых (милониты) до яснозернистых (метаморфические сланцы, гнейсы).

Массивная — в гнейсах и других плутонометаморфических породах, в мраморах, кварцитах.

Полосатая (ленточная)—типична для инъекционных пород. Характеризуется чередованием полос, образованных метаморфической породой, с полосами магматического материала (см. рис. 137).

Гнейсовидная — неотчетливо сланцеватая в массивных породах (гранито-гнейсах). Выражается в более или менее параллельном расположении немногочисленных чешуек биотита. Более отчетливо выступает макроскопически в крупных кусках, глыбах или даже обнажениях.

Пятнистая и *узловатая* — встречаются в контактово-метаморфических глинистых сланцах. Пятнистая — при обилии темных пятнышек, остатков нераскристаллизованного вещества; узловатая — при образовании кристаллов — порфиробластов, выделяющихся из общей тонкозернистой массы.

Перечисленные текстуры можно рассмотреть на рис. 131 и 132.

Особенности строения и технические свойства метаморфических пород

Как уже отмечалось, породы метаморфические по своему характеру и отдельным признакам (структура, текстура) напоминают то породы изверженные (отчетливая кристаллически-зернистая структура и слабо выраженная сланцеватая текстура — гнейсовидность), то породы осадочные (отчетливая сланцеватость). Технические свойства их определяются как составом, так и (в бо́льшей степени) строением.

Если для пород предыдущих двух типов еще не составлено более или менее полной сводки технических свойств, то для метаморфических отсутствуют цифровые данные даже для наиболее ценной в этом типе группы — группы гнейсов. Это в значительной степени объясняется тем, что метаморфические породы еще сравнительно слабо используются для технических, в первую очередь строительных целей.

Механическая прочность. По механической прочности метаморфические породы, нередко обладающие достаточно отчетливо выраженной сланцеватой *текстурой*, как и породы осадочные, уступают изверженным породам. Из *структур* наименее благоприятны структуры катакластические и притом те из них, которые наименее изменены последующей перекристаллизацией. Структуры, образовавшиеся при участии стресса, всегда сопровождаются отчетливой сланцеватой текстурой. Структуры гранобластические с неотчетливой сланцеватостью, какие мы имеем в гранито-гнейсах, создают свойства, приближающиеся к гранитам. Некоторые равномерно- и мелкозернистые гнейсы, обладающие толстоплитовой отдельностью, бедные слюдой, с успехом применяются для кладки устоев мостов (например вдоль линии Мурманской ж. д. — в северной ее части, где гранито-гнейсы пользуются широким распространением) и для фундаментов зданий.

Породы с равномернозернистой структурой, например амфиболиты, кварциты, отличаются наивысшей сопротивляемостью и по свойствам приближаются к соответствующим изверженным породам. При этом необходимо заметить, что, в зависимости от характера контуров зерен, свойства породы несколько меняются. Зазубренные, внедряющиеся друг в друга контуры зерен (типа роговиковой структуры) сообщают породе более высокую механическую прочность, нежели ровно ограниченные, наподобие многоугольных шашек торцовой мостовой.

Спутанно волокнистые агрегаты вытянутых призм роговой обманки, образующие структуры типа нематобластической и в особенности волокнистой структур, характерные для некоторых амфиболитов, сообщают породам высокую вязкость.

Влияние *минералогического состава* на механическую прочность метаморфических пород может быть охарактеризовано следующим образом. Слюдяные сланцы и гнейсы, богатые слюдой, дают довольно резко различающиеся показатели в зависимости от характера распределения слюды, как минерала слабого, в общей массе кварца или кварца и полевого шпата. Слюдяные сланцы, в которых текстурные особенности более отчетливо выражены, чем в гнейсах, характеризуются наличием непрерывного покрова из слюды на плоскостях сланцеватости. Вследствие весьма совершенной спайности этого минерала, создаются благоприятные условия для скалывания по сланцеватости, что часто обнаруживается сразу же в поле при взятии образца.

В слюдяных гнейсах мы наблюдаем непрерывные переходы от структур, близких гранитовой, с беспорядочным расположением чешуек слюды, через структуры со слабо выраженным текстурным признаком— сланцеватостью, к текстурам полосчатым (в особенности тонкополосчатым), где наблюдается значительное обогащение биотитом отдельных полос. Если в первом случае свойства гнейсов приближаются к свойствам гранитов, то во втором — к свойствам слюдяных сланцев.

Важное значение имеет степень выдержанности текстурного элемента. Так например, если биотит располагается в виде неотчетливо параллельных (иногда плойчатых), коротких, не соединяющихся между собой полосок, толщиной в доли миллиметра (сланцеватость неотчетлива), то сопротивляемость породы раздавливанию и разрыву будет выше по сравнению с разновидностями, обладающими более или менее выдержанной сланцеватостью.

Менее резко выражено влияние состава в роговообманковых сланцах и гнейсах. При прочих равных условиях (структура и текстура) роговообманковые, как и пироксеновые породы, обладают более высокой сопротивляемостью по сравнению с биотитовыми.

Но в то же время следует отметить, что в метаморфических сланцах не создаётся столь отчетливой тонкоплитчатой отдельности с такой ровной поверхностью, как в кровельных сланцах. Поэтому они не могут быть применены в качестве кровельной черепицы.

Водопроницаемость. То же можно сказать и относительно водопроницаемости. Плоскости сланцеватости в слюдяных гнейсах и в особенности слюдяных сланцах являются теми направлениями, по которым, вследствие наличия системы параллельных трещин весьма совершенной спайности и микропор, проникает влага. В гидротехнических устройствах, особенно при одновременном действии мороза, подобные породы начинают быстро разрушаться вдоль этих направлений.

Глава 18

Породообразующие минералы метаморфических пород

Большинство минералов метаморфических пород является в то же время и минералами изверженных пород. С другой стороны в метаморфических породах не известны фельдшпатиды, но встречаются силикаты глинозема, характерные лишь для метаморфических пород, каковы: дистен, силлиманит, андалузит и др. Еще как характерную черту отметим, что ряд минералов с гидроксилом (вторичные минералы изверженных пород) приобретает здесь значение главных породообразующих.

Представленное ниже разделение минералов на три группы отвечает прогрессивному процессу. При изменениях обратного порядка (регрессивный метаморфизм), некоторые минералы более высокой степени метаморфизма могут встречаться в ассоциации с минералами низшей степени, например гранат может находиться совместно с щелочным плагиоклазом, мусковитом и иногда даже с хлоритом (см. табл. 37).

Типоморфные минералы *первой* группы образуются при катаклистическом метаморфизме, при наиболее низкотемпературном динамотермальном метаморфизме и в крайней внешней зоне контактового метаморфизма (гидротермальный). Характерно преобладание минералов, содержащих гидроксильную группу.

Типоморфные минералы *второй* группы образуются в большинстве случаев динамотермального метаморфизма и в средней и частью приконтактной зоне контактового метаморфизма. Отчетливо выступает преобладание стресс-минералов.

Типоморфные минералы *третьей* группы свойственны различным типам плутонометаморфизма, приконтактной зоне контактового метаморфизма.

Не изменяющиеся («проходящие») при всех изменениях минералы немногочисленны.

Таблица 37

Распределение главнейших породообразующих минералов метаморфических пород по генетическим группам

Виды метаморфизма / Минералы	*Группа I* Катакластический. Низкотемпературный динамотермальный. Внешняя зона контактового	*Группа II* Динамотермальный. Средняя зона контактового	*Группа III* Плутонометаморфизм. Внутренняя (приконтактовая) зона контактового
Типоморфные	Серицит Хлорит Тальк Серпентин Эпидот Цоизит Актинолит Доломит	(Мусковит) Биотит Роговые обманки Щелочные роговые обманки Кислый плагиоклаз Ставролит Дистен Альмандин (гранат)	Биотит Пироксен Щелочной авгит Роговые обманки Оливин Основной плагиоклаз Гранаты Турмалин Топаз Кордиерит Андалузит Силлиманит
Инертные (проходящие)	Кварц, кальцит, альбит, сфен, рутил, циркон, магнетит		

Большинство минералов таблицы уже известно нам. Ниже мы остановимся лишь на некоторых характерных, возникающих при метаморфизме минералов, а затем на описании новых для нас — типично-метаморфических минералах.

Кварц. Как минерал хрупкий, чутко реагирует на проявления горообразовательного давления. Слабое неоднородное угасание, волнистое и наконец мозаичное указывает на последовательно возрастающую силу давления.

Альбит и *кислый плагиоклаз* (олигоклаз). Альбит достаточно устойчив в различных условиях и потому, несмотря на частое его появление как стресс-минерала, он нередко присутствует и в глубоко измененных породах. В альбите и олигоклазе метаморфических сланцев (динамотермальные и контактовые роговики) нередко *отсутствуют* полисинтетические двойники. Зернышки альбита — довольно частое явление, в особенности в метаморфических сланцах и роговиках, образовавшихся близ контактовой зоны. Другой крайний представитель плагиоклазового ряда — *анортит*, устойчив лишь в условиях наиболее высоких температур и давления. Но уже при динамотермальном метаморфизме он распадается на альбит и цоизит.

Роговые обманки. Кроме известных нам железисто-натровых амфиболов в некоторых метаморфических сланцах (железорудные кварциты

Специфические минералы метаморфических пород

Таблица 38

Название	Сингония	Без анализатора				При + николях				Распространенность	Отличительные признаки
		Форма п. м.	Окраска	Среднее преломление	Спайность	Двупреломление в тысячных	Двойники	Угасание	Осность и оптический знак		
Дистен	Триклинная	Неправильные зерна или удлиненные разрезы	Бесцветный или слабо-голубоватый	1,72	Совершенная по (100) и (010). Отдельность по (001)	12—15	Полисинтетические	Косое	Двуосен (±)	В гнейсах, сланцах, амфиболитах. Образуется при метаморфизме пород, богатых Al_2O_3	Макроскопически легко отличим по голубоватой окраске, удлиненной форме и совершенной спайности. П. м. выделяется по высокому преломлению, спайности и полисинтетическим двойникам
Андалузит . .	Ромбическая	Удлиненные и ромбовидные разрезы	Бесцветный или желтоватый (пятнистая окраска)	1,63	Призматическая по (110) под углом около 90°	1—7	—	Прямое	Двуосен (∓)	То же. Встречается также в контактово-метаморфических породах	Ромбовидная форма поперечных разрезов, иногда окраска, спайность и частые вторичные слюдообразные новообразования—характерны для андалузита
Силлиманит . .	Ромбическая	Удлиненные до волокнистых и почти квадратные разрезы	Бесцветный или буроватый	1,65	Отчетливая по (010)	20—23	—	Прямое	Двуосен (+)	То же	Характерная форма разрезов, относительно высокое двупреломление позволяют отличить силлиманит от дистена и андалузита
Ставролит . .	Ромбическая	Неправильные зерна, слабоудлиненные разрезы. Часты пойкилитовые вростки кварца	Слабый плеохроизм от оранжево-желтого до бесцветного	1,75	Неотчетливая по (010)	15—10	Характерные—крестообразные	Прямое	Двуосен (±)	В метаморфических сланцах и контактовометаморфических породах	Как и макроскопически, крестообразные двойники являются типичным признаком для ставролита. Прочие: окраска, форма разрезов
Кордиерит . .	Ромбическая	Неправильные зерна, реже удлиненные разрезы	Бесцветные желтые плеохроические дворики около включений	1,54	Не характерна	3—11	Характерны—тройники, шестерники	Прямое	Двуосен (—)	В плутонометаморфических и контактовометаморфических породах	Характерны: преломление, близкое к канадскому бальзаму (то больше, то меньше), тройники или шестерники, плеохроические дворики и (часто) слюдообразные продукты разрушения

и др.) встречаются чисто железистые роговые обманки: грюнерит ($FeO \cdot SiO_2$), куммингтон [$(Mg, Fe)O \cdot SiO_2$] и железисто-натровые: глаукофан ($Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 + mNa_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2$) и др. Это преимущественно зеленые разновидности, довольно густо окрашенные, с резкой дисперсией элементов эллипсоида, отчего при скрещенных николях не наблюдается полного угасания и нередко возникает неоднородная естественная и пятнистая (аномальная) интерференционная окраски. Типичные свойства (спайность, форма) подобны прочим амфиболам.

Остановимся несколько подробнее на глиноземистых силикатах, встречаемых только в метаморфических породах.

Ряд дистен-андалузит-силлиманит. Характеризуется одинаковым химическим составом: Al_2SiO_5, причем первый минерал видимо ортосиликат [$(AlO) \cdot AlSiO_4$], второй и третий — метасиликаты $Al_2O_3 \cdot SiO_2$.

Генетическое значение их различно. Дистен свойственен более высокотемпературным преобразованиям. Как установлено опытами, из расплава при 1000° С и давлении в 1 *ат* могут образоваться все три минерала. Дистен может превращаться в андалузит или силлиманит; андалузит только в силлиманит; силлиманит остается неизменным при всех условиях, в которых возможно существование системы $Al_2O_3 \cdot SiO_2$. Характеристика свойств их, равно как и двух других специфических минералов метаморфических пород (ставролит, кордиерит), дана в табл. 38.

Глава 19

Описание метаморфических пород по типам метаморфизма

При описании метаморфических пород, как и при классификации их (см. стр. 290), мы встретимся с тем обстоятельством, что породы одного и того же типа могут возникнуть при условиях, соответствующих различным типам метаморфизма. Таковы например: 1) кварцево-биотитовые сланцы (динамотермальный метаморфизм) и кварцево-биотитовые сланцеватые роговики (контактовый метаморфизм) или 2) инъекционные гнейсы, которые могут возникнуть как при контактовом метаморфизме, так и в зоне магматизации (плутонометаморфизм). Поэтому при характеристике подобных пород будут даны указания на возможность иного генезиса и некоторые второстепенные, но характерные особенности пород.

Породы катакластического метаморфизма

Комплекс явлений, связанных исключительно с действием давления в условиях относительно небольших глубин, приводит к механическим изменениям. Нарушение сплошности и возникновение трещин облегчают циркуляцию или водных растворов или «горной влажности» по этим трещинкам. Последняя, в свою очередь, способствует появлению изменений породообразующих минералов и превращению их в разновидности, содержащие гидроксильную группу (OH). Таковы, как мы видели, хлорит, серицит, эпидот и др., образующие на первой стадии

изменений тонкозернистые агрегаты (псевдоморфозы) внутри контуров замещаемых ими минералов.

Определение. *Катакластическими* называются те метаморфические породы, которые образовались в условиях невысоких температур в результате действия одностороннего давления. Так как при этом влияние температуры практически ничтожно (условия эпизоны), то характерным структурным (и текстурным) элементом этих пород является состояние раздробления составных частей, доходящее до полного истирания в тонкозернистую массу.

Макроскопия. Макроскопически отчетливо выступает брекчиевидная текстура. Промежутки между остроугольными, иногда изогнутыми, обломками смятой породы заполнены мелкими кусочками и тонкозернистым растертым материалом. Окраска пород обычно определяется происходящими вслед за раздроблением изменениями (появление вторичных минералов). Нередко значительное потемнение окраски светлоокрашенных пород. Светлоокрашенные породы при раздавливании и развитии новообразований приобретают сероватую или зеленовато-серую (хлорит) окраску. Темноокрашенные, пятнистые (например габбро) становятся зелеными (габбровые сланцы, милониты).

Изменения раздробленных частей породы тем глубже, чем сильнее раздробление. При раздроблении возрастает количество микропор в породе, по которым проникают водные растворы. Под действием воды полевые шпаты превращаются в серицит (калиевые полевые шпаты), соссюрит (плагиоклазы), фемические минералы переходят в хлорит иногда с образованием эпидота, кальцита и т. д. Нередка позднейшая цементация, в особенности брекчий трения, приносимым или выщелоченным на месте из раздробленных частиц кремнистым или карбонатовым материалом.

Разновидности. Основным моментом, определяющим разделение катакластических пород, является степень раздробления. Различают: 1) породы раздробленные, когда еще возможно установить первоначальный облик их (*катаклазиты*) и 2) породы растертые, развальцованные (действует сильное одностороннее давление), состоящие из тонкоизмельченных продуктов (*милониты*).

К первым относятся: различные катакластические породы, брекчии трения. Ко вторым — разновидности, объединенные в группу милонитов.

Катаклазиты характеризуются проявлениями раздробления, не связанными со значительным нарушением цельности зерен. Здесь можно наблюдать различные проявления сдавливания, каковы: волнистое и мозаичное угасание кварца, микросдвиги в полевых шпатах, изгибание чешуек слюд, нарушение изотропии (аномальная анизотропность граната). По трещинкам начинается пелитизация и серицитизация щелочных полевых шпатов, альбитизация плагиоклаза с выделением цоизита, хлоритизация фемических минералов с выделением эпидота, кальцита и рудной пыли, отлалкование магнезиальных силикатов (оливина) и др. Возникающие породы получают названия: катакластический гранит, катакластическое габбро и т. п.

Брекчии трения. Когда действующее давление вызывает взаимное перемещение отдельных участков породы, — получаются остроугольные или чечевицеобразной формы обломки, сцементированные: 1) либо принесенным растворами материалом, 2) либо цементом за счет перекристаллизации тонкого материала около плоскостей взаимных перемеще-

ний обломков, 3) либо уплотнением тонко раздробленного материала. При наличии остроугольных обломков получают брекчии (тектонические) или брекчии трения — известняковые, кварцевые, гранитовые и др. При наличии чечевицеобразных участков (обычно полевой шпат) среди мелкозернистой массы, получаем катаклазиты очковой структуры: раздавленные песчаники, граниты, габбро и др. Здесь уже намечается переход к развальцованным породам. Изменения минерального состава того же типа, что и для предыдущих пород, но более глубокое.

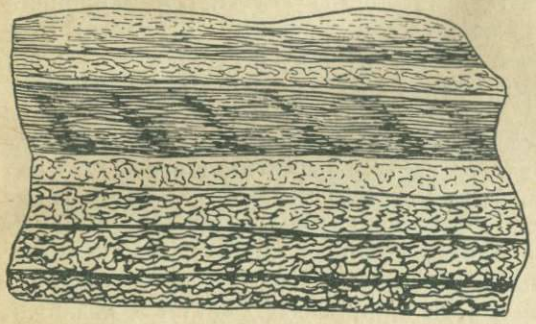


Рис. 133. Твердый сланец (по Квенселю).

Милониты. Для этих пород характерно резкое преобладание или исключительное присутствие субмикроскопической неразличимой тонкой массы. Возникают отчетливые тонкослоистые или линейчатые и микроскладчатые (см. рис. 131) текстуры. Милониты настолько разнообразны, что существует специальная классификация их. Различают разновидности от *порфиромилонитов* с мелкоочковой текстурой до *ультрамилонитов* с линейчатой тонкосланцеватой текстурой, совершенно не отличимых от глинистых сланцев, в связи с чем существуют такие названия, как *твердый сланец* (Hartschiefer, рис. 133), для обозначения роговико-подобных тонкослоистых ультрамилонитов.

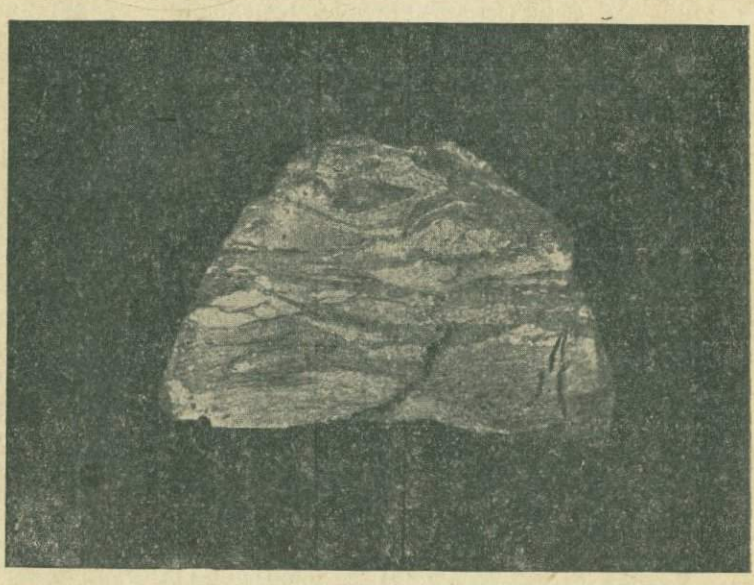


Рис. 134. Милонит песчано-глинистого сланца. Линзовидно-слоистая тектоническая текстура. Забайкалье.

Все перечисленные разновидности от слабо смятой породы до ультрамилонитов часто тесно связаны взаимными переходами. На рис. 134 изображен милонит песчано-глинистого сланца, а на рис. 135 — зарисовка обнажения с полосой милонита в граните.

Порфироиды, порфиритоиды. Порфировые породы (кварцевые порфиры, порфиры, порфириты и др.) в процессе катакластических изменений рассланцевываются, сохраняя порфировые выделения в виде порфирообразных очков, образуются так называемые *порфироиды*—светлые, плотные, сланцеватые породы или *порфиритоиды*, отличающиеся отчетливо зеленой окраской от предыдущих.

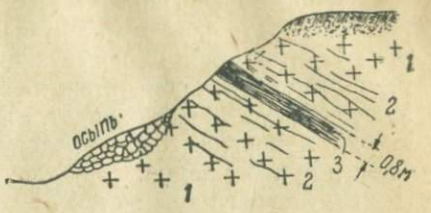


Рис. 135. Полоса милонита в обнажении гранита. Чикой, Зап. Забайкалье.

1 — слабо смятый гранит, *2* — катакластический гнейсовидный гранит, *3* — ультрамилонит (см. рис. 131*д*).

Породы динамотермального метаморфизма

Здесь мы рассмотрим продукты дислокационного метаморфизма, образующиеся при настолько возросшей температуре, что механические деформации массы заменяются *пластическими*. Возможность пластических деформаций доказана Адамсом, который заставил зерна мрамора растекаться без разрыва сплошности. Адамс подверг заключенную в цилиндрическую оправу колонку мрамора размером 35 × 17 *мм* сильному медленному сдавливанию. Цилиндр приобрел боченкообразную форму в 17,3 *мм* по высоте и 28,8 *мм* в диаметре. Образовалась тонкая слоистость. Кристаллы кальцита оказались (п. м.) сплющенными в ленты, длина которых была в 8—10 раз больше ширины. В природе наблюдается образование подобных же уплощенных зерен кварца без распадения их на более мелкие зернышки, т. е. пластическая деформация. Возможно, что в некоторых случаях типичных катакластических лент, при последующей перекристаллизации мелкие зернышки объединяются и образуют более крупные плоские зерна.

Среди динамотермальных изменений пород намечаются две стадии. Первая — отвечает сравнительно слабой перекристаллизации и характеризуется преобладанием новообразований (стресс-минералы), в состав которых входит гидроксильная группа. Иногда наблюдаются незначительные остатки неизмененного аморфного материала или водных силикатов, например тончайшие полоски неизмененных «глинистых» частиц.

На второй стадии изменений происходят более глубокие преобразования. Стресс-минералы, содержащие OH, заменяются слюдами, амфиболом (актинолит). Тонкие зернышки в процессе собирательной кристаллизации объединяются в более крупные, обычно заметные невооруженным глазом.

Определение. Породы динамотермального метаморфизма, или *метаморфические сланцы*, представляют собой почти или совершенно перекристаллизованные первично-осадочные или катакластические породы.

Состав. В состав пород первой подгруппы (первая стадия изменений) входят, как характерные минералы: серицит, хлорит, тальк, эпи-

дот и др. обычно в виде тонкочешуйчатых агрегатов. Также может присутствовать незначительное количество не вполне перекристаллизованного материала осадочных пород (остатки «глинистого» вещества).

Породообразующими минералами разновидностей второй подгруппы являются типичные стресс-минералы: мусковит, биотит, амфибол (часто — актинолит); меньшее значение имеют дистен, ставролит, гранат и, в некоторых биотитовых сланцах, — несдвойникованный альбит. Могут присутствовать эпидот, хлорит, серицит. Кварц и кальцит присутствуют в породах обоих подгрупп, причем в последней они образуют более крупные зерна.

Структуры изменяются от тонкозернистых до мелко- и среднезернистых. Типичны: лепидобластовая, нематобластовая и волокнистая. Структуры пород существенно кварцевых и кальцитовых характеризуются удлиненным характером зерен этих минералов. Встречается порфиробластовая, причем порфиробласты принадлежат обычно ставролиту, гранату, дистену или биотиту.

Текстуры — отчетливо сланцеватые, со сланцеватостью, совпадающей или не совпадающей с первичной слоистостью. Сланцеватость тонкозернистых пород, происходящих из глинистых сланцев, часто напоминает сланцеватость последних, а сланцеватость хлоритовых, тальковых сланцев имеет несколько волнистый характер. В складчатых областях нередка плойчатая текстура. Текстура слюдяных сланцев также отчетливо сланцеватая, но с неровной поверхностью.

При обогащении отдельных полос биотитом, роговой обманкой и другими, создается неотчетливая полосатая (грубосланцеватая) текстура.

Отдельность. Плоскоплитчатая или с волнистой поверхностью— соответственно характеру текстуры, с которой она обычно совпадает.

Макроскопически динамотермально-метаморфизованные породы по отчетливой сланцеватой текстуре напоминают породы осадочные, но отличаются от последних явной кристалличностью и присутствием стресс-минералов, в особенности слюд или амфибола, а также и большей плотностью. При явнозернистой структуре легко отличимы по текстурным признакам от пород массивнокристаллических глубоких стадий метаморфизма (например бо́льшая часть гнейсов) и тем более пород магматических. Более подробно макроскопическая характеристика дана ниже при описании разновидностей.

Разновидности. Группа I. [1] *Филлит* представляет первую стадию преобразования глинистого сланца, заключающуюся не только в дальнейшем уплотнении, но и в появлении, под действием все еще невысокой (но возросшей) температуры, многочисленных чешуек белой слюды и отчасти биотита.

Макроскопически филлит представляет тонкозернистую плотную породу темносерого или черного цвета, обладающую отчетливым кливажем. Плоскости сланцеватости покрыты обильными чешуйками мелкой слюды, вследствие чего наблюдается шелковистый блеск на этих плоскостях.

П. м. порода представляется в виде тонкозернистой массы, почти или совершенно лишенной глинистых частиц, состоящей из кварца, серицита с примесью хлорита, иногда реликтовых: граната, циркона и

[1] См. табл. 35. В дальнейшем при описании метаморфизма различных групп по составу, мы будем обозначать их №№ групп.

эпигенетических иголочек турмалина (признаки контактового воздействия — во внешней зоне).

Слюдяной сланец. Следующая стадия изменений первичного глинистого материала, прошедшего стадию филлита, заключается: 1) в завершении раскристаллизации нераскристаллизованных частиц и в разрастании зерен, 2) в распаде гидроксилсодержащих минералов, характерных для первой стадии, и в образовании новых. Типичным новообразованием, определяющим название сланца, является биотит, возникающий за счет железисто-магнезиальных элементов, заключавшихся в глинах в виде окислов железа и магнезиальных соединений (например хлорита). В отдельных случаях при избытке глинозема образуется дистен или вместе с (Mg, Fe)O глинозем входит в состав граната (альмандин). Так же может образоваться ставролит. Углистое вещество глинистых сланцев переходит в графит.

Присутствие некоторых характерных новообразований, которые обычно принадлежат типичным стресс-минералам, определяет разновидности кварцево-биотитовых сланцев: *дистеновые*, *ставролитовые*, *гранатовые*, *графитовые биотитовые сланцы.*

Макроскопически эти породы мелкозернисты, равномернозернисты или с порфиробластической структурой, вследствие более крупных кристаллов граната, ставролита и др. Гранат образует характерные красновато-бурые округленные кристаллы; ставролит — в виде типичных крестообразных буроватых двойников, рельефно выступающих на поверхностях сланцеватости. Параллельное расположение черных чешуек биотита подчеркивает сланцеватую текстуру пород. Окраска пород—темно-серая. Иногда наблюдаются светлосерые полосы, богатые стеклянно-прозрачным кварцем, и темносерые до черных, обогащенные биотитом.

П. м. при обилии биотита отчетливо выступает лепидобластическая структура. При преобладании кварца наблюдается кристаллизационная сланцеватость. Пойкилобластическое строение порфиробластов. Из прочих минералов, кроме перечисленных выше, присутствуют: мусковит и, в качестве примеси, — полевые шпаты и роговая обманка (за счет щелочей и кальция в исходном материале).

Пелитовые гнейсы представляют наиболее глубокую степень динамотермальных изменений глинистых пород, а по типу изменений являются переходными к типичным породам плутонометаморфизма. В условиях сильно возросшей температуры, мусковит становится неустойчивым и распадается на ортоклаз + вода. Увеличенное содержание калиевого щелочного полевого шпата (вообще присутствие в заметном количестве полевого шпата) отличает гнейсы подобного типа от сланцев (слюда + + кварц). Пелитовыми они называются потому, что: 1) нередко сохраняют реликтовую текстуру глинистых сланцев и 2) содержат богатые глиноземом силикаты (дистен и др.). Вообще заметим, что присутствие дистена, ставролита и т. д. считают за существенное указание на происхождение гнейса из пород осадочных глинистых (*парагнейсы*), в отличие от гнейсов, происшедших из гранитов (*ортогнейсы*).

Группа II. В этой группе рассматриваются изменения различных кислых изверженных пород и их туфов, песчаников, конгломератов. Обнаруживая резкие изменения при катакластическом метаморфизме, перечисленные породы, как богатые кварцем и полевыми шпатами, при динамотермальном метаморфизме не дают столь значительных превраще-

ний состава, как глинистые сланцы. Главную роль играет перекристаллизация, что особенно ясно выступает в кварцитовых сланцах.

Кварцитовые сланцы, образующиеся при сильном одностороннем давлении из глинистых кварцевых песчаников или кварцитов, представляют собой светлые (стеклянно-прозрачные или белые) породы, отличающиеся ясной слоистостью. Содержат в небольшом количестве чешуйки серицита, обычно сосредоточивающиеся на плоскостях сланцеватости.

В некоторых случаях, при нерезко выраженной сланцеватой текстуре, из более или менее чистого кварцевого песчаника образуется *кварцит* — порода массивного сложения, гранобластической структуры.

Серицитовый сланец образуется как из глинистого сланца, так и из милонитов кислых пород. Обилие глинистых или полевошпатовых частиц в массе изменяющейся породы способствует образованию обильного серицита. Это — тонкослоистые светлоокрашенные (серебристо-белые от серицита) породы с характерным шелковистым блеском. Состоят главным образом из кварца и серицита. При дальнейшем повышении температуры возникает отчетливо сланцеватая порода, состоящая из кварца, полевого шпата и чаще всего биотита (+ мусковит), в качестве цветного минерала — гнейс. В случае порфиромилонитовых структур исходного материала получается *очковый гнейс*, который отличается присутствием чечевицеобразных крупных зерен полевого шпата.

Группа III. Представителями этой группы являются кристаллические сланцеватые породы — *известковые* сланцы и массивные мраморы. Последние, отличаясь однородностью состава от контактовых мраморов, не могут быть отчетливо отграничены от плутонометаморфических мраморов.

Группа IV. Исходный материал с одной стороны лишен устойчивого минерала — кварца, а с другой — состоит из таких неустойчивых минералов, как плагиоклаз и фемические.

При низких температурах и в особенности при раздроблении, когда облегчается доступ воде в жидком и газообразном состоянии, плагиоклаз легко разрушается вследствие неустойчивости анортитовой молекулы. Ассоциация: плагиоклаз, амфибол, пироксен, оливин и рудный минерал заменяется иной ассоциацией: альбит, цоизит, эпидот, хлорит, тальк, роговая обманка, сфен, гранат, рудный минерал.

Если первоначально породы не были раздавлены боковым давлением, то указанные процессы соссюритизации, уралитизации и др. пройдут с сохранением первоначальной структуры. Так получаются породы, которые обозначаются тем же названием, что исходные, но с приставкой *мета*, например метагаббро, метадиорит и др. При возникновении давления в динамотермальных условиях происходит перегруппировка составных частей и получаются новые структуры.

Хлоритовый, эпидотовый, тальковый сланцы являются типичными представителями динамотермальных пород, возникших еще при невысокой температуре. Они окрашены в зеленый цвет различных оттенков, иногда в белый (тальковый сланец); сланцеваты, даже листоваты, реже тонкополосаты. Они состоят (главным образом) соответственно из хлорита, кальцита, эпидота, талька с примесью в том или ином количестве: альбита, кварца и реликтовых минералов (рутил, циркон).

Роговообманковый сланец представляет дальнейший продукт изменения перечисленных пород. Это — сланцеватая, яснозернистая, иногда

макроскопически различимо волокнистая порода темнозеленого цвета. Состоит из зеленой роговой обманки, нередко актинолитового характера, с тем или иным количеством альбита, плагиоклаза, кварца, биотита, эпидота, цоизита и др.

Характерные структуры: волокнистая и нематобластовая (вытянуто-призматическая).

Амфиболит представляет породу, переходную к породам плутоно-метаморфическим, как конечный продукт динамотермальных преобразований. Это еще нередко сланцеватая (амфиболитовый сланец), но чаще массивная грановластовая порода (амфиболит). Окраска от темно-зеленой до зеленовато-черной. Зернистость то мелкая, то средняя. Минералы с гидроксилом исчезают. Довольно обычно появление граната в качестве заметной примеси. Состав: плагиоклаз (иногда альбит), роговая обманка с примесью граната, сфена, кварца, реже цоизита и эпидота.

В отличие от пород группы II, породы этой группы, при наиболее глубокой степени измененности, могут образоваться из изверженных непосредственно путем динамотермальных преобразований. Так например известны в древних метаморфических толщах переходы долерита, сохранившегося в неизмененном виде в центральной части мощной дайки, по краям в массивную роговообманковую породу и роговообманковый сланец. Очевидно смятие близ контакта проявлялось более сильно, где и образовались роговообманковые сланцы.

Из пород промежуточных (мергели, кварцевые диориты и др.) могут получиться породы, содержащие кварц: *кварцево-роговообманковые сланцы* и *роговообманковые гнейсы*.

Промышленное значение. Филлиты и некоторые мелкозернистые слюдяные сланцы с плоскоплитчатой отдельностью применяются для изготовления точильных брусков.

Гранатовые сланцы, содержащие обильный мелкий гранат, могут служить источником добычи мелкого граната — абразивного материала. Обычно же эти сланцы, разрушаясь, отдают свой гранат речным наносам, в которых, при обогащении гранатом, получаются прослои гранатовых песков.

Дистеновые сланцы могут служить источником дистена, как сырья для тугоплавких ответственных изделий, например автомобильные свечи.

При отсутствии месторождений кровельного сланца, его могут заменить филлиты, обладающие иногда тонкоплитчатой отдельностью.

Чистые кварцитовые сланцы и кварциты представляют сырье для производства динасового кирпича, применяемого при футеровке домн.

Породы контактового метаморфизма

Метаморфизм под действием главным образом высокой температуры без привноса вещества часто обозначается общим термином *термальный* метаморфизм. В чистом виде термальный метаморфизм наблюдается либо около излившихся пород, где газы быстро улетучиваются и температура быстро падает (*опталический* метаморфизм), либо около интрузивных тел основных пород, бедных минерализаторами. Действие опталического метаморфизма сводится к обжигу (optaleos — обжигать) и спеканию изменяемых пород. Породы этого вида сравнительно редки и по-

тому, как более наглядный пример, встречаемый в природе, мы приведем коксование углистых образований в контакте с изверженными породами.

В других случаях контактового метаморфизма трудно отделить изменения без привноса от изменений с привносом материала. В той или иной степени наблюдается привнос выделяемого магмой материала либо пневматолитически, либо гидротермальным путем. Около мощных интрузивных тел гранита, богатого минерализаторами, где наблюдается контактовое воздействие (*контактовый ореол*) на расстоянии до километра и более, где время воздействия раскаленных масс весьма продолжительно, там очевидно имеет место с течением времени наложение различных фаз процесса одна на другую: от пневматолитовых до низкотемпературных гидротермальных.

Контактовый метаморфизм без привноса вещества

Этот подтип контактового метаморфизма характеризуется развитием роговиков — пород, полностью перекристаллизованных (в непосредственном контакте с интрузией). Обычно внедрение интрузии происходит во время одной из спазм орогенического процесса, продолжающегося в течение значительного промежутка времени. Орогенические напряжения (стресс) ослабевают, наступает период относительного покоя. Образующиеся в это время роговики характеризуются отсутствием сланцеватости. Если же одностороннее давление, несколько ослабевшее, все еще продолжается, или интрузия залегает на значительной глубине (высокое гидростатическое давление), — получаются роговики со сланцеватой текстурой. Эта текстура может возникнуть и позднее, — при возобновлении одностороннего давления, но в этом случае его действие отразится и на текстуре пород интрузивного тела.

Состав роговиков определяется составом исходного материала. Изменения, наблюдающиеся при перекристаллизации в контакте (так называемая внутренняя контактовая зона), подобны таковым при динамотермальном метаморфизме, а иногда приближаются к плутонометаморфическим.

Наиболее распространены сочетания следующих главных минералов в контактовых роговиках: кварц-биотит, кварц-биотит-андалузит и др., кальцит-кальциевый пироксен или роговая обманка, плагиоклаз-пироксен или роговая обманка. Только кварцевые и карбонатовые породы не изменяют своего состава, меняя лишь структуру.

Структура роговиков — равномернозернистая: собственно роговиковая или гранобластовая. По размерам зерен она варьирует от неразличимо зернистой (плотной) в типичных роговиках до среднезернистой в кристаллических роговиках. Иногда встречаются порфиробластовая и пятнистая. Последняя характерна для внешней контактовой зоны.

Текстура — однородная (массивная) или сланцеватая.

Макроскопия. Макроскопический облик роговиков довольно разнообразен. Известны и плотные, обладающие раковистым изломом, как у кремнистых пород, и зернистые разновидности. Окраска также различна — серая различных оттенков до черной, зеленая. В поле роговики отчетливо выделяются среди неизмененных пород, так как и пятнистость и кристалличность или, наоборот, кремневидный облик их, появляю-

щиеся близ контакта с магматическими телами, бросаются в глаза даже мало наблюдательному исследователю.

Разновидности. Группа I. Как и при динамотермальных процессах, глинистые породы в данном случае весьма чувствительно реагируют на метаморфическое воздействие. По мере приближения к контакту наблюдается уплотнение пород и постепенное усиление изменений состояния вещества (перекристаллизация). Уплотнение массы приводит к образованию характерных плотных с кремнистым изломом (как у рога) пород— *роговиков*.

Известен классический пример Эльзасских контактовых ореолов вокруг гранитового массива. Глинистая толща весьма однообразна. По мере приближения к контакту, наблюдаются следующие зоны (по Розенбушу):

1. Внешняя зона *пятнистых сланцев*. Пятнами являются скопления углистого вещества, но масса породы еще остается неизменной.

2. Промежуточная зона *пятнистых роговиков*. Породы более тверды, кливаж становится незаметным. Пятна образованы зарождающимися, но уже заметными невооруженному глазу кристаллами андалузита, а тонкозернистая масса перекристаллизована с образованием большого количества слюды и кварца.

3. Наиболее внутренняя зона — *андалузитовых роговиков*. Вблизи окраины гранита пятна исчезают, наблюдается полная перекристаллизация в мелкозернистый гранобластический агрегат андалузита, биотита, мусковита и кварца (*кристаллический роговик*).

Из приведенного описания ясны принципы разделения контактовых образований (роговиков) на разновидности в зависимости от степени изменений.

Иного типа контактовый метаморфизм наблюдается в глинистых сланцах около жил или небольших тел *основных пород* (диабазы). Масштаб явлений небольшой — контактовый ореол достигает максимум несколько метров ширины. В непосредственном контакте образуется типичный роговик — плотная зеленовато-серая порода, обладающая раковистым изломом. Так как происходит интенсивный привнос кремнезема и натра, то главными составными частями роговика являются кварц и альбит. Зеленый цвет возникает за счет новообразований хлорита, эпидота, актинолита. Структура — тонкозернистая. Подобные роговики типичны для контактов с диабазами и называются *адинолами*.

Группа II. Примеры изменений кислых пород (гранитов) при пневматолитовых процессах были рассмотрены. Здесь отметим изменения кварцевых, граувакковых и аркозовых песчаников. Чисто кварцевые породы реагируют только перекристаллизацией и превращаются в своеобразные стекловатые, иногда дымчатые (дымчатый кварц) крупнозернистые *кварцевые роговики*. Чаще встречаются загрязненные глинистым материалом песчаники, обычно образующие слюдистые кварциты при динамотермальном процессе. В описываемых условиях мусковит (серицит) становится неустойчивым и, реагируя с кварцем, образует:

$$K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O + 2SiO_2 \rightarrow 2(Al_2O_3 \cdot SiO_2) + K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 + H_2O$$

мусковит — кварц — силлиманит или андалузит — ортоклаз

То же получается при перекристаллизации граувакковых и глинистых песчаников, с тем отличием, что глиноземистых минералов образуется больше и получаются *силлиманитовые* и *андалузитовые кварцевые* или *кварц-биотитовые роговики.*

Аркозовые песчаники перекристаллизуются в гранобластовые кварц-полевошпатовые роговики.

Группа III. Чистые карбонатовые породы (известняки) могут просто перекристаллизоваться под давлением в гранобластовые крупнозернистые мраморы. Карбонатовые породы доломитового состава, или загрязненные примесями кремнезема (кремнистые известняки), глинозема (глинистые известняки), образуют своеобразные известково-силикатовые роговики. При этом характерен распад доломита с выделением окиси магния, входящей в состав возникающих магнезиальных силикатов. Образование роговиков нередко происходит в условиях привноса вещества из магмы, чаще всего кремнезема, железа, щелочей. В таких случаях известковые (известково-железистые) силикаты образуются в результате реакции *метасоматического* замещения карбонатов. Присутствие железистых силикатов позволяет часто отличить породы, образовавшиеся последним способом (в рудных месторождениях они известны под именем *скарнов*), от перекристаллизовавшихся нечистых известняков.

Знаменитый каррарский мрамор, белые уральские мраморы произошли путем перекристаллизации без привноса.

Контактовый метаморфизм с привносом вещества

Наиболее яркие и резкие изменения вмещающих пород происходят при выделении из магмы горячих паров и газов. В этом отношении показательно пневматолитическое (пневматолиз — действие газа) воздействие в контактах с гранитами. Здесь происходит выделение типичного комплекса минерализаторов: фтор, бор, вода, сопровождаемых в виде летучих соединений щелочными металлами (Na, Li, Be), редкими тяжелыми (Sn, W, Mo) и другими (Cu, Pb, Zn) металлами.

Группа I. Привнос натра в глинистые породы, превращающиеся в контакте в кристаллические роговики, приводит к новообразованию в последних альбита за счет SiO_2 и Al_2O_3, находящихся в изменяемой породе, и Na_2O, вносимого из магмы. Возникают *кварц-альбит-биотитовые* породы (роговики), иногда сланцеватые (сланцеватый роговик), отличающиеся от сходных динамотермальных сланцев более обильным альбитом, а главным образом по условиям залегания.

В иных случаях наблюдается прямое проникновение во вмещающие породы магматического расплава в виде аплит-пегматитовой фации его. Пути проникновения — плоскости сланцеватости и отчасти отдельности. Образуются тонкополосатые *мигматиты* или *инъекционные гнейсы*, подобные плутонометаморфическим образованиям и отличающиеся от последних мелкозернистостью, а также более отчетливым разграничением полос и отчасти более ясной сланцеватостью.

Группа II. При проникновении выделяющихся из гранитов пневматолитовых возгонов в кварц-полевошпатовые породы (в том числе и в периферическую фацию интрузивного тела), нередко происходит интенсивное замещение (пневматолитический метасоматоз) полевошпатовой составной части этих пород.

Турмалиновый гранит, возникающий при преимущественном действии возгонов *бора* (турмалинизация) на уже затвердевшую внешнюю корку интрузивного тела гранита, представляет породу, в которой часть полевого шпата замещена турмалином. Макроскопически заметны столбики турмалина, чаще всего черного цвета, реже зеленого и розового. Редко наблюдается полное замещение полевого шпата. Тогда возникает *шерловая порода*, состоящая из турмалина и кварца.

Грейзен — светлосерая зернистая порода, макроскопически состоящая из зерен кварца, слюды и в меньшем количестве белого полевого шпата, турмалина, желтоватого топаза. Типичный грейзен состоит из кварца, слюды и топаза. При преобладании последнего получается *топазовая порода*. Грейзен образуется при действии перегретого пара и фтора на гранит. При этом полевые шпаты разлагаются и превращаются в слюду, часто литиевую.

Около интрузии основных пород, главным образом типа габбро, происходит пневматолитовый привнос воды, Cl, P, Ti. По распространенности этот процесс значительно уступает пневматолизу около гранитовых тел. Главнейшие изменения в контактах с основными породами представлены скаполитизацией плагиоклазов, образованием титанистых железных руд, а также скоплений и жил хлор-апатита.

Все эти изменения, равно как и различные гидротермальные изменения, связаны с ограниченным комплексом пород рудных месторождений. Они подробнее рассматриваются в курсе полезных ископаемых.

Подобные описанным изменения наблюдаются не только около не заполненных жильным материалом трещин (сухие возгоны), но также и около пегматитовых и некоторых типов кварцевых (так называемых гипотермальных) жил.

Гидротермальный метаморфизм характеризуется изменениями под влиянием более низкотемпературных производных магматической деятельности — теплых (мезо- и эпитермальных) растворов ($nH_2O \cdot SiO_2$), поднимающихся по трещинам и образующих кварцевые жилы. Главнейшие изменения, происходящие при этом, заключаются в каолинизации и серицитизации щелочных полевых шпатов, соссюритизации плагиоклазов, хлоритизации фемических минералов и др.

Оба процесса, пневматолитический и гидротермальный, сопровождаются выносом рудного материала из магмы. При изучении месторождений полезных ископаемых этим процессам уделяется большое внимание.

Из числа месторождений контактово-пневматолитового типа необходимо отметить месторождение корунда в Семиз-Бугу (Казакстан), где корунд вместе с андалузитом и силлиманитом метасоматически замещает глубоко измененные древние порфиры.

Известны месторождения пневматолито-метасоматического типа и для олова, например в Трансваале, где касситеритом метасоматически замещается кварц и отчасти полевой шпат в пегматитах.

Группа III. Породы этой группы, состоящие из карбонатовых минералов, в некоторых условиях (пониженное давление) легко диссоциирующих на CO_2 и CaO или MgO, подвергаются в условиях контактового метаморфизма наиболее глубоким преобразованиям. Типичными представителями являются разнообразные скарны и гранатовые породы.

Скарны представляют собой типичные контактовометаморфические породы, возникающие в контакте известняков (мраморов) с гранитами в условиях обильного привноса силикатового материала из последних.

В составе скарнов характерно присутствие магнезиальных, известковых, известково-железистых силикатов, в особенности фемических: *диопсид* (геденберит), *авгит*, роговая обманка, флюорит, форстерит (оливин), *гранат*, также основной плагиоклаз, скаполит, волластонит. Часто присутствуют рудные минералы: магнетит, сульфиды меди и железа, молибденит и др.

Структура — гранобластовая, от мелкозернистой до крупнозернистой. Иногда порфиробластовая. Если присутствуют остатки незамещенных карбонатов, они заключены нередко в виде ксеноморфных зерен среди силикатов.

Текстура — массивная, реже сланцеватая.

Макроскопически скарны обращают внимание своей темной окраской, резко отличающейся от окраски мраморов, в которые они переходят в удалении от контакта. Отчетливо выделяются кристаллы темнобурого граната (андрадит), темные зерна пироксена.

Различают скарны с карбонатами (неполное замещение карбонатового материала) и скарны без карбонатов. Известно большое разнообразие скарнов. Разновидности называют по преобладающим силикатам — андрадитовые, андрадит-авгитовые, геденбергитовые (часто рудные), скаполитовые, форстеритовые и др. скарны. При возрастании количества граната, скарны переходят в *гранатовые породы*.

В случае значительного привноса окислов железа, после насыщения силикатов, в скарнах образуются значительные, до мощных, скопления руд. В СССР известны богатые железорудные месторождения, связанные с пневмалито-метасоматическими скарнами — горы: Магнитная, Благодать, Высокая на Урале.

В некоторых скарнах образуются скопления флогопита. Крупное промышленное месторождение высокосортного флогопита известно близ ст. Слюдянка Забайкальской ж. д. в Восточно-Сибирском крае.

Гранатовые породы, образующиеся как разновидности скарнов, могут иметь значение как месторождения абразивного сырья.

Группа IV. Основные породы превращаются в пироксеновые и пироксен-полевошпатовые, реже роговообманковые роговики. Образование роговой обманки за счет пироксена (авгит) происходит при участии минерализаторов.

Структура роговиков обычно полнокристаллическая гранобластовая от мелко- до среднезернистой.

При некоторых условиях пневматолитового выноса глинозема образуются месторождения граната. Так например Шуерецкое месторождение альмандина в Карельской АССР возникло при глубоком метаморфизме амфиболитизированных габбро-норитов, интенсивно инекцированных пегматитом. В этом же месторождении наблюдается в виде небольших участков и полос скопление дистена, также повидимому образовавшегося в условиях пневматолитического метаморфизма.

Нельзя не отметить также месторождения асбеста на Урале (Баженовский район), возникшие в результате гидротермального метаморфизма перидотитового массива, предварительно частично превращенного в процессе автометаморфизма в змеевик.

Породы плутонометаморфизма

При рассмотрении наиболее глубоко преобразованных продуктов динамотермального метаморфизма, а также инъекционных образований при контактовом метаморфизме, мы приблизились к ознакомлению с породами, наиболее глубоко преобразованными в условиях высоких температуры и давления.

Породы плутонического метаморфизма, слагающие наиболее древние геологические комплексы на земной поверхности, широко развиты на площадях древних кристаллических щитов. Поэтому, естественно, что наиболее тщательные исследования и наблюдения над ними произведены в таких странах, как Финляндия и скандинавские страны (Фенно-Скандинавский щит), Сев. Америка (Канадский щит) и СССР (восточная часть Фенно-Скандинавского и частью в пределах Сибирского, например Таймырский полуостров).

С возрастанием глубины увеличивается давление нагрузки вышележащих толщ и падает, до незначительного, влияние временных односторонних напряжений (стресса), что выражается в типичной гранобластовой структуре пород. Возникающие минералы—преобладающе типичные антистресс-минералы.

Группы I и II. Среди продуктов изменения первоначальных пород теряется существенное различие между породами I и II групп. И те и другие представлены светлоокрашенными полнокристаллическими, равномернозернистыми, реже неравномернозернистыми гнейсами и гранито-гнейсами.

Гнейсы представляют наиболее обширную группу пород метаморфического типа. Этому термину в различное время придавалось различное значение. Мы будем, как принято в последнее время большинством исследователей, относить к гнейсам метаморфические породы, по составу отвечающие изверженным породам гранитового типа.

Гнейсами называются светлоокрашенные кристаллически-зернистые кварц-полевошпатовые породы, обладающие более или менее отчетливой сланцеватой текстурой, образующиеся в условиях глубокого метаморфизма как изверженных, так и осадочных пород.

По составу, как аналоги гранитоидов (ряд гранит-гранодиорит-кварцевый диорит), гнейсы характеризуются присутствием: кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза (кислого-среднего состава) с тем или иным количеством биотита, амфибола, пироксена, а также примесью — граната, силикатов глинозема, циркона, апатита и других акцессорных минералов. Для большинства гнейсов типична ассоциация: кварц, полевой шпат, биотит.

Присутствие полевого шпата отличает гнейсы от слюдяных сланцев и роговиков того же состава. В отличие от тех сланцев, в которых встречается кислый плагиоклаз (близкий к альбиту, часто несдвойникованный), гнейсы содержат более основной плагиоклаз — от олигоклаза до андезина.

Обычны структуры: равномернозернистая (гранобластовая), неравномернозернистая (гетеробластовая до типичной порфиробластовой).

Текстура в зависимости от степени зернистости и условий образования изменяется от тонкосланцеватой до неотчетливо сланцеватой (гнейсовидной) и почти массивной. В гнейсах, образовавшихся из перекристал-

лизованных катакластических гранитов, встречается очковая текстура. Наиболее обычна из перечисленных текстур — неотчетливо сланцеватая, образованная либо плоскими и слабоволнистыми линзовидными полосками, обогащенными слюдой, либо слабо заметной взаимнопараллельной ориентировкой редких мелких чешуек биотита, рассеянных в массе зерен кварца и полевого шпата.

В складчатых областях нередки плойчатые текстуры.

Отдельность варьирует от плитчатой с более или менее ровной поверхностью плоскостей до толстоплитовой с неровной поверхностью, особенно при наличии отдельных прослоев, обогащенных слюдой. Реже встречается параллелопипедальная.

Малое содержание фемических минералов и преобладание полевых шпатов определяют светлую окраску пород. Преобладание того или иного из полевых шпатов определяет оттенки этой окраски: от белой или серовато- (зеленовато-) белой в присутствии плагиоклазов до буроватой или красноватой — в присутствии калиевых полевых шпатов. Более редкие гнейсы, преимущественно образовавшиеся из осадочных пород, обогащены биотитом и обладают серой и темносерой окраской. По текстурным признакам гнейсы, как породы кристаллически-зернистые, отличаются от гранитов. От метаморфических сланцев мелко и среднезернистые гнейсы, кроме различия по минералогическому составу (присутствие полевого шпата), отличаются также по менее отчетливо выраженной сланцеватости.

Лишь некоторые тонко-мелкозернистые гнейсы, сравнительно богатые слюдой, в поле трудно отличимы от подобных же биотитовых сланцев.

Изменения гнейсов подобны изменению гранитов.

Разделение гнейсов на разновидности производится: а) по генезису, б) по минералогическому составу и в) по степени отчетливости текстурных признаков.

По генезису различают: парагнейсы, ортогнейсы и инъекционные гнейсы.

Парагнейсы произошли путем преобразования осадочных толщ глинистого и песчанистого типов. Существенным признаком парагнейсов, образовавшихся из глинистых пород, считают присутствие силикатов глинозема: силлиманита, дистена. Не менее типична для парагнейсов окатанная (см. рис. 111) форма зерен, не подвергающихся изменениям минералов: циркона, рутила, турмалина, в отличие от ортогнейсов, в которых эти минералы сохраняют идиоморфные формы, свойственные им в изверженных породах.

В парагнейсах, как породах первично осадочных, часто сохраняется первичная слоистая текстура в виде полосчатости, представленной чередованием полос различного минерального состава, например кварцево-полевошпатово-биотитовых иногда с андалузитом и др. и богатых кварцем. Структура гранобластовая, часто мелкозернистая.

Ортогнейсы образовались из изверженных пород. Гнейсовая текстура, нередко выраженная менее отчетливо, чем в предыдущих, выступает вследствие параллельного или почти параллельного взаимного расположения сравнительно немногочисленных чешуек биотита или призм роговой обманки. Структура часто средне-крупнозернистая, неравномерно- или равномернозернистая гранобластовая.

Химический состав парагнейсов, как и осадочных пород, характеризуется значительным избытком глинозема над щелочами и кальцием (см. табл. 34).

Наконец, характерным отличием ортогнейсов, как и других метаморфических ортопород, от парагнейсов являются условия залегания. Образовавшиеся из пород интрузивных, они сохраняют интрузивные соотношения с прочими породами. В случае развития пород на обширных пространствах, это отличие уловимо трудно, но тогда, когда встречаются отдельные участки ортогнейсов среди прочих пород, удается подметить достаточно резкий переход их в метаморфические породы, например слюдяные сланцы, филлиты, амфиболиты, отличающиеся от гнейсов и по составу, и по виду (более темная окраска, отчетливая текстура), и по переходам в контакте, например инъекции гнейсов в сланцы и амфиболиты (см. рис. 136). Между тем для парагнейсов можно наблюдать постепенный переход в парасланцы.

По минералогическому составу различают: ортоклазовые и микроклиновые гнейсы и плагиоклазовые гнейсы (плагиогнейсы). Дальнейшее разделение производится по фемическому минералу: биотитовые, амфиболовые, пироксеновые разновидности.

По степени отчетливости текстурного признака — гнейсовидности, различают гнейсы и гранито-гнейсы (гранитовидные гнейсы).

Гранито-гнейсы — породы из группы гнейсов, характеризующиеся весьма слабо выраженной гнейсовидной текстурой, внешне приближающейся к массивной. Часто отличимы от гранитов лишь микроскопически по структуре, переходной от гранитовой к гранобластовой.

Широко применяются и другие названия, например *гранулит* — для зернистых слабо слоистых или неслоистых (granum — зерно) гнейсов (Финляндия, Скандинавия и др.).

Гнейсовидные породы нередко образуются при раскристаллизации магмы и под действием одностороннего давления. В этих случаях они представляют краевую гнейсогранитовую, часто порфировидную, фацию гранитовых массивов.

Подавляющее большинство гнейсов имеет древнейший (докембрийский) возраст. Однако в складчатых областях возможно образование гнейсов и более молодого возраста. Гнейсы и гранито-гнейсы пользуются преобладающим развитием, вместе с метаморфическими сланцами, на площадях древних кристаллических щитов.

Как уже было отмечено выше, промышленное значение гнейсов значительно меньше, чем гранитов. Вследствие текстурных особенностей, гнейсы применяются в значительно меньшем масштабе для строительных целей. Нередко они используются как материал для изготовления щебня для шоссейных дорог и балластировки железнодорожного полотна.

Группа III. Карбонатовые породы при плутонометаморфизме дают те же кристаллически-зернистые породы — *мраморы*, что и при динамотермальном и контактовом метаморфизме. Так как существенным отличием области плутонометаморфизма является деятельное участие магматических масс, то из карбонатовых пород образуются в некоторых случаях также *амфиболиты*. Эти амфиболиты представляют собой настолько глубоко преобразованные карбонатовые породы, что их трудно бывает отличить даже под микроскопом от амфиболитов, происходящих из основных пород (ортоамфиболитов) (см. ниже).

Некоторые данные в этом отношении могут дать геологические наблюдения, как и для различия пара- и ортогнейсов.

Группа IV. Относящиеся к этой группе темноокрашенные породы массивной текстуры различной зернистости могут возникать в результате метаморфизма катаклазированных средних (частью) основных и ультраосновных изверженных пород, а иногда также промежуточного типа осадочных (например мергели). К этой группе относятся *амфиболиты* и *эклогиты*. Эти породы пользуются сравнительно ограниченным распространением, поэтому на характеристике их мы остановимся лишь вкратце.

Амфиболиты представляют темносерые и темнозеленые породы различной зернистости, массивной текстуры, состоящие из роговой обманки

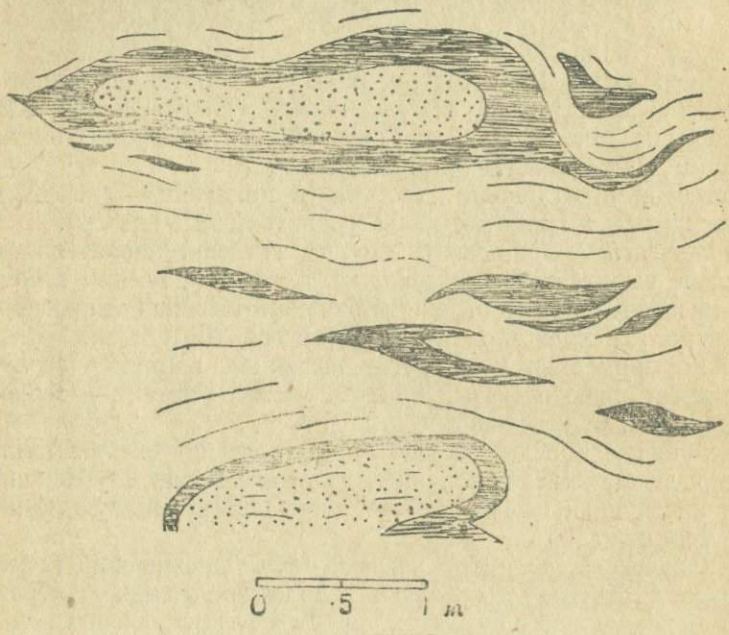


Рис. 136. Плутонический метаморфизм эклогита. Линзы эклогита в гранитогнейсе Бригген Нордфиорд, Норвегия.

Более значительные массы амфиболитизированы в краевых частях, тогда как меньшие полностью изменены в амфиболит (по Эскола).

и плагиоклаза (от среднего до основного). Породы указанного состава часто называют, в отличие от чисто амфиболовых пород (амфиболиты), *плагиоклазовыми амфиболитами*. Примеси довольно разнообразны: *гранат*, рутил, апатит, сфен, магнетит. Могут присутствовать кварц, пироксен, кальцит, эпидот. Структура — гранобластовая или кристаллобластовая, нередко гетеробластовая, встречается также пойкилобластовая. Текстура — однородная, реже слабо выраженная сланцеватая.

По происхождению амфиболиты разделяются на пара- и ортоамфиболиты. Первые образовались из продуктов метаморфизма (с привносом вещества из магмы) известковистых осадочных пород (известняки, мергели), вторые — из основных изверженных пород. Химический состав

до известной степени различен; для вторых он близок составу габбро, тогда как для первых отличается повышенным содержанием некоторых окислов, в особенности окиси кальция (см. табл. 34).

Эклогиты — грубозернистые массивные породы, состоящие из граната и пироксена. Окраска их в значительной степени обусловливается относительным количеством красновато-бурого железисто-глиноземистого граната и зеленого пироксена (так называемого омфацита).

Считают, что эклогиты первоначально представляли породы типа габбро. В условиях плутонометаморфизма анортитовая молекула плагиоклаза, реагируя с первоначальным оливином или авгитом, образует гранат. Остающиеся авгитовая молекула и натровая молекула (альбит) плагиоклаза образуют твердый раствор натрового пироксена (жадеит)

Рис. 137. Артериты (мигматиты). Зап. Мурман (по Полканову).

в авгите — омфацит. Жадеит наблюдается в виде самостоятельных образований в некоторых эклогитах Альп. В качестве примесей встречаются силлиманит, дистен, вторичная роговая обманка и др.

При увеличении количества роговой обманки, замещающей пироксен, частью гранат, получаем гранатовый амфиболит. Процесс амфиболитизации (рис. 136) может быть полным или частичным.

Инъекционные породы. На стр. 310 уже было отмечено, что среди более или менее чистых типов метаморфических пород (пара- и ортопороды) имеется еще тип пород смешанных, в которых материал метаморфического происхождения (пара- или орто-) смешивается с магматическим, в результате внедрения последнего в окружающие породы. При рассмотрении процессов контактового метаморфизма мы уже упоминали об инъекционных образованиях (инъекционные гнейсы). Однако и распространение изменений и степень интенсивности их при контактовом

метаморфизме (вне катазоны) не столь значительны, как в условиях плутонометаморфизма.

В процессе инъекции магматического материала, преимущественно кислого или ультракислого состава, выделяющегося как конечный продукт кристаллизации, можно различать два процесса. Легкоподвижная силикатовая масса, богатая щелочами, глиноземом, кремнеземом и некоторыми летучими, в особенности водой, либо устремляется в виде жил и жилок по различным трещинам отдельности, разъединяя глыбы вмещающих пород, либо проникает вдоль плоскостей сланцеватости. И в том и в другом случае наблюдается пропитывание пород магматическим материалом—*фельдшпатизация*. В зависимости от степени насыщенности летучими и продолжительности действия находится интенсивность процесса фельдшпатизации. О процессах первого вида, типичных для непосредственно приконтактной зоны интрузий и приводящих к образованию эруптивных брекчий, мы упоминали при рассмотрении продуктов контактового метаморфизма.

Рис. 138. Небулитовый мигматит (гранит с расплавленными включениями). Финляндия (по Сёдерхольму).

Процессы второго вида, сопровождающиеся интенсивной фельдшпатизацией, типичны для больших глубин, где под высоким давлением расплав проникает на большие расстояния и в больших массах. В условиях плутонометаморфизма этот процесс фельдшпатизации усиливается еще и состоянием вещества горных пород, состоянием размягченности. В результате возникают смешанные породы, называемые *мигматитами*, среди которых различают ряд разновидностей.

Ленточные гнейсы. Под именем ленточных гнейсов объединяются глубоко метаморфизованные породы ленточной текстуры, представляющие чередование слоев гранитового материала и слоев вмещающих пород (гнейсы, метаморфические сланцы, сланцеватые амфиболиты и др.). Они называются также *артеритами* (рис. 137).

В других случаях при внедрении большого количества расплавленного материала происходит не только разъединение слоев вмещающих пород, но и разрывание их в поперечном направлении.

В процессе энергичной фельдшпатизации обломки (полосы) пород теряют резкость своих контуров, т. е. происходит как бы освоение или *гранитизация* их (анатексис). В виде разветвляющихся или линзовидных полос, более или менее параллельно расположенных в массе гранита, подобные образования наблюдаются весьма отчетливо в геологических обнажениях (рис. 138). Возникшая разновидность смешанных пород называется *небулитом.*

Дальнейшее совместное действие высоких температур и давления магматических масс может привести к полному размягчению (и расплавлению) твердой породы, к перемешиванию ее состава с составом магмы (палингенез). Новообразовавшийся расплав может вступить, как мы уже видели, в дальнейший круговорот вещества, под влиянием тектонических сил переместиться в более высокие горизонты литосферы и дать начало новым изверженным горным породам.

Предметный указатель [1]

Абсорбция света 43*
Авгит 100, 130* т, 224
Авгититы 217
Автометаморфизм 273*, 282
Агломерат-туфы 249*
Адамеллит 170 т, 172*
Адинол 309*
Актинолит 117 т, 128 т
Алевриты 260*
Аллофан 238*
Аляскит 170 т, 172*
Альбит 100, 140 т, 237 т, 243, 297, 306
Альбитизация 278
Амплитуда колебаний 27*
Амфибол 224, 304
Амфиболитовый сланец 307*
Амфиболит 284, 291 т, 307, 315*, 361
Амфиболиты плагиоклазовые 316
Амфиболы 117 т, 118, 126 т
— щелочные 128 т
Анализ кристаллооптический 15*
— механический 235
— микрохимический 16
— ситовой 20
— химический 16
— химический полный 16
— — частичный 17
Анализатор 37*, 48
— накладной 49
Анатексис 281*, 319
Ангидрит (минерал) 237 т, 240 т
Ангидрит (порода) 265*
Андалузит 296, 298 т, 300*
Андезин 140 т
Андезито-базальты 189
Андезито-дациты 189
Андезиниты 185*
Андезиты 181, 187*, 221
— авгитовые 221
Анизотропия изотропных веществ 71
Анортит 100, 140 т, 297
Анортозиты 192
Антистресс-минералы 279*, 285, 313
Апатит 101, 117 т, 141, 144 т, 228
Апатитизация 278*
Аплиты гранитовые 176, 177*, 224
— сиенитовые 208*
Апофизы 85*
Арагонит 237 т, 240 т
Аргиллиты 263*, 284
Артериты 318*
Арфведсонит 100, 128 т
Астеносфера 8
Ассимиляция 279*, 282
Атмосфера 8
Аэролиты 11*

Базальт оливиновый 220
Базальты 196, 198*, 221
— безоливиновые 221
— лейцитовые 217
— нефелиновые 217
Базаниты 217
Бальзам канадский 45*
Барисфера 8, 9*
Батолит 83, 173
Биотит 100, 117 т, 126 т, 224, 285, 304
Битовнит 140 т
Боксит 254*
Брекчии 234, 235, 255*, 256
— трения 290 т, 301*
— эруптивные 98

Величина двупреломления 66
Вес удельный 21
Вещества анизотропные 30*
— изотропные 30*
Вещество углистое 237 т
Виды угасания 71
Вогезит 209*
Водопроницаемость 296
Волна необыкновенная 35*
— обыкновенная 35*
Выветривание физическое 227*
— химическое 227*
Выделения порфировые 158*

Габбро 167 т, 184 т, 185, 190*, 190 т, 192, 200 т, 224
Габбро кварцевое 190 т
— оливиновое 190 т, 192
Габбро-диабазы 224
Габбро-диориты 184 т, 192*

[1] В указателе для отдельных терминов даны ссылки на несколько страниц. Страницы, на которых находятся основные определения, отмечены звездочкой (*). Если термин указателя находится в таблице, то при цифре страницы стоит буква «т».

Габбро-норит 192*
Габбро-перидотиты 192*
Габбро-пироксениты 192*
Габбро-порфирит 195 т, 196*
Габброиды щелочные 167 т
Газы магматические 273*
Гаревант 196
Гематит 117 т, 140, 141, 142 т, 263
Геотектоногенез 229
Гетероморфизм 103*
Гиалобазальты 198*
Гидратизация 279
Гидрослюды 237 т
Гидросфера 8
Гиперстен 100, 130 т
Гипс (минерал) 237 т, 240 т
Гипс (порода) 265*
Глауконит 237 т, 242*
Глины 261*
Глины глауконитовые 264*
— жирные 264*
— сукновальные 264*
Глина красная (terra rossa) 254*
Гнейс очковый 306*
Гнейсы 313
Гнейсы биотитовые 288 т
— инъекционные 300, 310*
— ленточные 291 т, 318*
— пелитовые 305*
— роговообманковые 288 т, 291 т, 307*
Горнблендиты 201*
Гранат 100, 117 т, 141, 148 т, 237, 242, 287 т, 297 т, 306
Гранитизация 319
Гранит 167 т, 205 т
Гранит двуслюдяной 172*
— калиполевошпатовый 170 т
— нормальный 170 т, 184 т
— пироксеновый 172*
— роговообманковый 172*
Гранит-порфиры 177*
Гранитит 172*
Гранито-гнейсы 280, 290 т, 315*
Граниты 169, 170*, 185
Граниты альпийские 174
— мезозойские 174
— палеозойские 174
— щелочные 167 т, 169, 170 т, 172*, 214
Гранодиориты 169, 170 т, 172*, 184, 224
Гранулит 315*
Графит 144 т
Группа габбро-базальта 190*
— гранита-липарита 169*
— грубообломочных пород 255*
— диорита-андезита 183*
— железистых пород 270*
— карбонатовых пород 266*
— кремнистых пород 267*, 268*
— минеральных солей 264*
— несиликатовых изверженных пород 218*
— сиенита-трахита 204*
Группа среднеобломочных пород 258*
— тонкообломочных пород 261*
— углеродистых пород 270*
— ультраосновных пород 200*
— фельдшпатидовых сиенитов-фонолитов 212*
— фосфатовых пород 270*
— щелочных габброидных пород 216*
Группировка минералов по светопреломлению 59*

Давление гидростатическое 275
— одностороннее (стресс) 272*
— равностороннее 272*
Дайка 85*, 173
Дациты 179, 182*
Двойники полисинтетические 69, 125
— простые 69, 125
Двупреломление 35*
Диабазы гипабиссальные 224
— жильные 195*
— эффузивные 196, 198*
Диагенезис 232
Диаграмма Мишель-Леви 43
Диопсид 130 т
Диорит 167 т, 183*, 184 т
Диорит-аплиты 186*
Диорит-порфириты 186*
Диориты кварцевые 184*, 185 т, 224
Дисперсия 43*
Дистен 296, 298 т, 300*, 304
Дифференциация гравитационная 223*
— кристаллизационная 222*
— магматическая 222*
— магмы 221
Длина волны 28*
Долериты 195, 196, 198*
Доломит (минерал) 237 т, 240 т
Доломиты (порода) 235, 266*
Дунит 167 т, 200 т, 202*, 203
Дунит сидеронитовый 203

Жилы 85*, 173, 181, 185
Жилы дополнительные 175, 176
— пластовые 87

Залежи интрузивные 86*, 181, 192
Змеевики 203
Знак главной зоны 68*
— осей 68*
Зона контактовая внешняя 308
— — внутренняя 308
Зональность плагиоклазов 183
Зоны Грубенмана 287*
— земли 8
— краевые 175, 192

Идиоморфизм 104, 141
Известняки 234, 235 т, 236 т, 267
Известняки оолитовые 266*
— органогеновые 268*
Излияние трещинного типа 87
— центрального типа 87
Изогира 77
Ийолит 217

Ийолит-порфиры 217
Ильменит 101, 117 т, 141, 142 т
Интерференция 38*
Интрузии несогласные 83
— согласные 83
Инъекция 279*
Инъекция послойная 86
Исит 196

Каймы друзитовые 115*
— келифитовые 273
— опацитовые 183, 188
— реакционные 273
Кальцит 101, 117 т, 152 т, 237 т, 297 т
Камптониты 217
Каолин (минерал) 238
Каолины (порода) 264
Карбонатиты 219
Касситерит 150
Катаклазиты 301
Кварц 100, 117 т, 122, 132 т, 224, 237 т, 297 т, 313
Кварциты 284, 288 т, 306*
Кератофиры 210
Кератофиры кварцевые 181*
Керсантиты 186*
Кимберлит 204
Классификация геолого-генетическая 7, 162
— минералогическая 162
— химическая 162
Клин кварцевый 51*
Кливаж 252, 261*
Колебания гармонические 26*
Компенсаторы 50*
Компоненты магмы 102*
Конгломерат 255*, 256
Конгломерат прессованный 257
Конгломераты 234, 235
Конгломераты галечные 257
Константы оптические 44
Конусы вулканические 88*
Кордиерит 298 т
Кремни 235
Кристаллизация двукомпонентных систем 106*
— плагиоклаза 108
— трехкомпонентных систем 110*
Кристаллобласты 292
Ксенолиты 98
Кристалл-туфы 249*

Лабрадор 140 т
Лабрадорит 190 т, 192
Лавы липаритовые 221
— трахидолеритовые 221
— шаровые 97
Лакколит 87*
Лакколиты 181, 192
Латерит 254*
Лейцит 100, 117 т, 122, 212
Лейцитофир 216
Лемнискаты 76
Лепидомелан 212
Лимбургиты 217
Лимонит 101, 237 т, 243
Линза Бертрана 48
— Лазо 47
Липариты 179*
Литосфера 8, 9*
Лополит 87*
Луч необыкновенный 35*
— обыкновенный 35*
Лучепреломление двойное 26
Луяврит 213

Магма 101*
Магма базальтовая 222
— гранитовая 222
— оливиновая 224
— перидотитовая 224
— пироксенитовая 221, 224
— трахитовая 221
Магматизация 280*
Магнезит 240 т
Магнетит 101, 117 т, 141, 142 т, 237 т, 242, 263
Магнетиты магматические 218*
Макроскопия 15*
Макроструктуры 90
Макротекстуры 92
Масса основная 158
Мел 268*
Мел фосфатовый 236
Мелафиры 196, 198*
Месторождения редких металлов 224
— рудные гидротермальные 175
— — пневматолитические 175
Метагаббро 306*
Метадиорит 306*
Метаморфизм 232, 272*
Метаморфизм аддитивный — см. метаморфизм с привносом
— без привноса 272
— гидротермальный 282
— динамотермальный 275*, 289
— дислокационный 274*, 282
— инъекционный 280*, 282
— катакластический 274*, 289
— контактовый 277*, 282, 287, 289
— опталический 277*, 307
— пневматолитический 282
— региональный 287
— регрессивный 282*
— с привносом 272, 277, 278*
— термальный 307*
— — контактовый 277
Метеориты 11
Метод иммерсионный 6
— историко-геологический 13*
— Федорова универсальный 78
Методика иммерсии 60
Методики петрологии 13*, 14 т
— разделения минералов 20
Миаскит 213
Мигматиты 280*, 290 т, 310, 318
Микрогаббро 195, 196*
Микрограниты 177*
Микродиориты 186*

Микроклин 100, 117 т, 134 т
Микропегматит 224
Микросиениты 208*, 215
Микроскоп поляризационный 5, 25, 45*
Микроструктуры 154, 155*
Микротекстуры 160*
Милониты 301, 302*
Минералы аллогеновые 238
— аллотриоморфные 61
— аутигеновые 239
— второстепенные 115, 117 т, 237 т
— гидротермальные 116*, 150 т
— гипидиоморфные 61
— главные 115, 117 т, 237 т
— глинистые 238
— двуосные 76
— идиоморфные 60
— изотропные 75
— ксеноморфные 61
— магматические 116*
— непрозрачные 115, 141*
— одноосные 75
— отрицательные одноосные 77
— — двуосные 78
— пневматолитические 116*, 117 т, 178
— положительные двуосные 78
— — одноосные 77
— породообразующие 100*
— прозрачные 115, 154*
— реликтовые 228, 236*, 238, 242
— салические 115*, 121, 132 т
— сингенетические 237*, 239, 242
— типоморфные 284*, 285, 296
— фемические 115, 117 т, 118, 126 т
— эпигенетические 237*, 242, 243
— эпимагматические 116*, 117 т, 154
Минетта 208*
Мирмекиты 157*, 273
Миссурит 217
Мончикиты 217
Мраморы 288 т, 291 т, 306, 315*
Мусковит 100, 117 т, 126 т, 237 т, 263, 285, 304

Наблюдения в скрещенных николях 56
— при одном поляризаторе 56
Накипь известковая 266*
— кремнистая 235, 267*
Небулит 319*
Некк 85*
Нефелин 100, 117 т, 122, 136 т, 212
Николь 35*
Николи параллельные 37*
— скрещенные 37*
Норит 184 т, 190 т, 192*
Нориты оливиновые 192*

Обломки пород 236
Обманка роговая 297, 306, 316
— — бурая 100, 117 т, 128т
— — зеленая 100, 117 т, 126 т
Образования остаточные 227, 253*
Обсидиан 181
Объектив 47
Окраска интерференционная 40*, 64
— — аномальная 43
— — нормальная 43
— осадочных пород 234
Окуляр 48
Окуляр-микрометр 50
Оливин 100, 117 т, 118, 132 т, 224
Олигоклаз 140 т
Олигоклазиты 185
Опал 100, 237 т, 240 т
Определение разности хода 66
Ореол контактовый 308*
Ортогнейсы 290т, 305, 314*
Ортоклаз 100, 117 т, 224, 237 т, 243
Ортофиры 209*
Остатки известковые 245*
— кремнистые 245*
Ось двойниковая 69
Остатки органичесские 237, 244*
— фосфатовые 245*
Ось оптическая 31*, 35
Отдельность 94
Отдельность матрацевая 94*
— параллелопипедальная 95*, 193
— пластоватая 94*
— плитчатая 97*, 181, 189
— призматическая 97*
— скорлуповатая 97*
— столбчатая 97*, 189
— шаровая 97*
Отражение полное внутреннее 29*
Отраженный свет 81
Отсадка кристаллов 112

Палингенезис 281*, 282
Парагнейсы 290 т, 305, 314*
Пегматиты 208
Пегматиты гранитовые 177*
— нефелиновые 215
Пемза 94*, 181
Переохлаждение 112
Пересчеты химических анализов 17
Перидотиты 167 т, 200 т, 201*, 224
Период колебания 27*
Песчаники 234, 235, 258*
Песчаники аркозовые 259*
— глауконитовые 259*
— граувакковые 259*
— кварцевые 259*
— слюдистые 259*
— туфогенные 260*
Петрогенезис 5*
Петрография 5*
Петрология 5 *
Петрология полевая 5*, 15
Пехштейн 181
Пикриты 204*, 224
Пирит 101, 141, 144 т, 243
Пироксениты 167 т, 200 т, 200*
Пироксены 117 т, 118, 130 т
Пиросфера 8
Плагиоаплиты 177
Плагиограниты 170 т, 172*, 224

Плагиоклаз 117 т, 316
Плагиоклаз кислый 134 т, 140 т, 297 т
— основной 134 т, 140 т, 224, 297 т
— средний 134 т, 140 т, 224
Плагиоклазы 100, 117 т, 122, 134 т
Пластинка гипсовая 51*
Плеохроизм 43*, 57
Плоскость оптических осей 32*
Плутонометаморфизм 279*, 282
Поверки микроскопа 53*
Поверхность скоростей лучей 30*
Показатель преломления 28*
Покровы 88*, 181, 189, 210, 216
Полоска Бекке 58*, 124
Поляризатор 37*, 47
Поляризация полная 26
Пористость 21
Порода горная 5*
— кайнотипная 89*
— палеотипная 89*
— топазовая 311*
— шерловая 311*
Породы вмещающие 82
— гипабиссальные 82*, 104, 162
— глубинные 82*, 104, 162
— гранатовые 312
— изверженные 7, 82*, 271
— — известково-щелочные 166
— — кислые 163
— — основные 163
— — средние 163
— — ультракислые 163
— — ультраосновные 163
— — щелочные 166
— излившиеся 82*, 104, 162
— инъекционные 317*
— катакластические 300*, 301
— кремнистые 268*
— метаморфические 7, 272*
— насыщенные кремнекислотой 163
— ненасыщенные кремнекислотой 163
— нерасщепленные 176*
— оливиновые 167 т
— осадочные 7, 226*, 271
— пересыщенные кремнекислотой 163
— расщепленные 176*
Порфиритоиды 303
Порфириты 187
Порфириты кварцевые 179, 182
— пикритовые 204*
— плагиоклазовые 189*
Порфиробласты 276*
Порфиромилониты 302*
Порфироиды 180, 303
Порфиры кварцевые 179
— кварцосодержащие 180*
— фельзитовые 180*
— щелочные 210
Потоки 87*, 181, 189, 210, 216
Почвы 254*
Правило объемов 275*
Правило Розенбуша 104*, 105
Приборы измерительные 50
Принцип Боуэна 114*, 179
— Рикке 275*
Провинция петрографическая 220
Прорастание пегматитовое 138
— пертитовое 138, 157
Процесс биомеханический 267*
— биохимический 267*
Процессы экзогенетические 7
— эндогенетические 7
Псевдоабсорбция 44, 57

Радиоактивность 25
Разность хода 35*, 66
Расстеклование 113
Реголит 227
Рельеф 58*
Рефрактометр 60
Решетка микроклиновая 125
Рибекит 100
Риолит 179*, 221
Роговики 277, 284, 290 т, 308*, 309
Роговики кристаллические 309*
— пятнистые 309*
Родство кровное изверженных пород 220
Руды магматические сульфидные 218*
— осадочные 236
Рутил 117 т, 148 т, 237 т, 243, 263

Салазки измерительные 50
Свет обыкновенный 26
— параллельный 56
— поляризованный 26
— сходящийся 74
Свойства магнитные горных пород и минералов 24
— механические горных пород 22
— физические горных пород и минералов 19
Светопреломление 57
Серицит 117 т, 152 т, 237 т, 303
Серицитизация 278
Серпентин 117 т, 150 т
Сечение минерала изотропное 63
— эллипсоида круговое 31*
Сидерит 237 т
Сидериты 11*
Сидеролиты 11*
Сиенит 167 т
Сиенит лейцитовый 213, 311 т
— нефелиновый 167 т, 212*, 214, 311 т, 314
— содалитовый 213
— щелочной 167 т, 214, 311, 314
— элеолитовый 213
Сиениты 206*
Сиенит-порфиры 208*
— — нефелиновые 215
Сила света 27
Силицификация 279
Силлиманит 296, 298 т, 300*
Скаполитизация 278
Скарны 278, 291 т, 310, 312*
Складочки птигматические 280*
Скорость кристаллизации 113*

Сланец кремнистый 269*
— песчаниково-глинистый 252
— песчано-глинистый 252
— роговообманковый 291 т, 306*
— серицитовый 180, 306*
— твердый 302*
Сланцы 236
Сланцы аспидные 263*
— биотитовые 305*
— битуминозные 263
— глинистые 234, 261*, 284
— гранатовые 305*
— графитовые 305*
— грифельные 263*
— дистеновые 305*
— известковые 306*
— — глинистые 263
— кварцево-биотитовые 300
— кварцево-роговообманковые 307*
— кварцитовые 288 т, 306*
— кровельные 263*
— метаморфические 303*
— милонитовые 284
— пятнистые 290 т, 309*
— слюдяные 290 т, 305*
— ставролитовые 305*
— хлоритовые 288 т
Слюды 100, 117 т, 118, 126 т
Смеси изоморфные 105, 108
Соли минеральные 235
Соль каменная 237 т, 265*
Состав химический 99, 232, 285
Спайность 61*
Спайность пинакоидальная 61
— призматическая 61
Спессартиты 186*
Спилиты 198*, 199
Способ Бекке и Беккера 140
— Бертрана 74
— Заварицкого 17
— Лазо 74
— Левинсон-Лессинга 17
Способы определения плагиоклазов 138
Ставролит 298 т, 304
Стекла вулканические 180*
Степени метаморфизма 287*
Столик Федорова универсальный 49, 78
Стресс-минералы 275*, 285, 304
Строение зональное 72
— — плагиоклазов 109*
Структура 90*
Структура аллотриоморфная 156*, 177, 188, 212
— андезитовая 159*, 188
— аплитовая 155*
— базальтовая 159*, 197
— бластогранитовая 292
— бластопсаммитовая 292
— бостонитовая 208*
— витрофировая 209
— волокнистая 293*
— вулканических туфов 249*
— габбровая 156*, 191
Структура габбро-офитовая 191*
— гетеробластовая 293*, 313
— гранитовая 155*
— гранобластовая 292, 294*, 308, 312, 313
— гранофировая 158*
— гранулитовая 155*, 171
— диабазовая 156*
— диоритовая 156*, 184
— долеритовая 156*, 197
— друзитовая 156*, 191
— иловатая 251*
— интерсертальная 159*, 188
— катакластическая 293*
— криптовая 160*, 201, 202
— лепидобластовая 293*
— микрогранитовая 158*, 177
— микродиоритовая 188
— микрозернистая 158
— микролитовая 158*
— микропегматитовая 177
— милонитовая 293
— мраморовидная 251*
— оолитовая 250*
— ортофировая 158*, 208, 209
— офитовая 156*, 196, 197
— панидиоморфная 177, 201, 202
— пегматитовая 156*, 171, 201
— пилотакситовая 159*, 188
— пойкилобластовая 293*
— пойкилоофитовая 156*, 196
— порфиробластовая 308, 312, 313
— порфировая 92*
— порфировидная 92*, 107
— порфирокатакластическая 293
— призматически-зернистая 156*, 206
— пятнистая 308
— регенерационная 248*
— роговиковая 294*, 308
— сгустковая 251*
— сидеронитовая 157*, 201, 202
— ситовидная 276*, 294
— спилитовая 198*
— стекловатая 90*, 160*, 188
— трахитовая 158*, 208, 209
— фельзитовая 159*
Структуры известняков и доломитов 251*
— неравномернозернистые 158, 160*
— обломочных пород 246*
— органогеновых пород 250*
— пойкилитовые 157*, 201
— полнокристаллически - зернистые 90*
— полукристаллически - зернистые 90*
— порфировые 158
— равномернозернистые 92*, 155
— реликтовые 292
— химических пород 249*
Сульфиды железа 237 т
Сфен 117 т, 141, 148 т, 297 т, 306
Схема Боуэна 191

Тальк 117 т, 152 т, 297 т, 303, 306

Текстура 92*
Текстура брекчиевая 252*
— брекчиевидно-такситовая 202
— гнейсовидная 93*, 171, 184, 213, 294, 313
— гранитоидная 213
— катакластическая 160*
— конкреционная 252*
— массивная 294
— миндалекаменная 94*, 197
— неоднородная 92*
— однородная 92*, 171, 201
— плойчатая 252*
— полосатая 93*, 191, 284, 294
— полосато-такситовая 202
— полосчатая 94*, 213
— пористая 94*, 197
— пузыристая 197
— пятнистая 284, 294
— сланцеватая 252, 294*
— сфероидальная 94*
— такситовая 201
— тонкосланцеватая 284, 313
— трахитоидная 213
— узловатая 294
— флюидальная 94*, 160, 188, 206
— шаровая 184
— шлировая 93*, 171, 184
Тектоносфера 9
Теория Максвелла 25
Тералиты 217
Термометры геологические 277*
Terra rossa 254*
Тефриты 217
Тешениты 217
Топаз 150 т
Топазизация 278
Точка инконгруэнтная 110
— конгруэнтная 109
Траппы 198*, 221
Трахиандезиты 210*
Трахидолериты 210
Трахилипариты 210*
Трахиты 181, 209*
Трахиты щелочные 210
Трепел 269*
Тремолит 128 т
Троктолит 190 т, 192*
Турмалин 117 т, 150 т, 237 т, 242, 263, 297 т
Турмалинизация 278
Туфы 181, 189, 219, 264
Туфы вулканические 219, 235
— стекловатые 249*

Угасание косое 71
— прямое 71
— симметричное 71
Угли 236, 270
Углы угасания 70
Ультрамилониты 302*
Уртит 213

Фаза газообразная 101
Фаза жидкая 101
— колебательного движения 27*
Факолит 85*
Факторы метаморфизма 272
— петрогенетические 12
Фации отложений 230
— континентальные 231
— лагунные 231
— морские 231
— метаморфические 287*
Фельдшпатиды 117 т, 136 т, 212
Фельдшпатизация 278, 280, 318*
Фельзиты 180*
Фергусит 213
Ферросиликаты 237 т, 242
Филлит 263, 284, 288 т, 290 т, 304*
Флокуляция 231
Флюорит 150 т
Фойяит 213
Фонолит 216*
Фонолит лейцитовый 216
Формы ограничения 60
Фосфаты кальция 237 т, 243*
Фосфориты 236, 270

Халцедон 100, 237 т, 240 т
Характер удлинения 68*
Хибинит 213
Хлорит 100, 117 т, 150 т, 237 т, 303, 306
Хлориты железорудные 242*
Хромит 141, 144 т, 237 т, 242

Цемент сингенетический 248
— эпигенетический 248
Цементация корковая 248*
— корродирующая 248*
Центры кристаллизации 113*
Цоизит 100, 152 т, 306
Циркон 117 т, 141, 144 т, 237 т, 242

Частота колебания 27*

Шлифы 45*
Шов двойниковый 69
Шонкинит-порфириты 217
Шонкиниты 217
Шпаты полевые 100, 237 т
— — калиевые 100, 122, 134 т
Шпинель 141, 148 т
Штоки 85*, 173, 181, 185, 207

Эвтектика 106*
Эгирин 100, 117 т, 132 т
Эклогиты 288 т, 291 т, 316, 317*
Электропроводность горных пород 24
Элеолит 213
Эллипсоид вращения 30, 31
— двуосный 32*
— одноосный 31*
— показателей преломления 30*
— трехосный 31
Эпидот 100, 117 т, 152 т, 297 т, 304, 306

Яшмы 236, 269*

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

От автора 3

Введение в петрологию 5

Предмет и задачи петрологии (5). Понятие о горной породе (5). Этапы развития петрологии (5). Горное дело и петрология (6). Геолого-генетическая классификация горных пород (7). Зоны земли (8). Главнейшие петрогенетические факторы (12).

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

МЕТОД И МЕТОДИКИ ПЕТРОЛОГИИ

Глава 1. **Общая характеристика метода и методик** 13

Метод исследований (13). Методики исследований (13)

Глава 2. **Основы кристаллооптики** 25

Световые колебания (25). Гармонические колебания (26). Отражение и преломление света (28). Изотропные и анизотропные ве щества (29). Эллипсоид показателей преломления (оптическая индикатрисса) (30). Обыкновенные и необыкновенные волны и лучи (33). Разность хода лучей и двойное лучепреломление (35). Призма николя (35). Система двух николей (37). Интерференция световых колебаний (38). Оптические константы минералов (44).

Глава 3. **Поляризационный микроскоп** 44

Шлифы и их изготовление (45). Приборы (45). Основные правила при работе с микроскопом (52).

Глава 4. **Методики наблюдений под микроскопом** 55

Порядок производства наблюдений 55

Параллельный свет 56

Наблюдения при одном поляризаторе (56). Наблюдения при скрещенных николях (63).

Сходящийся свет 74

Понятие о сходящемся свете (74). Главнейшие фигуры под микроскопом (75). Определение онтического знака минерала (77).

Понятие об универсальном методе Федорова 78

Устройство универсального столика (78). Методика наблюдений (80).

Понятие о работе в отраженном свете 81

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Глава 5. **Общая характеристика изверженных пород** 82

Формы залегания глубинных пород 82

Формы залегания в складчатых областях 83

Формы залегания в нескладчатых областях 85

Формы залегания излившихся пород 87
Возраст изверженных пород 89
Внешние признаки изверженных пород 90
Макроструктуры 90
Макротекстуры 92
Трещиноватость и отдельность 94
Ксенолиты 98
Признаки выветривания 98
Зависимость технических свойств пород от их строения 98
Химический состав 99
Минералогический состав 100

Глава 6. **Образование изверженных горных пород** 101
Понятие о магме 101
Состав магмы 101
Общие замечания о кристаллизации магмы 103
Идиоморфизм и последовательность выделения 104
Основные принципы кристаллизации магмы 105
Кристаллизация двухкомпонентных систем 106
Диаграмма эвтектики 106
Диаграмма изоморфных смесей 108
Кристаллизация трехкомпонентных систем 110
Усложнение процесса кристаллизации 112
Центры кристаллизации 113
Скорость кристаллизации 113
Реакционный принцип Боуэна 114

Глава 7. **Описание породообразующих минералов изверженных пород** . . 115
Общие замечания 115
Петрогенетическая схема 116
Главные породообразующие минералы 118
Фемические минералы 118
Салические минералы 121
Способы определения плагиоклазов (138).
Магматические второстепенные минералы 141
Непрозрачные минералы (141). Прозрачные минералы (154).
Эпимагматические минералы 154

Глава 8. **Описание микроструктур и микротекстур изверженных пород** . 154
Микроструктуры 154
Равномернозернистые структуры 155
Структуры глубинных кислых пород (155). Структуры средних пород (156). Структуры основных пород (156). Структуры ультраосновных пород (156).
Неравномернозернистые структуры 158
Порфировые структуры (158). Порфировидные структуры (160).
Микротекстуры изверженных пород 160

Глава 9. **Классификация изверженных пород** 162
Основы классификации 162
Геолого-генетическая классификация 162
Химическая классификация 162
Минералогическая классификация 163
Схема классификации, принятой в учебнике 165

Глава 10. **Описание изверженных пород** 169
Относительная распространенность различных типов пород . . 169
Группа гранита-липарита 169
Глубинные (интрузивные) породы 170
Гипабиссальные и жильные породы 176
Нерасщепленные породы (177). Расщепленные породы (177).

Излившиеся (эффузивные) породы гранитового типа 179
Липариты и кварцевые порфиры (179). Дациты и кварцевые порфириты (182).
Группа диорита-андезита 183
Глубинные породы группы диорита 183
Гипабиссальные и жильные породы диоритового типа . . . 186
Нерасщепленные породы (186). Расщепленные породы (186).
Излившиеся породы диоритового типа (андезиты-порфириты). 187
Группа габбро-базальта 190
Глубинные породы группы габбро-базальта 190
Гипабиссальные и жильные породы группы габбро 195
Нерасщепленные породы (195). Расщепленные породы (196).
Излившиеся породы группы габбро 196
Группа ультраосновных пород 200
Глубинные породы ультраосновной группы 200
Пироксениты и горнблендиты (200). Перидотиты (201). Оливиновые породы (дуниты) (202).
Гипабисальные и жильные ультраосновные породы 204
Излившиеся ультраосновные породы 204
Группа сиенита-трахита 204
Глубинные породы группы сиенита-трахита 206
Гипабиссальные и жильные породы группы сиенита 208
Нерасщепленные породы (208). Расщепленные породы (208).
Излившиеся породы группы сиенита (трахиты-ортофиры) . . . 209
Породы щелочного недосыщенного ряда 211
Группа фельдшпатидовых сиенитов-фонолитов 212
Глубинные породы 212
Гипабиссальные и жильные породы 215
Излившиеся породы (фонолиты) 215
Группа щелочных габброидных пород 216
Глубинные породы (щелочные габброиды) 217
Гипабиссальные и жильные породы 217
Излившиеся породы (щелочные базальтоиды) 217
Несиликатовые изверженные породы 218
Магматические сульфидные руды 218
Карбонатиты 219
Вулканические туфы 219

Глава 11. **Происхождение изверженных пород** 219

Родство изверженных пород 219
Петрографические провинции и периоды 220
Гипотезы 221
Теории диференциации 222
Магматическая диференциация 222
Кристаллизационная диференциация 222
Гравитационная диференциация 223
Краевые зоны 225

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Глава 12. **Введение** 226

Общие замечания 226
Выветривание горных пород 226
Физическое выветривание 227
Химическое выветривание 227
Перенос 229
Отложение 230

Диагенезис 232
Химический состав 232
Характерные черты макроскопии осадочных пород 234
Особенности методик исследования осадочных пород 234
Классификация осадочных пород 235

Глава 13. **Вещественный состав осадочных пород** 236
Обломки пород 236
Минералогический состав 236
Органические остатки 237
Породообразующие минералы осадочных пород 238
Главные породообразующие минералы 238
Реликтовые минералы (238). Сингенетические минералы (239). Эпигенетические минералы (242).
Второстепенные минералы осадочных пород 242
Реликтовые минералы (242). Сингенетические минералы (242). Эпигенетические минералы (243).
Органические остатки в осадочных породах 244

Глава 14. **Структуры и текстуры осадочных пород** 245
Структуры осадочных пород 245
Структуры обломочных пород 246
Размеры зерен (246). Окатанность (247). Цементация (248).
Структуры вулканических туфов 249
Структуры химических пород 249
Структуры органогеновых пород 250
Диагенетические структуры известняков и доломитов . . . 251
Текстуры осадочных пород 251
Отдельность осадочных пород 252
Особенности строения и технические свойства осадочных пород 252

Глава 15. **Описание осадочных пород** 253
Остаточные образования 253
Обломочные породы 254
Группа грубообломочных пород (псефиты) 255
Группа среднеобломочных пород (псаммиты) 258
Группа тонкообломочных пород (пелиты) 261
Туфы 264
Химически осажденные породы 264
Группа минеральных солей 264
Группа карбонатовых пород 266
Группа кремнистых пород 267
Органогеновые породы 267
Группа известковых пород 267
Группа кремнистых пород 268
Группа железистых пород 270
Группа фосфатовых пород 270
Группа углеродистых пород 270

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Глава 16. **Метаморфизм** 271
Общие замечания 271
Метаморфизм и метаморфические породы 272
Факторы метаморфизма 272
Типы метаморфизма 273
Аутометаморфизм 273
Дислокационный метаморфизм 274

Контактовый метаморфизм 277
Плутонометаморфизм 279
Регрессивный метаморфизм 282

Глава 17. **Общая характеристика метаморфических пород** 283
Формы залегания 283
Возраст 283
Внешние признаки 284
Классификация метаморфических пород 286
Описание структур 289
Описание текстур 294
Особенности строения и технические свойства метаморфических пород 294

Глава 18. **Породообразующие минералы метаморфических пород** 296

Глава 19. **Описание метаморфических пород по типам метаморфизма** . . . 300
Породы катакластического метаморфизма 300
Породы динамотермального метаморфизма 303
Породы контактового метаморфизма 307
Контактовый метаморфизм без привноса вещества 308
Контактовый метаморфизм с привносом вещества 310
Породы плутонометаморфизма 313

Приложения

I. Диагностическая таблица важнейших оптических свойств породообразующих минералов.

II. Классификация изверженных пород по минералогическому составу.

БИБЛИОТЕКА
Геологического Ин-та
Арм. Фил. Ак. Наук. СССР

ОБЪЕДИНЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ
ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Болдырев А. К.—Кристаллография. Изд. 3-е. Допущено в качестве учебника для втузов. 1934 г. Стр. 431. Ц. 5 р., пер. 1 р.

Кумпан С. В., Гуцевич В. П., Домарев В. С., Погребицкий Е. О., с участием Ю. Н. Лепешинского—Курс разведочного дела. Рекомендовано в качестве учебника для втузов Главным управлением учебными заведениями НКТП СССР. 1934 г. Стр. 329. Ц. 4 р., пер. 1 р.

Лодочников В. Н.—Краткая петрология без микроскопа (для неспециалистов). Рекомендовано в качестве учебника для втузов Главным управлением учебными заведениями НКТП СССР. 1934 г. Стр. 168, Ц. 2 р. пер. 60 к.

Подногин А. К.—Микроскопическое исследование породообразующих минералов по методу Е. С. Федорова. *Приложение* А. Риттман Зональный метод. Перевод Ю. А. Кузнецова. Допущено в качестве учебника к изданию в 1933 г. Главным управлением учебными заведениями НКТП СССР и Всесоюзным комитетом по высшему техническому образованию при ЦИК СССР. 1933 г. Стр. 139. Ц. 3 р.

Розенбуш Г.—Описательная петрография. Перевод с четвертото немецкого издания, подготовленного А. Сзанном, под редакцией В. Н. Лодочникова. Допущено Наркомпросом РСФСР в качестве учебного пособия для университетов. 1934 г. Стр. 719. Ц. 12 р. пер. 1 р.

Татаринов П. М., Озеров К. Н., Иванов А. А., Малявкин С. Ф., Смолко О. Г.—Курс нерудных месторождений, ч. I. Месторождения минерального сырья. Под ред. П. М. Татаринова. ГУУЗом НКТП СССР рекомендована в качестве учебного пособия для геолого-разведочных втузов системы НКТП. Рецензент проф. Б. Меренков. 1934 г. Стр. 599. Ц. 7 р. 50 к., пер. 1 р.

Шубникова О. М., Юферов Д. В.—Справочник по новым минералам 1922—1932 г. Под редакцией акад. А. Е. Ферсмана. 1934 г. Стр. 166. Ц. 2 р. 25 к., пер. 1 р.

ДИАГНОСТИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА ВАЖНЕЙШИХ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

				Без анализатора						
				Отчетливо окрашенные		Бесцветные или слабо окрашенные				
				Не плеохроичные	Плеохроичные	Группы по относительному преломлению (N канадского бальзама = 1,54)				
					Спайность	$N \ll 1{,}54$	$N < 1{,}54$	$N \infty = 1{,}54$	$N > 1{,}54$	$N \gg 1{,}54$
					пинакоидальная / призматическая	1,41 — 1,47	1,47 — 1,53	1,53 — 1,55	1,55 — 1,60	1,51 — 1,78 > 1,78
При скрещенных николях	Изотропные			Шпинель		Опал Флюорит	Содалит Нозеан Гаюин Лейцит Кислые вулканические стекла	Средние и основные (частью) вулканические стекла	Основные (частью) вулканические стекла	Гранат Шпинель
	Угасание относительной спайности в удлиненных разрезах	Низкие интерференционные окраски до желтого I порядка	косое				Ортоклаз Микроклин	Халцедон Альбит — олигоклаз Нефелин	Андезин — анортит	Топаз Андалузит Тремолит (гиперстен)
			прямое		Серпентин Хлорит				Кварц	Силлиманит Гиперстен
		Яркие интерференционные окраски I—II—III порядков	косое		Глауконит	Зеленая роговая обманка Актинолит				Диопсид Авгит Эпидот Дистен
			прямое		Биотит	Буровая роговая обманка Щелочная роговая обманка Эгирин Турмалин			Мусковит Тальк Скаполит	Оливин — Циркон Касситерит
		Интерференционная окраска высших порядков	косое							
			прямое							Кальцит Доломит — Рутил Сфен

Ю. П. Деньгин.

РАЗДЕЛЕНИЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ПО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМУ СОСТАВУ

I. Глубинные породы (Структуры пород — полнокристаллические, крупно-среднезернистые, иногда мелкозернистые)

Железисто-магнезиальные (*fem*) минералы	Полевошпатовые: Ортоклазовые		Грано-сиениты = кварцевые сиениты			Грано-диориты	Полевошпатовые: Плагиоклазовые		Габбро-сиениты (монцониты)	Габбро-диориты	Полевошпато-фельдшпатидовые: Сиенитоидные	Полевошпато-фельдшпатидовые: Габброидные		Бесполевошпатовые: Фельдшпатидовые		Бесполевошпатовые: Габбро-пироксениты и габбро-перидотиты	Бесполевошпатовые: Окрашенные минералы	
	$Fp_{K, Na} + Q$		$Fp_{K, Na}$				$Pl_{25-40} + (q + or)$	Pl_{25-40}		Pl_{50-75}	$Fp_{K, Na} + Ne$ или Lc	$Fp_{K, Na} + Pl_{0-20} + Ne$	$Pl_{50} + Ne$	Сиенитоидные	Габброидные		Pm, Pr	$Ol + (P_m, P_r)$
	Граниты 6 — 10% *Fem*		**Сиениты** ~15% *Fem*				**Кварцевые диориты** 10—15% *Fem*	**Диориты** ~25% *Fem*		**Габбро и нориты** 40—50% *Fem*	**Нефелиновые сиениты**			*Lc* (*psLc*), *Ne*			**Пироксениты** 100% *Fem*	**Перидотиты** 100% *Fem*
	Нормальные (известково-щелочные) Pl_{5-20}	Щелочные $Pl_0 +$ щел. *Fem*	Нормальные Pl_{5-20}	Щелочные $Pl_0 +$ щел. *Fem*										Уртит ($Ne \gg Fem$) Фергусит ($psLc \gg Fem$)	Миссурит ($psLc \ll Fem$) Ийолит ($Ne < P_m$) Бекинкинит ($Ne \ll P_m + Ol$)		Диаллагит (P_m) Гиперстенит (P_r) Вебстерит $P_m + P_r$ Горнблендиты (Am)	Биотитовый Роговообманковый Авгитовый (верлит) Гарцбургит ($Ol + P_r$) Лерцолит $Ol + P_m + P_r$ Оливинит ($Ol + mt$) **Дунит** ($Ol + Cr$)
—	Аляскиты		Аляскитовые сиениты (ортоклазиты, альбититы)					Олигоклазиты Андезиниты		Лабрадориты Анортозиты								
$Bi + M$	Двуслюдяные																	
Bi	Биотитовые		Биотитовый	Пуласкит Нордмаркит			Биотитовый	Биотитовый		Биотитовые	Биотитовый (миаскит)	Нефелиновый габбро-сиенит (шонкинит)	Нефелиновое габбро (тералит)					
Am	Роговообманковый	Рибекитовый Арфведсонитовый	Роговообманковый	Умптекит			Роговообманковый	Роговообманковый		Роговообманковые	Роговообманковый (рогов. фойяит)							
P_m	Диопсидовый	Эгириновый	Диопсидовый	Эгириновый			Диопсидовый	Авгитовый		Собственно **Габбро**	Эгириновые (хибинит, луяврит)							
P_r	Гиперстеновый						Гиперстеновый	Гиперстеновый		Собственно **Норит**								
Ol										Оливиновые, Троктолит (без пироксена)	Альбитовый (мариуполит)							
										Кварцевые								
										Ортоклазовое Габбро								

II. Полуглубинные породы (Структуры пород — полнокристаллические: мелко- и тонкозернистые, иногда порфировидные)

Гипабиссальные (и жильные)	(нерасщепленные)	**Гранит-порфиры** Микрограниты		**Сиенит-порфиры** Микросиениты		**Диорит-порфиты** Микродиориты		**Габбро-порфирит** Микрогаббро **Диабазы**	Нефелиновые: сиенит-порфиры и микросиениты	Эссексит-диабаз	Тешенит-диабаз		Ийолитовый порфир			Пикрит Пикритовый порфирит	
Жильные (расщепленные)	лейкократовые	Аплиты Пегматиты		Сиенитовые аплиты и пегматиты		(Диоритовые аплиты)			Нефелиновые аплиты и пегматиты								
	меланократовые	(Лампрофиры)		Минетта (с биотитом) Вогезит (с роговой обманкой)		Керсантит (с биотитом) Спессартит (с роговой обманкой) Одинит (с роговой обманкой)		Вогезит	Тингуаит	Камптонит Мончикит								

III. Излившиеся породы. (Структуры пород — порфировые и афировые. Основная масса микрозернистая, фельзитовая или стекловатая)

Кайнотипные (свежие)		**Липариты**	Комендиты	**Трахиты**		**Дациты** липаритовые	**Дациты** андезитовые	**Андезиты**	Трахи-андезиты (латиты)	Андезито-базальты	**Базальты Долериты**	**Фонолиты**	**Тефриты:** (с пироксеном)	**Лейцитит**	**Базальты** (с оливином)			Лимбургит
	Bi	Биотитовые		Биотитовые		Биотитовые		Биотитовые					Лейцитовый		Лейцитовый			**Авгитит** **Кимберлит** (со стеклом, содержащим щелочной полевой шпат)
	Am	Роговообманковый	Рибекитовый Арфведсонитовый	Роговообманковый	Рибекитовый Арфведсонитовый	Роговообманковые		Роговообманковые				трахитоидный ($San \gg Ne$)						
	P_m	Диопсидовый	Эгириновый	Диопсидовый	Эгириновый	Диопсидовые		Диопсидовые					Нефелиновый	**Нефелинит**	Нефелиновый			**Пикрит** Пикритовый порфирит
	P_r					Гиперстеновые		Гиперстеновые				Нефелинитоидный ($San \ll Ne$)						
	Ol										Оливиновые	Лейцитовый	**Базаниты:** (с пироксеном и оливином) Лейцитовый					
												— Лейцитофир						
Палеотипные (выветрелые)		**Кварцевые порфиры**		**Ортофиры** (бескварцевые порфиры)		**Кварцевые порфириты**		**Порфириты**			**Мелафиры, Диабазы**		Нефелиновый					
	Bi	Биотитовые		Биотитовые		Биотитовый		Биотитовый										
	Am	Роговообманковый	Рибекитовый Арфведсонитовый	Роговообманковый	Рибекитовый Арфведсонитовый	Роговообманковый		Роговообманковый										
	P_m	Диопсидовый	Эгириновый	Диопсидовый	Эгириновый	Диопсидовый		Авгитовый										
	P_r					Гиперстеновый		Гиперстеновый										
	Ol							Оливиновый вейсельбергит			Оливиновый диабаз							
		Кварцевые кератофиры		Кератофиры							Кварцевый диабаз							

Примечание. Таблица составлена с излишней полнотой, так например: 1) дробное разделение (по горизонтали) пород по характерному фемическому минералу, 2) наличие названий редких пород. Однако при составлении систематической таблицы необходимо учесть и то важное обстоятельство, что породы образуют непрерывные ряды, связанные переходами. Именно потому я и решил дать таблицу в расширенном объеме, *выделив* обязательный *минимум* названий жирным шрифтом.

Ю. Деньгин.

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть	По вине
2	8 снизу	Б. И. Лучицкий	В. И. Лучицкий	Редактора
13	11 сверху	явление	давление	Автора
15	26 сверху	метаморфический	метаморфических	Типографии
27	6 сверху	PP^1	AA^1	Автора
30	14 снизу	R_I	OR_I	»
30	4 снизу	n_1	n_1'	»
30	3 снизу	n_2	n_2'	»
43	10 снизу	абсорбций	абсорбции	»
49	16 снизу	плоскости	плоскости перпендикулярной	»
60	4-5 снизу	относительно	относительного	»
62	4 сверху	*III, IV*	*III, V*	»
64	26 снизу	$n_g n_p' n_g' n_p'$	$n_g n_p' n_g' n_p$	Корректора
78	8 сверху	или точно в	в направлении на	Автора
78	9 сверху	*Ng*	*Np'*	»
78	10 сверху	*Np*	*Ng'*	»
78	рис. 52	На рис. *c* и *d* переменить местами надписи „синий" и „желтый"		»
80	8 сверху	(*N* =	(= толщине стекла кольца *N* =	»
80	31 сверху	$n_1 = 1{,}516$ и $n = 1{,}5$	$n = 1{,}516$ и $n = 1{,}557$ или 1,618	»
84	2 снизу	Эндрюеса	Эндрьюса	Типографии
105	12 снизу	рскристаллизацию	раскристаллизацию	Корректора
118	1 снизу	10^6	10^5	Автора
137	1 снизу	содалитов	содалита	»
139	8 снизу	*менее*	*более*	»
140	заголовок табл. 17	сечениях	сечении	»
141	правая часть рис. 92	90°	92°	»
166	6 сверху	данитов	дацитов	Редактора
166	14 сверху	габброиды:	габброиды —	»
168	2 снизу	расновидностей	разновидностей	Типографии
168	1 снизу	ряоа	ряда	»
187	16 сверху	малахиты	малхиты	Редактора
190	в табл. 26	Трактолит	Троктолит	Корректора
190	»	Лабродорит	Лабрадорит	Автора
196	8 сверху	*ортоглаз*	*орток аз*	Типографии
199	15 снизу	АССР Бакальское	Бакальское	»
199	9 снизу	Карельской	Карельской АССР	»
202	13 снизу	**Состлв.**	**Состав.**	»
204	12 снизу	**ультроосновные**	**ультраосновные**	»
206	10 сверху	щенлочого	щелочного	»
208	схема	*Сиешит-порфир*	*Сиенит-порфир*	»
241	снизу стр. 2 правая колонка 19 стр. снизу	ангиорите	ангидрите	»
279	10 снизу	объектом	объемом	Корректора
297	19 снизу	минералов	минералах	Автора
297	18 снизу	минералах	минералов	Типографии

4 р. 25 к. Пер. 1 р.
ГР-65-4(5)-2

3426