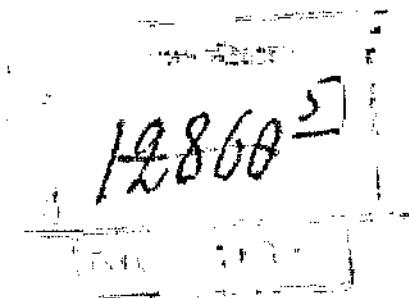


452
886

Проф. Э. ВЕЙНШЕНН

СПУТНИК

ПЕТРОГРАФА



ОПТИ НКТП СССР

1 9 3 5

53
В 26
Проф. Э. ВЕЙНШЕНК

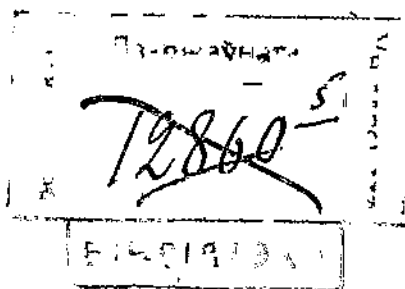
552
В 26

Депозитарий

СПУТНИК ПЕТРОГРАФА

Перевод С. Л. Лучицкой
под редакцией
и с дополнениями
проф. В. И. Лучицкого

II исправленное издание



Объединенное научно-техническое
издательство НКТП СССР.

Главная редакция геологоразведочной
и геодезической литературы

Москва — Ленинград 1935

РЕСПУБЛИКАНСКАЯ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ
БИБЛИОТЕКА

ПОПРАВЛЕНО
1935

Г-65-4-2 (3)
Прот. ТРК № 42

PETROGRAPHISCHES
VADENEKUM
von
DR. ERNST WEINSCHENCK

АННОТАЦИЯ

Книга рекомендована ГУУЗ в качестве учебного пособия для техникумов по курсу петрографии.

В книге даны основные методы изучения горных пород без микроскопа, описание основных породообразующих минералов и главных горных пород и их генезис.

В дополнениях проф. В. И. Лучицкого даны сведения, касающиеся горных пород, распространенных по СССР, а также по рудам, связанным с горными породами.

Заполняя пробел, существующий в литературе по петрографии в той части ее, где можно обходиться при изучении горных пород в поле без микроскопа, книга будет служить учебным пособием по курсу петрографии как во вузах, так и в техникумах.

Редактор проф. В. И. Лучицкий Тех. редактор Б. Модель

Сдано в набор 11/II 1935 г.	Издат. № 22
Подписано к печати 11/V 1935 г.	Объем 19 л. л.
Формат бум. 82×110 ¹ / ₁₆	Кол. экз. в п. л. 36960
Тираж 5000 экз.	Уполи. Главлита № В-17683

Калужская типография Мособлполиграфз

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редакции	Стр. 5
Предисловие к немецкому изданию	6
Общая часть	
Введение	7
Геологический возраст и петрографические особенности горных пород	8
Свойства изверженных горных пород	11
Наблюдения над излившимися породами	18
Наблюдения над глубинными породами	21
Свойства контактно-метаморфических пород и кристаллических сланцев	28
Наблюдения над кристаллическими сланцами	33
Свойства осадочных пород	36
Наблюдения над осадочными породами	39
Методы исследования горных пород	45
Породообразующие минералы	52
Специальная часть	
A. Изверженные горные породы	72
I. Ортоклазовые породы	84
Гранит	89
Гранулиты	105
Липарит и кварцевый порфир	109
Сиенит	116
Трахит и ортоклазовый порфир (ортофир)	120
II. Плагноклазовые породы	124
Кварцевый диорит и диорит	124
Габбро	129
Андезит и порфирит	138
Трапп, диабаз и мелафир	148
Метаморфизм основных изверженных пород и их туфов	155
III. Натровые породы	164
Нефелиновые сиениты	164
Фойолиты, нефелин-порфиры и тефриты	167
Другие натровые породы	172

	Стр.
IV. Жильные породы (продукты расщепления)	178
Аплит и пегматит	178
Минералы и ксерантит	182
Камптонит и базальт	184
V. Бесполовозчатые породы	188
Перидотит, пироксенит и серпентин (змеевик)	188
Вулканические туфы (дополнение)	198
B. Осадочные горные породы	203
I. Механические отложения (породы)	208
Глинистые породы	208
Контактный метаморфизм глинистых пород	218
Песчаники	221
Контактный метаморфизм песчаников	233
Конгломераты и брекчии	233
Милониты (добавление)	240
II. Химические осадки	242
Ангидрит, гипс и каменная соль	244
III. Органогенные осадки	250
Угли	250
Торф (добавление)	256
Нефть, озокерит и асфальт	257
Карбонатные породы	261
Органогенные кремнистые породы	279
Фосфориты	282
B. Кристаллические сланцы	283
Указатель	296

ОТ РЕДАКЦИИ

Отсутствие на советском книжном рынке руководств по макроскопическому изучению горных пород без помощи микроскопа заставило прибегнуть к переводу книги известного немецкого профессора Вейншпенка: «Спутник петрографа». Необходимость в таком руководстве чувствовалась не только в полевой работе геолога, но и на первых курсах вузов и техникумов при прохождении курса петрографии и общей геологии. В этом отношении переведенная книга полностью отвечает требованиям такого рода. В ней как студент, так и полевой работник найдут описание основных методов изучения горных пород без микроскопа, кратко, но отчетливые описания главных породобразующих минералов и горных пород с их генезисом.

Перевод значительно переработан проф. В. И. Лучицким, дополнившим книгу обширным материалом, разбросанным по всей книге. Большой материал дан им по макроскопическому изучению горных пород, имеющих распространение в СССР, как в районах с мало изменившимися породами — на Украине, так и в сильно дислоцированных областях — на Урале, где они подверглись значительным и разнообразным изменениям. Значительно пополнены сведения о рудах, сопровождающих горные породы, и характеристика осадочных пород. Все дополнения редактора выделены квадратными скобками [].

Все вышесказанное заставляет отнести с должным вниманием к издаваемой книге, которая безусловно занимает свое место среди учебных пособий в наших вузах и техникумах.

ПРЕДИСЛОВИЕ К НЕМЕЦКОМУ ИЗДАНИЮ

Эта книга написана с целью оказать помощь в качестве путеводителя во время геологических экскурсий, с тем чтобы интересующиеся горными породами могли получить более или менее ясное представление о них в каждом отдельном затруднительном случае, могущем встретиться при изучении горных пород в поле. «Петрография без микроскопа» — так можно назвать эту книгу, — по мнению автора, не может удовлетворить тех, кто не ограничивается простым внешним изучением горной породы. Для каждого, кто хотел бы углубиться в познание мира горных пород и значения их в процессе развития земного шара, кто хотел бы ознакомиться с учением о горных породах как важнейшим вспомогательным знанием в области изучения геологии, — для того единственным путем познания останется микроскопическая петрография.

То, что здесь изложено, может служить главным образом как побуждение к более детальному исследованию горных пород. Область изучения горных пород является одной из трудных областей знания благодаря трудности методики исследования. Имелось в виду возбудить интерес к изучению горных пород, однако, с той целью, чтобы получить лишь предварительные знания о горных породах. Данная книга ни в коем случае не может заменить учебник по петрографии. Целью этого путеводителя является попытка заинтересовать широкое круги данной отраслью знания; более подробные сведения по ней изложены в учебниках петрографии.

ВВЕДЕНИЕ

Петрография, или наука о горных породах, — это наука о свойствах того материала, из которого состоит земная кора. Под *горной породой* понимают в точном смысле этого слова агрегаты минералов, которые, обладая более или менее постоянным составом, образуют самостоятельные геологические тела и тем самым являются самостоятельными составными частями земной коры.

Из этого определения понятия о горных породах вытекает прежде всего то, что состав горных пород ни в коем случае не может быть выражен определенными химическими формулами (молекулярными), которыми мы выражаем химический состав минералов, но в действительности обладают колеблющимися в известных пределах химическим составом. В связи с этим колеблется также и относительное количество содержащихся в них порообразующих минералов, которые характерны для данной породы. С другой стороны, агрегаты минералов, которые обнаруживают особенно большое непостоянство состава или которые образуют массы совершенно второстепенного геологического значения, или носят чисто местное значение, например большая часть рудных жил, не могут относиться к горным породам и противопоставляются горным породам как *минеральные агрегаты*, или комбинации *минералов*.

Горные породы можно разделить на: 1) *первичные*, или *изверженные* (магматические), породы, представленные главным образом *кристаллическими* горными породами, и 2) *вторичные*, или *осадочные*, породы, которые образовались главным образом благодаря разрушению первых и потому частью носят название также *обломочных* или *кlastических* горных пород.

В третью группу горных пород выделяется особая группа горных пород, которая сходна с первой группой благодаря тому, что эти породы также обладают кристаллической структурой. Однако по условиям залегания и другим признакам их нельзя отнести к породам первично изверженным: свою кристаллическую структуру они приобрели в результате воздействия на них процессов преобразования, или *метаморфизма*, почему их и называют *метаморфическими* горными породами. Для большого числа такого рода горных пород в настоящее время доказано полностью и без сомнения, что причиной их преобразования был *контактный метаморфизм* (обусловленный влиянием соприкосновения, или контакта, с изверженными породами). Происхождение других менее ясно. Ряд геологов считает их образовавшимися из изверженных пород, которые вместе с *кристаллическими сланцами* входят в состав *архейской группы*. [В настоящее время общепринято учение о происхождении метаморфических пород путем преобразования как осадочных, так и изверженных пород в новые, часто сланцеватые породы под влиянием высокой температуры и значительного давления, неодинаковых в различных глубинах земной коры.]

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Для геолога единственным признаком, характеризующим древность архейских горных пород, является общий характер этих пород. Однако общее значение такого признака невелико по той причине, что мы в ряде мест встречаем горные породы, во всех отношениях тождественные с архейскими, которые однако по условиям своего залегания, частью по присутствию в них *окаменелостей*, признаны были эквивалентами осадков палеозойского или мезозойского возраста. Единственный признак, который дает возможность отличать такого рода «юные кристаллические сланцы» от «архейских», лежит за пределами тех свойств этих горных пород, которые связаны с их петрографическими особенностями. Таким образом не остается сомнения в том,

что более юные осадочные породы под влиянием каких-то процессов могли приобрести внешний вид кристаллических сланцев, а отсюда можно сделать вывод относительно того, что в одном габитусе (внешнем виде) породы нет признака, по которому можно было бы определить возраст горной породы этого рода.

Вместе с этим для петрографа исчезает понятие об *архейской формации*. Точно так же оказывается неправильным мнение, существовавшее среди геологов, относительно того, что имеется твердо установленное различие между *древними и юными изверженными породами*, между внешним видом *палеозойских и мезозойских осадочных пород*.

Нельзя считать, что горные породы, имеющие внешний вид кристаллических сланцев, в то же время являются породами, образовавшимися в самые древние времена жизни земли. Более того, почти всеми исследователями высказывается сомнение в том, существуют ли вообще под святой осадочных пород, образующих земную кору, остатки первичной земной коры затвердевания. Наблюдения над широко распространенными *некристаллическими* свитами горных пород, *докембрийского* возраста, например в Южной Африке, показали, что возникновению тех горных пород, которые вообще считаются древнейшими осадками, образовавшимися в нижнекембрийское время, предшествовали длинные периоды образования нормальных осадков. Последние ни в коем случае не могут быть поставлены в связь с первичной земной корой затвердевания, которую в прежнее время относили к образованиям архейского времени.

Вторая особенность, именно петрографический габитус (внешний вид), которая как бы дает указание на геологический возраст горных пород, была использована геологами для того, чтобы отличать *древние и юные изверженные горные породы* одна от других.

Однако и это разделение не может быть полностью применено. Так например в *Андах* или в районе *Венгерских рудных гор* существуют *граниты, сиениты, диориты* и другие породы, как это доказано, *третьего* возраста. Среди относящихся к ним же *излившихся изверженных пород*, естественно, того же *третьего*

возраста встречается ряд горных пород, обладающих габитусом *кварцевых порфиров* или *порфиритов*, в то время как в других областях мы находим налившиеся породы *палеозойского* или *мезозойского* возраста, полностью сохранившие габитус юных изверженных пород. — в виде *липаритов* или *андезитов*.

Отсюда следует, что различие между липаритом и кварцевым порфиром, между андезитом и порфиритом заключается не в геологическом возрасте, а в степени сохранности породы. *Липарит и андезит — свежие породы (не измененные), кварцевый порфир и порфирит — более или менее измененные породы.* Очевидно, что горные породы, подвергавшиеся процессам выветривания с древнейших времен, обычно претерпевали более значительные изменения, чем те породы, которые образовались в *третичное* время.

Наконец следует рассмотреть аналогичные предположения в отношении *осадочных* пород. Вообще в области гор средней части Германии наблюдается то, что здесь горные породы кажутся тем более компактными, чем они древнее. Поэтому когда для технических целей необходимо выбрать соответствующую горную породу, то в одном и том же районе при одинаковом составе горных пород выбирают наиболее древнюю, так как она является наиболее крепкой. *Древнепалеозойским кровельным сланцам* рейнских сланцевых гор противопоставляются более юные сланцеватые глины Арденн или наконец совсем юные, часто в естественном состоянии все еще *пластичные глины* третичного возраста. Наоборот, в кантоне Гларус и далее за пределами его в области Альп *третичные* сланцы приобрели свойства и крепость *кровельных сланцев*, в то время как в области развития *кембрийских* отложений на северо-западе Европейской части СССР, содержащих окаменелости, присутствуют главным образом *пластичные глины, песок и другие породы.*

Более детальные исследования показывают, что альпийские третичные сланцы в тех районах, где они приобрели особенно большую плотность, интенсивно сложены в складки, по большей части обладают трансверсальной (поперечной) сланцеватостью, в то время как кембрийские глины СССР сохранили первоначальную

горизонтальную слоистость и никогда не подвергались действию сколько-нибудь сильного давления. Таким образом отличия в габитусе осадочных пород обусловлены главным образом действием давления во время *горообразования*; это давление действует таким образом, что из рыхлых осадочных пород вытесняются воздух и влажность, в результате чего получается особенно тесное сближение тех частиц, из которых состоит порода. Так как в общем более древние свиты горных пород чаще подвергались действию горообразующих сил, чем более юные, они обладают особенно большой плотностью и крепостью. Тем самым надо сказать, что те, кто считает, что плотность пород зависит от возраста, забывают о фактах.

Из вышесказанного вытекает следующее основное положение: *петрографический габитус горной породы никогда и нигде не находится в прямой зависимости от геологического возраста.*

СВОЙСТВА ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Нормальные изверженные породы представляют собой массивные горные породы (рис. 1, 2, 3, 4 и 5), по-

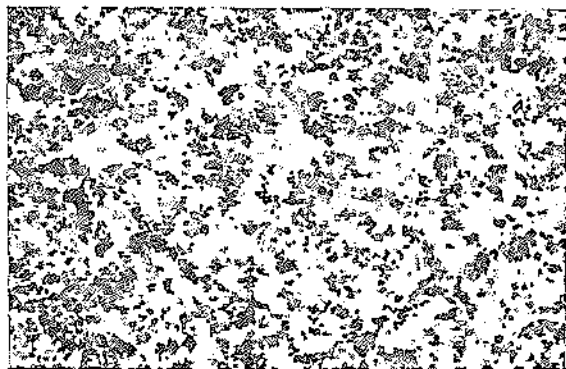


Рис. 1. Гранитная структура. Гранит. Бавено, Италия.

лучившиеся благодаря затвердеванию первично содержащей пары воды и другие газы расплавленной массы,

магмы, которая поднялась в более высокие горизонты из глубоких частей земной коры. Эти расплавленные

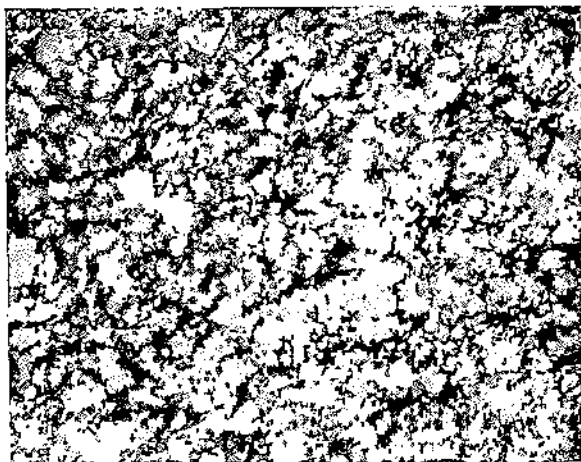


Рис. 2. Гранитная структура. Гранит Волыни, Украина.3

массы могли достигать поверхности земли, образуя напльшиеся горные породы, распространяющиеся по

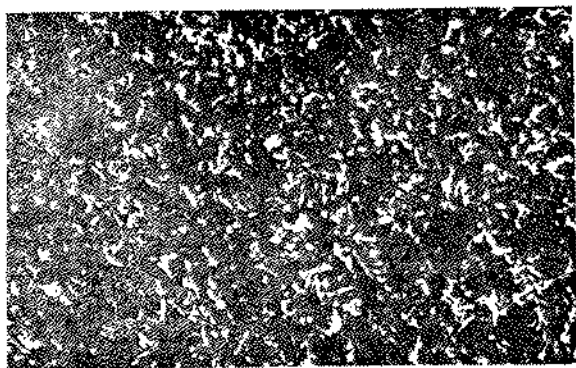


Рис. 3. Офитовая структура. Диабаз, Саксония.

поверхности земли в зависимости от степени их текучести. В то же время летучие вещества увлекают из

лавы тонко распыленные частицы магмы в виде вулканических *пеплов и песков* наряду с крупными обломками — *лапилли и бомбами*. Эти рыхлые продукты из-

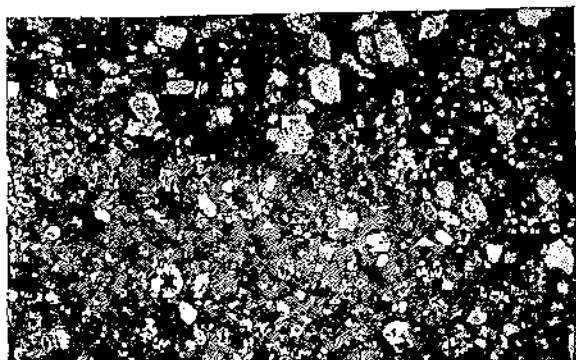


Рис. 4. Порфировая структура. Кварцевый порфир. Саксония.

вержения, накапливаясь отдельными слоями, образуют слоистые *туфы*, располагающиеся среди быстро затвердевших *потоков лавы*.



Рис. 5. Массивный гранит. Гримзель, Альпы.

В других случаях магма не достигает поверхности земли и кристаллизуется под покровом часто молиных слоев более древних пород, образуя *глубинные породы*.

При этом газы выделяются не внезапно, но постепенно и равномерно, по мере кристаллизации расплавленной массы, и проникают в окружающие породы, вызывая в них разнообразные молекулярные перемещения, отдавая окружающим породам свою химическую энергию и обуславливая тем самым процесс *контактного метаморфизма*. Магма, поднимающаяся из больших глубин, по большей части содержит кристаллы, образовавшиеся «*пиритателлурически*» (т. е. на большой глубине); эти кристаллы образуют в излившихся горных породах разнообразно корродированные и оплавленные крупные *окрапленники* среди сравнительно быстро остывшей, а потому плотной, иногда и стекловатой *основной массы*, в результате чего получается *порфировая структура* (рис. 4), иногда *офитовая* (рис. 3). *Излившиеся породы* по большей части представляют собой породы *порфировые*. Там, где охлаждение магмы происходит медленно и при неизменяющихся сколько-нибудь сильно физических условиях, эти ранее образовавшиеся кристаллы продолжают расти, в результате чего минералы, входящие в состав горной породы, получают в общем одинаковые размеры, характерные для *зернистой структуры* (рис. 2, 3 и 4). Поэтому *глубинные породы* представляют собой породы *зернистые*.

Точно так же *глубинные породы* отличаются от *излившихся форм* своего *залегания*. *Излившиеся породы* образуют *потоки* и *покровы*. Последние иногда занимают огромные пространства, местами сотни покровов переслаиваются друг с другом и с вулканическими туфами. *Покровы базальтов* в районе плоскогорья Декана на Индостане занимают площадь свыше 500 тыс. км² при общей мощности свыше 1000 м. В других случаях они образуют сравнительно небольших размеров, но присутствующие в значительном числе *купола* (рис. 6), которые получают благодаря накоплениям на поверхности земли очень вязких магм. В районе таких куполов вулканические туфы играют совершенно второстепенную роль. Последняя форма залегания особенно характерна для трахитов, феолитов и базальтов.

Наоборот, *глубинные породы* залегают иногда в виде крупных размеров масс, *штоков*, пересекающих сопря-

касающиеся с ними горные породы (рис. 7); поперечный разрез таких штоков обычно круглый или эллиптический. Они пересекают осадочные слои поперек их слоистости (так называемое *дискордантное* или *несогласное залегание*).



Рис. 6. Трахитовый купол Пюи, Франция.

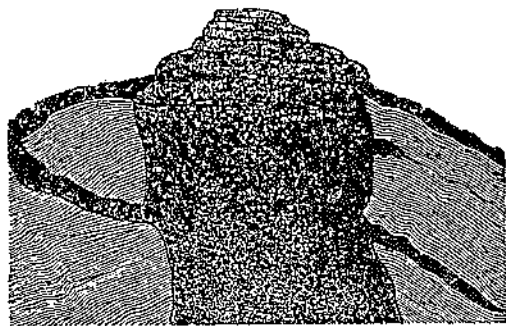
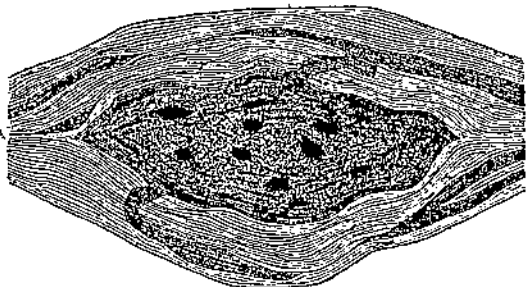


Рис. 7. Вертикальный разрез штока гранита.

1 — соседняя порода; 2 — гранит; 3 — наносы,

В других случаях расплавленная масса проникает по плоскостям слоистости осадочных горных пород, благодаря чему горная порода образует *конкордантные* (согласные) формы залегания в виде огромных разме-

ров залежей (рис. 8) большей частью линзовидной формы. Изверженное происхождение их становится особенно ясным благодаря присутствию многочисленных ответвлений от изверженной породы в окружающие породы в виде апофиз, частью потому, что расплавленная масса во время проникновения в осадочные породы приподымает их, часто также развешивая их, образуя лакколиты. Иногда, и это в особенности часто



1

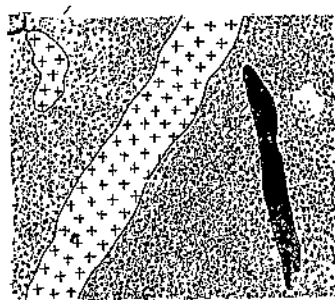


2

Рис. 8. Горизонтальный разрез залежи с апофизами.

1 — соседняя порода; 2 — изверженная порода.

наблюдается в случае пород основных, не образуются ни те, ни другие формы залегания. Изверженное происхождение таких пород узнается только по контактно-метаморфическому воздействию их на окружающие породы или по петрографическому характеру самой породы.



1



2



3

Рис. 9. Жилы изверженных пород в разрезе.

1 — соседняя порода; 2 — жила;
3 — основная порода.

Кроме пород глубинных и излившихся некоторые петрографы выделяют еще промежуточную между ними группу пород *жильных*, основываясь на характерной форме их залегания в виде жил; петрографически они представляют собою переходные породы между двумя группами пород. Как показывает само название,

они образуют главным образом жилы, т. е. выполненные трещины крайне разнообразной мощности, которые во всех поперечных сечениях представляют собой вытянутые в длину полосы (рис. 9). Эта группа горных пород отличается особенно большим разнообразием; они именно являются особенно важным доказательством существования разнообразных физико-химических процессов *расщепления*, или *дифференциации*, расплавленной магмы. В зависимости от физических условий своего затвердевания они приближаются то к глубинным, то к излившимся породам, и в то же время обнаруживают разнообразные отклонения от состава нормальных типов горных пород; эти отклонения характерны не исключительно для «жильных пород», но в них они особенно резко проявляются.

Эти горные породы играют второстепенную роль и имеют местное значение, благодаря чему их в сущности и нельзя назвать горными породами; более подробное рассмотрение их будет иметь место при обзоре *продуктов расщепления магмы*. Более точное определение их может быть сделано только на основании микроскопического анализа; поэтому геолог в полевых условиях ничего другого не может сказать относительно жильных пород, находящихся им среди нормальных пород, как то, что более светлого окрашенная порода, чем нормальная, называется *аплитом*, а более темная, часто почти черная, — *лампрофиром*. Несмотря на малую мощность, которая обычно характерна для жил этих пород, они имеют для геолога интерес в особенности по той причине, что именно аплиты обладают той характерной для них петрографической особенностью, что по ним можно судить о тех физических условиях, при которых эти породы образуются. Так например там, где *гранит-аплиты* обладают явно кристаллической структурой, можно с большей уверенностью сделать вывод, что во время их кристаллизации вокруг них господствовала *высокая температура*; при малом объеме и при чрезвычайно малой скорости кристаллизации этой расплавленной массы при быстром охлаждении должна была бы образоваться стекловатая масса.

Имеются наблюдения, что аплиты по мере удаления от интрузива сменяются кварцевыми ортофирами



РЕСПУБЛИКАНСКАЯ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ
БИБЛИОТЕКА

и наконец *пегматитами*. Особенно большое значение имеет такое представление об условиях образования аплитов при изучении кристаллических сланцев. Следует еще добавить, что в отношении хорошо выкристаллизовавшихся лампрофировых пород рассуждения должны быть совершенно иными; эти последние кристаллизуются значительно легче, и мы их находим в кристаллическом состоянии в том случае, когда они образуют очень тонкие жилы среди совершенно не замещенных или осадочных пород, в то время как одновременно с ними присутствующие аплитовидные породы всегда обладают стекловатой структурой.

Подробные петрографические исследования показали, что *определенные химические и петрографические типы горных пород* встречаются только среди изверженных пород, так что например горные породы, имеющие состав гранита или диабазы, также и тогда должны быть отнесены к изверженным породам, когда в их условиях залегания отсутствуют какие бы то ни было признаки принадлежности их к изверженным породам; точно так же такие структуры, как структура порфировая, или те структуры, которые характерны для гранитов или диабазов, наблюдаются исключительно среди пород изверженного происхождения.

НАБЛЮДЕНИЯ НАД ИЗЛИВШИМИСЯ ПОРОДАМИ

Излившиеся, или эффузивные, породы почти всегда обладают *порфировой* структурой; по большей части в них присутствуют немногочисленные, но простым глазом ясно различимые *вкрапленники* среди обычно преобладающей плотной *основной массы*, составные части которой могут быть различимы только под микроскопом. Относительные количества вкрапленников и основной массы непостоянны; в особенности в краевых зонах потоков и покровов часто наблюдается уменьшение содержания вкрапленников, в то время как все яснее становится видимое содержание в основной массе стекла, что можно заметить по блестящему палому горной породы. То же наблюдается и на краях жилы, где иногда можно наблюдать также явления обратного

характера как следствие выделения многочисленных вкрапленников, благодаря чему эти края приобретают характер зернистых горных пород.

На верхней и нижней поверхностях лавовых потоков наряду с описанными выше изменениями габитуса нередко наблюдается также пузырчатая или шлаковая структура, обусловленная выделением газов во время излияния магмы. Нередко в этих пустотах присутствуют образования, которые в миндалекаменных породах более или менее полно представлены известковыми шпатами, цеолитами, асбестом, соответственно кварцем.

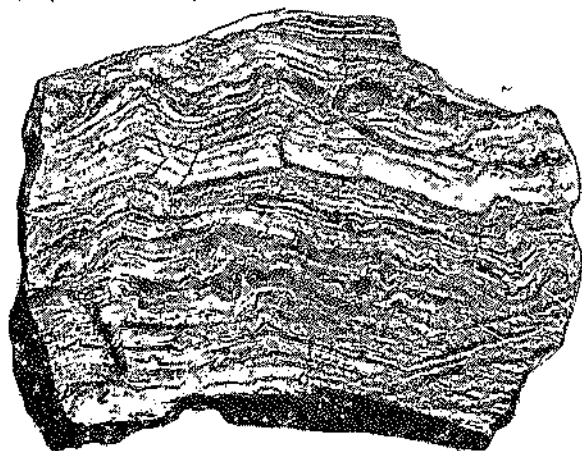


Рис. 10. Флюидальная структура кварцевого порфира.
Оденвальд.

Газовые пузырьки, выделяющиеся группами, дают начало своеобразной пузырчато-полосатой структуре, в результате которой может в некоторых случаях получиться цилиндрическая отдельность. Часто наблюдается также чередование пузырчатых и более компактных слоев; точно так же широко распространены явления флюидальной структуры, обусловленной передвижением магмы по одному направлению. Такого рода разнообразные структуры в свежих породах часто слабо проявляются, зато они прекрасно видны тогда, когда порода в большей или меньшей степени выветрилась, например в фельзите и других породах (рис. 10).

В ряде случаев вкрапленники полевого шпата располагаются в общем взаимно параллельно, и тем самым обуславливают как бы сланцеватую структуру породы или же сравнительно плотные слои, более богатые полевым шпатом, чередуются с более бедными, придавая породе шлировый характер, благодаря этому в известных границах все изверженные горные породы отличаются неполным постоянством состава и структуры. Эта неоднородность особенно резко проявляется в жильных породах и прежде всего в лампрофирах.

В паливших породах очень часты *включения* различного рода. Среди них различают три главных типа:

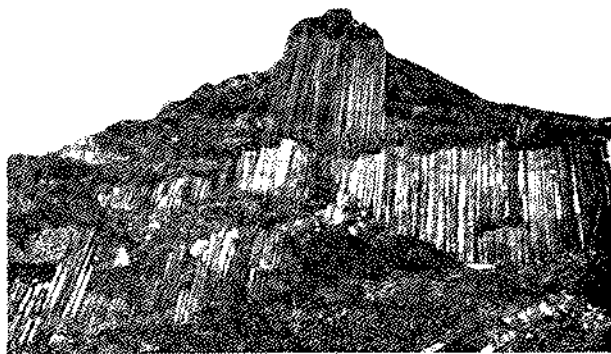


Рис. 11. Столбчатая отдельность в базальте. Чехо-Словакия.

- 1) включения, состав которых очень сходен с составом самой магмы: они представляют собой включения глубинных разновидностей той же магмы — это так называемые *первичные включения*, например *оливиновые породы в базальтах, нефелиновый сиенит в фonoлите*;
- 2) обломки *соседних пород*, которые попали в магму еще на более или менее значительной глубине и поэтому со стороны глубинных пород подверглись действию контактного метаморфизма, — таковы *кордиеритовые породы в трахитах*; 3) обломки того же происхождения, но попавшие в магму лишь при внедре-

нии расплавленной массы и благодаря ее высокой температуре частично расплавленные и переплавленные, — таковы *переплавленные граниты* или *песчаники* среди различных *излившихся пород*.

Следует обратить внимание на то, что в особенности большое значение для геолога имеет *отдельность*, образование которой связано с процессами сжатия при охлаждении и характеризуется значительной степенью закономерности; разрыв происходил с такой силой, что даже зерна самых твердых минералов, как кварца и оливина, разрывались на две части. Из этих типов отдельности для основных изверженных пород особенно характерна *столбчатая* отдельность (рис. 11), для кислых пород — *пластовая* отдельность, при которой кроме того ряд трещин располагается перпендикулярно главным трещинам отдельности, в результате чего получается *параллельноплоскостная* отдельность. Процессы *выветривания* вызывают например в *моноклитах* проявление аналогичной таблитчатой отдельности, которая в свежих породах почти совершенно незаметна и идет параллельно поверхности охлаждения. В изверженных породах (в особенности в основных) наблюдается также *шаровая* или *скорлуповатая* отдельность выветривания с образованием шаров (рис. 15).

НАБЛЮДЕНИЯ НАД ГЛУБИННЫМИ ПОРОДАМИ

Глубинные, или *интрузивные*, породы представляют собой породы зернистые. Часто, в особенности в краевых зонах, структура их порфировидная, приближающаяся к порфировой, отличающаяся тем, что в еще ясно зернистой массе кристаллической глубинной породы, на глаз несколько более тонкозернистой, чем обычно располагаются более крупные вкрапленники. Точно так же и глубинные породы не обладают полной однородностью во всей своей массе, так как в них также проявляется образование шпиров, хотя и в меньшем размере, чем в излившихся породах. Эта шпировая структура обычно особенно хорошо проявляется на полированных поверхностях горных пород, и это является особенно большим недостатком и затруднением

при использовании в технике так называемых твердых камней.

В глубинных породах особенно хорошо проявляется зернистая вполне массивная структура. Лишь иногда наблюдается также и *параллельная* структура, иногда очень ясно выраженная. Так например для *центрального гранита* Альп особенно характерна резко выраженная сланцеватая структура в отдельных участках его, в результате чего получается порода, носящая название *центрального гнейса* Альп, которая по составу совершенно не отличается от гранита, но подверглась интенсивным механическим воздействиям горообразующих сил. Встречаются они главным образом в краевых зонах гранитных массивов (рис. 12).

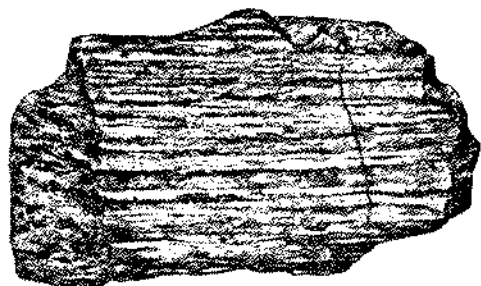


Рис. 12. Сланцеватый центральноальпийский гранит. Монте-Роза, Альпы.

Эти горные породы могли получиться при кристаллизации гранитов во время образования альпийских складок при повышенном давлении, именно при процессе пьезокристаллизации, породы такого рода, когда в них наблюдается как бы порфировидная структура, носят название *очковых гнейсов*.

Однако и без механических воздействий в глубинных породах иногда проявляются параллельные структуры в результате магматической дифференциации (расщепления); как пример можно привести *ленточные* или *полосатые габбро*, состоящие из слоев, обогащенных то пироксеном, то плагиоклазами. Наконец в *краевых зонах* всевозможных глубинных пород, в особенности гранитов, наблюдается как бы слоистый характер

породы благодаря тому, что глыбы и обломки пород, соприкасающихся с глубинной породой (ксенолиты), попавшие в нее, частично растворены, в большей или меньшей степени переплавились и резорбировались. Благодаря этому получается пилитовый характер расплавленной массы, или же не до конца растворенные посторонние включения (ксенолиты) плавают взаимно параллельно располагающимися полосами внутри гранита. Гранит переходит в таком случае в гнейс и через посредство таких *краевых резорбционных зон* настолько тесно связывается с контактно-метаморфизованными соседними породами, что не представляется возможным провести между ними даже приблизительной границы.

Точно так же внутри гранитного массива могут встречаться более или менее крупные глыбы соседних пород, плавающие в них, причем эти глыбы также окружаются оболочками аналогичных гнейсов. К такому типу пород относятся например так называемые *рогообманковые гнейсы*, окружающие эклогиты в Сосновых горах Германии. Чрезвычайно характерным для гранитных массивов является то, что глыбы больших или меньших размеров, состоящие из крайне разнообразных контактно-метаморфизованных пород, чаще всего из *амфиболитов* и *сланцев*, окружены гнейсовидными резорбционными оболочками различной мощности среди нормального гранита. Некоторые геологи рассматривают такие образования как остатки от *архейской* формации, что не соответствует действительности. Это скорее всего горные породы самого разнообразного возраста, которые приобрели свое современное состояние благодаря воздействию на них гранитной магмы.

Вокруг некоторых интрузивных масс иногда наблюдаются не особенно широкие *зальанды аплитового* характера, которые местами могут переходить также и в пегматиты; в других случаях они приобретают мелкозернистый и порфировидный характер. Имеются также места, где, наоборот, по краям гранитных массивов в связи с процессами растворения соответствующих осадочных пород *краевые зоны* приобретают *лампровидный* характер, часто с резко выраженной пор-

фировой структурой, которая обычно особенно отчетливо проявляется по краям. Наконец в области гранитных штоков массивные горные породы закономерно изменяют свой состав по мере передвижения от центра к краевым зонам, становясь все более и более основными, причем наблюдаются *переходы от двуслюдяного гранита в центре до диорита, иногда даже до габбро* в краевых зонах [в редких случаях (некоторые места Циреней) вплоть до пироксенитов] (рис. 13).

В крупнейших интрузивных массивах, иногда в самых глубоких частях их, можно находить мелкие оторванные от соседних пород обломки (ксенолиты), пред-

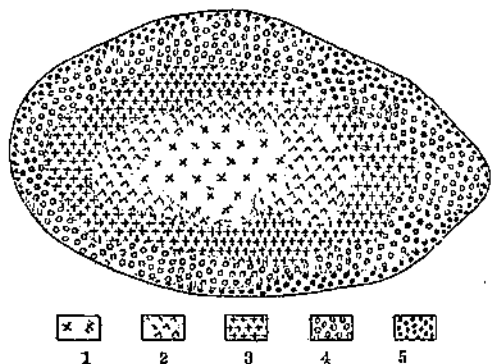


Рис. 13. Магматическая дифференциация гранитного штока.

1 — двуслюдяной гранит; 2 — биотитовый гранит; 3 — амфиболовый гранит; 4 — диорит; 5 — габбро.

ставляющие по своему характеру ксенолиты *снейсов*, образовавшихся благодаря контактному метаморфизму и инъекции этих обломков. Эти обломки в некоторых случаях могут быть почти полностью резорбированы и сохраняться в виде отдельных округлых темных пятен, так называемых *основных выделений*. Другого рода неоднородности состава представлены скорлуповатыми образованиями, такими, какие наблюдаются в шаровом диорите или связаны с линзовидными скоплениями биотита, как например в так называемом *пуддинговом граните*, или разнообразными шлировыми концентрациями различного рода руд, например *хромистого железа* в перидотите.

Эти образования приводят нас к таким, которые мы должны относить с некоторой уверенностью к новообразованиям; к таким новообразованиям относятся например *турмалиновые солнца* в граните. Неправильной формы выделения, как бы плавающие в граните, состоящие из *пегматита*, называются также и *жилами выщелачивания*, которые вне сомнения стоят очень близко к жильным образованиям. *Неправильные очертания*, как и облик таких выделений, являются особенно характерной особенностью пегматитов, среди которых наблюдаются переходы от тончайших *прожилков* до масс огромных размеров с обильными кристаллами в погребках. Некоторые пегматиты настолько крупнозернисты, что в отдельном кристалле может поместиться целая каменоломня. С другой стороны, эти и аналогичные им породы стоят в тесной связи с *аплитами*, которые в особенно больших количествах, разветвляясь, сопровождают главным образом граниты и находятся также и около гранитных массивов. Третий тип жил, сопровождающих интрузивные массивы, представлен *лампрофирами*, которые однако встречаются более обособленно, несколько более мощны и не разветвляются (рис. 14). Эти жильные образования следует рассматривать как теснейшим образом связанные с интрузиями. Кроме этих несомненно более юных жильных образований вблизи глубинных пород присутствуют отдельные жилы, иногда в большом количестве пересекающие соседние породы, обладающие сложным составом, или аплитовые в виде *апофиз*, отделяющихся от главной массы данной интрузии.

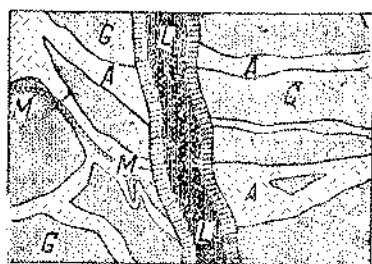


Рис. 14. Система в общем взаимно параллельных жил аплита (А), пересеченных лампрофиром (L) в гранитными замбандами в центральном граните (G). Тироль.

Следует отметить то обстоятельство, что апофизы ни в каком случае не должны обязательно обладать габитусом той породы, от которой они ответвляются.

Для мало опытного в области петрографии лица далеко не всегда может быть ясна связь этих пород с соответствующими интрузивными породами в связи с обеднением их сравнительно с последними темными минералами, часто наблюдаемой порфировидной структурой и кроме того тем обстоятельством, что в связи с растворением горных пород, окружающих интрузивы, в последних могут появиться чуждые им минералы, в особенности гранат и кордиерит, часто в значительных количествах.

Наконец значительный интерес имеют наблюдения над отдельностями глубинных пород, которые по боль-

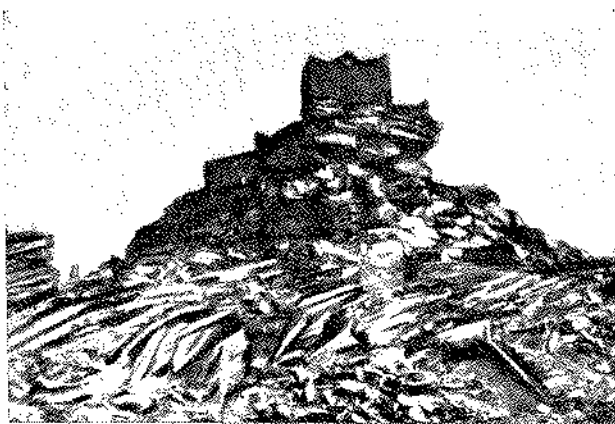


Рис. 15. Скорлуповатая отдельность гранитного лакколита. Верхний Пфальц, Германия.

шей части в свежих породах обнаруживаются, очень слабо и далеко не так, как это проявляется в излившихся породах. Часто наблюдается скорлуповатая отдельность, аналогичная пластовой, но с поверхностью, параллельной поверхности охлаждения, причем обычно к этой системе почти горизонтальных трещин присоединяются еще две перпендикулярные им системы трещин, которые в значительной степени облегчают работу по выкалыванию из таких пород параллелепипедов для строительства и брусчатки для мостовых. Однако в свежих породах эти трещины чрезвычайно

слабо выражены, заметны только особенно опытному глазу каменотесов. [Каменотесы только и могут заметить трещины такого рода там, где они в свежей породе для мало опытного глаза совершенно неразличимы.] (рис. 15).

Благодаря выветриванию эти трещины проявляются особенно отчетливо. При дальнейшем выветривании получается *параллелепипедальная* или *матрацевидная* отдельность, причем отдельные глыбы более или менее параллелепипедальной формы нагромождаются одни на другие.

Независимо от этих типов систем трещин, образование которых тесно связано с внутренним строением горных пород, существуют также своеобразные системы трещин, обусловленные влиянием дислокаций, в результате чего на значительных протяжениях наблюдаются параллельные системы трещин, находящихся в зависимости от передвижений частей земной коры. Часто на плоскостях такого рода трещин наблюдается своеобразный налет, прихождение которого связано с растпращением того материала, из которого состоит данная горная порода. Нередко по трещинам сбросов и надвигов с большим размером перемещения образуются *брежичьи трещины*, иногда крупные массы горных пород вдоль этих трещин растрескаются в порошок, причем этот порошок под влиянием давления уплотняется в крепкую более или менее сланцеватую массу, которая теряет какое бы то ни было сходство с первичной горной породой, например с гранитом. Такого рода породы описаны были в районе крупной сбросовой трещины в Баварском Лесу под названием *сланцев Цфалля*. [Аналогичные образования наблюдаются также в западной части Украинской кристаллической полосы, где гиперстеновые граниты, разбитые трещинами сбросов и передвинутые вдоль этих трещин, растерлись в тончайший порошок и в то же время образовали темно окрашенные породы чрезвычайно большой крепости, по внешнему виду и под микроскопом почти не отличимые от уплотненных глинистых сланцев, с которыми их и смешивали некоторые петрографы. Такого рода сильно раздробленные и затем уплотненные породы, получающие крепость, иногда

значительно превышающую крепость нераздробленных пород, носят название *милонитов*, а самый процесс их образования — процесса *милонитизации*. Так как этот процесс гнейсования гранитов и других пород обусловлен в значительной степени горообразующими силами или *динамометаморфизмом*, сгнейсованные граниты получили также название и *динамогранитов*.]

В других случаях по трещинам, выполненным такими продуктами дробления, позже проникают водные растворы, которые, принося кремнекислоту, окремняют эти дробленные массы или выполняют их в других случаях известковым шпатом, эпидотом, хлоритом и др., в результате чего эти дробленные массы изменяются до неузнаваемости.

СВОЙСТВА КОНТАКТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ

Уже раньше было указано на то, что глубинные горные породы в краевых своих зонах растворяют те породы, с которыми они соприкасаются, причем нередко наблюдается сланцевое расслоение магмы, в результате чего получается более или менее сланцеватая фация. Особенно крупные изменения происходят в тех частях соседних с магматическим бассейном, пород, которые со всех сторон окружены изверженным материалом. Это изменение появляется в глубинных породах как простое *молекулярное перемещение с образованием кристаллических агрегатов*. В плавящихся породах в результате действия одной только высокой температуры происходит частичное плавление.

Собственно *контактный метаморфизм* представляет собой молекулярное перемещение составных частей пород, обусловленное растворенными в расплавленной массе газами и парами, так называемыми *минерализаторами*. Такого рода метаморфизм происходит тогда, когда перегретые газы медленно выделяются, вытесняются из кристаллизующейся массы и диффундируют в окружающие породы. Под влиянием таких агентов, которые вступают в химические реакции с отдельными составными частями осадочных пород, последние

преобразуются в породы кристаллические. Точно так же более юные изверженные породы и их туфы могут подвергнуться влиянию более поздних интрузий, в особенности, если они кристаллизовались из содержащей мало газов магмы. Подтверждением этого служат габбро или диабазы, которые после своего образования попали в сферу влияния магмы, особенно богатой минерализаторами, например гранитной. Так как такого рода преобразования вне сомнения обусловлены воздействием тех агентов, которые выделяются из магмы, они проявляются особенно интенсивно в ближайшем контакте с интрузивными телами и постепенно ослабевают по мере удаления от них. Наиболее крупные интрузивные тела состоят из гранитов. Поэтому все особенности контактно-метаморфизованных пород особенно хорошо наблюдаются в области гранитных контактов, тем более, что изменения горных пород в контакте не зависят от состава интродуцированной в них породы.

Обычно *глинистые сланцы* в контакте превращаются в крепкие, плотные, часто черные породы — *роговики*. По мере удаления от контакта они приобретают все более и более резко выраженную сланцеватую структуру и делаются более светлыми, причем часто на этом более светлом фоне выступают черные неправильной формы узелки, ясно видимые на поверхности сланцеватости. Породы такого рода называются *узловатыми глинистыми сланцами* или *узловатыми слюдяными сланцами* в зависимости от степени развития в породе слюды взамен глинистых частиц; эти породы, постепенно теряя свою кристаллическую породу, переходят в нормальные глинистые сланцы.

Зоны, в которых наблюдаются такого рода преобразования, часто прослеживаются на значительных расстояниях от крупных гранитных массивов — на 4 км, иногда и до 6 км поперек простирания. В сильно дислоцированных областях, где породы в значительной степени раздроблены, такого рода влияние гранитных магм можно проследивать и на значительно больших расстояниях.

Известняки могут обнаруживать кристаллическую структуру на значительно больших расстояниях. Они

Также особенно сильно преобразованы в кристаллические породы вблизи контакта, преобразуясь в крупнокристаллические *мраморы*, часто содержащие большое количество более крупных кристаллов различных силикатов и других минералов, образование которых обычно связывается с преобразованием тех веществ, которые присутствовали первоначально в известняке. [Возможно, что часть кремнекислоты и других окислов переносится в молекулярном состоянии из гранитной или иной магмы, отдающей известнякам выделяющиеся из нее газообразные вещества.] Так как примеси в особенно большом количестве присутствуют в *мергелях*, эти последние преобразуются особенно полно в почти лишенные карбонатов *силикатные породы*. С удалением от вулканического центра эти ясно кристаллические породы заменяются все более и более плотными образованиями.

Следует далее отметить почти постоянное присутствие новообразований то в виде жил, то в виде залежей и т. д., которые присутствуют в этих более или менее глубоко измененных породах. В наиболее глубоких контактных зонах они представлены крупнозернистыми, часто содержащими турмалин *пегматитами* или мелкозернистыми *аплитами*, которые по направлению от интрузии все более и более теряют содержание полевого шпата: получают отдельные скопления и пламенивидные образования, состоящие из плотного кварца. Несмотря на обычную закономерность в характере контактно-метаморфизованных горных пород следует однако заметить, что эти закономерности выдерживаются только в самых общих чертах, и при детальном изучении многое из указанного выше точного определения закономерностей теряется. Так, отдельные зоны не сменяются одна другой так постепенно, как только что было описано, но наблюдается скорее *значительное разнообразие*, которое проявляется особенно интенсивно там, где глинистые сланцы пересекаются гранитными массами поперек их простирания. В таком случае можно видеть, что уже на самом контакте наблюдаются разнородные новообразования, что не всегда присутствуют только роговики (рис. 16). Из числа разнообразных преобразований, которым подвергаются

глинистые сланцы, для нас особенно интересны при образовании их в *слодяные сланцы*, которые почти всегда присутствуют одновременно с роговиками, часто их вытесняют в большей или меньшей степени, и в *сланцевой оболочке* Центральных Альп полностью их замещают.

Однако в этом специальном примере можно видеть ряд случаев, когда наблюдаются одновременно также и типичные контактные преобразования горных пород. Здесь также контактные метаморфизованные породы

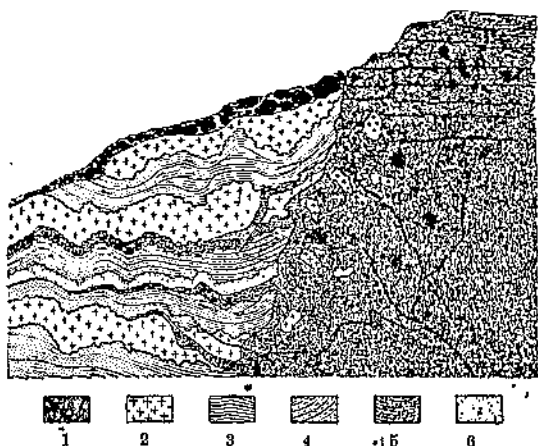


Рис. 16. Контакт гранитного штока с чередующимися друг с другом сланцами различного состава.

1—гранит с жилками аплита; 2—роговик; 3—слодяной сланец; 4—христаллолитовый сланец; 5—узловатый сланец; 6—глинистый сланец.

тем менее кристалличны, чем дальше они находятся от контакта с интродуцированным телом. Точно так же особенно многочисленные аплитовые жилы находятся во внутренних зонах, которые сменяются кварцевыми инъекциями по мере удаления от менее сильно перекристаллизованных краевых зон. В этих случаях так же могут присутствовать одновременно узловатые сланцы и сходные с ними новообразования. Применяя метод

микроскопического исследования, мы находим полное подтверждение тех же измененной структур: *внутренняя структура контактно-метаморфизованных пород во всех отношениях тождественна со структурой указанного ряда так называемых кристаллических сланцев.*

Наконец для обеих групп характерна обычная импрегнация тонкими, но большей части микроскопически мелкими иголочками *турмалина*, на которые следует смотреть, как на свидетелей проникновения в породы минералообразующих паров (минерализаторов).

Вообще нет возможности провести реакно петрографические границы между «кристаллическими сланцами» и теми породами сланцевой оболочки, например Центральных Альп, которые мы относим к породам контактно-метаморфического происхождения. В то же время при внимательном изучении кристаллических сланцев мы в них находим все те признаки, которые характерны для пород контактно-метаморфических. Отсюда можно сделать вывод, что все другие теории происхождения кристаллических сланцев кроме изложенной выше имеют также мало обоснований, как и гипотеза прежней геологии относительно того, что кристаллические сланцы представляют собой остатки первичной земной коры отвердевания, которую выделяли в так называемую архейскую группу.

С этим вполне согласуется то, что настоящие кристаллические сланцы присутствуют как нормальные геологические части в виде слоев также и среди более юных формаций, чем докембрий, причем самые сложные измененные условия залегания не изменяют первичной причины их образования в виде такого рода слоев. Следует еще упомянуть о присутствии среди этих пород *кластических составных частей*, например галек в некоторых типах кристаллических сланцев, и в особенности об открытии присутствия в них также характерных *окаменелостей*. Так, в Норвегии было обнаружено присутствие *гранулитов* в слюдяных сланцах, в Швейцарии — *белелитов*; последние являются руководящими окаменелостями пород не архейского возраста, а мезозойского.

НАБЛЮДЕНИЯ НАД КРИСТАЛЛИЧЕСКИМИ СЛАНЦАМИ

Тот, кто работает в области развития кристаллических сланцев, должен всегда помнить то, что изложено на предыдущих страницах относительно явлений, наблюдаемых в контактных зонах, и те описания условий нахождения преобразованных в контакте горных пород, которые будут даны в дополнение к описанию других типов горных пород.

Характерно то, что в области средних гор Германии различие между контактно-метаморфическими породами и кристаллическими сланцами выражено значительно резче, чем в высокогорных областях Альп. Это различие особенно резко выступает в самых внутренних зонах, ближайших к интрузивам, где роговики при процессах выветривания особенно противостоят этим процессам и где соответствующие горные породы широко используются как прекрасный материал в качестве например щебня для шоссеиных дорог; поэтому они вскрыты многочисленными каменоломнями. В противоположность этому области развития сланцеватых пород отличаются очень малым числом хороших обнажений, так как сланцеватые породы легко выветриваются; к тому же такого рода горные породы подвергаются особенно сильному выветриванию, почему они и не находят себе практического применения. Процесс выветривания идет настолько далеко, что залежи сланцеватых пород среди роговиков в области средних гор Германии часто совершенно ускользают от наблюдений, и геолог особенно часто производит наблюдения над роговиками, придавая им такое значение, которого они на самом деле не заслуживают. Наоборот, геолог, работающий в областях, где главную роль играют кристаллические сланцы, должен будет все свое внимание концентрировать на тех горных породах, вопрос о происхождении которых чрезвычайно трудно разрешить, но которые в общем своем виде характеризуются теми свойствами, которые были описаны выше.

Первая работа, которая должна производиться, заключается в отыскании признаков деятельности тех

процессов, которые связаны с процессами извержения. Очень редко встречаются такие области развития кристаллических сланцев, где эти процессы не бросались бы в глаза. Если бы даже не особенно резко проявлялся характер *инъекционных и резорбированных сланцев*, несомненно играющих первенствующую роль в так называемых гнейсовых формациях, все же наилучшим признаком наличия по соседству проявлений вулканической деятельности явилось бы присутствие *аплитовых и пегматитовых жил*; в последних часто присутствуют крупные кристаллы *турмалина*. Эти горные породы, которые более полно будут описаны в специальном разделе, вне сомнения наиболее ясно окристаллизованы только в тех зонах, в которых, судя по нахождению вблизи них изверженных пород, они подвергались действию особенно высоких температур. Имея в виду, что скорость их кристаллизации очень невелика, легко понять, что при малых размерах инъектируемых масс и при инъекции их в мало нагретые трещины они легко затвердевают в виде стекла, именно в виде *пехштейна*. Когда мы встречаем менее высококристаллизованные сланцы, мы вместо них находим инъекции зернистого, часто содержащего также и мусковит, *кварца*, которые образуются тем же способом.

Во многих областях развития кристаллических сланцев можно видеть, что гнейсы весьма постепенно переходят в *граниты*, лишенные сланцеватости, совершенно массивные. Это наблюдается как в *краевых зонах* гранитных массивов, так и вокруг крупных глыб его, которые окружают массивную породу. Такого рода явления особенно хорошо наблюдаются в областях средних гор Германии, где имеется особенно большое количество каменоломен, которые только и вскрывают эти взаимоотношения.

Каменоломни заложены главным образом в плотном массивном граните, который разрабатывается для облицовки зданий; далее в меньшем масштабе, но в значительно большем числе каменоломен добываются также и породы из области внутренних частей контактов в связи с тем, что роговиковые породы особенно ценятся как прекрасный материал для мощения дорог,

в особенности, когда они содержат многочисленные жилы аплитов; в том случае, когда они обладают особенно крупной зернистостью, имеются благоприятные условия для добычи из них кварца и полевого шпата. Следует обращать внимание также и на узловые сланцы и другие породы, кроме того на то, что по мере удаления от интрузивного массива структура пород становится все более плотной и породы приобретают все большее сходство с филлитами.

Наконец необходимо разрешать вопрос относительно наличия в преобразованных кристаллических сланцах признаков первичных пород. Для более опытного наблюдателя уже общий минералогический характер является показателем, который дает возможность определять первичный характер горной породы, однако следует подтверждать это предположение на основании прямых наблюдений. Первичная, в большей или меньшей степени измененная контактным метаморфизмом структура проглядывает во многих случаях, несмотря на перераспределение молекул. К такого рода *остаточным структурам* относятся между прочим *палимпсестовые структуры*, наличие которых является в высшей степени убедительным доказательством первичного осадочного происхождения горной породы. Еще более ясным становится первичное происхождение преобразованной породы, если присутствуют *галы* как доказательство осадочного происхождения или более или менее хорошо сохранные *окаменелости*, благодаря которым возможно определение также и возраста пород. Широко распространенные среди кристаллических сланцев преобразованные *основные изверженные породы* также узнаются по остаткам первичных структур. Таковы *полевошпатовые, вкрапленники* порфиринов, *обитовая* структура диабазов, которые иногда сохраняются поразительно отчетливо и особенно хорошо выступают на полированных плоскостях. [Эти структуры хорошо выступают в кристаллических сланцах тогда, когда поверхность скал их в течение длинных периодов времени подвергалась процессам выветривания.]

Таким образом, основываясь на сумме разнообразных наблюдений, можно с полной ясностью установить всю картину генетических взаимоотношений в дан-

ном комплексе горных пород. Во всяком случае нет оснований относить кристаллические сланцевые породы только по одним петрографическим свойствам их к архейским образованиям; точно так же следует относиться с большой осторожностью к тому выводу, что такого рода породы могут образовываться под влиянием действия одних только горообразующих сил.

СВОЙСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Нормальные осадки представлены слоистыми горными породами (рис. 17), образовавшимися из продуктов выветривания первичных пород путем переноса, разделения и вторичного отложения при содействии тех сил, которые действуют на поверхности земли и которые представлены движущимися водой, ветром

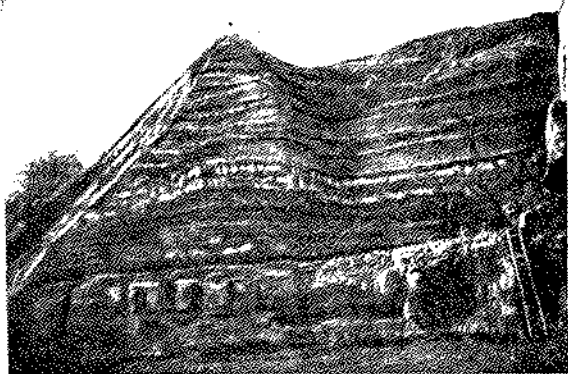


Рис. 17. Слоистый литоринелловый известняк.
Висбаден, Германия.

и льдом. Воды, циркулирующие внутри горных пород, выщелачивают из них отдельные составные части при содействии присутствующих в этих водах химических агентов, которые они получают из атмосферы и которые в значительной степени являются образованиями также и вулканического происхождения. К ним относятся прежде всего CO_2 , SO_2 и HCl , так что в растворе, полученном при выветривании, присутствуют

как главные растворенные составные части *карбонаты, сульфаты и хлориды*. Из них часть выделяется либо под влиянием организмов, либо химическим путем, в то время как нерастворимые составные части, так называемые *нерастворимые продукты выветривания*, распределяясь главным образом по размерам зерен, образуют слоистые отложения.

Осадочные породы, образовавшиеся из нерастворимых продуктов выветривания, обнаруживают характерные черты *обломочных пород*. При этом наряду с обломками ранее существовавших пород они содержат также кристаллизовавшиеся на месте отложения обломочного материала новое вещество, которое особенно отчетливо выступает в наиболее крупнозернистых породах такого рода, и образует важную часть так называемого *связующего вещества* рыхлых пород, или *цементации* их. Преобладающую роль такого рода кристаллические вещества играют в *химических осадочных породах*, или *химических осадках*; точно так же значительная часть *органогенных* осадочных пород содержит эти же вещества кристаллического характера, по крайней мере видимые под микроскопом. В отличие от ранее описанных основных типов горных пород в группе осадочных пород кристаллические структуры выражены достаточно ясно только в редких случаях; поэтому в этом отношении они не могут характеризоваться как *полнокристаллические* породы. Даже крупнокристаллическая каменная соль часто содержит примесь глинистого или песчаного материала.

Слоистый характер осадочных пород не всегда является характерным для них; более того, существуют органогенные горные породы, которые обладают резко выраженным залеганием в виде *шток*ов, например в случае *коралловых* или *губковых рифов* (рис. 18).

Разнообразие развития слоистости соответствует изменениям условий отложения осадков; при этом в первую очередь можно делать различие между отложениями речных вод — *речные* или *флювиальные* осадки, морских вод — *морские* осадки, глетчеров или ледников — *ледниковые* осадки, или получившихся благодаря переносу ветром — *эоловые* осадки. Далее они зависят от различной силы переноса, от различной

степени влияния организмов, от разнообразия в силе влияния различных растворов и т. д. Так как, судя по сказанному выше, *первичный* состав осадочной породы является результатом процессов, которые в общем равномерно действовали в течение длинных периодов жизни земли, то тем самым по состоянию их не представляется возможным судить об их геологическом возрасте. Если в одном и том же районе «фацции» данной формации могут оставаться в общем без изме-

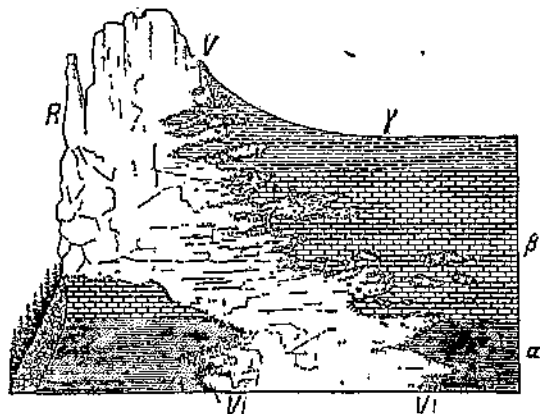


Рис. 18. Губковый риф (R) с предрифовой зоной (V), несогласно переслаивающийся с известняками мальма (α, β и γ).

нения, исследования на значительных расстояниях в различных частях земного шара показали, что эти фацции в большей или меньшей степени изменяются по мере перехода из одного района в другой соответственно изменениям в характере условий отложения осадков. Типичным примером такого рода могут служить фацции *альпийского* триаса, с одной стороны, *германского* — с другой.

После окончания самого процесса отложения осадочные породы претерпевают разнообразные дальнейшие изменения, среди которых можно различать два типа. Первый тип охватывает процессы, которые непосредственно следуют за процессами отложения, т. е. преобразования, которые вызывает морская вода, пропитывающая только что отложившиеся на дне мо-

ря осадки, или которые обусловлены солеными водами пустынь, производящими свое действие на песчаные и пылевидные осадки. Все эти процессы объединяются общим термином *диагенеза*; они в различные периоды жизни земли действовали в общем одинаково, и потому по ним не представляется возможным устанавливать возраст горных пород. Второй тип изменений горные породы испытывают после того, как они освобождены от непосредственного влияния процессов отложения и превратились в самостоятельные *геологические тела*. Это по преимуществу влияние *породообразования*, которое особенно способствовало приобретению горными породами большой твердости и крепости. Точно так же и эти процессы оказывали влияние на осадочные породы во все геологические периоды, *а потому петрографические особенности осадочных пород не могут служить каким бы то ни было признаком для суждения о их геологическом возрасте.*

Это положение действительно лишь до тех пор, пока сравнение относится к осадочным горным породам различных районов. В одном ограниченном районе, в котором отсутствуют изменения, связанные как с условиями происхождения, так и с условиями дальнейших изменений образовавшихся горных пород, петрографические особенности той или иной из этих осадочных пород могут быть использованы для разрешения вопроса о геологическом возрасте их. Так например, если в Средней и Западной Германии красный песчаник является типичным представителем отдела пестрого песчаника, то, с другой стороны, в других местах мы находим тождественные красные песчаники, которые имеют совершенно иной геологический возраст, или же в других местах находятся соответствующие по возрасту члены триаса, представленные известняками или глинами, т. е. совершенно иными породами.

НАБЛЮДЕНИЯ НАД ОСАДОЧНЫМИ ПОРОДАМИ

Особенное значение для геолога имеют разнообразного характера наблюдения над осадочными породами, так как, исходя из этих наблюдений, можно делать выводы относительно *климатических* и других усло-

вий, существовавших на земной поверхности в прежние геологические времена. Здесь мы не будем рассматривать палеонтологические признаки, характерные для осадочных пород, также и тектонических, а остановимся только в кратких чертах на петрографических особенностях осадочных горных пород. Начиная от конгломератов *прибрежных фаций (литоральных)* и типичных *основных конгломератов*, образующихся во время геологических трансгрессий, размеры зерен осадочных пород уменьшаются до размеров осадков открытых морей и наименьших размеров достигают в осадках *глубоких морей*, где они образуют тончайший, часто совершенно лишенный углекислого кальция, или по большей части почти без окаменелостей и чрезвычайно равномерного сложения. Сравнительно быстро отлагается в прибойной зоне наиболее крупный материал, все более и более медленно нарастают слои в отдаленных от берега районах, и наконец отложения глубокого моря отлагаются особенно медленно. Таким образом характерно, что отложения слоев ничтожной мощности глинистого сланца являются в полной мере эквивалентной фацией мощного слоя конгломерата.

Песчаные отложения особенно равномерной крупности зерна, по большей части содержащие особенно малые количества цемента и почти полностью лишенные окаменелостей, обычно рассматриваются как типичные *образования пустынь*. В этих песчаных отложениях особенно часто проявляется параллельноплоскостная отдельность, заменяющая слоистость, а также благодаря образованию их из дюнных накоплений в них часто наблюдается характерная *диагональная слоистость* (рис. 19), которая в ряде случаев характерна также и для *речных* отложений, где она широко распространена. Точно так же в песчаных отложениях пустынь часто видны как бы мелкие морщинки на поверхности песчаных слоев, так называемая *рябь* (ripple marks); она наблюдается и в прибрежной зоне. К аналогичным образованиям, указывающим на сухость климата, относятся кубовидные углубления или выступы на поверхности слоев, наблюдающиеся в отложениях, образовавшихся в степях и в пустынях;

они указывают на образование в условиях пустынного климата кристаллов поваренной соли, которые были растворены, а пустоты выполнены песком.



Рис. 19. Поперечная слоистость, получающаяся при образовании дюн и при денудации.

Чрезвычайно характерным *оловым* образованием является лесс, представляющий собой неслоистое известково-песчанистое глинистое образование степей, светложелтого цвета, с вертикальными трещинами отдельности; несмотря на примесь к нему мелких песчинок, он образует при процессах денудации замечательные вертикальные стены. В *солонных стенах* он отличается также большим содержанием солей. В связи с этими породами олового происхождения образуется также довольно часто имеющее второстепенное значение месторождения каменной соли. Рыхлые отложения из пыли в виде лесса были свидетелями разнообразных диагенетических процессов; в первую очередь в них происходили процессы удаления углекислого кальция из большей части породы и накопление его в отдельных участках в виде причудливой формы конкреций, так называемых *лессовых куколок* [белого цвета, благодаря которым лесс иногда называется также *белоглазкой*] (рис. 20).

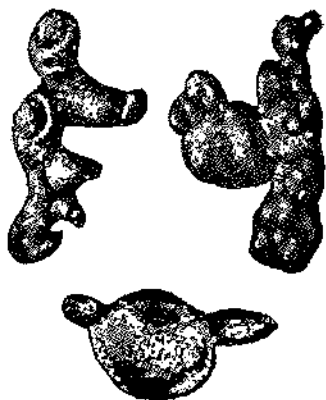


Рис. 20. Лессовые куколки. Рейнский Пфальц, Германия.

Благодаря позднейшим диагенетическим геологическим процессам внешний вид всех этих типичных пород в значительной степени изменяется вследствие

этого лишь в редких случаях можно узнавать их эквиваленты, образовавшиеся в более ранние геологические периоды.

Очень характерными особенностями отличаются *ледниковые отложения*, которые образовались как результат деятельности *континентальных ледников*. Порода такого рода состоит из смеси глыб различных размеров (валунов), частью очень крупных, и одновременно также из мелких частиц в виде кварца и тончайшей ледниковой пыли (ила). Характерно присутствие *ледниковых шрамов* как на *валунах* (окатанные, обтертые глыбы разнообразного размера и состава), так и на подстилающих породах.

Следует однако и в этом случае подходить к вопросам происхождения пород с осторожностью, так как шрамы на поверхности округленных обломков горных пород могут получиться также и в результате *дислокационных процессов*.

Насколько большее значение для всей геологии имеет выявление распространения ледниковых масс в прежние геологические периоды, видно из того факта, что, начиная от *Южной Африки* и до области *Индии*, без сомнения протягивалась в свое время одна общая масса *континентального льда*, в то время как одновременно, т. е. в среднем карбоне, в *Средней и Северной Европе* господствовал тропический климат, захватывавший и далеко на севере также и область *Шпицбергена*.

Имеется еще один признак, по которому можно судить о распределении климатов в прежние геологические периоды, именно окраска осадочных пород. Продукты выветривания умеренных и холодных зон обычно обладают светлой, белой до желтоватой окраской; осадочные породы горячих тропических и субтропических зон ярко окрашены в буро-желтые и красные цвета. *Красные песчаники*, *суглинки*, *глины* и др. вне всякого сомнения являются образованиями тропиков, с другой стороны, вне области тропиков образовались те отложения, окраска которых в большинстве случаев белая или светложелтая.

Точно так же петрографические наблюдения могут давать только очень относительное представление

о дальнейшем развитии осадочных пород. Уже по степени большей или меньшей *крепости* породы можно судить в известной мере о том, какому давлению подвергалась данная горная порода. Это особенно проявляется при так называемой *трансверсальной* (поперечной) *сланцеватости*, которая образуется поперек направления давления в сильно спрессованных глинистых сланцах (рис. 21). Другие породы, как



Рис. 21. Поперечная сланцеватость, пересекающая несколько изогнутые слои глинистого сланца, Гослар, Германия.

например *кремнистый сланец*, раздробляются в щебень в виде остроугольных кусков. В сильно дислоцированных областях *доломит* нередко образует так называемую *эндогенную брекчию*, т. е. внутри он совершенно раздроблен, в то время как чередующиеся с ним слои известняка остаются совершенно неизменными или претерпевают лишь незначительные изменения.

В ряде осадочных пород можно наблюдать различные типы неоднородного сложения и состава; так например в тех осадочных породах, в которых обычно

отсутствуют гальки, эти последние могут нередко присутствовать; в песчаниках могут иногда присутствовать небольшие участки глинистого состава и т. д. Это — примеры первичных образований. С другой стороны, в осадочных породах могут присутствовать различного рода конкреции, как например *кремня и роговика* — в известняках, *серного колчедана* — в глинистых сланцах, *гипса* — в мергелях и т. д.; все эти образования получаются в результате процессов диагенеза. Наконец могут присутствовать также разнообразные *жилья*, особенно часто пересе-

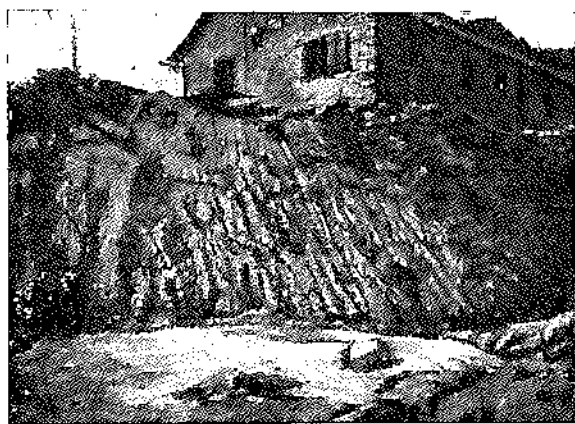


Рис. 22. Карровое поле.

кающие *карбонатные* и *кремнистые* породы, указывающие на последующие вслед за отложением геологические процессы.

Легкая *растворимость* некоторых осадочных отложений обуславливает их уничтожение циркулирующими водами. Таким именно образом особенно интенсивно выщелачиваются из осадочных пород *гипс* и *каменная соль*, иногда в больших количествах, что ведет к образованию *провалов* и того, чего так боятся те, кто разрабатывает такого рода породы, — крупных размеров внутренних пустот, выполненных водой (*водные подушки*). Точно так же в значительной

степени легко растворимы *известняки*. Это особенно отчетливо видно по крайне неровной поверхности их выходов, по образованию *карровых полей* (рис. 22), по присутствию в них глубоких вертикальных пустот (геологических *органных труб*). В известняках часто образуются пустоты — *пещеры*, потолок которых покрыт *сталактитами*, пол — *сталагмитами*. Крупные сталактитовые пещеры, имеющиеся например в известковых горах, не всегда образуются под влиянием процессов выщелачивания; это сомнительно уже по той причине, что они почти исключительно образуются в штоках коралловых известняков, а эти последние уже в самом начале своего образования содержали пустоты крайне разнообразных размеров.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Имея в виду цели, поставленные в этой книге, мы не будем знакомиться с тем методом, который дает возможность особенно точно и полно изучать горные породы, именно с методом применения *поляризационного микроскопа*. Здесь мы будем знакомиться с методами *быстрого ознакомления* с характером горных пород, со способами исследования их внешних свойств, поскольку это можно сделать без применения методов, отнимающих много времени; будем знакомиться лишь с самыми простыми методами, которые дают возможность легко узнавать породу.

Прежде всего необходимо познакомиться с тем оборудованием, которым должен быть снабжен каждый геолог, изучающий горные породы. При изучении горных пород в поле снаряжение геолога должно быть несколько изменено для данной цели. Кроме геологического *компаса* и небольшой бутылочки с притертой пробкой с *соляной кислотой* [лучше всего *капельницей* с притертой пробкой с каналом в ней и носиком] необходимо обратить особенное внимание на форму молотка и его свойства. Во всех случаях рекомендуется иметь *два молотка* из наилучшей, с возможно большей осторожностью закаленной стали. Один молоток должен быть несколько более круп-

ных размеров, чтобы им можно было отбивать особенно твердые и крепкие породы, и другой меньших размеров, который должен служить для отделки отбитого первым молотком куска (штуфа). Удобнее всего их носить вместе с двумя стальными зубилами в специальном кожаном футляре (рис. 23). Форма молотка по существу безразлична, все же рекомендуются прямые молотки среднего размера с упругой ручкой, на одном конце тупые с поперечным квадратным сечением, на другом — с тупым горизонтальным лезвием. Такого рода молотки особенно часто применяются петрографами. В некоторых случаях петрографу приходится прибегать также к *кайле* и *молотку* горняка, которые могут оказывать ему существенную пользу, но так как они обладают значительным весом, их применяют лишь в исключительных случаях.

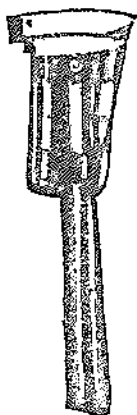


Рис. 23. Молоток для петрографических целей.

Кроме свойств рукоятки и формы молотка большое значение имеет также характер соединения обоих. Наименее рекомендуется метод протягивания ручки через отверстие молотка с расширением на одном конце рукоятки, к которому прикреплен молоток; при этом способе особенно хорошо оберегается конец рукоятки от расщепления, но благодаря слишком тонкой рукоятке рука при длительной работе молотком устает. Точно так же совершенно не рекомендуется соединение молотка с рукояткой при помощи железных шин, так как при каждом ударе молотка подвергаются ослаблению как самый железный скреп, так и рукоятка. Удобнее всего насаживать молоток с коническим расширенным отверстием в нем, в которое вставляется хорошо пригнанный утонченный конец рукоятки из возможно лучше высушенного упругого твердого дерева и закрепляется вбиванием стального клина для расширения конца ручки, вделанного в отверстие молотка. Клин можно сделать из дерева, если этот клин хорошо заклеить; однако удобнее применять железный или стальной клин, который перед вбива-

нием погружается сперва в раствор соляной кислоты. Клин очень быстро ржавеет и так крепко сцепляется с деревом, что разделить их почти не представляется возможным. [Удобнее всего брать для рукоятки граб и в особенности кизил, хуже дуб ввиду хрупкости последнего].

Следует обратить особое внимание еще на один предмет снаряжения — *лупу*. Лупа крайне необходима для исследования горной породы. Большое значение имеют ее свойства.

Обыкновенные *дешевые лупы* могут быть использованы для простых наблюдений; однако они быстро

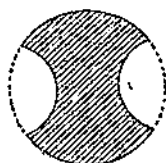


Рис. 24. Лупа Брюстера.

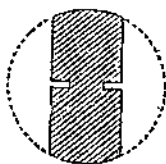


Рис. 25. Лупа Коддингтона.

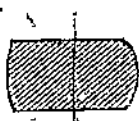


Рис. 26. Лупа Штангопа (цилиндрическая).



Рис. 27. Лупа Фраунгофера.

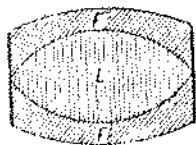


Рис. 28. Триплет Штейнгеля.

утомляют глаза благодаря тому, что поле зрения у них выпуклое; одновременно они мало ахроматичны; при длительном употреблении они ослабляют зрение. Наиболее употребительные конструкции луп, которые дают значительно лучшие изображения, показаны на рис. 24—28 (поперечные разрезы). Однако и они не могут считаться особенно хорошими сравнительно с наилучшими конструкциями луп в виде *триплета Штейнгеля*, которые дают вполне плоское и очень большое поле зрения (рис. 28).

Методы изучения горных пород простейшими способами требуют довольно хорошей практической подготовки. Хотя число тех породообразующих минералов, которые могут быть определены относительно легко при помощи лупы, вообще невелико, и можно обойтись без особенно подробного изучения методов определения минералов, все же требуется хорошее знание тех важнейших породообразующих минералов,

которые описаны в дальнейшем. Как мы увидим далее, в многочисленных случаях важное значение при определении горной породы имеет не только *минералогический состав* породы, но еще более ее *петрографический габитус*.

Прежде всего следует остановиться на рассмотрении различий между осадочными и изверженными породами. Изверженные породы отличаются своей кристаллической структурой, в то время как в осадочных структурах в большинстве случаев обломочная, — различие, которое при небольшом опыте представляет затруднения только в исключительных случаях, в особенности, когда мы имеем дело с породами выветрившимися. Значительно труднее отличать от первых двух групп породы *контактно-метаморфические*, часто с настолько плотной структурой, что не представляется возможным определить мельчайшие составные части их. Породы такого рода могут оказаться очень сходными с некоторыми плотными типами изверженных пород, которые называют *афанитами*, также с некоторыми типами плотных осадочных пород. В таком случае оказывает помощь только длительный опыт.

При исследовании изверженных пород бросается в глаза различие между *зернистой* и *порфировой* структурами, в результате чего меняется самый *габитус* породы, как это видно на рис. 1—4. Главными составными частями горных пород, особенно богатых кремнекислотой и щелочами, являются *кварц* и *полевые шпаты*, иногда также *нефелин* и *лейцит* — минералы, обычно окрашенные в светлые цвета или *бесцветные* и с сравнительно малым удельным весом. Рудные минералы играют здесь второстепенную роль. Поэтому эти горные породы обычно *светло окрашенные* и *легкие*. В основных изверженных породах преобладает *черный авгит*; рудные минералы присутствуют в значительно большем количестве; породы окрашены обычно в *темные* цвета, обладают *большим* удельным весом.

Следует указать на то, что определение сравнительного удельного веса путем взвешивания штуфа в руке требует довольно значительного опыта, кото-

рый однако не так трудно приобрести. Следует далее заметить, что, начиная от основных, содержащих полевые шпаты, горных пород, таких, как *трапп* и др., по мере уменьшения содержания полевого шпата увеличивается содержание оливина; по мере увеличения содержания оливина породы приобретают все больший удельный вес, но в то же время в общем становятся более светлыми, окрашиваясь по большей части в зеленый или желтовато-зеленый цвет, характерный для оливина.

Отличить *ортоклаз* от *плагноклаза*, когда эти минералы присутствуют одновременно, иногда довольно легко. Обычно первый буроватый или красноватый до мясокрасного, второй — белый, бесцветный, светло-желтый или зеленоватый. Когда же оба минерала не окрашены, их при одновременном присутствии распознать затруднительно, за исключением применения метода микроскопического исследования, когда можно рассмотреть в *плагноклазе* *полисинтетическое двойниковое сложение* — это характерное сложение простым глазом обычно увидеть невозможно, а через лупу обнаруживается с большим трудом. Поэтому, для того чтобы отличить ортоклазовые породы от плагноклазовых, следует обращать главное внимание на внешний вид их, на их габитус. Первые породы по большей части светлые, в большинстве случаев содержащие кварц; последние обычно обладают промежуточной или темной окраской. Поэтому светло окрашенная порода — скорее порода ортоклазовая, чем плагноклазовая, более темная порода, если к тому же она обладает значительным удельным весом, скорее всего плагноклазовая.

Для порфировых пород особенно большое значение имеет характер вкрапленников и в первую очередь присутствие или отсутствие зерен кварца, отличающихся раковистым изломом, также относительное содержание вкрапленников полевого шпата к вкрапленникам темных минералов — группы слюд, роговых обманок или пироксенов, более точное определение которых не имеет значения при макроскопическом изучении горной породы.

С увеличением основности горной породы [т. е. уменьшением содержания в ней кремнекислоты] в об-

ищем увеличивается содержание темно окрашенных
вкрапленников: в порфировых трапловых породах,

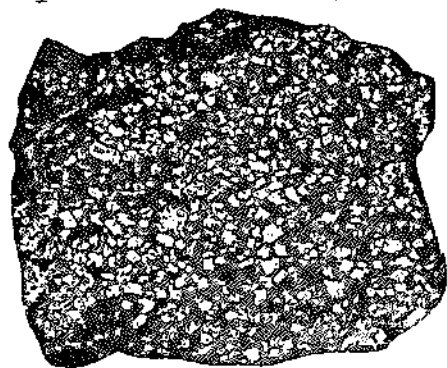


Рис. 29. Кварцевый порфирит с изометричными вкрапленниками плагиоклаза. Эстерель, Франция.

ном сечении, *изометричны* (рис. 29), в то время как более богатые кальцием (более основные), и прежде всего лабрадор, обычно образуют таблитчатые кристаллы, для которых характерна удлиненная форма поперечных разрезов (рис. 30).

Важнейшим характерным признаком отдельных породообразующих минералов является их *спайность*, которая обнаруживается при изломе отдельного индивидуума. По макроскопическому проявлению ее можно различать несколько степеней спайности.

1. В высшей степени совершенная — слюда, тальк, хлорит, графит; минерал легко расщепляется на тонкие чешуйки или пластинки.

мелафирах, средние вкрапленники полевые шпаты присутствуют в особенно малом относительном количестве и лишь как исключение. Следует еще упомянуть о том, что бедные кальцием (кислые) плагиоклазы, преобладающие в горных породах, богатых кремнекислотой, обладают укороченными очертаниями в попереч-



Рис. 30. Лабрадоровый порфир с таблитчатым плагиоклазом. Гарц, Германия.

2. *Весьма совершенная* — полевой шпат, плавленый шпат, карбонаты, ангидрит; при внимательном наблюдении на плоскостях спайности можно видеть ирризацию.

3. *Совершенная* — роговая обманка, эпидот, волластонит, рутил; плоскости спайности ровные и блестящие.

4. *Ясная* — авгит, андалузит, титанистый железняк (ильменит); плоскости спайности менее ровные и менее блестящие.

5. *Пелесная* — гранат, титанит, оливин; спайность в них заметна вообще только в исключительных, наиболее благоприятных случаях; обычно наблюдается раковистый излом, как и при *отсутствии спайности* — кварц, лейцит, нефелин, кордиерит, турмалин, магнетит, серный колчедан.

Лишь в исключительных случаях используют для определения минералов магнитные свойства его, вкус; так, магнетит или магнитный колчедан действуют на стрелку компаса, горные породы, содержащие глину, и выветрившиеся изверженные породы, также глинистые осадочные породы, если дышать на них, издают горьковатый запах; богатые органическими веществами известняки при ударе молотком по ним издают запах скатоля и т. д. Из нормальных пород только каменная соль может быть определена на вкус. [Следует иметь в виду, что имеющие в настоящее время громадное значение калийные и магниевые соли узнаются: первые — по неприятному вяжущему вкусу, вторые — по горькому вкусу.]

Большое значение имеет также *твердость*. В данном случае мы обычно пользуемся лезвием стального перочного ножика; этот метод дает после некоторого навыка прекрасные результаты. Из числа породообразующих минералов чертятся ногтем только *талия, гипс и графит (молибденит)*. В зависимости от того, как внедряется в испытуемый минерал лезвие перочного ножика, довольно легко отличают друг от друга в общем по иным признакам сходные друг с другом минералы: кальцит, ангидрит (тв. 3), доломит (тв. 4), магнезит и волластонит (тв. 5), полевой шпат (тв. 6), кварц (тв. 7) и топаз (тв. 8).

Из числа химических реактивов применяется почти исключительно *разбавленная соляная кислота*, которую необходимо всегда держать при себе в бутылочке для того, чтобы устанавливать присутствие или отсутствие *кальцита*, который под действием соляной кислоты сильно вскипает. Особенно большое значение имеет этот метод, когда необходимо отличить *известняк* от гипса, ангидрита или доломита; из них последний часто содержит примесь зерен кальцита, однако особенно тонко распределенные в нем, благодаря чему при действии соляной кислоты прежде всего появляются отдельные мелкие пузырьки, в то время как настоящий известняк бурно вскипает, пока жидкость не превратится как бы в сироп. Однако сильное вскипание горной породы под влиянием соляной кислоты не является признаком ее осадочного происхождения, так как кальцитом могут быть импрегнированы также и основные изверженные породы, например известковые диабазы.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Соответственно цели книги здесь описаны только минералы, видимые простым глазом, хотя они и не всегда могут быть отнесены к настоящим породообразующим минералам. Поэтому из числа породообразующих минералов выпадают некоторые из тех минералов, которые едва ли когда-либо видны простым глазом, как например апатит. Небольшое число остающихся породообразующих минералов описано так, что кроме характеристики химического состава приняты во внимание только те признаки, которые могут быть использованы при макроскопическом определении минералов, причем эти признаки даны в очень кратком изложении.

Последовательность, в которой расположены минералы, не вполне обычная; они расположены по *увеличивающейся интенсивности окраски*, так что сперва описаны минералы, макроскопически чаще всего бесцветные, в конце — минералы с металлическим блеском. Такого рода система на практике оказалась очень хорошей, хотя нельзя скрыть некоторые недостатки

ее. Так, часто наблюдается, что обычно бесцветные минералы окрашены иногда более или менее интенсивно, например ортоклаз и минералы группы содалита; или отдельные члены ряда, для которого дается характеристика как темно окрашенного, оказываются окрашенными в черный цвет наподобие смолы, как например *ортит* или *меланит*; или наконец некоторые члены, главным образом групп слюд, роговых обманок или пироксенов, окрашены иногда в светлые цвета или даже бесцветны. Однако уже после небольшой практики эти затруднения оказывается возможным обходить.

1. Кварц. SiO_2 . Ромбоэдрический. Тв. 7. Уд. в. 2,65. Кристаллы сильно округленные и корродированные. Встречаются только в кварцевых порфирах в виде комбинации двух ромбоэдров (рис. 31), также иногда с узкой полоской из плоскостей призм.

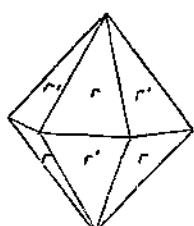


Рис. 31. Кристалл кварца.

Обычно образует неправильные зерна, иногда округлые. Спайность отсутствует; благодаря этому получается чистый раковистый излом, часто с заметным жирным блеском. Бесцветный до молочно-белого, особенно часто дымчато-серый, редко синеватый или красноватый. В тех породах, которые подверглись действию горообразующих сил, он белый и сахаровидный. Образует шестоватые „письменные“ прорастания с ортоклазом. Всегда свежий.

2. Группу полевых шпатов. Тв. 6. Совершенная спайность по базису и несколько менее совершенная спайность точно перпендикулярно или почти перпендикулярно ей по продольной плоскости. На поверхности первой спайности в свежих

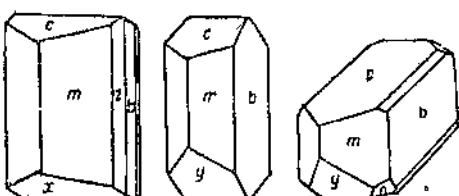


Рис. 32, 33, 34. Главные формы кристаллов полевого шпата.

полевых шпатах наблюдается призмация. Кристаллы удлинены то по вертикальной (рис. 32 и 33) то по про-

дольной оси (рис. 34); первые также часто таблитчатые. Двойники чрезвычайно широко распространены по поперечной плоскости (карлсбадские двойники).

а) **Ортоклаз** KAlSi_3O_8 . Моноклинный (тот же состав имеет и триклинный *микроклин*, макроскопически неотличимый от ортоклаза). Уд. в. 2,56. Ясные, часто крупные кристаллы в гранит-порфирах и в кварцевых порфирах; здесь они особенно часто образуют *карлсбадские двойники*; чаще в виде зерен и зернистых агрегатов. Редко свежий и водно-прозрачный (*адуляр* в центральном граните Альп) или с менее ясной спайностью и в то же время стекловидный (*санидин* в липарите и трахите), чаще мутный (ортоклаз в узком смысле слова), белый до желтоватого, часто мясокрасный, иногда ярко-мясо-красный, или бурый [редко черный], переходит в матовые белые агрегаты. Иногда выветривается в рыхлый снежно-белый *каолин*.

б) **Анортоклаз** (*натровый ортоклаз*). $(\text{Na}, \text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$. Триклинный. Уд. в. 2,56. Кристаллический габитус обычно такой, как он изображен на рис. 30, частью с более тупыми призмами, поэтому в разрезах кажется имеющим ромбические очертания (*ромбентпорфир*). Иногда обнаруживает яркий отлив в различных частях спектра. Встречается только в натровых² (щелочных) породах.

в) **Плагиоклазы**: *альбит*, $\text{Ab}_1 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. Уд. в. 2,61, *олигоклаз*, Ab_4An_1 ; *андезин*, Ab_2An_2 ; *лабрадор*, Ab_1An_1 ; *битовник*, Ab_1An_1 ; *анорит*, $\text{An} - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, уд. в. 2,75.

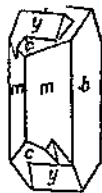


Рис. 35. Карлсбадский двойник,

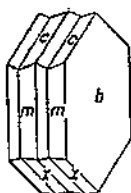


Рис. 36. Двойниковые пластинки альбитового двойника.

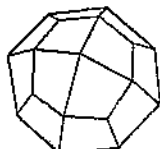


Рис. 37. Икоситетраedr.

Широко распространены, однако присутствие их макроскопически с трудом устанавливается главным образом по полиспитетической двойниковой штриховке на плоскости, поперечной к базис-

ной спайности, по альбитовому закону (рис. 36), что узнается по штриховатости на этой плоскости. Редко свежий; иногда стекловидные. [Некоторые порфиры юга Украины,

также Кавказиты — кайнотипные санидиновые граниты Кавказа.] Вследствие многочисленных включений желтовато-зеленые, иногда красноватые (в центральном граните Альп), чаще матовые и мутные, очень светло окрашенные в *габбро*; в некоторых типах *габбро* благодаря включениям бурые, иногда, в особенности в лабрадоритах, почти черные. Наконец иногда превращаются в плотные, частью мягкие, агрегаты с занозистым изломом, вязкие, белые или зеленоватые, состоящие из *соссорита*, причем в этом случае спайность почти совершенно исчезает. *Сравнительно редко плаггиоклаз переходит в каолин.*

3. Лейцит, KAlSi_2O_6 . Кубический. Тв. 5,5. Уд. в. 2,5. Кристаллы в виде трапецеэдра (рис. 37), белые часто довольно крупные, без спайности, поэтому обладают раковнистым изломом; наблюдается зонарное расположение темных включений. Характерны довольно правильные округло-восьмугольные сечения, которые хорошо видны даже в том случае, когда лейцит полностью разрушен. Распространение их ограничено небольшой группой лейцитовых пород, и, если исключить лейцитовые базальты, всегда образуют микроскопически малые кристаллы.

4. Нефелин, NaAlSiO_4 . Гексагональный. Тв. 6. Уд. в. 2,6. Образует сплюснутые призматические кристаллы (рис. 38), частью плотные, нередко довольно крупнозернистые участки, без спайности, поэтому с чисто раковнистым изломом. Когда нефелин в большей или меньшей степени выветрился, сделался несколько мутным и зеленоватым или желтоватым, он приобретает довольно сильный жирный блеск (*элеолит*). В свежем состоянии совершенно бесцветен, как кварц, с которым он очень сходен, от которого отличается меньшей твердостью и габитусом. Присутствует почти исключительно в нефелиновых спенидах. В тех случаях, когда он присутствует в виде микроскопически малых кристалликов, присутствие его узнается по жирному блеску всей породы, например в *фонолитах*. Иногда при разрушении преобразуется в матовые мягкие зеленоватые агрегаты так называемого *либнерита*.

5. Группа содалита. Содалит, $3\text{NaAlSiO}_4 + \text{NaCl}$; *нозеан*, $3\text{NaAlSiO}_4 + \text{Na}_2\text{SO}_4$; *гаюин*, $3\text{NaAlSiO}_4 +$

($\text{Ca}, \text{Na}_2\text{SO}_4$). Кубические. Тв. 5,5. Уд. в. 2,3 — 2,5. Образует додекаэдрические кристаллы (рис. 38), часто сильно округленные и корродированные, изометрические, по большей части с шестиугольными поперечными разрезами, или в виде плотных агрегатов из зерен неправильной формы с очень неясной спайностью. Там, где они бесцветны, их почти невозможно распознать; если они мутные, беловатые или желтоватые, их можно узнать только по форме кристаллов. Характерно то, что они иногда обладают голубым или синим цветом, иногда светло-голубо-синим цветом. Встречаются исключительно в щелочных (натровых) породах.

6. Карбонаты. Породообразующими являются только ромбоэдрические карбонаты, которые все характеризуются весьма совершенной спайностью по ромбоэдру (рис. 40).

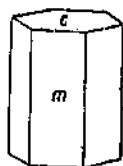


Рис. 38. Гексагональная призма нефелина.

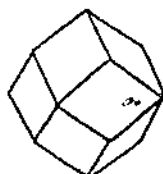


Рис. 39. Додекаэдр, граната, новасана.

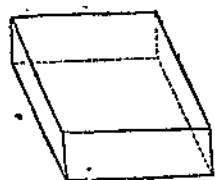


Рис. 40. Спайный ромбоэдр кальцита.

а) *Кальцит* (известковый шпат) CaCO_3 . Тв. 3. Уд. в. 2,72. Со слабым раствором соляной кислоты бурно вскипает. Кристаллы встречаются только в трещинах горных пород. Чрезвычайно распространенная составная часть осадочных пород, и в первую очередь известняков, обычно в виде макроскопически плотных пород, легко опознаваемых при действии соляной кислоты. В жилах часто образует зернистые агрегаты. Ясно кристаллический крупнозернистый до мелкозернистого известняк носит название *мрамора*; крайне разнообразно окрашен в белые, серые, черные, синевато-серые, также красные и иные цвета. Узнается по мелким зернам кальцита с характерной для них спайностью. Эти мраморы обычно образуются из плотных известняков благодаря процессу контактного метаморфизма.

б) *Доломит*, $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$. Тв. 4. Уд. в. 2,95. Со слабой соляной кислотой и на холоду не вскипает. Кристаллы редки, кроме тех мест, где доломит присутствует в трещинах. Образует обычно мелкозернистые, легко распознаваемые в лупу, тонкокристаллические агрегаты, в присутствии железа ржавые, обычно светложелтые или сероватые, в большинстве случаев пористые. В других случаях он крупнокристаллический, снежно-белый, легко выветривающийся в белый или желтоватый порошок, состоящий из мелких ромбоэдров. Доломиты, содержащие кальцит, при смачивании соляной кислотой сперва вскипают, но затем реакция быстро прекращается.

в) *Магнезит*, MgCO_3 . Тв. 5. Уд. в. 3,0. Крупные по большей части содержащие железо ромбоэдры магнезита иногда встречаются в серпентине или в тальке. Остальные места нахождения его носят чисто местный характер. Плотные крупнозернистые породы, состоящие главным образом из плоских ромбоэдров, встречаются в контактах между известняками и гранитом или же образуют белые, совершенно плотные с фарфоровым глянцем жилы в перидотитах и серпентинах. Обе разновидности имеют крупное промышленное значение.

г) *Железный шпат* (сидерит), FeCO_3 . Тв. 4,5. Уд. в. 3,9. Плотный, иногда черный благодаря присутствию углистого вещества; образует слоистые прослои (*углистый железняк*), опознаваемые по их сравнительно большому удельному весу. Средне- и крупнокристаллические агрегаты сидерита, окрашенные в желтоватый цвет, с поверхности переходят в бурый железняк; они встречаются частью в жилах, частью в крупных массах, нередко как контактная фация известняка вблизи гранитов.

7. *Ангидрит*, CaSO_4 , ромбический. Тв. 3. Уд. в. 2,9. Когда он плотный, он очень сходен с известняком, но значительно тяжелее его. С соляной кислотой не вскипает. Когда ангидрит тонкокристаллический, его легко смешать с доломитом, от которого он отличается меньшей твердостью. Если ангидрит кристаллический, он бесцветный, красноватый, фиолетовый, небесно-синий; выполняет как новообразование трещины в местах раз-

вития соляных отложений. Отличается тремя системами трещин спайности, идущими по трем взаимно перпендикулярным направлениям, причем по двум направлениям спайность более совершенная, чем по третьему; на плоскостях этих двух направлений наблюдается призматизация.

8. Гипс, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Тв. 2. Уд. в. 2,3. Там, где гипс преобладает, он легко царапается ногтем. Плотные до землистых агрегаты его по большей части белые или светлосерые; встречаются вместе с ангидридом и каменной солью в виде крупных масс или пластов и в виде новообразований среди соляных отложений по трещинам, образуя ясные до крупнозернистых агрегаты желтого, красного, белого цвета; зернистые, реже волокнистые.

9. Каменная соль, NaCl . Кубическая. Тв. 2. Уд. в. 2,1.

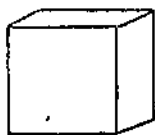


Рис. 41. Куб каменной соли.

Встречается по большей части в виде кристаллических агрегатов, бесцветных, красноватых, синих, также серых; наблюдается весьма совершенная спайность по кубу (рис. 41). Чистые массы ее иногда гигантско-зернистые, в случае загрязнения глиной—плотные, по трещинам иногда также волокнистые. Легко узнается по вкусу.

[10. Сильвин, KCl . Кубический. Тв. 2. Уд. в. 1,98. Образуется зернистые агрегаты, очень сходные с каменной солью, бесцветные или красноватые, резко отличающиеся по вкусу. Обладает реакцией неприятным вяжущим вкусом. Встречается в месторождениях, где он залегает в верхней части слоев каменной соли, среди калийных солей, например в районе Солікамска.

11. Калийно-магнезиальные соли. Наряду с сильвинном могут встречаться и другие калийно-магнезиальные соли, как карналлит $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, кизерит $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и др., образующие белые, чаще красноватые различных оттенков агрегаты, по большей части мелко и средне-зернистые. Образуют либо самостоятельные агрегаты, либо примешаны к каменной соли, придавая ей неприятный вкус, частью, в случае примеси магнезиальных солей, горький вкус. Встречаются там же, где и сильвин, имеют крупное промышленное значение. Узнаются по красноватой окраске и по вкусу.]

12. Тальк, $\text{H}_2\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$. Моноклинный. Тв. 1. Уд. в. 2,7. Тонкочешуйчатые до плотных агрегаты зеленовато-белого до желтоватого цвета, очень *жирные* на-ощупь, более крупночешуйчатые в трещинах в виде новообразований; в таком случае в них видна в высокой степени совершенная спайность и светлоселеная окраска. Тальковые породы всегда представляют собой аномальные образования термального характера в контакте с гранитом или серпентином. Как составная часть нормальных пород тальк неизвестен. Указание на то, что он присутствует в граните, гнейсе, филлите и т. д. основано на том, что его смешивают с *серпидитом*, с которым тальк чрезвычайно сходен; на-ощупь серпидит менее жирен, чем тальк.

Серпидит, мусковит—см. группу слюд.

13. Каолинит, $\text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_9$. Моноклинный. Тв. 2,5. Уд. в. 2,5. Он встречается почти исключительно в виде землистых агрегатов снежно-белого, желтоватого или красноватого цвета в качестве продукта выветривания полевошпатовых горных пород; образования его носят чисто местный характер. Встречается также и во вторичном залегании в виде горной породы, каолина или же входит в состав каолиновых и иных песчаников, также в состав глин. В литературе к каолину относят часто все белые землистые продукты выветривания полевых шпатов. Отличить их от каолина возможно только при помощи микроскопа или же химическими методами.

14. Силлиманит, Al_2SiO_5 . Ромбический. Тв. 6,5. Уд. в. 3,24. Макроскопически почти исключительно в виде волокнистых агрегатов, обычно тонковолокнистых, частью плотных, светло окрашенных, по большей части с шелковистым блеском. В контактных породах и в гнейсах и сланцах. Характерными для него являются большой удельный вес, большая твердость и вязкость.

15. Волластонит, CaSiO_3 . Моноклинный. Тв. 5. Уд. в. 2,85. Параллельно-листоватый. Хорошая спайность идет по нескольким направлениям. Образует обычно зернистые агрегаты белого цвета в известняках.

Тремолит—см. группу амфиболов.

Дипсид—см. группу пироксенов.

16. Дистен (кианит), Al_2SiO_5 . Триклинный. Тв. параллельно спайности 4, перпендикулярно ей—7. Уд. в.

3,8. Образует крупные легко расщепляющиеся по спайности индивидуумы, по большей части синей различных оттенков и интенсивности окраски (кшанит), и тогда его легко распознавать (в гранитах, гранулитах). [В большом количестве присутствует на Урале в районе Борисовского и Михайловского месторождений, в Карелии и др. Имеет большое практическое значение как

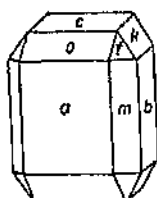
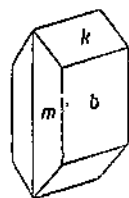


Рис. 42, 43. Обычные формы кристаллов оливина.

особенно высокоогнеупорный материал.] Образует также снеповидные агрегаты, почти совершенно черные благодаря примеси графита, выступающие на плоскостях сланцеватости центральноальпийских снеповидных сланцев.

17. Кордиерит, $Mg_2Al_2Si_5O_{15}$. Ромбический. Тв. 7. Уд. в. 2,85.

В гранитных интрузивных жилах образует округлые, как бы гексагональные кристаллы, частью свежие и тогда фиолетовые, частью матовые, зеленые, светлорусые, преобразованные в слюдяные агрегаты (*мшнит*). В роговиках частью образует узелки, чаще мелкозернистые агрегаты, которые в связи с тем, что их твердость и удельный вес не отличаются от кварца, а также отсутствует спайность, неотличимы от кварца. [Иногда наблюдается фиолетовая окраска этого минерала; в некоторых случаях также и кварц обладает фиолетовой окраской; в результате этого кордиерит очень часто смешивают с кварцем и пропускают его.]

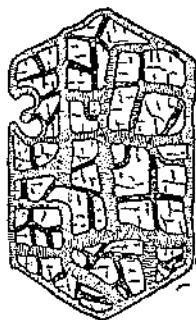


Рис. 44. Оливин. Начало серпентинизации и преобразования его в хризотил. Пегельчатая (сетчатая) структура.

18. Оливин, $(Mg, Fe)_2SiO_4$. Ромбический. Тв. 7. Уд. в. 3,5. В основных изверженных породах, главным образом в базальтах. Обладает сильным блеском. Образует короткостолбчатые индивидуумы и таблитчатые вкрапленники (рис. 42 и 43); по большей части он желтовато-зеленый или буто-зелено-зеленый, реже, благодаря окислению, бурокрасный, при частичном переходе в серпентин—зеле-

новато-черный. Образует в тех же породах также плотные или зернистые агрегаты в виде оливиновой породы. Спайность по большей части незаметна, поэтому наблюдается раковнистый излом. Далее присутствует как существенная составная часть в перидотитах и пироксенитах, в ряде габбровых пород. Входя в состав перидотитов, сообщает им большой удельный вес, при светлозеленой окраске, если он совершенно свеж. Обычно преобразуется в *серпентин*, причем уже простым глазом прекрасно видна характерная сетчатая структура (рис. 44). Следует обратить внимание на уменьшение удельного веса его по мере увеличения степени выветривания оливина и преобразования его в серпентин.

19. Серпентин, $H_2(Mg, Fe)_3Si_2O_9$. Ромбический. Тв. 3. Уд. в. 2,6. Когда входит в состав горных пород, он всегда плотный, зеленый, желтовато-зеленый, черновато-зеленый, иногда с пятнами бурого и красного цвета; редко светложелтый и полупрозрачный. Часто пересекается тонкими прожилками из волокнистого серпентина (*хризотила*), волокна которого располагаются перпендикулярно прожилкам. Особенно характерен для него тонкозанозистый излом, который особенно хорошо обнаруживается, если подышать на поверхность свежего излома. Всегда представляет собой продукт преобразования оливина, причем в серпентине нередко по твердости можно обнаружить остатки последнего. Реже получается из пироксенов.

20. Хлорит, $H_2(Mg, Fe)_2Al_2SiO_7$. Тв. 2,5. Уд. в. 2,7. Всегда зеленый. Редко ясно кристаллический и тогда тонкочешуйчатый, с весьма совершенной спайностью. По большей части довольно плотный, особенно часто образует зеленый пигмент видоизмененных основных изверженных пород, так называемых зеленокаменных пород и зеленых сланцев.

Лучистый камень, уралит—см. группу амфиболов.

21. Группа эпидота. Тв. 7. Уд. в. 3,3. Обычно шестоватые образования. Спайность параллельная шестоватости.

а) Цоизит, $HCa_2Al_3Si_3O_{12}$. Ромбический. Клиноцоизит моноклинный. Макроскопически неотличимы друг от друга. Образуют спутанные агрегаты большей частью

серовато-зеленого цвета, редко в виде различных простым глазом шестоватых светозеленоватых или красноватых кристаллов. Особенно часто встречается в виде тонкозернистых плотных бесструктурных агрегатов с примесью альбитовых зернышек (*согсорит*—см. плагиоклазы).

б) Содержащий окислы железа *эпидот*, $\text{HCa}_2(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$. Моноклинный. Чаще распознается простым глазом, чем предыдущие два представителя группы. Обычно желтый и фиолетово-зеленый различных оттенков, вплоть до темнозеленого. Кристаллы обычной формы, изображенной на рис. 45. Особенно часто встречаются в зернистых известняках и в трещинах горных пород, содержащих эпидот. Чаще распределен в виде микроскопически малых зерен, образуя в таком случае *желтый и желтовато-(фиолетово-)зеленый пигмент* кристаллических пород.

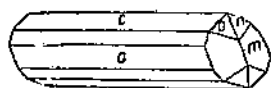


Рис 45. Обычная форма кристаллов эпидота.

Широко распространен как продукт преобразования основных силикатов.

в) *Пиемонтит* (марганцовый эпидот). Макроскопически опознается только как *темнокрасный пигмент* кристаллических пород. Окрашивает породы так же, как железный блеск.

г) *Ортит* с содержанием небольшого количества редких земель (Ce). Образует среди глубинных изверженных пород отдельные кристаллы черного цвета со смоляным блеском, иногда преобразованные в красноватые зерна.



Рис. 46. Икоситетраэдр с додекаэдром граната.

22. Группа граната, $\text{R}_3(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$. Кубические. Тв. $7\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,5—4,5. Когда кристаллизуется, образует додекаэдры (рис. 39) или комбинацию его с трапезоэдром (рис. 46). Чаще без видимой спайности, по большей части очень ломкий и хрупкий, трещиноватый.

а) *Альмандин*, $\text{R}_3\text{—Fe}$. Наиболее частый представитель группы, яркочерный до желто-красного. Входит в состав силикатных пород. Часто различим простым глазом. Образует по большей части крупные кристаллы

или округлые зерна, богатые включениями, в первую очередь кварца.

б) *Широн*, $R=^{II}Mg$. Кроваво-красные до черных зерна, встречающиеся только в оливиновых породах или в серпентине, часто окруженные оболочкой из радиально-волокнистого келифита, окрашенного в серовато-зеленый цвет.

в) *Известковые гранаты*, или *гроссуляры*, $R=^{II}Ca$. Светложелтый, зеленоватый, буроватый, красноватый гроссуляр; те же цвета, но более интенсивные, — *гессонит*, *аллохроит*; образуют часто крупные хорошие кристаллы в кристаллических известняках. Когда кальцит отсутствует, образуют зернистые массы различной крупности зерна, частью уменьшающиеся до того, что получается как бы соскочитовый агрегат. Особенно часто присутствует в известково-силикатных породах. Титан-содержащий гранат, *меланит*, образует по большей части хорошие кристаллы, черные со смоляным блеском в изломе; присутствует в натровых (щелочных) изверженных породах.

23. *Везувиан*. Сложный кальциевый алюмосиликат. Квадратный. Тв. 6,5. Уд. в. 3,5. Распространение его такое же, как и известкового граната, но встречается реже его; образует по большей части бурые до светло-зеленого цвета короткостолбчатые кристаллы в зернистых известняках. Входит в состав также и *соскочита*.

24. *Андалузит*, Al_2SiO_5 . Ромбический. Тв. 7,5. Уд. в. 3,2. Встречается почти исключительно в контактных породах, особенно крупные кристаллы его — в пегматитах. Редко встречается в виде призматических кристаллов с почти квадратным поперечным сечением, светло-красных до буро-красных, со слабо заметной спайностью, когда он еще свежий. Чаще образует желтые мягкие

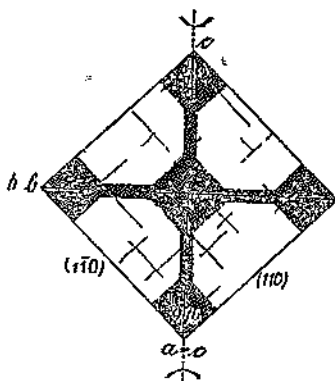


Рис. 47. Хяностлит.

агрегаты, которые обнаруживают характерную черную фигуру в виде черного креста (рис. 47), — *хиастилит*. Чаше формы его неправильные, как например в тех узелках, которые образуются из него в так называемых узловатых *сланцах*, в контактах глинистых сланцев с гранитами, или входит в виде зернистых агрегатов в состав роговиков. [Иногда встречается в кварцитах в виде мелких и более крупных (до 3—5 мм длины) кристалликов (Семиз-Бугу, Казакстан).]

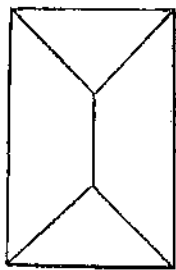


Рис. 48. Кристалл титанита в виде конверта.

Когда роговики особенно богаты андалузитом, они приобретают очень характерную буровато-красную окраску.

25. Титанит, $\text{Ca}(\text{Si,Ti})_2\text{O}_6$. Моноклинный. Тв. 6. Уд в. 3,5. Встречается в виде отдельных хорошо образованных кристаллов в сиенитах и родственных им породах; окрашен обычно в темнокоричневый и красно-коричневый цвет, с алмазным блеском, причем кристаллы имеют форму конвертов (рис. 48). В нефелиновых сиенитах, фонолитах, зеленых сланцах и др. он светложелтый, также с алмазным блеском (*сфен*).

26. Ставролит, $\text{HFe}_2\text{Al}_3\text{Si}_2\text{O}_{13}$. Ромбический. Тв. 7,5. Уд. в. 3,6. Там, где он виден простым глазом, он образует плоскопризматические кристаллы, окрашенные в темно-коричневый цвет, с двойниками, перекрещенными под углом 90 или 60°, в слюдяных сланцах, сравнительно редко в виде ясно выступающих узлов.

27. Шпинель, $(\text{Mg,Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$. Кубическая. Тв. 8. Уд. в. 3,6. Узнать можно только тогда, когда она образует ясно видимые октаэдры (рис. 49). Красноватая, зеленоватая или темнофиолетовая, в зернистом известняке. От сходного периклаза (MgO) отличается отсутствием спайности. Последний минерал присутствует в тех же горных породах в виде зеленоватых октаэдров, которые обладают совершенной спайностью по кубу.

Хромицитель — *никотит* и *хромит* (*хромистый железняк*) — в буро-черных зернах и октаэдрах с жирным блеском; встречается исключительно в оливковых породах и в серпентинах.

28. Плавиковый шпат (флюорит), CaF_2 . Кубический.

Тв. 4. Уд. в. 3,2. Плотные агрегаты, зерна с весьма совершенной спайностью по октаэдру, которые встречаются в гранитах [в виде водянoproзрачных крупных кристаллов в пустотах известняка в районе Куликоллона (Зеравшанский хребет в Таджикистане). Чаще всего встречается в виде зернистых агрегатов, vyplняющих трещины в гранитах и других породах. (Забайкалье, Такобское месторождение в Таджикистане и др.)]. Встречается часто в нефелиновых сиенитах и близких к ним породах (Хибинь, Украинна и др.). Узнается по прозрачности, спайности по октаэдру, окраске—бесцветной, зеленоватой, фиолетовой различной интенсивности, иногда желтоватой, также по малой сравнительно твердости (проба перочинным ножом).

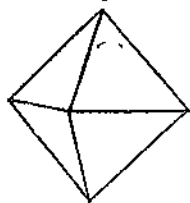


Рис. 49. Октаэдр магнетита.

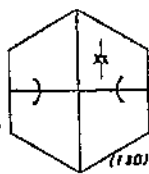


Рис. 50. Слюда I рода.

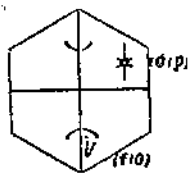


Рис. 51. Слюда II рода.

29. Хлоритоид. Основной содержащий глинозем алюмосиликат. Тв. 5—6. Уд. в. около 3,2. Обладает спайностью, близкой к той, которая наблюдается в слюде: обычно образует округлые черно-зеленые узелки. От слюд отличается твердостью и хрупкостью, поэтому носит название также *хрупкой слюды*.

30. Группа слюд. Калийные, магниевые, железистые, литиевые алюмосиликаты, моноклинные, почти гексагональные. Чрезвычайно совершенная спайность по базису. Тв. 3. Уд. в. 2,8—3,2. По фигуре удара различают слюды I и II рода (рис. 50 и 51).

а) *Калиевая слюда (мусковит)*. Бесцветная, только в пегматитах в виде ясных кристаллов, обычно в виде серебристо-белых листочков и чешуек, главным образом в граните, гнейсе и слюдяном сланце. В виде очень тонких блестящих чешуйчатых агрегатов, как *серпикит*, который часто неправильно называется *тальком*, так-

же в виде новообразований в трещинах горных пород, в *серпичитовых сланцах* и др. Особенно тонкие чешуйки обуславливают мерцающий характер поверхности *фиолитов и блестящих сланцев*.

б) *Магнезиальная слюда (флогопит)*. Очень сходна с мусковитом, но встречается в зернистых известняках, по большей части светложелтая до красновато-бурого.

в) *Магнезиально-железистая слюда (биотит)* темно-бронзового и темнокоричневого цвета до черно-бурого. Сравнительно хорошо ограниченные шестигульные таблочки в граните, также иногда в интэкцированных жилах. При разрушении приобретает зеленую окраску и становится матовым [или же приобретает золотистый отблеск].

[*Вермикулит*. Представляет собой своеобразную гидратизированную, магнезиально-железистую слюду, отличающуюся буроватым цветом, переходящим в нежножелтый с сильным сходным с металлическим блеском. Отличается большой мягкостью, отсутствием упругости, гибкостью. Характерным является то, что уже при нагревании до 100° вермикулит легко расслаивается в огне спички, теряя воду, распухает, и из плоских кристаллов получают червевидные распухшие формы. Если 1 м^3 его в кристаллах, взятых из породы, обладает весом 2 600—2 700 кг, то после прокалки 1 м^3 расслоенного вермикулита обладает весом всего 60 кг, т. е. раза в четыре легче пробки. Месторождения его известны на Урале в северной части Висневых гор на северном склоне г. Каравай, в северном конце оз. Сонгуль, где агрегаты от мелкочешуйчатых до крупнолистоватых кристаллов до 0,5 м в поперечнике образуют своеобразные жилы в содержащих следы никеля и пропитанных халцедоном серпентинах.]

г) *Литиевая слюда*. Отличается от описанных выше разновидностей только на основании химического анализа. Сопровождает оловянные руды.

31. *Группа пироксена*. Тв. 5,5. Уд. в. 3,1—3,5. Ясная опайность по призме с углом, близким к 90° (87°).

а) *Ромбические пироксены*, $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$. Почти исключительно в изверженных горных породах. В основных изверженных глубинных породах в виде—

крупнозернистых агрегатов светлосероватого цвета — *экстатит* и *бронзит*, или черно-бурого — *гиперстен*. Особенно часто с металлическим отблеском и весьма совершенной отдельностью по поперечной плоскости. По внешнему виду полностью соответствует моноклинному диаллагу. В порфировых породах по большей части мелкие черно-бурые кристаллы; по внешнему виду неотличим от обыкновенного авгита.

в) *Моноклинный пироксен*. Ряд $(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{Fe}) \text{SiO}_3$ — *Диопсид* или *диаллаг* до обыкновенного *авгита* — $(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{Fe}) (\text{Al}, \text{Fe})_2 \text{SiO}_6$; от этого последнего до *эгирина-авгита* и *эгирина* $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$. *Диопсид* — типичный контактный минерал, почти бесцветный, от светлосеро-зеленого до интенсивно зеленого (*геденбергит*) в зернистых известково-силикатных породах. *Диаллаг*, по внешнему виду

сходный с *бронзитом*, встречается в основных глубинных породах. *Обыкновенный авгит*, по большей части чернобурый, является наиболее распространенным темным минералом основных изверженных пород; широко распространен также среди средних и кислых пород. В порфировых породах видны отчетливые кристаллы коротко призматические (рис. 52), также таблитчатые по поперечной плоскости (рис. 53) кристаллы. От роговой обманки отличается короткопризматическим габитусом и в особенности несколько менее ясной спайностью. В зернистых породах редко наблюдаются кристаллические очертания. В диабазх неправильные зерна авгитов образуют агрегат, связующий кристаллы плагноклазов.

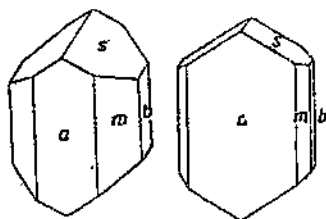


Рис. 52, 53. Обычные комбинации авгита.

Легко преобразуется в волокнистую зеленую роговую обманку, часто с сохранением формы пироксена (*уралит*), и в особенности в зеленые агрегаты из хлорита. Как уралит, так и хлорит образуют так называемые *эгириниты* (зеленокаменные породы). Из числа пироксенов *эгирина* и *эгирина-авгит* отличаются своими удлиненно-призматическими очертаниями. Встречаются исключительно в натровых (щелочных) породах.

32. Группа амфиболов. Ряд от $(\text{Mg, Ca, Fe})\text{SiO}_3$ тремолит или лучистый камень (актинолит) — до обыкновенной зеленой, бурой и буро-черной базальтической роговой обманки $(\text{Mg, Ca, Fe}) (\text{Al, Fe})_2 \text{SiO}_6$ и далее до глаукофана $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$, арфведсонита и рибекита $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$; все они моноклинные. Ромбический амфибол — антофиллит, $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$. Тв. 5,5. Уд. в. 3,4. Весьма совершенная спайность по призме с углом 124° . Обычно роговые обманки отличаются от пироксенов, за исключением содержащих натрий разновидностей, удлиненно-призматическими очертаниями. Кристаллы, особенно хорошо образованные, встречаются у базальтической роговой обманки (рис. 54).



Рис. 54.
Обычная
форма кри-
сталлов ро-
говой об-
манки.

Тремолит — бесцветный, белый, встречается в виде тонких игол, также сноповидных агрегатов в контактных известняках, в виде более крупных столбчатых спутанных, частью радиально-лучистых агрегатов в серпентине, однако не таких спутанно-волокнистых и вязких агрегатов, как это наблюдается в случае силлиманита. Лучистый камень (актинолит) — светлозеленый до интенсивно зеленого цвета, главным образом среди серпентинов и тальковых пород. Зеленая роговая обманка в виде компактных черно-зеленых зерен распространена среди средних изверженных пород, редко в виде кристаллов; образует радиально-лучистые агрегаты в гнейсах, зеленых сланцах и других породах, образовавшихся из основных изверженных пород, зеленый пигмент которых состоит главным образом из тонко распыленных уралита и хлорита. В контактных сланцах встречается часто в виде сноповидных агрегатов, видимых на поверхностях сланцеватости. В основных изверженных породах замещается бурой роговой обманкой, буровато-черный оттенок которой проявляется уже макроскопически. Базальтическая роговая обманка — черная, с особенно сильным блеском на плоскостях спайности. Встречается во всевозможных изверженных породах, образует округлые кристаллы, часто в значительной степени корродированные. Глаукофан — синевато-черный; встречается в виде зерен и волок-

лптейных, зеленых сланцах и других породах, образовавшихся из основных изверженных пород, зеленый пигмент которых состоит главным образом из тонко распыленных уралита и хлорита. В контактных сланцах встречается часто в виде сноповидных агрегатов, видимых на поверхностях сланцеватости. В основных изверженных породах замещается бурой роговой обманкой, буровато-черный оттенок которой проявляется уже макроскопически. Базальтическая роговая обманка — черная, с особенно сильным блеском на плоскостях спайности. Встречается во всевозможных изверженных породах, образует округлые кристаллы, часто в значительной степени корродированные. Глаукофан — синевато-черный; встречается в виде зерен и волок-

нистых агрегатов в аялогитах и родственных им породах. *Рибекит* и *арфведсонит* — черные, простым глазом неотличимые от других роговых обманок; кристаллы их присутствуют в кислых щелочных (натровых) породах.

[*Ромбический антофиллит* образует удлиненные и шестоватые бледнокоричневатые и сероватые кристаллы, переходящие местами в тонкие волокнистые асбестовидные агрегаты. Приурочен к области развития серпентинов, выступает в довольно крупных массах в районе Сысерти, южнее Свердловска, также в ряде других мест Урала. Асбестовидные агрегаты его (рогово-обманковый асбест) чрезвычайно высоко ценятся как кислотоупорный материал — кислотоупорный асбест.]

33. Турмалин. Ряд сложных борсодержащих алюмосиликатов, из которых имеют значение как составная часть горных пород только содержащие титан, чисто черные, по большей части со *смоляным блеском, шерш.* Ромбоэдрически гемиморфный (рис. 55 и 56).

Образует часто очень крупные кристаллы в пегматитах. Мелкие индивидуумы — в сравнительно редких турмалиновых гранитах, чаще всего в виде радиальнолучистых агрегатов, срастающихся с кварцем, называемых

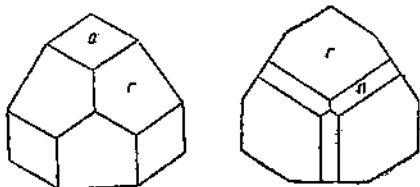


Рис. 55, 56. Обычные комбинации кристаллов турмалина.

турмалиновыми солцями, в граните и др. В разнообразных контактах наблюдается присутствие турмалиновых кристалликов в виде черных пгм, отличающихся от роговой обманки отсутствием спайности, также тригональными поперечными разрезами; обычно они видны только под микроскопом.

Меланит — см. группу гранатов.

Ортит — см. группу эпидота.

34. Рутил. TiO_2 . Квадратный. Тв. 6,5. Уд. в. 4,25. Как составная часть горных пород макроскопически обнаруживается только в редких случаях. Образует черновато-красные, с сильным алмазным блеском, призматические, с хорошей спайностью зерна и кристал-

линей, особенно часто в виде колеччатых двойников (рис. 57) в эфолгитах и амфиболитах. По большей части обнаруживается только под микроскопом.

Хромистый железняк (хромит) — см. группу шпинели.

35. Магнетит (магнитный железняк), Fe_3O_4 . Кубический. Тв. 6. Уд. в. 5,2. Простые октаэды (рис. 49), часто сильно деформированные (рис. 58) или двойники по шпинелевому закону (рис. 59). По большей части образует плотные агрегаты. Магнетит — черный, с металлическим блеском, с раковинным изломом. Действует на магнитную стрелку. Особенно часто входит в состав основных изверженных пород, сопровождается раз-

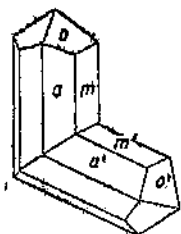


Рис. 57. Двойник рутила.



Рис. 58. Деформированный октаэдр.

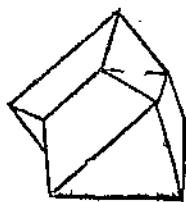


Рис. 59. Двойник шпинели.

нообразными силикатами, когда образует пятнистые скопления в зернистых известняках. Важная железная руда.

36. Титанистый железняк (ильменит), $(\text{Fe,Ti})_2\text{O}_3$. Гексагональный. Тв. 5,5. Уд. в. 5,0. Макроскопически видны по большей части только плотные массы его, местами с металлическим блеском, которые по внешнему виду почти неотличимы от магнетита, как и содержащий магнетит *титаномагнетит*. Встречается в основных изверженных породах [и продуктах выветривания их, как например в каолинах].

37. Железный блеск (красный железняк, гематит), Fe_2O_3 . Тв. 6,5. Уд. в. 5,25. Красная черта. Когда компактный, в виде блестящих зерен, он неотличим от двух предыдущих минералов. Кристаллы обычно таблитчатые (рис. 60) и в таком случае обладают особенно сильным металлическим блеском: черные; пере-

хоят в слюдовидный агрегат. В тонко распыленном состоянии часто образует красный или буровато-красный пигмент ряда горных пород. Плотные массы его представляют важную жедезную руду. Встречается среди изверженных пород, входит в состав железистых сланцев.

38. Графит, С. Гексаональный. Тв. 1. Уд. в. 2,3. Черные с металлическим доважно сильным блеском чешуйчатые слюдовитные с совершенной спайностью агрегаты; еще чаще в виде плотных масс с серо-черной блестящей чертой. От других сходных минералов отличается очень большой мягкостью, красящей способностью (маркостью), там, где он присутствует в значительном количестве, характеризуется легкой проводимостью тепла а потому кажется холодным на ошупь. В очень тонко распыленном состоянии — обычный красящий черный пигмент кристаллических пород; в таком виде однако неотличим от угля.



Рис. 60. Кристалл железного блеска.

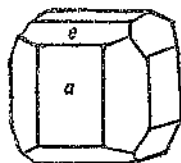


Рис. 61, 62. Формы кристаллов пирита.

39. Магнитный колчедан (пирротин), Fe_2S_3 . Гексаональный Тв. 4,0. Уд. в. 4,6. Плотные окрашенные в бронзовый цвет агрегаты, иногда с заметной спайностью, с бурой побелалостью; легко растворяется в серной кислоте; выветривается в железный купорос. Встречается в основных изверженных породах, в гнейсах в контакте их с основными породами, также и в других контактах, часто с никелем.

40. Пирит (серный колчедан, железный колчедан), FeS . Кубический. Тв. 6,5 Уд. в. 5,0. Пентагондодекаэдри и кубы, иногда в комбинации друг с другом (рис. 61 и 62), также плотными зернистыми агрегатами. Шпейзовожелтый, с сильным металлическим блеском, без спайности. С поверхности очень часто в большей или меньшей степени переходит в бурый железняк. Присутствует во всевозможных незначительных горных породах.

А. ИЗВЕРЖЕННЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Все изверженные горные породы представляют собой *силикатные породы*, главными составными частями которых, присутствующими в значительном количестве, являются *силикаты*. Существует ряд закономерностей в химическом составе этих пород, которые выступают совершенно отчетливо также и в их минералогическом составе. Это обстоятельство и ложится в основу *силико-минералогических классификаций*, одна из которых приведена в табл. 1, стр. 73.

Если мы будем исходить от наиболее распространенной изверженной породы и в то же время особенно хорошо известной — от *гранита*, мы вполне отчетливо увидим, что по мере уменьшения содержания кремниевой кислоты уменьшается содержание калия, в то время как содержание кальция, магния и железа увеличивается. В отношении минералогического состава это проявляется особенно отчетливо: богатые кварцем всегда очень бедные плагиоклазом и темной слюдой *дву-слоенные граниты* по мере уменьшения содержания в них кварца очень быстро теряют содержание мусковита и переходят в более богатый плагиоклазом и темными минералами *биотитовый гранит*. При дальнейшем уменьшении содержания кварца происходит дальнейшее увеличение содержания основных составных частей: бедные кварцем граниты поэтому *более темно окрашены*, чем более богатые кварцем. Если мы сугубо схематически представим себе относительное содержание темных составных частей в отдельных типах горных пород, мы это сможем изобразить следующим образом:

Гранит	Сленит	Диорит	Габбро	Трап
6—10%	15%	25%	35—40%	Более 40%

Эти цифры характеризуют содержание темных составных частей в отношении всей породы.

Изверженные полевошпатовые горные породы

Чисто стекловатые разновидности, такие как *исеимейи* и *обсидиан*, чаще всего соответствуют *литинину* и соответственно *бацину*, нередко встречаются также и среди основных изверженных пород. Стекло, как составная часть горных пород, встречается среди *поурановых* пород, пока они находятся в свежем состоянии, также среди траппов.

Соответствующие тем же типам глубинных горных пород излившиеся породы в среднем более бедны темными составными частями, которые в *липаритах* не играют почти никакой роли, в *трихитах* присутствие их ясно видно, в *андезитах* среди вкрапленников они все более и более приравняются в количественном отношении к полевым шпатам, затем играют преобладающую роль; в *мелафирах* вкрапленники состоят почти исключительно из темных составных частей.

Горные породы, содержащие, как одну из самых существенных составных частей — *ортоклаз*, связаны постепенными переходами с *плагноклазовыми* породами, как это обычно характерно для изверженных пород, между которыми ни по составу, ни по структуре не существует никаких резких переходов от одного типа к другому.

Наглядную картину изменения химического состава горных пород вместе с минералогическим составом дает сопоставление средних анализов главных составных частей, входящих в состав характеризуемых горных пород (табл. 2).

Таблица 2

Название минералов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
	В п р о ц е н т а х							
Кварц	100,0	—	—	—	—	—	—	—
Калиевый полевой шпат	64,5	18,5	—	—	—	—	17	—
Натровый полевой шпат	68,5	19,5	—	—	—	—	—	13
Кальциевый полевой шпат	43,0	27,0	—	—	—	20,0	—	—
Основной минерал	50,0	7,0	5	11	16	17,0	—	—
Оливин	41,0	—	—	11	48	—	—	—

Характерно уменьшение общего содержания кремнекислоты от содержащих кварц гранитов до свободного от кварца сиенита, от последнего к плагноклазовым породам, в последних уже одно то обстоятельство, что одновременно присутствуют как аюргит, так и натровый полевой шпат, вызывает уменьшение содержания кремнекислоты сравнительно с одним только ортоклазом; одновременно увеличивается значение

основных минералов наряду с рудными минералами; наконец появляется оливин; все это особенно бросается в глаза.

Вместе с тем шаг за шагом идет уменьшение содержания калия, натрия, также и кальция, параллельно с чем возрастает содержание железа и магния все в большей степени; в то же время идет увеличение содержания в плагиоклазе кальциевого полевого шпата (анортита); несмотря на общее уменьшение содержания полевого шпата, благодаря этому увеличивается содержание в породе окиси алюминия или она остается почти на одинаковой высоте; количество этой составной части уменьшается только в основных породах, в которых полевой шпат начинает постепенно уступать место минералам с малым содержанием глинозема или без него, таким, как пироксен или оливин. Чисто схематически округленные числа, приведенные выше, основываются на тех химических закономерностях, которые будут рассмотрены при изучении отдельных типов горных пород.

Так, гранит через посредство *тоналита* переходит в *кварцевый диорит* через посредство *сиенит-гранита* — в *сиенит*, этот последний — через *монцит* в *диорит* и так далее; в то же время эти постепенные переходы выражаются также и в постепенном изменении характера структур отдельных горных пород. В равномерно зернистом *граните* отдельные кристаллы полевых шпатов достигают более крупных размеров, и тогда получается *порфиоровидный гранит* или *кристалл-гранит*; затем структура основной массы, расположенной между крупными кристаллами полевых шпатов, становится все более и более тонкозернистой; получается сперва *гранит порфир*, и когда структура становится плотной, часто стекловатой, мы получаем *кварцевый порфир*.

Наряду с этим между этими крупными группами горных пород существует еще второй ряд, значение которого проявляется для геолога только в отношении отдельных его представителей; главные черты этого рода мы здесь кратко охарактеризуем. В противоположность ортоклазовым и плагиоклазовым породам этот ряд горных пород может быть охарактеризован

благодаря большому содержанию натрия, как ряд *натровых пород*, так как это равнозначно большому содержанию щелочей, эти последние называются также *щелочными породами*.

В наиболее богатых кремнекислотой членах этого ряда натровый характер пород выражен еще сравнительно слабо и *натровые граниты* содержат сравнительно большое количество калия. С другой стороны, эти же породы отличаются тем, что общее содержание щелочей в них больше того количества, которое должно пойти на образование щелочных полевых шпатов. В то время как в ортоклазовых и плагиоклазовых породах за исключением двуслюдяных гранитов щелочи присутствуют исключительно в полевых шпатах, и в огромном большинстве случаев для насыщения глинозема необходимо использование также и некоторого количества кальция, в нормальных натровых породах общее содержание щелочей превышает то, которое содержится в полевых шпатах; этот избыток щелочей, главным образом натрия, идет на образование содержащих натрий роговых обманок и пироксенов, — *рибекита*, *эгирина* и др. Эти последние являются характерными минералами из числа основных для этих пород. Изменение общего состава расплавленной массы подчиняется здесь несколько иным законам. Особенно бросается в глаза то обстоятельство, что с уменьшением содержания кремнекислоты увеличивается содержание щелочей и одновременно глинозема сперва медленно, затем быстро. В то время как в первой группе основные породы всегда бедны щелочами, здесь наиболее бедные кремнекислотой горные породы отличаются особенно большим содержанием натрия; в этих основных членах наиболее видную роль играет натровый алюмосиликат — *нефелин*.

Для этого ряда взаимоотношения между химическим составом и составом минералогическим изображены в табл. 3.

Увеличение содержания нефелина связано с уменьшением содержания кремнекислоты и значительным увеличением щелочей и глинозема, в то время как содержание окисей магния и кальция в нормальном ряду вообще никакой роли не играет.

Таблица 3

Название минералов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
	В п р о ц е н т а х							
Кальциевый полевой шпат (анортит)	43,0	37,0	—	—	—	20,0	—	—
Натровый полевой шпат (альбит)	65,5	10,5	—	—	—	—	—	12,0
Кальциевый полевой шпат	61,5	19,5	—	—	—	—	17,0	—
Нефелин	44,0	38,2	—	—	—	—	4,0	17,0
Основной минерал (эгирин)	52,0	2,0	30	3	—	—	—	13,0

Лишь когда содержание окиси кальция возрастает, появляются те же закономерности, как и в плагиоклазовых породах. Увеличение содержания окиси кальция идет наряду с увеличением содержания окиси магния и окислов железа. Минералогически это выражается следующим образом: нормальные щелочные породы (натровые) очень бедны известково-натровым полевым шпатом, и даже в наиболее бедных кремнекислотой членах ряда они светлы и легки; основные составные части играют второстепенную роль. Когда же плагиоклаз присутствует в большем количестве, такого рода горные породы, аналогично нормальному ряду, становятся все более темными и все более тяжелыми. Натровые породы, которые с уверенностью могут быть отнесены макроскопически к таковым лишь в случае содержания нефелина, именно *нефелиновые сиениты и фonoлиты*, встречаются значительно реже, чем породы нормального ряда, но представляют собой особенный интерес в отдельных областях, где они развиты, благодаря разнообразию своего состава и строения, что проявляется в значительно большей степени, чем в вышеописанном ряду горных пород, в крайне неравномерном образовании *шпиров*. [Вообще структура и состав их часто чрезвычайно резко меняются, даже на самых малых расстояниях они отличаются крайне непостоянным составом как минералогическим, так и химическим.]

Явления *магматического расщепления*, как это уже указано было на стр. 17, особенно резко выражены в *жильообразных выделениях* отдельных пегматитов, в так называемых *жильных породах*. Группа расщеп-

ленных горных пород, которые образуют „свиту жид“ отдельных типов глубинных изверженных пород, чрезвычайно разнообразна в отношении своего состава; особенно пестрый характер эти породы носят в областях развития щелочных пород, где они дают начало бесчисленному числу разновидностей. Однако для геолога они имеют совершенно второстепенное значение, так как эти породы играют вполне второстепенную роль и имеют чисто местное значение. Главное направление, по которому происходит расщепление, связано с обогащением полевошпатовыми элементами одних типов жильных пород и основными составными частями других. Особенно характерно такое расщепление с образованием, с одной стороны, более кислых продуктов расщепления в виде *аплитов*, с другой, — наиболее основных в виде *лампрофиров*, связанных с *гранитами*, что видно из данных табл. 4.

Таблица 4

Химический состав	Гранит	Аплит	Лампрофир
	В п р о ц е н т а х		
SiO ₂	70	78	56
Al ₂ O ₃	15	15	14
Fe ₂ O ₃	2	0	3
FeO	1	0	5
MgO	1	0	8
CaO	3	0,5	7
Na ₂ O	8	2	4
K ₂ O	5	6,5	8

Таким образом при разложении гранитной мармы продукты расщепления образуют, с одной стороны, светло окрашенный аплит, состоящий главным образом из ортоклаза и кварца, с другой — значительно более темно окрашенный лампрофир, в котором кварц играет вполне второстепенную роль и наряду с ортоклазом отступает на задний план за счет плагиоклаза. Тем самым образуются отдельные разновидности (конечные члены) сперва с незначительными колебаниями составных частей, вплоть до полного исчезновения отдельных представителей их. Таким образом гранит переходит в несколько более богатую слюдой разновидность, спер-

ва в содержащие кварц лампрофиры; последние переходят в лишённые кварца *минетиты*; при почти полном отсутствии ортоклаза получаются *керсантиты*, собственно плагиоклазовые породы, которые могут далее сменяться, при постепенном увеличении содержания основных составных частей, *диабазовидными* породами, которые хотя и отличаются от гранитов, все же связаны с ними генетически и принадлежат к тому же периоду извержения, как и соответствующие им глубинные породы.

В связи с крайне большим разнообразием комбинаций минералов, характерных для натровых горных пород, в этих последних разнообразие продуктов расщепления увеличивается в значительной степени.

В основе специальной части лежат следующая систематика горных пород:

I. Ортоклазовые горные породы: гранит, гранулит, липарит и кварцевый порфир, сиенит, трахит и ортоклазовый порфир (ортофир).

II. Плагиоклазовые породы: кварцевый диорит и диорит, габбро, андезит и порфирит, трапп, диабаз, мелафир.

III. Натровые породы: нефелиновый сиенит, феолит и тефрит, остальные натровые породы.

IV. Продукты расщепления: аплит и пегматит, минетте и керсантит, камptonит и базальт.

V. Бесполовозитовые породы: перидотит, пироксенит и серпентин.

Добавление: вулканические туфы.

Отдельные главы разделяются на следующие части: *внешние свойства, минералогический состав, геологические условия залегания.*

При этом то, что имеет особенное значение для геолога, выдвигается на первый план, и лишь в исключительных случаях сообщаются сведения из микроскопической петрографии, в тех случаях, когда это имеет более или менее крупное геологическое значение.

[Горные породы, образовавшиеся либо на земной поверхности в виде пород излившихся, либо затвердевшие на больших или меньших глубинах, с течением времени изменяются, причем эти изменения обусловлены в первую очередь теми горообразующими процессами, которые захватывают области распространения этих

пород. Они в большей или меньшей степени изменяют их, частью благодаря воздействию самого давления, частью благодаря передвижению частей горных пород и раздроблению их. Большую роль в изменении горных пород могут играть также и процессы проникновения изверженных горных пород в области развития ранее затвердевших изверженных горных пород. Эти вновь проникшие породы могут в значительной степени изменять ранее образовавшиеся.

В результате воздействий на ранее образовавшиеся изверженные породы различных агентов горные породы претерпевают значительные изменения; преобразующиеся породы изменяются в том направлении, что в ряде случаев стекловатые породы раскристаллизовываются и вместо стекловатых пород или стекловатой основной массы породы получается мелкокристаллическая масса, например в виде кислых пород, состоящих из кварца и полевого шпата.

В случае основных пород, обычно богатых окислами магния и железа, такие первичные минералы, как роговая обманка или пироксены, преобразуются в зеленые вторичные роговые обманки или в хлорит, и вся порода приобретает зеленоватую окраску, отличную от серой или черной первичной окраски породы. Такого рода изменения изверженных пород с течением времени в случае воздействия на них в первую очередь различного рода эндогенных процессов получили название *фаз*.

Изменившиеся породы характеризуются несколькими основными фазами. *Первичная фаза*, — когда состав минералов и физические свойства их изменяются в слабой степени; в трахитах или липаритах сохраняется стекловидный санидин, исключительной свежестью отличаются пироксены (авгит) биотит, за исключением случаев обжига последнего с образованием черных каемок вокруг его листочков, сохраняется почти совершенно неизменным, как и стекло, если таковое присутствует. Если далее эти породы не опускаются в более глубокие горизонты и не прикрываются более юными осадками, они постепенно изменяются, проходя так называемую *диагенетическую фазу*, при которой происходит по преимуществу разрушение горной по-

роды, обусловленное только выветриванием. Породы приобретают бурый цвет, полевые шпаты растрескиваются и переходят в агрегат серицита; иногда появляется в незначительном количестве хлорит. Если выветривание происходит слабо, породы, несмотря на то, что они образовались например в палеозое, сохраняют характер лав, мало отличающихся от лав современных или недавних извержений; поэтому Морозевич, изучая такого рода излившиеся породы в районе Приазовского массива, назвал их соответственно *палеоандезитами*, *палеотрахитами* и т. д., в одном слове давая характеристику породе, как сходной с современными породами (лавами), в то же время указывая приставкой „палео“ на древний возраст ее.

Если же породы подвергаются в областях геосинклиналей более или менее значительному воздействию горообразующих сил, они проходят фазу образования серицита и одновременно хлорита, приобретают характерную зеленоватую, частью интенсивно зеленую окраску, происходит полное растреклование: говорят о *зеленокаменной фазе*.

Глубинные породы проходят те же фазы, с той разницей, что зеленокаменная и диагенетическая фазы совпадают; что же касается первичной фазы, то она проявляется часто в слабой степени. Первичная фаза обычно проходит ранее достижения поверхности земли, во время процессов размыва не сохраняется, так как породы подвергаются более или менее значительному диагенетическому процессу.

Что касается гипабиссальных пород, то они, образовавшиеся на сравнительно небольших глубинах, могут при особенно быстром размыве в высокогорных областях, например в Андах, в области высоких среднеазиатских гор, местах на Кавказе и т. д., не успеть подвергнуться действию диагенеза и поэтому могут содержать в себе частью прекрасно сохранившие свой первичный характер полевые шпаты, слюды и другие минералы.

При диагенетическом процессе основные породы, оставаясь более устойчивыми, приобретают зеленоватую окраску; что касается кислых, то они приобретают красноватую окраску. Во время прохождения породы

через различные фазы минералы, входящие в их состав, испытывают разнообразные превращения: из темнокрасных минералов авгит переходит в прорастающую или обрастающую его роговую обманку; полевые шпаты теряют свой первично прозрачный характер и становятся мутными с выделением из каппевого полевого шпата избытка натрового полевого шпата в виде так называемых пертитовых вростков.

Под *фациями* понимают те различия горных пород, которые получаются в них в зависимости от тех физико-химических условий, в которых происходила кристаллизация магмы, из которых они образовались. Обычно различают три фации изверженных горных пород: *глубинную*, или *абиссальную фацию*, *полуглубинную*, или *гипабиссальную* и *излившуюся*, или *эффузивную*. Между ними существуют всевозможные переходы. Рассмотрим характерные особенности пород каждой из этих трех фаций.

Абиссальная, или глубинная фация. Вследствие особенно благоприятных условий для кристаллизации (высокая температура, большой покров вышележащих пород, затрудняющих охлаждение магмы, высокое давление, задерживающее выделение газов и длительный период времени остывания) эти породы характеризуются полной кристаллизацией минералов, массивны, реже с заметной флюидальной структурой, редко с порфировидным сложением, при одностороннем давлении также иногда с более или менее заметным гнейсовидным сложением; в случае процессов ассимиляции соседних пород приобретают пятнистость, в связи с растворением ксенолитов, т. е. посторонних включений. Типичными представителями пород этой фации являются *граниты*, *сиениты*, *диориты*. Породы такого рода отличаются равномерной структурой и однородным составом на значительных расстояниях; известны гранитные массивы, занимающие площади до 40 000 км². Образуют крупные штоки, батолиты, массивы.

Породы гипабиссальной фации, или полуглубинные отличаются значительным разнообразием состава и структуры в одном и том же массиве. Так как эти породы значительно быстрее размываются, чем глубинные, в них многие первичные минералы сохраня-

ются почти без перемен; поэтому мы в них нередко находим санидин вместо ортоклаза, стекловидные плагиоклазы вместо матовых, например в так называемых волынитах юга Украины по берегам р. Кальмнуса, совершенно не измененные заместители полевых шпатов, например нефелин, щелочные роговые обманки и пироксены. Если структура и остается полнокристаллической, то вместо массивной и равномерно зернистой она нередко становится переходной к микроролитовой, с пустотами, иногда выполненными плавиковым шпатом, с трещинами, выполненными, например в нефелиновых сиенитах, канареечно-желтым касситом, часто порфирированная до порфировой, часто резко флюидальная, нередко в основных породах переходящая в монцонитовую, на глаз трудно различимую (чрезвычайно резко выраженный идиоморфизм плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату), офитовая (диабазовая). Иногда структура также и ленточная. Сюда относятся такие породы, как габбро, пироксениты, перидотиты, монцониты, ряд щелочных пород, в том числе ряд щелочных сиенитов и близких к ним пород: нефелиновые, содалитовые и иные сиениты. Характерны для них формы залегания — лакколиты, штофы дайки различной мощности, пластовые жилы.

Наконец *породы излившиеся или эффузивной фации* отличаются резко выраженной порфировой структурой и тонкозернистой до стекловатой основной массой, и лишь в основных породах они также могут быть в ряде случаев более или менее крупнозернистыми, хотя и не настолько, как это характерно для пород других фаций; нередко присутствует, главным образом в кислых излившихся породах, стекло.

На основе деления горных пород на группы в зависимости от того, к какой фации и фазе они относятся, составлена предложенная проф. Усовым классификация изверженных пород глубинных и полуглубинных (табл. 5). Более редкие породы на этой таблице не приняты во внимание. В этой схеме классификации горных пород горные породы делятся в первую очередь на две группы в зависимости от состава первичных магм: на породы нормальные, или калиевонатровые, и „натровые“, с выделением также калиевых пород. Усов имеет

Таблица 5

Схема классификации глубинных пород по проф. Усову (неполная) 1

Группа	Фацция	Фаза	Проник- шая	Щелочной полевой шпат и плагиоклаз			Диборофор	Основной плагноклаз рых шпатов
				Альбит	Олигоклаз Анклази	Анклази		
I	Абиссаль- ная	Диагенети- зированная	K+Na	—	Граппиты	Грапиодио- риты	Токалиты	—
	Гипобис- сальная	Первичная	K+Na	Щелочные граниты (ч.)	Чарокилиты	Кварцанты	Анклазио- риты	—
			Na	—	—	—	—	—
			K+Na	Щелочные граниты	Граппиты (ч. щелоч- ные)	Анклазио- литы	Ванатиты	—
II	Абиссаль- ная	Диагенети- зированная	Na	Кварцевые альбиты (часть)	—	—	—	—
	Гипобис- сальная	Первичная	K+Na	—	Кварцевые сyenиты	Кварцевые сyenиты- диориты	Кварцевые габбро- диориты	—
			K+Na	—	—	—	Анклазио- риты	—
			K+Na Na	Нормаль- ные кварцевые альбиты	—	Кварцевые монциты	Кварцевые агглютино- риты	—

III	Насыщен- ная SiO ₂	Абсолют- ная	Диагностиче- ские свойства	K+Na	—	Силикаты	Силико- диориты	Диориты	Габбро-диориты	Гористые дигиты
III		Гипабис- сальная	Первичная	K+Na	Щелочные силикаты (часть)	—	—	Анцезидо- риты	—	—
				Na	—	—	—	—	—	—
				K+Na	Щелочные силикаты	—	Монзониты	Анцезидо- диориты	Габбро- силикаты	Широко- линные
IV	Насыщенные SiO ₂	Гипабис- сальная	Первичная	Na	Альбиты	—	—	—	—	—
				K+Na	—	—	—	—	Оливи- новые габбро- монзониты	Церато- литы
				—	—	—	—	—	Оливи- новые габбро- силикаты	Феруситы
				K	Лавито- вые силикаты	—	—	—	—	—
				K+Na	Фониты	Эссекиты	Тералиты	—	—	—
IV	Насыщенные SiO ₂	Гипабис- сальная	Первичная	Na	Мериди- литы	—	—	—	—	Цезиты
				K	—	—	—	—	—	Миксериты
				Na+K	Шонзи- ниты	Эссекиты	Тералиты	—	—	—
IV	Насыщенные SiO ₂	Гипабис- сальная	Первичная	Na	—	—	—	—	—	Веклингиты
				—	—	—	—	—	—	—

Дополнение редактора.

в виду существование трех различных провинций, отличающихся указанным различием в химическом составе их (в содержании типа щелочей).

Таким образом мы видим два типа классификаций изверженных горных пород, из которых одна основана на распределении в горных породах различных типов полевых шпатов и темных минералов, — это обычного типа с некоторыми видоизменениями классификация Вейяпенка, имеющая то удобство, что горные породы легко опознаются по характеру полевого шпата как при макроскопическом их исследовании, так и при исследовании их под микроскопом. Другой тип классификации — Усова — имеет более резко подчеркнутый генетический принцип — деление горных пород кроме того по условиям образования, или, что то же, по глубинам, на которых они образовались в земной коре, и затем по тем изменениям, которые они претерпели в течение времени, протекающего после их образования.

Имеются еще и другие иного типа классификации, основанные на порядке выделения минералов во время кристаллизации магмы, который совпадает также с порядком расщепления той первичной магмы или первичных магм, из которых горные породы образовались.

Согласно принципу, изложенному на основании исследований горных пород в лабораториях и метода искусственного их получения, также изучения процессов кристаллизации различных главных породобразующих минералов и их смесей, американский петрограф Боуэн пришел к выводу, что минералы в горных породах кристаллизуются в известной последовательности, распадаясь на две в общем независимые одна от другой группы. Именно, с одной стороны, на группу темных, или *фемических* минералов, содержащих как главные окислы, характерные для них, окислы магния и железа, и с другой стороны — плагиоклазы, главными окислами которых являются окислы кальция и натрия, так называемые *салические* минералы, и далее кристаллизующиеся позже калиевые полевые шпаты, содержащие как главные окислы окись калия и кварц, или чистую кремнекислоту.

Получаются две ветви минералов — фемические и салические, темные и светлые, которые кристаллизуются

ются частью одновременно друг с другом, причем в каждом ряду наблюдается вполне определенная последовательность выделения минералов.

В ряду темных минералов кристаллизация идет в следующем порядке: оливин — ромбический пироксен — моноклинические пироксены — амфиболы — биотит. По мере охлаждения магмы выделяется первым оливин; при дальнейшем понижении температуры его сменяет ромбический пироксен; часто весь оливин растворяется, замещаясь ромбическим пироксеном; при дальнейшем охлаждении каждый последующий член ряда замещает предыдущий. Замещение может происходить полностью вплоть до образования чистых пород, содержащих биотит, в особенности, если магма содержит мало окислов магния и железа, или частично, и тогда в породе присутствуют все или почти все темные минералы; при этом часто оливин окружен оболочками ромбического пироксена, роговая обманка — биотитом и т. д. То же происходит и в светлом ряду, с той разницей, что в группе плагиоклазов выделение их идет в таком порядке: анортит — лабрадор — андезин — олигоклаз — альбит. Первыми выделяются плагиоклазы, наиболее богатые окисью кальция и наиболее бедные окисью натрия, позже они сменяются и замещаются более кислыми плагиоклазами. После кристаллизации плагиоклазов кристаллизуются калиевые полевые шпаты и кварц, как последний продукт кристаллизации магмы.

Самое графическое изображение этого порядка кристаллизации дано на стр. 88.

В том же порядке происходит и расщепление, или дифференциация, магмы. Продукты расщепления при затвердевании дают различного рода породы, которые и могут быть расположены в порядке схемы Боуэна.

Тем самым в классификацию горных пород может быть введен принцип генетический, который далее может быть пополнен другим генетическим принципом — именно, принципом дальнейшего деления горных пород по фациям и фазам их.

В упрощенном виде классификация эта приведена в табл. 6 на стр. 88 как пример третьего типа классификации, очень удобной при изучении горных пород,

Схема Боуэна

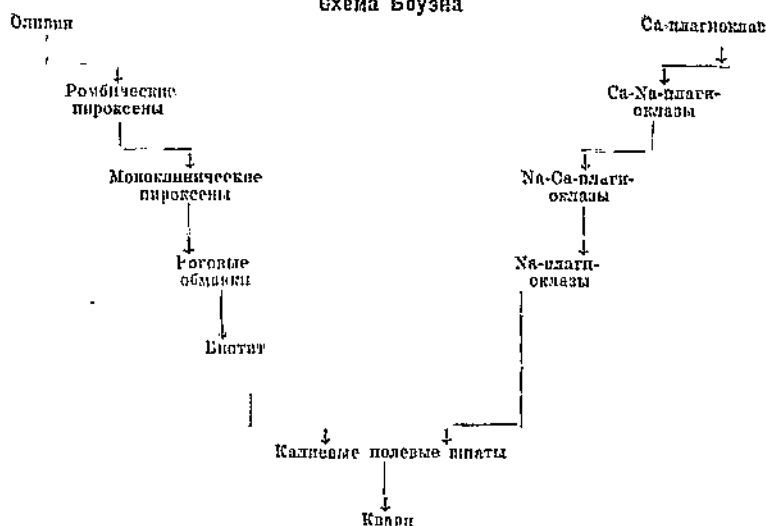


Таблица 6

Классификация изверженных пород
Лаппарана-Луцичного

Глубинные	Излившиеся	
	Первичная фаза	Земнокаменная фаза
I. Перидотиты и пироксениты . . .	Шпириты и паяритовые порфириды	
II. Габбро и нориты	Базальты	Диабазы
III. ДIORИТЫ	Андебситы	Порфириды
IV. Кварцевые диориты	Дацииты	Кварцевые порфириды
V. Граниты щелочно-земельные . .	Липариты	Кварцевые порфры
Граниты щелочные	Пантеллериты	Кварцевые кератофры
VI. Спелиты щелочно-земельные . .	Трахиты	Ортофры
VII. Спелиты щелочные	Трахиты щелочные	Кератофры
VIII. Нефелиновые и лейцитовые спелиты	Фонолиты, лейцити- титы и др.	Элеолитовые и лейци- товые порфиры
VIII. Основные щелочные породы		
IX. Ультраосновные щелочные породы		

главным образом под микроскопом, где можно наблюдать последовательность кристаллизации различных минералов.

Кристаллизация темного и светлого рядов может несколько заменяться в том смысле, что в некоторых случаях авгит и лабрадор например кристаллизуются одновременно; получается габбро с характерной для него зернистой структурой — благодаря одинаковой степени идиоморфизма минералов, входящих в состав габбро.

В других случаях при несколько иных условиях, именно в случае фации полуглубинной или эффузивной, могут получаться породы с иным порядком кристаллизации темных и светлых минералов, именно раньше выделяется лабрадор, образующий таблитчатые кристаллы, несколько позже — авгит, выполняющий пустоты между ними; получается офитовая структура, характерная для *диабаз*, имеющего тот же химический и минералогический состав, как и габбро.

Характерно то, что среди темных минералов прежде всего выделяются минералы более простого состава, в последних же членах ряда, они отличаются присутствием особенно большого количества окислов, в том числе кроме окислов магния и железа, также кальция или натрия и калия, например в биотите; одновременно возрастает содержание воды, отсутствующей в более ранних выделениях (оливине и пироксенах)].

1. ОРТОКЛАЗОВЫЕ ПОРОДЫ

ГРАНИТ

Внешние свойства Гранит представляет собой прототип зернистых пород (рис. 1 и 2). Редко он настолько грубозернистый, что отдельные зерна его превышают 1 см в поперечнике, и лишь местами настолько тонкозернист, что для опознавания отдельных минералов требуется применение лупы или микроскопа. Собственно граниты представляют собой *ортоклазовые породы* с ясно выраженным преобладающим содержанием *кварца*. Наряду с ним присутствует один или несколько членов группы *слюд*, роговых *обманок* или *пироксена*.

Первые присутствуют наиболее часто, остальные — только в отдельных случаях и типах; вообще же тем-

ные минералы присутствуют в незначительном количестве, в то время как платиноклаз, присутствующий во всех разновидностях гранитов, часто достигает такого развития, что породу следует называть переходным типом к *кварцевым диоритам — гранодиоритом и тоналитом*, макроскопический характер которых тождествен с гранитами.

Соответственно преобладанию полевого шпата и кварца граниты представляют собой породы малого удельного веса (легкие уд. в. около 2,7) и *светло окрашенные*, основная окраска которых обусловлена окраской *ортоклаза*. Этот последний по большей части матовый, с отчетливой спайностью; он то белый, то синевато-серый, зеленоватый и особенно часто мясokрасный различных оттенков и интенсивности окраски, редко почти черный. Одновременно с ним часто можно различить присутствие белого, желтоватого или зеленоватого *платиноклаза*. Желтовато-бурая окраска гранита или такого же цвета прожилки указывают на начавшийся процесс выветривания гранита.

Слабо сравнительно выступающий и мало заметный на первый взгляд *кварц* с раковинистым изломом и по большей части с жирным блеском на плоскости излома чаще всего *дымчато-серый* или слабо-молочно-белый, красный в граните Мейссена [синевато-фиолетовый в гранитах западной части Украины], в гранитах Варневика и Швеции. В центральном граните благодаря процессам динамометаморфизма он иногда почти не отличим от полевого шпата. Макроскопическую характеристику гранитов можно закончить указанием на *неравномерное и незакономерное* распределение по большей части отдельных индивидуумов минералов, *содержащих окислы железа*, в особенности блестящих черных листочков *биотита*, обыкновенно черного цвета, а когда они разрушены, — с зеленоватым оттенком.

В гранитах часто наблюдается *порфировидная* структура; когда в нормально зернистой главной массе породы рассеяны крупные кристаллы полевых шпатов, получается *порфировидный гранит*; когда структура главной массы становится мелкозернистой, получается *гранит-порфир* (рис. 63). Иногда проявляется также и взаимно параллельное расположение темных составных

частей — в *гнейсогранитах*, *гранитогнейсах*, которые иногда переходят в чисто сланцеватые разновидности. В таком случае вкрапленники полевого шпата приобретают очкообразную форму, в поперечном разрезе имеют как бы форму глаза, почему породы и называются *очковыми гнейсами* (рис. 64). Вокруг этих вкрапленников основная масса породы, обогащенная темными составными частями, располагается как бы волокнами.

Минералогический состав. Главным минералом, входящим в состав гранитов, является *ортоклаз*, который в виде вкрапленников образует часто прекрасно ограниченные кристаллы; при выветривании породы послед-

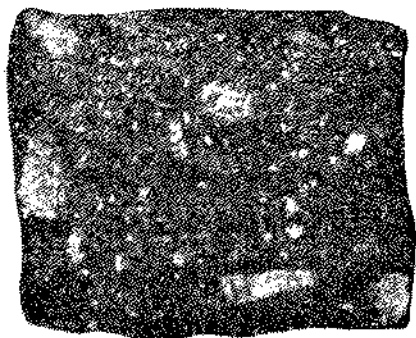


Рис. 63. Гранит-порфи. Дармштадт, Германия.

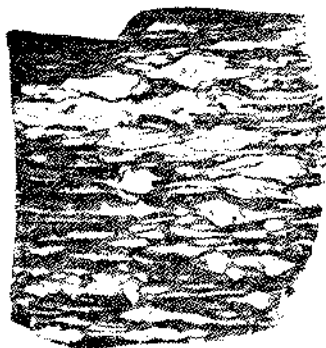


Рис. 64. Порфировидный гранит Центральных Альп. $\frac{1}{3}$ натуральной величины.

ние выпадают из нее в виде свободных кристаллов. В тех районах, где выступают сильно выветрившиеся порфировидные граниты, из почвы можно выбрать большое количество прекрасно образованных кристаллов ортоклаза, иногда в виде карлсбадских двойников, достигающих в поперечнике 10 см и более. В совершенно свежем состоянии ортоклаз встречается чрезвычайно редко, главным образом в гранитах Центральных Альп [стекловидный в кавказитах — санидиновых гранитах Кавказа]; обычно он матовый или полуматовый, иногда перешел в различного рода землестые продукты своего преобразования, местами также в чисто белый *каолинит*. Иногда гранит выветривается от-

дельными участками, в которых сохраняется только кварц.

Наряду с ортоклазом присутствует *плаггиоклаз*, частью довольно хорошо окристаллизованный, но в индивидуумах несколько меньших размеров, чем ортоклаз, от которого он отличается несколько иной окраской. Там, где они окрашены в белый цвет, отличить их чрезвычайно трудно [за исключением тех случаев, когда удается подметить присутствие двойниковой штриховки у плаггиоклаза]. В гранитах Центральных Альп вследствие содержания большого количества включений он дает неровный излом и часто окрашен мелкими кристалликами граната в красноватый цвет, мелкими зернами клиноцонзита в зеленоватый цвет. Относительное содержание плаггиоклаза колеблется в значительных пределах. Наименьшее количество его содержится в двуслюдяных гранитах — всего в количестве нескольких процентов. Виотитовые граниты и в особенности роговообманковые граниты часто очень богаты плаггиоклазом, нередко настолько, что ортоклаз отступает на второй план [плаггиограниты].

Наряду с полевыми шпатами важной составной частью является *кварц*; первые образуют около 60% всей породы, второй — около 30 — 35%. За исключением сильно дробленных гранитов, например гранитов Центральных Альп, в которых кварц преобразован в сахаровидный агрегат чисто белого цвета, он узнается по раковистому излому. В двуслюдяном граните видную роль играет серебристый сильно блестящий *мусковит*, образующий отдельные листочки. Кроме того тот же минерал присутствует как существенная часть в *мусковитовом граните*, который по существу должен быть отнесен к *аплиту*. Обычно *мусковит* в изверженных породах отсутствует. Иногда присутствуют крупно- и мелкочешуйчатые агрегаты, образующие иногда почти совершенно плотный с мягким шелковистым отблеском из *серицита*, особенно хорошо представленные в сильно дробленных гранитах, например в гранитах Центральных Альп, которые в таком случае приобретают характер сланцеватых *гнейсов*. Это так называемый „талк“ *альпийских гнейсов и протогиннов*. Наряду с ним чаще встречается макроскопически черный *биотит*.

тит, который в биотитовом граните является единственным представителем слюд. В свежих породах он обладает сильным блеском, при выветривании становится матовым и мутным, выделяет окислы железа, которые и дают начало так называемой ржавчине [иногда листочки биотита при выветривании приобретают золотистый оттенок и неопытными лицами принимаются за золото]. Иногда биотит при выветривании приобретает зеленую окраску [как это наблюдается например в гранитах Центрального Кавказа]. В *роговообманковых гранитах* преобладающую роль играет черная *роговая обманка* в виде отдельных слабо удлинненных зерен, в то время как проксерсы, присутствующие в *авгитовых* гранитах, простым глазом с трудом различимы.

Из числа других минералов иногда присутствуют также фисташково-зеленые агрегаты *эпидота*, отдельные смоловидные, частью красноватые зерна *ортита*, мелкие пятнышки и скопления *флюетового*, голубоватого, желтоватого или бесцветного *плагиоклового шпата*. Что касается обилия разнообразных минералов, о которых упоминают иногда, говоря о гравитах, то это имеет отношение главным образом к *пегматитам*. Особенную роль играет *турмалин*; он образует крупные и мелкие зерна, иногда черные радиально-лучистые кристаллы с расположенными между ними зернами кварца — *турмалиновые солнца*.

Составные части турмалина сюда принесены *фумаролами*; далее могут встречаться *гранат* и *кордиерит*, иногда в довольно крупных кристаллах, последний частью преобразованный в *шпинелит*. Эти минералы обычно встречаются по краям гранитных массивов, образуясь в связи с растворением осадочных пород в местах соприкосновения их с гранитами.

Граниты обычно *среднезернисты*, в большинстве случаев поразительно однообразной структуры на значительных протяжениях. *Порфиоровидное сложение* выступает отчетливо в краевых зонах и в жилах, распространено также и в штоках сравнительно небольших размеров. Некоторые граниты обладают отчасти *дрозовой* структурой; в большинстве случаев они *кожистые* и очень крепки [сопротивление давлению до 1500—2500

из/ам³). Часто наблюдаются различного рода *параллельные* структуры. Это наблюдается в особенности там, где в магме находятся включенные в нее *ксеролиты*; в таком случае наблюдается полосатая структура во всей породе. Несколько иное значение имеет та сланцеватость, которая наблюдается например в гранитах Центральных Альп или *протогинах*, в которых такого рода структура наблюдается совершенно независимо от включений. Все особенности этого гранита указывают на то, что сланцеватая структура его получилась во время кристаллизации самого гранита, благодаря тому что во время кристаллизации имело место боковое давление, развивающееся в результате горообра-

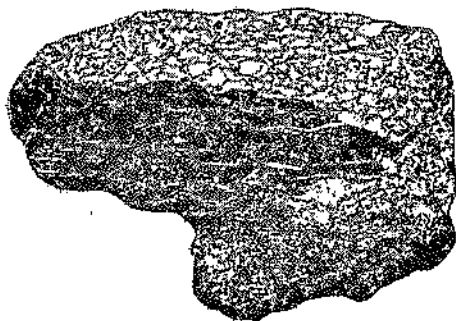


Рис. 65. Инъектированное включение сланца в граните.

зующих процессов. Благодаря этому давлению слюда расположилась в направлении, перпендикулярном давлению, чем и обусловлено было приобретение гранитом указанной сланцеватой структуры. Широко распространены включения различного рода. Почти всюду можно находить включения, состоящие из преобразованных глинистых сланцев, частью инъектированных прожилками аплитов (рис. 65) крайне разнообразных размеров; эти породы или еще совершенно ясно различимы, или постепенно растворяясь в гранитной массе, сохраняются только в виде неправильных темных пятен на светлом фоне гранита.

Шарообразные структуры с концентрическими слоями различного состава характерны для *шарового гра-*

нита; многочисленные темные пятна — для *мудбинго-вого гранита*. Широко распространены аплитовые и пегматитовые жилы.

Крайние зоны массивов изверженных пород обычно более мелкозернистые, чем центральной части их, хотя иногда и они в значительной степени крупнозернисты. Часто они более бедны слюдой; в других случаях, наоборот, носят более резко выраженный лампрофировый характер, причем в таком случае имеются все данные предполагать наличие частичной резорбции соседних пород.

Выветривание гранитов вначале идет обычно по скрытым трещинам отдельности. Порода постепенно



Рис. 66. Развалки гранита с глыбами в форме мешков с хлопком, Германия.

превращается в ржавую жерству (дресву) с глыбами сохранившейся в большей или меньшей степени свежей породы; если дресва будет вымыта водами, получаются *развалки*, или *моря скал* в виде неправильной формы глыб сравнительно свежей породы, нагроможденных одна на другую в полном беспорядке (рис. 66). Наконец и эти глыбы превращаются в песок, и в настоящее время ряд огромных массивов гранита полностью или почти полностью превращен в такой гра-

нитовый песок на значительную глубину, а на месте остаются часто причудливой формы остальцы (рис. 67 и 68). По трещинам, пересекающим гранитовые массивы, часто находят *брекчии трения*, которые имеют в одних случаях вид блестящих серицитовых сланцев или, как это наблюдается в ряде случаев, превращены в плотную массу, напоминающую глинистый сланец или плотную глинистую породу.

Геологические условия нахождения. Граниты представляют собой породы, наиболее широко распространенные среди других аналогичных пород. Распространенность их настолько велика, что можно считать, что средний состав земной коры имеет состав гранита. Отдельные гранитные области занимают площади в сотни, иногда тысячи квадратных километров, и если, как например в Германии, гранитные массивы образуют отдельные небольших размеров массивы, то во всяком случае число этих массивов на небольшой сравнительно площади очень велико, что указывает на то, что они являются производными глубоко залегающей крупной массы такого же гранита.

Наиболее крупные массивы гранитов образуют значительных размеров залежи, которые обычно занимают среднюю часть складчатых гор, образуя ядра их и наиболее высокие вершины [в области Средней Азии граниты образуют ряд вершин, располагающихся в общем по одной линии параллельно общему простиранию горных пород].

Трещиноватость и сланцеватость гранита и горных пород, находящихся в контакте с ними, в таком случае падают по направлению к центральному ядру, в конечном результате образуя огромных размеров *веер*, или же они падают по направлению к краевой зоне и представляют собой наружные, близкие к поверхности части горной породы, застывшей на более или менее значительной глубине. Воздушная (размытая) крыша залежей такого рода нередко очень хорошо сохранилась, или же расщепилась, внедряясь в магму, и выступает в настоящее время в виде пнъектированных сланцев. *Интрузивные залежи* переходят в *лажколиты*, которые приподымают выпележающие породы, нередко прорывая их крайне разнообразными способами.



Рис. 67. Формы отдельностей гранита. Приазовский район.

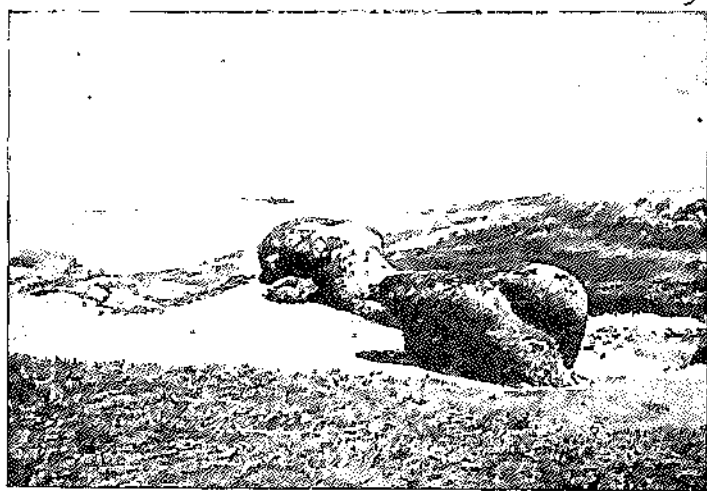


Рис. 68. Останцы гранита. Приазовский район.

Спутник картографа

Точно так же чрезвычайно характерно нахождение форм залегания гранитов в виде *штоков*, которые не достигают таких размеров, как залежи, хотя их массы нередко очень значительны. Они нередко располагаются вдоль *дислокационных трещин*, образуя ясно выраженные ряды.

В связи с той значительной силой, с которой крупные массы расплавленных магм пробивали себе дорогу среди сланцев, нередко получается чрезвычайно сильное дробление окружающих пород, что приводит к образованию отдельных включений в центральных частях массива и *контактных брекчий* в краевых зонах его. По мере передвижения все далее от гранитного массива наблюдается ослабление складчатости окружающих его пород, механические нарушения залегания которых произошли во время внедрения расплавленных масс и закончились до контактно-метаморфического преобразования их.

Гранитные области представляют собой иногда *столовые области* с пологими холмами, как это наблюдается в ряде мест Германии. Особенно характерны пологие округлые холмы, на вершине часто с уцелевшими скалами гранита с плитообразной отдельностью. Здесь очень широко распространены широкие долины, покрытые мхам, и болотистые пониженные места. Там, где разрушение в песчаные массы гранитов проникло особенно глубоко, с большим трудом удается находить выходы свежих пород. Лишь там, где имеются крупные песчаные разработки с целью получения материала для цемента или каменоломни, иногда удается получить материал для геологического картирования района.

В противоположность этим условиям нахождения гранитов стоят условия их нахождения в Скандинавии и Финляндии, где благодаря действию мощной массы континентального ледника ледникового периода все продукты выветривания, образовавшиеся в течение длинных периодов времени, были удалены из области развития древних гранитов; в настоящее время в ряде мест гранитные массивы выступают почти совершенно лишенными покрывающих их пород и продуктов выветривания в виде округлых отполированных ледни-

ком возвышенностей; благодаря этому граниты совершенно свежие у самой поверхности. [В аналогичных условиях находятся также граниты в ряде мест Кольского полуострова и Карелии].

В области высоких складчатых юных гор, таких, как Альпы, центральные граниты обладают особенно сильно заостренными контурами, и уже самое название отдельных мест развития этих пород „Aiguilles“, т. е. „иглы“, указывает на своеобразные очертания гор с заостренными пиками. [Близкие к таким формам залегания граниты имеются также в области среднеазиатских гранитных массивов.]

Следует обратить внимание на характер распада *центральных* гранитов в тонкий песчанистый щебень. Характерно далее то, что альпийские граниты приобрели разрушенную структуру иногда на значительную глубину. [Точно так же и в высоких юных горах СССР, в области главным образом Средней Азии, граниты рассыпаются на крупный и тонкий остроугольный щебень; часто благодаря чрезвычайно сильной трещиноватости этих гранитов с трудом можно выбить достаточно крепкий и неразрушенный кусок породы несмотря на то, что порода оказывается по существу почти не измененной химическими процессами.]

Точно так же замечательную картину представляют собой результаты процессов выветривания гранитов и в областях *пустынь*. Характерны крутые стены, в значительной степени отшлифованные, иногда отполированные песком; характерны для таких областей также развалки, образующиеся благодаря растрескиванию гранитов под влиянием инсоляции и повторного замораживания.

Нет никакого сомнения в том, что существуют крупные области развития *докембрийских гранитов*, так как нередко кембрий налегает трансгрессивно на поверхности гранитов. С другой стороны, в Германии (в средних горах) нередко наблюдается, что граниты залегают среди *палеозойских слоев*. Еще более юным возрастом обладают в общем граниты в областях развития складчатых гор, например в области *Альп, Средней Азии, Забайкалья*, где можно находить граниты также и *юрского и послепюрского* возраста; так *централь-*

ный гранит Алып изменяет находясь в контакте с ним юрские слои, содержащие беллиниты. В Пиренеях местами граниты прорывают и перекристаллизовывают *меловые известняки*, наконец в области Анд в Южной Америке имеются вне всякого сомнения *третичные* липариты, которые в наиболее глубоких частях Анд, где Анды особенно сильно денудированы, имеют облик типичных *гранитов (граниты Анд)*. Здесь имеются апофизы настоящих зернистых гранитов с порфиroidной структурой, прорезающие юные вулканические породы, в третичном возрасте которых нет основания сомневаться.

[Характер гранитов в областях их широкого развития отличается значительным разнообразием состава и структуры одновременно также и возраста. Для примера можно привести граниты двух районов: района складчатых гор — Урала и района древнего докембрийского так называемого щита — Украины.

На Урале широко развиты граниты, гранодиориты и плагиограниты. Граниты крайне разнообразны по своему составу и структуре, по условиям своего залегания, и по связи их с другими развитыми рядом с ними горными породами.

Различия по *залеганию* следующие:

1. Небольшие несомненно интрузивные массы в виде *лапхолитов* и *штоков* среди различных по возрасту горных пород. Породы, с ними соприкасающиеся, претерпели разнообразные изменения контактно-метаморфического порядка, образовались роговики и скарины. Одновременно следует отметить слабое развитие в районе этих гранитов процессов образования пегматитов, также процессов инъекции гранитной магмой окружающих пород и фельдшпатизации их.

2. Более значительных размеров *массивы* с признаками *батолитов*, которые, так же как и первая группа, почти не сопровождаются явлениями образования около них гнейсов и без процессов мигматизации, т. е. внедрения в окружающие породы сколько-нибудь крупных масс гранитной магмы.

3. Гранитные тела более или менее крупных размеров, но неясных форм, среди глубоко измененных и преобразованных в гнейсы и амфиболиты пород. Здесь

происходили большие процессы мигматизации в виде проникновения в изобилии крупных количеств гранитной магмы в окружающие породы, глубокого изменения этих последних, частью также растворения их; в результате получились крупные комплексы магматических и метаморфических тесно связанных друг с другом пород, причем нередко трудно подметить границу между гранитом, с одной стороны, и метаморфизованными им породами, с другой.

Остается пока не вполне ясным, образовались ли они в различные периоды, т. е. соответствуют ли они определенным *циклам* петрогенезиса, или же они обладают одним возрастом. Наиболее вероятно, по мнению проф. Заварицкого, посленижнекаменноугольный возраст их, хотя, по его же словам, имеются указания и на более древний возраст гранитов. Последнее наиболее вероятно. Также и во время одного посленижнекаменноугольного периода образования гранитов могли получиться различные фазы мощных гранитных интрузий различных типов гранитов, поэтому говорится и об относительном возрасте гранитов. Возможно, часть гранитов образовалась и в девонское время, но главная масса — позже.

Петрографически граниты Урала изучены очень слабо. Среди них имеются беловатые или слегка желтоватые граниты Свердловска и Шартаца (около Свердловска), равномерно зернистые, с переходами в порфировидные разновидности, также в сиенитовые и диоритовые фации; их сопровождают аплиты, пегматиты, гранит-порфиры.

Граниты в окрестностях Челябинска, Кочкаря и других массивов Южного Урала — обычно микроклатновые биотитовые и двуслюдяные граниты, переходящие то в лейкократные мусковитовые разновидности, то в более меланократные разновидности в виде биотитово-роговообманковых или роговообманковых гранодиоритов, которые затвердевали несколько ранее нормальных гранитов. В них присутствуют аплиты, пегматиты.

В районе г. Магнитной, Куйбаса около Магнитогорска развиты граниты, тесно связанные с гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Восточнее г. Магнитной со штоками гранодиорита, переходящего в гранит,

тесно связаны месторождения шеелита и золота; интересно, что в то время, как в районе г. Магнитной аплитовые жилы отсутствуют, в Гумбейском районе они многочисленны, и именно к ним приурочено присутствие шеелита и золота.

В районе Мнасса присутствуют граниты, богатые плагноклазом, переходящие в гранодiorиты и порфировые породы, например тургорьякские граниты.

На западном склоне Урала развиты своеобразные граниты, так называемые рапаквивы, образующие небольшой сравнительно лакколит, состоящие из крупных яйцевидных кристаллов калиевого полевого шпата с оболочками из олигоклаза; находится к северу от Саткинского завода. По всем признакам находится в тесной связи со щелочными породами. Имеются многочисленные массивы гранитов и на севере Урала.

В области украинской кристаллической полосы граниты залегают по большей части в виде крупных массивов, занимающих иногда крупные площади и относящихся полностью к образованиям докембрийского возраста. В некоторых случаях в особенности граниты аплитового характера образуют также и жилы. Гранитные массивы в ряде случаев сопровождаются многочисленными жилами аплитов, в ряде мест особенно обильными, например на юге Украины, также и пегматитами.

Среди украинских гранитов можно различать три типа по характеру фаций, которые они образуют.

1. Группа гранитов полуглубинного характера, с почти полным отсутствием инъекции в соседние породы, без пегматитов и аплитов, почти без шпиров, часто с более или менее резко выраженной порфировидной структурой и флюидальным расположением порфировых вкрапленников и таблитчатых кристаллов полевых шпатов. К числу таких гранитов принадлежит ряд серых биотитовых гранитов северной части Украины (Волины), ряд массивов рапаквивы в северной части Украины, щелочные роговообманковые по преимуществу темно окрашенные почти черные граниты юго-восточного конца украинской кристаллической полосы.

2. Группа гранитов, сопровождающихся многочисленными жилами пегматитов и аплитов, которые про-

резают окружающие породы. К ним относится ряд светлосерых биотитовых гранитов северо-западной и южной частей Украины в западной половине Приазовского массива.

3. Граниты, глубоко изменившие окружающие породы, пронизавшие их огромным количеством жпл, инфильтровав и мигматизировав их. Такого рода граниты в особенно крупных количествах развиты в районе восточной половины Украины, где они частью сами по себе отсутствуют, заменяясь типичными мигматитами, носящими название также «гранитогнейсов», которые получились в результате смешения гранитной магмы с окружающими породами.

Относительный возраст их крайне разнообразен; судить об их возрасте можно по характеру инфильтраций одних гранитов другими и по степени их динамометаморфизма. Наиболее глубоко измененные многочисленными процессами горообразования или динамометаморфизма — более древние, чем те, которые не затронуты этими процессами.

Среди главных типов гранитов, на Украине довольно полно изученных, можно различать следующие типы:

1. Крупнозернистые светлосерые порфировидные граниты *коростышеского* типа, образующие крупные массивы, по большей части почти совершенно лишенные аплитов и пегматитов, развитые в районе северной Украины и на юге ее около г. Кисловодска и г. Вознесенска. Благодаря резко выраженной параллелепипедальной отдельности широко используются для изготовления из них монолитов — главным образом ступеней для лестниц.

2. Среднезернистые, довольно равномерно зернистые светлосерые, частью беловатые биотитовые граниты *житомирского* типа, мощно развитые в северной части Украины, где они разрабатываются в крупных массах для получения монолитов и в особенности брусчатки для мощения улиц, в частности г. Москвы.

3. Темные зеленовато-серые крупнозернистые *рапаквиды*, представляющие собой роговообманковые граниты с крупными яйцевидными кристаллами кальевого полевого шпата, окруженными оболочками зеленого

олигоклаза. Образуют отдельные массивы без сопровождения какими бы то ни было аплитами и пегматитами по восточной окраине Украинского кристаллического массива.

4. Черные гиперстеново-биотитовые граниты, так называемые *чарнокиты*, довольно разнообразного состава и структуры, по большей части сильно дробленные, но благодаря прессованию их горообразующими силами отличающиеся исключительной крепостью. Развита главным образом в западной окраине Украинского кристаллического массива.

5. Красные и красновато-серые гранатово-кордириновые массивы западной окраины Украинской кристаллической полосы, так называемые *бердичевские* граниты, представляющие собой продукты перекристаллизации осадочных мергелистых по преимуществу пород и интрузии их значительным количеством гранитной магмы. Используются как бут и как красивый после полировки облицовочный камень.

6. Черные и зеленовато-черные роговообманковые щелочные граниты юга Украины (восточной части Приазовского массива), обычно крупнозернистые, частью порфировидные и с флюидалной структурой, с признаками полуглубинного образования, прервавшие биотитовые, более древние, граниты данного района.

Имеется ряд других типов гранитов.

Серые плагиограниты, обычно биотитовые, без каменных полевых шпатов, развиты в районе Кривого Рога, где они были так названы с целью отличить их от зеленокаменных пород — кварцевых диоритов — ввиду чрезвычайно большого внешнего сходства этих плагиогранитов с биотитовыми гранитами. Отличать их от гранитов возможно только на основании микроскопического исследования.

О породах гранитной магмы тесно связаны определенные группы и типы полезных ископаемых. Так, на Урале с гранитами связано большое количество месторождений коренного *золота* в виде кварцевых жил и импрегнаций сульфидов с золотом в них; в одних случаях сульфиды представлены пиритом (например в березитах около Березовска), в других — либо

арсенопиритом (мышьяковым колчеданом), либо различными иными сульфидами, как цинковая обманка, свинцовый блеск, или полиметаллическими сульфидными рудами, иногда с сурьмяным блеском и киноварью. Далее в ряде мест месторождения *магнетитовых руд* связаны с гранитной и гранодиоритовой магматизацией, например крупнейшее месторождение г. Магнитной (контакт каменноугольного известняка и гранита), в Богословском округе (контакты туфогенной толщи с гранитами) и т. д. По большей части эти месторождения образовались во время герцинской складчатости (карбон — пермь), реже — каледонской (девон) (Тропичные месторождения). Иногда с гранитами связаны месторождения марганца, очень часто — *меди*, например Турьинские контактно-метаморфические месторождения (контакт гранитов и известняков), Гумелевское медное месторождение (контакт известняка с интродуцированным порфировидным гранитом) и др. также в огромном числе мест с гранитными интрузиями, как на Урале (группа кварцевожильных полиметаллических месторождений, г. Благодать, где в рудных телах одновременно присутствуют медь, цинк, свинец, часто золото и серебро), так и в ряде других мест СССР (Алтай, Средняя Азия, Казакстан, Забайкалье и др.). С гранитными интрузиями связаны как полиметаллические руды, так и месторождения *вольфрама, молибдена, мышьяка*, иногда также *фосфоритов* (Липовский район Урала), также крупные месторождения *кварцитов*. С гранито-пегматитами связаны крайне разнообразные месторождения драгоценных камней — *изумруда, аквамарина, горного хрусталя* и др., также многочисленные месторождения *корунда* (корундовые плагиноклазиты Урала, носящие названия также *борзито* или *кыштымитов*) и наждачных пород (Косой Брод, Мраморское месторождение и др.), плавленого шпата. В то же время граниты имеют исключительное значение как строительный материал.]

ГРАНУЛИТЫ

Внешние особенности. Гранулитом, или белым камнем (вейсштейном) называли в свое время плотные, почти фельзитового характера, по большей части отчет-

ливо "полосатые" горные породы (рис. 69), часто также с частично выраженной сланцеватостью и более или менее часто белой главной массой породы; в них обычно видны мелкие красные кристаллики граната (*гранатовые гранулиты*). Эти породы, образующие крупные *залежи* в Моравии, Чехо-Словакии и Саксонии, рассматривались в связи с резко выраженным сланцеватым сложением их как местные фации части гнейсовой формации. Гюмбель идентифицировал с породами такого рода, выступающими в указанных областях, петрографически очень сходные с ними горные породы Оберпфальца в Германии. Эти последние

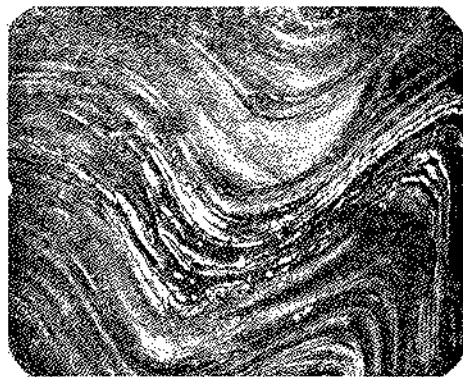


Рис. 69. Полосатый гранулит. Саксония.

однако выступают в виде *жил* и представляют собой настоящие аплиты, содержащие кристаллики граната. Аналогичные породы, называвшиеся гранулитами, были описаны и в области Альп.

С течением времени название «гранулит» в большей или меньшей степени потеряло свое петрографическое значение и в настоящее время превратилось в название, имеющее только геологическое значение. *Бейсситейном*, или *белым камнем*, в наиболее типичных местах его нахождения называется порода, представляющая бесслудистый кварцево-полевошпатовый агрегат с гранатом. Постепенно, по мере уменьшения содержания граната, обогащения биотитом и перехода

в *биотитовый гранулит*, плотная структура нормального гранулита заменяется более ясно зернистой структурой, и получается *энейсовый гранулит*. Ортоклаз далее может быть замещен плагиоклазом, и в конечном результате могут получиться *плагиоклазово-аegитовые породы*, макроскопически не отличимые от траппа, почему они и называются *трапповыми гранулитами*.

Все особенности и разновидности гранулитов *саксонской гранулитовой области*, где гранулиты выступают особенно типично и особенно хорошо были изучены, повторяются в крупных массивах о. Цейлона и в прилегающих частях Индостана, с той разницей, что плотная и слонстая структура пород Саксонии заменяется здесь более зернистой и в то же время более массивной, с более слабо выраженной слонистостью. В ряде случаев получаются сравнительно крупнозернистые породы. Здесь имеются всевозможные переходы от белых до светло окрашенных среднезернистых, почти массивных *гранатовых гранулитов* с многочисленными зернами граната размерами с зерно пшена до типичных трапповидных образований, которые здесь получили название *чарнокитов*. [Аналогичные породы встречаются в ряде мест в СССР, между прочим в районе Приднепровья на Украине, где имеются те же типы, какие встречаются и в районе Индостана и Цейлона; на р. Тясмине они образуют небольшой массив].

В районе как азиатских, так и европейских областей развития гранулитов среди них присутствуют залежи крайне разнообразных пород: с одной стороны, типичных *гранитов*, с другой — *серпентинитов*. Последние указывают на то, что гранулитовая магма обладает способностью легко расщепляться и давать основные продукты своего расщепления. В контактах с гранулитовыми породами находим также признаки контактно-метаморфического преобразования соприкасающихся с ними горных пород.

Минералогический состав. Как видно из сказанного выше, состав горных пород, которые относятся к гранулитам, крайне разнообразен и непостоянен; в *европейских* месторождениях гранулитов простым глазом

различны из второстепенных минералов такие, как *гранит, кианит (дистен), шпинель*, в то время как остальная масса породы совершенно плотная и отличается на-глаз только степенью окраски от почти чисто белой до почти черной, что указывает на изменение состава ее. Изменение состава подтверждается и увеличением удельного веса от белой до черной породы. Точное отличие одной разновидности от другой возможно только под микроскопом. *Индостанские* и *цейлонские* гранулиты значительно более ясно зернисты, состав главной массы их сравнительно легко определить. Следует обратить внимание на то, что здесь присутствует частью совершенно свежий и стекловидный полевой шпат, напоминающий *адуллар*, иногда образующий крупные зерна: он легко узнается по призмации на плоскостях спайности. Следует еще добавить, что так называемые *турмалиновые гранулиты*, которые почти всегда залегают в виде *жил*, по существу представляют собой те же гранит-аплиты.

Геологические взаимоотношения. Саксонские гранулитовые горы занимают площадь около 50×20 км, имеющую форму эллипса. Образованы они преимущественно разнообразными породами группы гранулитов с различными залежами иного петрографического характера. Горы эти окружены площадью развития разнообразных пород типа слюдяных сланцев и филлитов с характерным развитием среди них *узловатых сланцев, пятнистых сланцев, сноповидных сланцев*, также настоящих *роговиков*, т. е. имеем здесь область развития типичных контактных пород, среди которых встречаются также и более или менее значительной мощности жилы гранулитов.

Несколько иной характер имеют взаимоотношения между аналогичными породами в Индии. Здесь также присутствуют, частью значительных размеров, *иттоковидные* массы, прорвавшие слоистые горные породы и преобразовавшие их. Как там, так и здесь находятся многочисленные пегматитовые жилы, которые в районе о. Цейлон отличаются присутствием *лунного камня* — разновидности полевого шпата, отличающейся голубоватым цветом. Прорванные породы представлены здесь не глинистыми сланцами, как в Саксонии,

по известнякам и доломитам. Поэтому даже в районе развития самого гранулитового массива встречаются длинные полосы известняков или доломитов с разнообразными, иногда прекрасно развитыми контактными минералами; эти породы переходят иногда в известково-силикатные породы.

Что касается геологического возраста, то саксонские граниты примерно палеозойские, следовательно довольно древние, в то время как аналогичные породы Индии более юные, хотя возраст их окончательно не определен.

[На территории Украины встречаем аналогичные гранулитовидные породы среди мигматитов, относящиеся к докембрийскому возрасту.]

ЛИПАРИТ, КВАРЦЕВЫЙ ПОРФИР

Внешние особенности. Как липарит, так и кварцевый порфир обычно характеризуются порфировой структурой (рис. 4), однако вкрапленники в них никогда не достигают таких размеров, как в гранит-порфирах. *Липариты* — свежие, обычно очень светло окрашенные горные породы, нередко чисто белые с неровным шероховатым изломом. Вкрапленники полевого шпата представлены *санидином*, отдельные листочки биотита обладают сильным блеском и упруги. *Кварцевыми порфирами* называются горные породы, отличающиеся значительной степенью выветрелости, по большей части интенсивно окрашенные в красные, желтые, бурые, зеленоватые, фиолетовые и иные цвета. Вкрапленники полевых шпатов обычно матовые, темные составные части нередко изменены до неузнаваемости; если оставить в стороне *глинистые порфиры*, излом которых носит почти совершенно землистый характер, часто с пятнистой окраской (*пятнистые порфиры*), они более плотные, чем липариты. Среди кварцевых порфиров в зависимости от характера их излома различают *полевошпатовые порфиры* с матовым каменистым изломом, с более темной окраской, и *роговикоподобные порфиры*, более светло окрашенные, по большей части с блестящим раковисто-занозистым изломом; по внешнему виду они обладают совершенно плотным строением.

Стекловатые разновидности особенно широко распространены. Большинство *стекловатых пород* или *вулканических стекол* обладает составом горных пород, богатых кремнекислотой. Исключительно или почти исключительно из стекла состоит: по большей части бархатно-черный *обсидиан*, в ряде случаев почти совершенно лишенный воды, с прекрасно выраженным раковистым изломом (рис. 70); далее *смоляной камень*, или *пехштейн*, с неровным, иногда почти раковистым изломом, часто содержащий большое количество воды (до 10%), обычно более светло окрашенный, чем *обсидиан*,



Рис. 70. *Обсидиан* ($\frac{1}{2}$ натуральной величины), Исландия.

в бурные, красные или зеленоватые цвета. Распадающийся на мелкие шарики *перлит*, по большей части светлосерого цвета, содержит промежуточное количество воды. Оставляя в стороне *вкрапленники*, которые могут иногда присутствовать в более или менее значительном количестве в *пехштейновом порфире*, следует обратить внимание на многочисленные *сферолитовые* или *шариковые* продукты расстеклования, которые широко распространены в вулканических стеклах и не-

редко располагаются в них полосами и прослоями. К ним относятся также иногда довольно крупные (до 1 м в поперечнике) радиально-лучистые *литофизы*, которые обычно в значительной степени пористы. Многочисленные *обсидианы* переходят в пористые светлые беловато-серые, иногда чисто белые или желтоватые *пемзы*, которые, что следует отметить, могут быть получены и из *липаритов* при сильном нагревании их. Обычно *пемзы* встречаются в виде обломков различной величины, выброшенных из вулканов во время процессов их извержения.

Частому обнаружению стекловатых разновидностей среди юных изверженных пород можно противопоставить редкое присутствие их среди более древних продуктов извержений. Место стекловатых пород среди более древних продуктов извержений занимают матовые, с каменистым изломом, почти лишенные или совершенно не содержащие вкрапленников горные породы, которые носят название *фельзитов* (*геллефлитов*), в которых также присутствуют сферолиты, располагающиеся флюидално, литофизы и т. д.; все эти породы представляют собой продукты преобразования обсидианов и пехштейнов.

Относительные количества основной массы и вкрапленников в этих порфировых породах крайне разнообразны. Существуют особенно богатые вкрапленниками кварцевые порфиры, которые очень сходны с глубинными породами; они носят название *кристалл-порфиров*.

Минералогический состав. Среди вкрапленников присутствуют *ортоклаз* и *плаггиоклаз* более часто, чем *кварц*, который в некоторых случаях может быть почти совершенно незаметен. Как из свежих, так и из совершенно разрушенных пород кварц иногда выпадает при ударе по породе в виде бипирамидальных кристаллов с округлыми углами. Наоборот, если породы плотны и не вполне разрушены, кристаллы кварца при ударе ломаются вместе с породой, обнаруживая раковистый излом и по большей части дымчато-серую, реже фиолетовую окраску.

Среди вкрапленников преобладает то ортоклаз, то также плаггиоклаз; в совершенно свежих породах полевой шпат по внешнему виду близок к стекловидному *санидину*; в кварцевых порфирах он в значительной степени матовый.

Форма кристаллов обычная, окраска разнообразная, как и в гранитах. Простым глазом в обычных случаях отличить ортоклаз от плаггиоклаза не представляется возможным. Кроме того с преобладанием плаггиоклаза общий характер породы не изменяется или изменяется только в незначительной степени.

Темные составные части отступают в значительной степени на задний план. Чаще всего присутствуют

Черные блестящие листочки *биотита*, несколько реже — удлиненно призматические или игольчатые кристаллы черной или бурой *роговой обманки*, причем оба минерала в кварцевых порфирах преобразованы в большинстве случаев в грязно-зеленый матовый агрегат. Особенно свежий характер носят эти минералы в стекловатых разновидностях указанных пород. В качестве второстепенных составных частей присутствуют довольно часто *кордиерит*, часто преобразованный в *тинит* и *гранат*, редко *турмалин*.

Точно так же, как и в гранитах, наблюдаются разнообразные процессы разрушения порфировых пород. Здесь укажем только на процессы каолинизации кварцевых порфиров; процессы каолинизации в них носят местный характер и прослеживаются на значительные глубины. В разрушенных породах можно наблюдать присутствие *серпентина* и *турмалина* среди роговиковых прожилков, пересекающих кварцевые порфиры. Кварцевые порфиры обладают особенно плотной структурой и в значительной степени противостоят процессам атмосферного выветривания.

Флюидалные структуры часто наблюдаются как в кварцевых порфирах, так и в липаритах и их стеклах. Эти структуры проявляются прежде всего в расположении *вкрапленников* или *сферолитов* в виде пелос, либо в шпировом характере стекла, расположении полосами *микролитов* и первых продуктов кристаллизации в липаритовых стеклах и пехштейнах. Особенно отчетливо *шпировый* характер пород выступает не в свежих породах, но в более или менее значительно выветрившихся, главным образом в *фелъзитах* (рис. 10), также в полосатых *геллефминитах*.

Пластинчатая отдельность (рис. 71) особенно широко распространена; реже встречается *столбчатая* отдельность или неправильно угловатая отдельность. Благодаря формам отдельности массивы кварцевых порфиров при размыве их образуют живописные ландшафты.

Следует обратить внимание также на случаи переходов массивных кварцевых порфиров в тонкосланцеватые с шелковистым блеском, часто серебристо-белые *серпентитовые сланцы*, которые наблюдаются нередко

В ряде областей, где кварцевые порфиры подверглись действию горообразующих сил; самый процесс их образования является результатом особенно интенсивного размола первичной породы. В других случаях даже под микроскопом нельзя различить признаков механических воздействий: в таких случаях несколько округлые кристаллы кварца сохраняют, полностью свои первичные очертания в виде узелков на поверх-

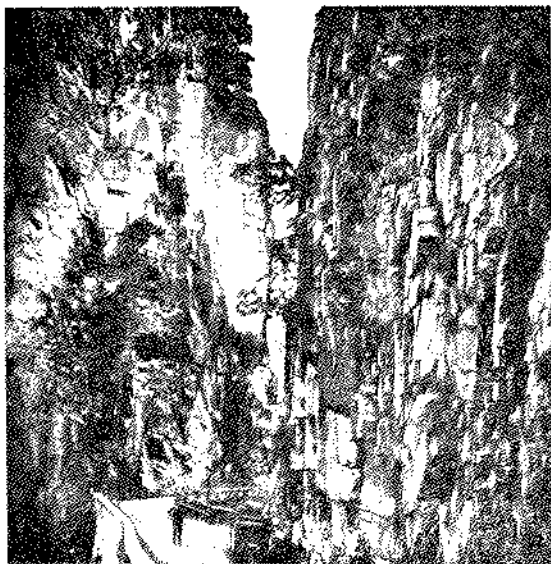


Рис. 71. Пластинчатая отдельность кварцевого порфира. Тироль.

ности сланцеватой массы, ясно указывая на происхождение самой горной породы из кварцевого порфира.

Нахождение и геологический возраст. Кварцевые порфиры представляют собой породы, особенно широко распространенные среди излившихся горных пород, образуют наиболее крупные массы; только основные излившиеся породы, так называемые *траппы*, приближаются к ним в этом отношении. Наиболее характерные формы залегания кварцевых порфиров — *пото-*

ми, также крупные *покровы*, которые часто сопровождаются мощными накоплениями вулканических туфов. Эти последние по большей части в значительной степени разрушены, и тогда их очень трудно отличить от более или менее сильно разрушенных кварцевых порфиров. Одна из крупнейших достопримечательных областей с мощным развитием кварцевых порфиров — окрестности Боцена в Тироле (Альпы), где на площади около 11 000 км² покров кварцевого порфира достигает 1 000 м мощности. Необычайно крупных размеров достигают потоки *лларитов* в северо-западной части США, где они покрывают площади еще больших размеров.

Обсидиан в чрезвычайно разнообразных формах своего внешнего вида особенно часто образует так называемую *глыбовую лаву* на поверхности потоков лав. Перлит и пехштейн в большинстве случаев встречаются в нижней части этих же потоков или же образуют жилы. В таких случаях они могут быть отнесены к *осидальным породам* и считаться аналогами *гранит-аплитов*. Бедные водой вулканические стекла иногда образуют и самостоятельные покровы и потоки, в общем однородного характера, иногда значительной мощности; среди них залежали массы плотного стекла чередуются с пемзой, и разнообразными лепешечными вкраплениями или бедными или равновидностями вулканического стекла. В общем внутренние части потоков кварцевых порфиров обладают более крупнокристаллическим сложением, однако иногда наблюдаются и обратные взаимоотношения.

Геологический возраст. Кварцевые порфиры и ллариты встречаются среди отложений самых разнообразных возрастов. Особенно мощного развития они достигают среди *карбона* и *перми* в Альпах, Германии, на Урале и др.; в Великобритании они присутствуют как в *силуре*, так и среди третичных отложений; также третичного возраста извержения этих пород в Венгрии и Северной Америке. Современные вулканы иногда по извергают кислых лав.

Там где, как например в Венгрии, можно проследить во времени целые *серии* извержений, в общем можно видеть, что среди изверженных пород андезиты

обладают наиболее древним возрастом, за ними следуют трахиты, еще более юные — липариты и последними извергаются базальты. Иное наблюдается в Исландии, где чрезвычайно мощные и занимающие огромные пространства покровы базальта прорываются сравнительно тонкими жилами липаритов, за которыми снова следуют жилы базальтов, сравнительно редко наблюдаемые.

[Липариты и кварцевые порфиры на территории СССР встречаются в сравнительно незначительных количествах и всюду играют второстепенную роль. На Урале встречаются липаритовые порфиры, занимающие промежуточное место, судя по их внешнему виду и свойствам породы, между типичными сильно измененными кварцевыми порфитами и липаритами; редко присутствуют в широкой области развития эффузивных пород на юге Урала в виде кварцевых порфиров с хорошо выраженными крупными вкрапленниками кварца.

Характерным для Урала является то, что в порфировых породах в отличие от ряда других районов развития этих пород обычно преобладающую роль над калнем играет натрий. Здесь мощно развиты породы, в которых вкрапленники представлены не отличным от других плагиоклазов альбитом; породы такого рода носят название кварцевых альбитофиров или кварцевых кератофиров; они обладают частью гипабиссальным характером, нередко образуют жилы с переходами через альбитовые гранит-порфиры к гранитам и по всем признакам тесно связаны с гранитами интрузивами.

В небольших массах, по большей части в виде покровов, встречаются липариты, красноватые или сероватые, почти без вкрапленников, в области Центрального Кавказа, например на Казбеке и Эльбрусе, также в Закавказье; они же имеются и на Дальнем Востоке и на берегах Охотского моря. Интересны жильные залегания липарита в верховьях р. Березовки в Колымском крае, где аплитовые жилы переходят в липаритовые, причем последние обладают при мощности жил до 32 м гальбандами из черного обсидиана.

Стекловатые разности в особенно больших количе-

ствах в виде пехштейнов и главным образом обсидианов, темносерых, коричневых и черных встречаются в районе между о. Гокча и Эриванью.]

СИЕНИТ

Внешние свойства. Сиенитами называются *ортоклазовые породы*, в которых кварц отсутствует совершенно или присутствует как второстепенная составная часть. Окраска их обусловлена окраской полевого шпата — красная различных оттенков до фиолетовой, желтоватая или белая, но почти всегда светлая.

От собственно сиенитов отделяют группу богатых плагиоклазом *монцонитов*, представляющих собой ряд крайне непостоянного состава горных пород, находящихся в шпировой связи друг с другом, начиная от монцонитового сиенита — собственно сиенитовой породы, слабо окрашенной, состоящей главным образом из ортоклаза и плагиоклаза примерно в равных относительных количествах, — и до темно окрашенных, почти черных пород с небольшим содержанием полевых шпатов, так называемых *монцонитовых гиперстениитов*. Особенно типично развиты такого рода породы в районе Монцони в Тироле (Альпы), в составе которых из числа темных минералов главную роль в *авгитовом сиените* играет авгит; в нем иногда присутствуют крупные листочки биотита, пронизанные кристаллами авгита. С другой стороны, к авгитовым сиенитам принадлежат некоторые щелочные породы, которые характеризуются присутствием натрового шпроксена; одновременно для них характерна геологическая связь с нефелиновыми сиенитами.

Собственно сиениты обычно среднезернистые, равномерно зернистые породы. Темный минерал, главным образом роговая обманка, характерная для *роговообманкового сиенита*, присутствует в относительно большем количестве, чем в граните. Роговая обманка более или менее равномерно распределена в полевошпатовом агрегате, который обуславливает окраску самой горной породы. Иногда, хотя и реже, чем в гранитах, здесь наблюдаются все стадии параллельного расположения составных частей сиенитов вплоть до получения *сиенитовых гнейсов*.

Слюдяные (биотитовые) сиениты имеют меньшее распространение, часто обладают темной окраской и приобретают лампрофировый габитус. *Пироксеновые*, в частности *авгитовые, сиениты* также известны среди разновидностей сиенитов.

Минералогический состав. В минералогическом отношении сиениты тесно примыкают к гранитам, по существу образуя как бы бескварцевую разновидность их. Связаны они с ними через посредство *сиенит-гранитов*. *Полевые шпаты* обладают теми же свойствами, как и полевые шпаты гранитов, однако редко образуют сколько-нибудь крупные включения. Сходно также относительное количество ортоклаза и плагиоклаза в монцонитах, что однако установить макроскопически невозможно. *Роговая обманка и биотит* обладают тем же характером, как и в гранитах; следует обратить внимание на то, что в сиенитах чаще наблюдается присутствие *эидота*, образовавшегося за счет темных минералов. *Мусковит* среди первичных минералов отсутствует, но представлен в виде своей разновидности, *серицита*, в механически преобразованных породах, в особенности в сиенитовых фациях центрального гранита. Редко встречающийся в сиенитах, но часто в монцонитах, *пироксен* образует черные, с трудом распознаваемые зерна.

Часто попадаются бурые кристаллы *титаниита*, имеющие форму конвертов, иногда видимых макроскопически. В значительном количестве встречается также и *гранат*, в особенности в краевых зонах, обладающих лампрофировым характером; далее смоляночерный *ортит*, иногда *серный колчедан* и другие минералы.

Структура сиенитов тождественна со структурой гранитов. Таблитчато развитые кристаллы полевых шпатов нередко располагаются флюидално, точно так же нередко наблюдаются и иные формы параллельной структуры. Что касается отдельности и трещиноватости, форм выветривания, выделений, включений, жил и т. д., то здесь наблюдается та же картина, что и в гранитах.

Геологические условия нахождения. В отличие от гранитов сиениты имеют второстепенное геологическое значение. Обычно они образуют местные самостоятельные *штоки* сравнительно небольших размеров, по

большей части представляют собой краевые фации местного характера гранитов. Таков характер сиенитов между прочим в окрестностях Мейссена в Саксонии, в районе, называемом районом Плауена. Сравнительно редки жилькообразные формы залегания сиенитов, причем жилы такого рода иногда прослеживаются на значительных протяжениях. Такого рода сиениты обладают мелкозернистой структурой, иногда переходят в плотные разновидности, которые при разрушении переходят в породы, нередко не отличимые от зеленокаменных пород. Часты включения посторонних пород. Большая часть жилькообразно залегающих сиенитов принадлежит к *бикристовым сиенитам*, относимым в петрографической литературе к жильным породам под названием *минетте*. О возрасте сиенитов можно повторить все то, что сказано о гранитах. Сиениты мелового возраста известны в Пиренеях, также в венгерских Рудных горах.

В то время как большинство сиенитов представляет собой всего лишь краевые фации гранитов, *монциты* характеризуются значительной степенью самостоятельности. Следует отметить, что в ряде районов монциты сопровождаются выходами горных пород, содержащих *нефелин*, и в этом проявляется некоторая связь их с натровыми породами, однако они отличаются от последних значительным содержанием кальция. Что касается *геологического возраста монцитов*, то в районе Монцини [где они были впервые и особенно детально изучены] возраст их триасовый; они вызывают здесь прекрасные преобразования находящихся с ними в контакте пород триасового возраста. В районе штата Монтана, в США, монциты, как и *банатиты* Венгрии, прорывают значительно более юные слои, именно *меловые*, в которых также прекрасно проявляются контактные изменения.

[На территории СССР в изученных петрографических районах сиениты вообще не пользуются сколько-нибудь большим распространением, играя обычно совершенно второстепенную роль.]

На Урале с наиболее крупными массивами сиенитов связаны знаменитые месторождения магнетита гг. Благодати и Высокой, где типичные представители

Сненитов представлены роговообманковыми разновидностями нормального состава; их роговая обманка получилась путем преобразования пироксена, что видно однако только под микроскопом. Наблюдаются переходы сненитов то в сненит-диориты, то в кварцевые диориты, то в габбро, сходные с монцонитами.

Снениты г. Магнитной носят своеобразный характер. Они отличаются содержанием альбита (альбитовые снениты), окрашены в красный цвет. Здесь снениты являются явными фациями гранитных интрузий.

На Урале следует отметить также наличие щелочных сненитов, развитых почти исключительно вблизи областей развития нефелиновых сненитов, которые они окружают, образуя то, что Заварицкий называет реакционной каймой, отделяющей эти нефелиновые, сильно ненасыщенные породы, от пересыщенных кремнекислотой гранитоиднейсов. Темный минерал этих сненитов представлен эгиринном в виде игольчатых и удлиненных черных и зеленовато-черных кристалликов. Наиболее крупные массы щелочных сненитов встречаются в Вятиневых и Ильменских горах. Щелочные снениты развиты также в районе Нязе-Петровской дачи, где они входят в состав так называемого Бердяшского лакколиты.

На территории Украины, где все породы, представленные докембрием, очень сильно денудированы, снениты играют совершенно второстепенную роль и встречаются редко, образуя по существу только отдельные выходы или отдельные жилы (дайки).

Снениты своеобразного характера выступают главным образом в области развития габбро-норитовых пород на севере Украины и в средней части ее; они представлены темносерыми, почти черными породами, сходными с черными гранитами того же района, но отличающимися отсутствием кварца; от габбро-норитовых пород они отличаются резко выраженной толстотаблитчатой формой кристаллов калиевого полевого шпата, в то время как в габбровых породах кристаллы лабрадора имеют форму сравнительно тонкотаблитчатых кристаллов. Наблюдается при увеличении содержания плагиоклаза и оливина переход сненитов в габбро-снениты и затем в габбро.

Другой район довольно мощного развития сиенитов—район восточной части Приазовского массива, где они образуют неправильной и неясной формы участки среди темно окрашенных гранитов, упомянутых выше; сходны с гранитами и с трудом отличаются от последних только отсутствием кварца.

Гиперстеново-биотитовые сиениты местами в довольно крупных количествах развиты в области развития упомянутых выше чарнокитовых гранитов, окрашенных в черный цвет в районе Подолки.

В Прибайкалье встречаются местами щелочные сиениты, аналогичные уральским, также с удлинёнными кристаллами эгирина (оз. Байкал, Святой Нос).

В районе Хибин щелочные сиениты (называемые здесь *ультракинтами*) окружают область развития типичных нефелиновых сиенитов; состоят из калиевых и натровых полевых шпатов, причем темный минерал представлен роговой обманкой. Здесь они связаны переходами, с одной стороны, с нефелиновыми сиенитами, с другой,—с щелочными гранитами, окрашенными в мясо-красные цвета, развитыми примерно к северо-востоку от Хибин в центральной части Кольского полуострова, где они образуют крупный массив. Сиениты типа, близкого к монзонитам, развиты местами в Сибири.

С интрузиями пород сиенитовой магмы связаны многочисленные месторождения полезных ископаемых и прежде всего *железных руд* (магнетитов), например на г. Благодати и Высокой, где рудные тела являются переходными от магматического к пневматолитическому образованию на г. Благодати и к контактно-метаморфическому на г. Высокой (интрузия сиенитов в девонские известняки). С сиенитами далее связан ряд месторождений *марганцевых руд* (Сапальское на Урале), *медных руд*, *золота*. С эффузивными породами сиенитовой магмы, по крайней мере на Урале, рудные месторождения почти совершенно не связаны.]

ТРАХИТ И ОРТОКЛАЗОВЫЙ ПОРФИР (ОРТОФИР)

Внешние свойства. *Трахит и ортофир* отличаются друг от друга в значительной степени. В нормальных месторождениях трахиты отличаются светлой окрас-

кой—серой, желтой или красноватой, имеют явно выраженную порфировую структуру и по большей части шероховатый излом, что обусловлено тонкопузырчатой структурой основной массы породы. Они обнаруживают склонность к пузырчатой структуре; в них часто наблюдается минералообразование в пустотах, главным образом новообразования *тридимита* в виде мелких таблитчатых кристалликов. Наиболее крупные включения принадлежат *сангидину*; включения *плагноклаза* обычно значительно меньшего размера, чем включения *сангидина*, также сравнительно незначительных размеров и включения *биотита*, *роговой обманки*, *авгита* или *гиперстена*. Относительные количества включений, с одной стороны, и основной массы, с другой,—очень изменчивы; имеются породы почти вполне зернистые, а также почти совершенно плотные, или почти пемзовидного характера; в последнем случае они обычно светло окрашены.

Совершенно иной внешний вид *ортофириров*: эти породы матовые, желтоватые или красноватые; включения представлены мутным ортоклазом взамен стекловидного *сангидина*, обладающего сильным блеском: темный минерал в них обычно в значительной степени разрушен, часто до неузнаваемости; основная масса, значительно более плотная; обладает мутной серовато-зеленой или красновато-бурой окраской, излом матовый, частью землистый. Пористые трахиты обладают малым удельным весом (2,5); несколько большим удельным весом, около 2,7, обладают преобразованные ортофиры.

С этими породами тесно связан ряд переходных типов, именно *андезитовидные трахиты*, несколько более темные, чем нормальные трахиты, в то же время приобретающие внешний вид андезитов. *Фонолитовые трахиты*, нередко содержащие различаемый уже простым глазом синий *содалит*, связывают трахиты с фонолитами. Своеобразным характером обладают *кратофиры* и *кварцевые кратофиры*, которые по внешнему виду очень сходны с ортофирами и по большей части в значительной степени разрушены и преобразованы. По химическому составу они принадлежат к натровым породам, однако удивительным яв-

лется то, что они выступают вне геологической связи с ллмп.

Минералогический состав. Минералогический состав трахитов и ортофиров очень простой. *Санидин*, соответственно *ортоклазу*, образует карлсбадские двойники таблитчатой формы, иногда также изометрические простые кристаллы, которые вместе с *плагноклазом*, сравнительно бедным *адоритом*, образуют вкрапленники наряду с *биотитом* и *бурой роговой обманкой*. Последние два минерала в не особенно свежих породах преобразуются в *хлорит* или *кварц* с *карбонатами*, иногда также в *бурый железняк*. *Авгит* в числе вкрапленников в нормальных трахитах встречается сравнительно редко.

Здесь так же, как и в *лппаритах*, но значительно реже, наблюдается присутствие *стекловатых* образований.

Большинство так называемых *трахитовых обсидианов* принадлежит к *лппариту*.

Из числа второстепенных составных частей особенно часто встречается *титанит* по большей части в виде светло окрашенных коричневых мелких кристалликов, далее *гранат*, *кордиерит* и др. Часто упоминаемый как составная часть трахитов *тридимит* в действительности является вторичным минералом, выполняющим пустоты в трахите в виде белых стекловатых шестигульных табличек.

Отсутствуют формы отдельности, характерные только для трахитов; чаще всего наблюдается столбчатая отдельность. Зато очень часто обнаруживается присутствие крайне разнообразных *включений*. Часть этих включений является *первичными* образованиями в самом трахите; к числу их принадлежат так называемые зернистые *мнэролитовые санидиниты*, которые состоят почти исключительно из *санидина* и развиты главным образом в *фонолитовых трахитах*. [Они образовались на глубине до излияния трахитов.] С другой стороны, могут присутствовать также обломки *соседних пород*, которые также вынесены нередко с больших глубин и поэтому испытали характерные и значительные контактно-метаморфические изменения; в других случаях они захвачены у поверхности земли и в таком случае

только обожжены. Соответственно их пористой структуре трахиты легко выветриваются; этим и обусловлено то, что среди древних пород первичные структуры трахитов не наблюдаются.

Геологические условия нахождения. В общем послемезозойские породы обладают габитусом трахитов, до третичные — ортофиров. Однако и среди последних встречаются разновидности, совершенно не отличимые от свежих трахитов.

Распространение горных пород, относящихся к данной группе, не особенно значительно, однако мы находим их среди отложений самого разнообразного геологического возраста. Некоторые из числа действующих в настоящее время вулканов изливают трахитовые лавы. [На территории СССР трахиты развиты в незначительных количествах и встречаются лишь изредка. Так они образуют лакколиты в окр. Минеральных Вод на Северном Кавказе. Ортофиры пользуются довольно широким распространением в области Урала, в ряде мест Казахстана, Алтая и др., также в области Кавказских гор.]

Трахит и ортофир образуют *покровы и потоки* иногда значительных размеров, часто сопровождающиеся крупными массами вулканического пепла; особенно широко распространены они в средней Италии. Типичные потоки трахита наблюдаются например в Монтдор, во Франции, ортоклазового порфира — в красном мертвом ложке в Тюрингии и Саарской области.

Жилы трахитов присутствуют во многих трахитовых районах, там же довольно часты жилы ортофиров. В последнем случае наблюдаются переходы в *сиенит-порфиры*. Иногда трахиты образуют типичные *кулола* (рис. 6).

[Типичные порфиры и туфы их на Урале развиты в очень малом размере сравнительно с порфиритами и входят часто в состав порфиритовых вулканических районов. Иногда они по своему габитусу приближаются к трахитам, но по большей части сильно изменены, переходя в фельзитовые порфиры с плотной землистой основной массой.]

В ряде случаев они изменяются, как и туфы их, до неузнаваемости благодаря действию давления и посто-

ленно переходят в некоторых случаях в серпичитовые сланцы.

Спелитовые порфиры нередко сопровождают массивы глубинных пород, что наблюдается например в некоторых частях Южного Урала, также на г. Благодати. В Миасской даче имеются области развития щелочных спелитовых порфиров с агирином, причем в некоторых жилах их появляется также и нефелин. Так как породы Урала сильно изменены, трахиты отсутствуют и заменены порфирами, туфы также изменены чрезвычайно сильно.

На Украине, несмотря на древний сравнительно возраст, именно, по всем признакам верхнекаменноугольный, местами в восточной части Приазовского массива встречаются небольшие массивы, частью лакколлитового характера, частью в виде небольших покровов, главным образом в виде даек мясо-красных трахитов с типичной трахитовой структурой, но почти без вкрапленников в одних случаях и с многочисленными вкрапленниками в других. В то время как трахиты Кавказа не претерпели сколько-нибудь крупных изменений, кератофиры, приуроченные к более древним породам, среди которых они образуют жилы и дайки, представляют собой продукты глубокого изменения первичных трахитов, в значительной степени перекристаллизованных. Часто встречаются кератофиры кроме Урала и Кавказа также в ряде мест Сибири и Средней Азии.]

11. ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ПОРОДЫ

КВАРЦЕВЫЙ ДИОРИТ И ДИОРИТ

Внешний вид. *Кварцевый диорит и диорит* связаны с гранитом, соответственно с спелитом, постепенными переходами; развиты как краевые фации этих пород, иногда также и габбро. Выступая в виде самостоятельных форм залегания, они образуют менее крупные, чем ортоклазовые породы, *залессы и штоки*, также довольно мощные дайки. Там, где они образуют особенно крупные массы, габитус их очень сходен с габитусом ортоклазовых пород. Они среднезернисты, состоят из преобладающего белого плагиоклаза и темного минерала; кварц то отсутствует, то может присутствовать в более

или менее значительном количестве. В краевых частях, как и в дайках, они становятся более мелкозернистыми до плотных и макроскопически приобретают характер *зеленокаменных пород*, часто с порфировой структурой — *диорит-порфирит*. В переходных членах и гранитах встречаются вкрапленники ортоклаза, которые легко узнаются по их крупным размерам и мясо-красной окраске, в то время как плагиоклаз окрашен в белый цвет. Среди темных минералов встречается наиболее часто *роговая обманка* (*роговообманковый диорит*). Частью она может быть замещена *биотитом*, который в *слюдяных диоритах* играет первенствующую роль. Среди первичных минералов *мусковит* отсутствует полностью. Пироксены только в отдельных местного характера случаях могут преобладать над роговой обманкой; пироксен представлен преимущественно ромбическим пироксеном (*в диоритовом норите*), реже присутствует моноклинический пироксен (*в азитовом диорите*).

Среди кварцевых диоритов нередко встречаются диориты с биотитом, как главной темной составной частью породы (*в кварцево-слюдяном диорите*). Месторождения его обычно тесно связаны с выходами гранитов. В ряде случаев их правильнее называть *моналитами*.

Минералогический состав. Главный минерал, из которого состоят диориты, — *плагиоклаз* — обычно входит в состав породы в количестве $\frac{3}{4}$ ее общей массы. Свойства плагиоклаза такие же, как и в граните. Редко встречается плагиоклаз, превращенный в плотный светлый зеленовато-серый соскурит. Наряду с плагиоклазом довольно часто присутствует также и *ортоклаз*; при увеличении содержания последнего получаются переходы к граниту. *Кварц* редко отсутствует полностью, но отчетливо виден только в *кварцевых диоритах*. Остальные минералы такие же, как и в сyenите. Разница заключается в том, что при более или менее сильной степени выветривания можно установить при помощи соляной кислоты импрегнацию породы кальцитом. Нередко наблюдается также значительное обогащение породы плотными агрегатами хлорита, которые и придают породе зеленокаменный характер. Последний осо-

бенно проявляется в диоритовых порфиритах, в которых сильно помутневшие вкрапленники плагиоклаза располагаются в плотной зеленоватой основной массе.

Нормальные диориты — беспорядочно зернистые породы, чаще всего не особенно крупнозернистые. В некоторых типах диоритов особенно часто наблюдаются параллельные структуры; некоторые диориты представляют собой типичные полосатые породы, которые носят название *диоритовых гнейсов* или *амфиболитов* и относятся к кристаллическим сланцам. В них присутствуют те же включения и дайки, как и в граните; то же относится и к внешнему виду более крупных массивов. Особенно красивые формы текстур наблюдаются в *шаровом диорите* (рис. 72).

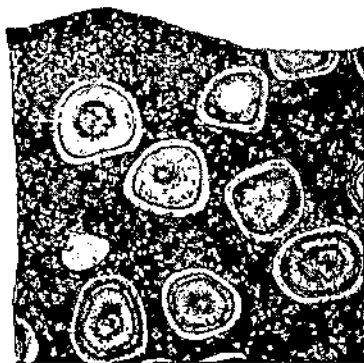


Рис. 72. Шаровой диорит (корсит).
Коренка.

Минерализующие агенты, которые первично присутствовали в магме, были те же, что и в граните. Поэтому нормальный *контактный метаморфизм* протекает около кварцевых диоритов в том же направлении, как и в районе гранитовых массивов. Следует однако отметить, что в районе этих пород слабо проявляются

такие агенты, как фтор, бор и др., поэтому в контактах с диоритом турмалин играет совершенно второстепенную роль. Совершенно отсутствуют такие минералы, как топаз, плавиковый шпат и т. п.

Следует обратить особое внимание на то, что с диоритами и кварцевыми диоритами чрезвычайно часто связаны различные *рудные месторождения*. К ним относятся многочисленные *скарновые* образования с магнетитовыми рудами, которые образуются в контакте с диоритами в перекристаллизованных известняках, далее чистые серебро-кварцевые жилы, кварцево-золотые жилы, в особенности медные рудные жилы с медным колчеданом, цинковой обманкой и свинцовым

блеском. Изверженные породы, пересеченные рудными жилами, в контакте с этими жилами сильно разрушены и частью полностью переходят в каолин.

Местонахождения и геологический возраст. *Кварцевослюдяные диориты*, вероятно палеозойского возраста, с переходом их в нориты образуют крупный шток в Клаузене, в Тироле, где проявляются особенно интересные и яркие картины скарнового образования в контактной зоне; особенно интересны те обломки, которые попали в изверженную породу и ею изменены. В Центральном Альпах в изобилии встречаются кварцеводиоритовые и диоритовые фацции центрального гранита, которые также иногда обладают гнейсовидным характером и так же, как и гранит, принимают участие в образовании резорбированной и инъектированной сланцевой оболочки в контакте с соседними породами.

Мощные *диоритовые штоки*, часто приобретающие шпировый характер, в некоторых случаях даже как бы пластовый характер, встречаются в Западных Альпах, также в Восточных Карнатах в мелких штоках, часто расположенных рядами один за другим. Они встречаются среди фнеллитовых сланцев в центральных частях Сосновых гор в Германии, также в краевой зоне габбрового массива в Оденвальде.

Жилы диоритов, по большей части очень тонкозернистые, в районе залыбандов становящиеся еще более плотными, широко распространены, частью независимо один от других, частью целыми группами жил. В жилах иногда проявляется также и порфировая структура. Такие горные породы образуют иногда мелкие штоки (Квенст в Бельгии) и лажколиты.

Что касается геологического возраста кварцевых диоритов и диоритов, то можно сказать, что они встречаются во всех геологических системах от кембрия до третичного времени [также в изобилии и в районах развития докембрия]. Среди наиболее юных пород этого рода следует обратить внимание на третичные *андезит-диориты*, которые образуют ядра крупных вулканов Аргентины, Чили и др., покрытые мощными массами туфов и лав, обладающих диорит порфировым характером; в них часто присутствует и стекло; этот характер типичен для *андезитовой* внешней зоны. Так как

затвердевание происходило по направлению снаружи внутрь, нередко видны апофизы зернистого диорита, проникающие в порфиритовую краевую зону (рис. 73). Возрастные взаимоотношения соответствующих пород крайне разнообразны. В Швеции жилы диоритов пересекают гранит, в то время как в Оденвальде (Германия) граниты прорывают диориты и разделяют их на куски.

[Диориты в различных частях СССР играют двоякую роль. В одних случаях они тесно связаны переходами с типичными гранитами через посредство квар-

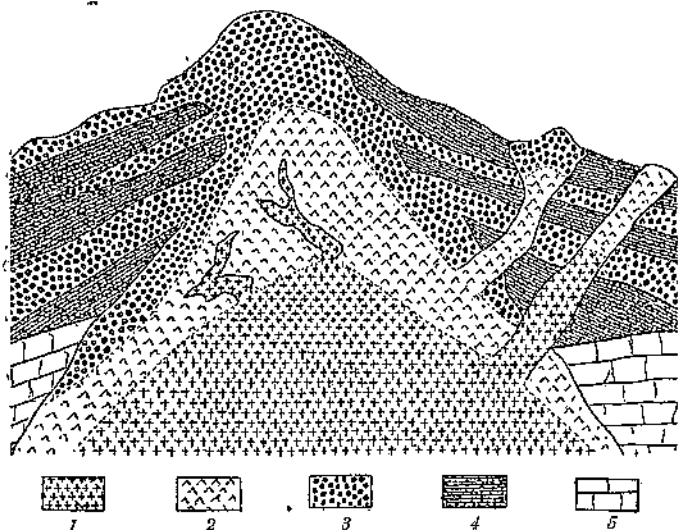


Рис. 73. Схематическое изображение отношения между диоритом, диорит-порфиритом и андезитом.

1 — диорит; 2 — диоритовый порфирит; 3 — андезит; 4 — туф; 5 — древний слон.

цевых диоритов, в других — также непосредственно переходят в габбровые породы. Следует отметить, что далеко не всегда удается легко определить принадлежность породы к диориту. Эти темно- и светлосерые породы, иногда с зеленоватым оттенком, в ряде случаев представляют несомненно первичные рогообманковые породы по большей части изверженного происхождения; однако в других случаях макроскопически,

а в некоторых случаях и микроскопически, их трудно отличить от амфиболитов, т. е. вторичных метаморфических горных пород, которые получаются при преобразовании различных основных или туфов (например диабазовых и иных туфов). Наконец они могут представлять собой в ряде случаев также и уралитизированные габбро или габбро, в которых первичный пироксен перешел во вторичную роговую обманку (амфиболитизированные габбро).

Тесная связь диоритов через посредство кварцевых диоритов с гранитами особенно хорошо проявляется в районе Турьинских рудников в Богословском округе, также в районе массивов г. Магнитной. В районе г. Магнитной присутствуют также и основные породы группы габбро, частью и наиболее основные типы их. Таким образом на территории Урала самостоятельных тел диориты не представляют, но обычно являются фациями либо гранитных, либо габбровых пород.

На Украине диориты играют совершенно второстепенную роль, и те породы, которые обычно относят к диоритам, в особенности в старой литературе, на самом деле представляют собой амфиболиты различных типов.

Своеобразные светлозеленые зернистые массивные породы района Садонского свинцово-серебряного рудника на Северном Кавказе представлены кварцевохлоритовым банатитом.

Видную роль играют диориты и кварцевые диориты в Закавказье, причем здесь наблюдаются частые переходы их в гранодиориты. Эти породы из темных минералов содержат авгит, обычно окрашены в зеленоватосерый цвет, мелко- и среднезернисты. Образуют более или менее значительные интрузивные тела неправильной формы, возраст которых не древнее верхней юры.]

ГАББРО

Внешние особенности. Понятие «габбро» первоначально включало все породы, состоящие из агрегата, образованного исключительно *плаггиоклазом и диаллазом*. Последний, присутствуя в виде крупных зерен, обладает металлическим блеском, опознаваемым даже

в более или менее сильно разрушенных индивидуумах диаллага.

В настоящее время понятие о *габбро* значительно расширилось. Под габбро понимают все породы, которые при чисто зернистой структуре состоят главным образом из основного *плагноклаза* с примесью большего или меньшего количества *темных составных частей*, по большей части *пироксена*, реже *роговой обманки* или *слюды* и значительного количества *рудных минералов*, которые придают породе обычно *меланократный характер*, т. е. они отличаются большим удельным весом (3,0) и темной окраской и уже по внешнему своему виду отличаются от *диоритов*; с другой стороны, *офитовая* или *диабазовая структура* сближает их с *траппами* и с *диабазами*.

Габбровые породы по большей части очень плотны, нередко при очень значительном размере зерен очень вязки. Особенной вязкостью отличаются *сосюритовые разновидности габбро*; *мелкозернистые габбро* принадлежат к наиболее крепким горным породам. *Крупнозернистые габбро* встречаются сравнительно часто. В них нередко можно заметить наряду с *металлическим* отливом *пироксена* яркую игру цветов *лабрадора*, что придает особенную красоту темной породе. [Исключительно красивые цвета и отливы получаются в том случае, когда *лабрадор* сероватый или почти белый и отличается *светлоголубым* отливом различных оттенков (*лабрадоры на мавзолее Ленина*; *монолиты этого лабрадорита добыты в Новом Вобрике около Житомира*).]

Следует заметить, что широко применяемая в технике горная порода, называемая обычно *норвежским лабрадоритом*, представляющая собой крупнозернистую темную породу, относится не к габбро, а скорее к *натровым сиенитам*. *Плагноклаз габбровых пород* то темно окрашен, то он серый, бурый или фиолетовый. [В некоторых случаях он окрашен примесью мелких иголок *титанистого железняка* почти в черный цвет. В таком случае и вся порода приобретает почти черную окраску (*лабрадориты Волыни, лабрадорит Городища около Черкасс на Украине*).] В *мелкозернистых* разновидностях черная окраска наблюдается почти всегда; по макроскопическому своему характеру эти породы

Часто отождествляются с *траппом*, с которым они тесно связаны и в геологическом отношении. Редко наблюдаются порфировые разновидности; связь с траппами нередко проявляется в наличии у габбро признаков офитовой структуры, ясно видимой и макроскопически, что проявляется в том, что кристаллы плагиоклаза обладают отчетливой таблитчатой формой, а пироксен выполняет промежутки между ними. Наряду с породами, в которых полевой шпат сохранился совершенно свежим, особенно широко распространено преобразование его в сосюрит, причем получаются сосюритовые габбро с иной структурой и с типичным плотным изломом. Точно так же образование *уралита* за счет пироксена обуславливает переход габбро в своеобразную фацию *уралитового габбро* или *эпидиорита*, которые в свою очередь тесно связаны с амфиболитами.

В габбро замечается большая склонность к магматической дифференциации, поэтому очень часто встречаются *полосатые и волокнистые габбро*, в которых прослой, особенно сильно обогащенные полевым шпатом, чередуются с прослоями, состоящими почти исключительно из очного пироксена. При дифференциации они далее дают начало *пироксенитам*, состоящим почти исключительно из пироксенов, часто с примесью оливина, и *анортозиту*, состоящему обычно из крупных таблитчатых в большинстве случаев кристаллов лабрадора (с небольшой примесью зеленого серпентина), также *перидотитам*, состоящим преимущественно из оливина и окрашенным, как и пироксениты, по большей части, в черный цвет; разновидность, состоящая почти исключительно из оливина, окрашенного в свежем виде в светлозеленый цвет, носит название *дунита*; *форелленитейнами* называется особый тип габбро; [в них таблитчатые кристаллы плагиоклаза прорастают округлыми зернами обычно почти черного оливина, перешедшего в большей или меньшей степени в *серпентин*.]

Минералогический состав. В нормальном габбро преобладающую роль играет *основной плагиоклаз*, по большей части в виде зерен неправильной формы, которые, в том случае, когда они совершенно свежи, окрашены в бурый цвет. В крупнозернистых породах на плоскостях спайности в них нередко видна отчетливая поли-

синтетическая двойниковая штриховка, часто видимая простым глазом. По большей части плагиоклаз мутноватый и тогда сероватый до зеленовато-белого; при переходе в сосюрит он постепенно теряет спайность и двойниковую штриховатость. В *сосюритовом габбро* структура породы выступает иногда макроскопически более отчетливо, чем в свежей породе. Присутствуют в незначительном количестве ортоклаз, также и кварц, оба макроскопически опознавать не удастся. Точно так же далеко не всегда простым глазом можно констатировать присутствие оливина.

Наиболее характерным темным минералом является темный *силькат*, обладающий поперечной отдельностью, по большей части представленный таблитчатым *диаллагом*; благодаря таблитчатому очертанию его довольно легко определять на поверхности излома породы. Его окраска в свежем состоянии буроватая, часто с характерным металлическим блеском. Он часто или окружен плотной роговой обманкой или же кажется волокнистым и зеленым в связи с началом уралитизации. Вместо диаллага и с теми же продуктами преобразования широко распространен макроскопически черный обыкновенный, часто богатый титаном *авгит*.

Ромбический пироксен часто встречается одновременно с диаллагом, пластинчато с ним срастаясь или образуя в нем включения; макроскопически он такой же, как и диаллаг; представлен то гиперстеном в *гиперите*, то бронзитом в *норите*. Он нередко преобразуется в параллельно-чешуйчатый агрегат так называемого *бастита* или *талька*. От дюрита норит отличается *габброидной* структурой и темной окраской.

В *бойнтах* пироксен замещается первичной роговой обманкой, бурой или зеленовато-бурой. Роговая обманка придает коричневатый тон по большей части среднезернистой почти черной породе. Часто встречается *гранат*, видимый отчетливо в виде отдельных зерен. Такого рода породы обычно отделяют от габбровых пород и относят к кристаллическим сланцам.

Основной характер габбро выступает также и в содержании окислов железа; среди железорудных минералов простым глазом можно легко узнать присутствие *ильменита* (*титанистого железняка*), кото-

рый иногда собирается в виде довольно крупных рудных скоплений. Редко в свежих породах можно наблюдать присутствие *магнитного колчедана*, в то время как *серный колчедан* присутствует почти исключительно в разрушенных габбро — в *зеленокаменных породах*. Точно так же в связи с габбро встречаются и другие полезные ископаемые. К ним относятся *апатитовые жилы* Норвегии, которые интересны в том отношении, что они преобразовали пересекаемые ими габбро в *скаполитовые габбро* (рис. 74).

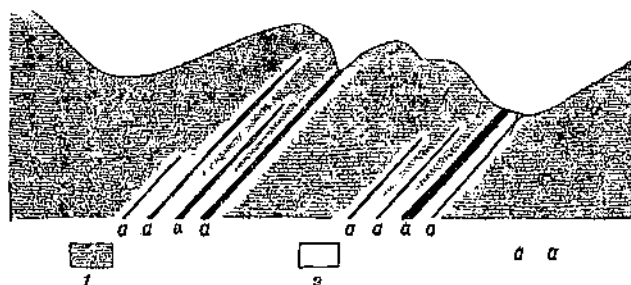


Рис. 74. Апатитовые жилы в скаполитовом габбро. Норвегия.

1—габбро; 2—скаполитовое габбро; а—апатитовые жилы.

Геологические условия нахождения. Габбро встречается частью в виде ясно образованных штоков или в виде утолщенных *линз*, окруженных по краям разнообразными амфиболитами, в которые они переходят. Формы залегания такого рода характерны для областей развития кристаллических сланцев, где они наблюдаются в большом числе мест; имеются также формы залегания в виде залежей. В связи с конкордантными условиями залегания, также тесной связью с нормальными габбро, с одной стороны, и сланцеватыми породами, с другой, — делались попытки относить первые породы к *кристаллическим сланцам*, вторые — к породам изверженным. Многие из таких линзовидных масс представляют собой захваченные гранитом залегающие в «гнейсе» *глибы*, оторванные на больших глубинах гранитом, преобразованные им и частично резорбированные.

Если бросить общий взгляд на все эти взаимоотношения, то например в области Лизарда в Корнуэлле

Можно наблюдать присутствие самых разнообразных сланцеватых форм, которые считались особенно характерными для неизверженных габбро. Самое месторождение габбро имеет форму настоящего штока с разнообразными апофизмами. Если одновременно проследить в районе Лизарда разнообразные механические деформации, широко распространенные здесь, которые позволяют считать, что сланцеватая параллельная структура носит вторичный характер, то можно в параллель с ней поставить полосатую структуру полосатых габбро Гебридских островов третичного возраста, где последние породы совершенно не затронуты горообразующими процессами. Здесь не может быть сомнения в том, что эти образования изверженного происхождения; их пытались считать характерными для пород неизверженного происхождения.

Жилообразные формы залегания габбро довольно широко распространены; частью они представляют собой апофизы более мощных масс, частью же появляются независимо от них самостоятельно. Точно так же и эффузивный трапп иногда приобретает особенности и структуру мелкозернистого габбро, как например в покровах, залегающих на силуре в районе оз. Веннер, в Швеции, которые состоят из разнообразных типов пород, переходных от габбро до траппов. Они широко применяются в технике под названием *черного шведского гранита*.

В связи с гранитами, будучи связано с ними переходами, встречается габбро в палеозое Гарца в Германии; в других местах, притом чаще, габбро находится в тесной связи как с плагиоклазовыми породами, так и с перидотитами. Такой парагенез габбро, диабазы и серпентина чрезвычайно характерен для ряда районов распространения габбровых пород Западной Европы, также для Урала. Более самостоятельные штоки встречаются в ряде мест Силезии; им аналогичен шток бойпта в Богемско-Баварской пограничной области.

Геологический возраст. Габбро присутствуют среди пород самого различного возраста, начиная от докембрия и кончая третичным временем. Имеются места распространения габбро, где возраст их не вполне точно установлен, например в районе саксонской гра-

нулитовой области, в Оберпфальце. Примеры таких же габбровых массивов имеются в ряде мест юго-восточной и северо-западной Европы. Многочисленные месторождения габбро имеются на Эльбе, в Лигурии; на греческих островах они приподняли эоценовые отложения и их метаморфизовали. Все габбровые породы, как наиболее юные, так и наиболее древние, обнаруживают одинаковые степени преобразования и сохранности, так что совершенно ясно, что и здесь нет никакой связи между геологическим возрастом и петрографическим характером этих горных пород.

[Габбровые породы в различных частях СССР пользуются очень широким распространением. Характеризуются они в каждой отдельной области своими особенностями и совокупностью тех пород, которые в этой области связаны с габбровыми породами. Особенности самих габбровых пород в ряде случаев можно устанавливать также и на основании исследования горных пород простым глазом.

Крупным распространением пользуются габбровые породы на Урале. Широкая полоса этих темно окрашенных пород тянется с севера на юг вдоль всего Северного и Среднего Урала, располагаясь по западному склону по границе между осадочными породами и породами метаморфическими. Развитие их постепенно уменьшается по направлению к Южному Уралу, где они представлены сравнительно слабо.

Число типов габбровых пород на Урале крайне разнообразно; типы можно устанавливать как по первичным особенностям состава и структуры, так и по характеру их последующих изменений, иногда настолько значительных, что первичное происхождение преобразованных пород устанавливается с большим трудом.

Типичные оливиновые и безоливиновые габбро с совершенно свежим плагиоклазом и пироксеном, с характерной габбровой зернистой (среднезернистой) структурой также развиты в этой же области габбро-норитовых пород.

Характерным для Урала является почти полное отсутствие таких типов габбро, как габбро-нориты и нориты, также и лабрадоритов. Широко распространены явления амфиболитизации габбровых пород Урала,

в результате чего получаются роговообманковые габбро, которые на Урале нередко называют габбро-диоритами.

Амфиболитизация сопровождается нередко, в особенности в Тагильском округе, также разрушением плагиоклаза и превращением его в сосюрит; плагиоклаз становится совершенно мутным, плотным, теряет признаки спайности благодаря образованию тончайшего агрегата цоизита в смеси с альбитом. Не вполне выяснен вопрос о времени амфиболитизации — происходила ли она по схеме Боуена, в магматическом состоянии, или после остывания породы; в случае присутствия сосюрита, как предполагает Заварицкий, последнее вероятнее всего.

В тех районах Урала, где особенно интенсивно проявлялись процессы различных типов метаморфизма, габбровые породы переходили в совершенно новые породы, в типичные амфиболиты как массивные, так и полосатые или сланцеватые, с переходными стадиями в виде габбро-амфиболита. К такому типу преобразованных габбро относятся амфиболиты Саткинской дачи, Кусинской дачи и др.

Иногда присутствуют также в значительной степени меланократные габбро, окрашенные в черный цвет, мелкозернистые, с порфировым или даже плотным сложением, с отдельными выделениями пироксенов.

Биотитовые габбро крайне редки; отличаются меланократным характером и присутствием многочисленных блестящих листочков биотита. Редко встречаются также габбро, содержащие первичный кварц. Далее характерной особенностью габбро Урала является их полосатая структура с переходами от нормальных массивных габбро и равномерно зернистых до сланцеватых.

Необходимо отметить, что только в областях развития габбровых пород относятся месторождения *хромита* и *платины* с ее спутниками, что имеет большое значение.

В районе Украины характер габбровых пород совершенно иной. Габбровые массивы отличаются прежде всего тем, что они не вытянуты по одному направлению, что характерно для габбро Урала, но тем, что они занимают широкие площади, прорывая более древние, преимущественно гранитные и гнейсовые образования

(мигматитовые). В минералогическом отношении отличаются тем, что наряду с нормальными габбро, оливиновыми и безоливиновыми, присутствуют многочисленные иные типы габбровых пород, прежде всего оливиновые и безоливиновые габбро-нориты и нориты, простым глазом с трудом отличимые одни от других. Далее характерно почти полное отсутствие таких пород, как пироксениты и перидотиты, тесно связанные с габбровыми породами в районе Урала; вместо них присутствуют в больших количествах различные типы лабрадоритов, обычно очень крупнозернистые и отличающиеся игрой цветов. Среди лабрадоритов различают два типа. Один—обычно распространенный, почти черного цвета благодаря почти черной окраске лабрадора, образующего крупные таблитчатые кристаллы, отличающиеся темносиними, золотистыми, иногда красноватыми оттенками. Такой тип встречается как на Волыни, так и около г. Черкасс в Городище Воронцовском, и по всем признакам встречается в мало изученном районе около г. Бобринца, близ г. Кирова. Другой тип отличается тем, что плагиоклаз, образующий такие же крупные таблитчатые кристаллы, обладает светлосерой, беловатой окраской, напоминающей окраску некоторых норвежских «лабрадоритов», и в то же время отличаются довольно яркой, но более нежной игрой цветов, обычно в голубых тонах; такой лабрадорит, встречающийся около ст. Турчинка (Новый Бобрят), ценится особенно высоко. Этими двумя типами лабрадоритов облицован мавзолей Ленина; он же идет как ценный экспортный материал и служит для облицовки зданий.

Характерной особенностью габбро Украины является далее содержание в габбровых породах небольших количеств ортоклаза, в результате чего получается переход от габбро через габбро-сиенит в сиенит, кварцевый сиенит и наконец в гранит.

Характерно для габбровых пород Украины также и их крайнее непостоянство: различные типы габбровых пород, упомянутых выше, многократно и на небольших расстояниях сменяют друг друга, поэтому самые массивы в различных частях своих носят пестрый характер.

Месторождения габбровых массивов Украины имеют большое значение, так как среди них присутствуют

лабрадориты, представляющие собой ценный экспортный материал; что касается средне- и мелкозернистых габбро и габбро-норитов, то они благодаря наличию в них параллелепипедальной структуры легко раскалываются в некоторых месторождениях и используются как очень вязкая брусчатка для мостовых.

Крупные массы габбро-норитовых пород развиты также в районе Онежского оз., в Карелии, и частично в районе Кольского полуострова, главным образом к западу от Хибин.

Габбровые породы легко видоизменяются, и некоторые из продуктов их изменения носят специальные названия. К таким продуктам преобразования габбровых пород относятся прежде всего *спилозиты*, представляющие собой светлозеленые породы, в значительной степени пятнистые, по внешнему своему виду напоминающие пятнистые сланцы в области контактов с гранитами, но на самом деле состоящие только из хлорита и альбита. Если эти спилозиты обладают полосатой структурой, их обычно называют *десмозитами*.

С глубинными породами габбро-диоритовой магмы связаны многочисленные месторождения *титано-магнетитов* с железом, титаном и ванадием (Кусинское, Копанское месторождения и др.), также месторождения *меди* в виде магматических выделений или в кварцевых жилах. Крупное значение имеют габбро-норитовые массивы в связи с возможностью нахождения в них перидотитовых массивов, как носителей *платины, хрома, никеля*. Иногда габбровым породам подчинены также и месторождения *золота*.]

АНДЕЗИТ И ПОРФИРИТ

Внешний вид. *Порфиритом*, соответственно *андезитом*, называются порфировые плагиоклазовые горные породы, соответствующие диоритам и габбро, причем в частности *диабазовый порфирит* относится к *диабазу*. В петрографическом отношении различие также очень просто: андезиты — *свежие* породы, порфириты — более или менее значительно *преобразованные*.

Кварцевые андезиты, или *дациты*, имеют внешний вид *липаритов*, однако они обычно более бедны кварцем.

Андезиты имеют разнообразный габитус. Это светлосерые или буроватые горные породы, отличающиеся от трахитов только присутствием несколько большего количества темных минералов среди вкрапленников, и в других случаях черные, по внешнему виду сходные с траппами, — в них плагиоклазы играют еще некоторую роль среди вкрапленников. Эти последние породы ограничивают ряд андезитов на этом противоположном конце. Свежий излом основной массы не обладает шероховатостью излома трахитов и обладает занозистостью, характерной для излома базальтов; это также является характерной особенностью андезитов, как и характер неизменных вкрапленников, среди которых преобладающую роль играет плагиоклаз. В качестве темного минерала присутствуют, что можно установить и простым глазом, *роговая обманка*, *биотит* или *пироксен*.

Порфиристы обладают не вполне свежим внешним видом, что выражается в несколько мутном характере вкрапленников плагиоклаза. В зависимости от степени изменения основной массы этих пород, их можно разделить на две группы: одна группа характеризуется значительным развитием зеленых вторичных минералов; такого рода породы кажутся серовато- или желтовато-зелеными, в изломе они чрезвычайно плотны и компактны; другая группа окрашена в темнокрасные до бурых цвета, по большей части с значительно менее плотным изломом, и иногда носит глинистый характер.

Это так называемые *глинистые порфиристы*, или *вакки*, с резко заметным глинистым запахом. Порфиновый характер в последней группе почти совершенно незаметен. Также и среди порфиритов можно видеть длинный ряд, начиная от пород свежих, по большей части с изометричными вкрапленниками плагиоклаза, присутствующими в породе в значительном количестве: в них часто присутствуют также не особенно многочисленные зерна кварца, именно в *кварцевых порфиритах*; имеются также основные породы по большей части с большим числом кристаллов пироксена, в них вкрапленники полевого шпата имеют таблитчатые очертания.

Среди *порфиритов* широким распространением пользуются *шлаковые образования* (*мандельштейны*). Редко встречаются настоящие *стекловатые образования*.

Встречаются *стекловатые андезиты*, главным образом, в залыбандах даек и среди выбросов во время вулканических извержений. Удельный вес достигает 2,5 у более кислых и 2,9—3,0 у наиболее основных из тех пород, которые относятся к этой группе.

Минералогический состав. Макроскопически в горных породах с порфировой структурой отличают присутствующие главным образом довольно крупных вкрапленников *полесового штата*, всегда с заметной полисинтетической двойниковой штриховкой, которая простым глазом различается только в редких случаях. В андезитах эти кристаллы обладают сапидиновым внешним видом; они свежп, с сильным стекляннм блеском.

В порфиритах они кажутся мутными, беловатыми, иногда также желтоватыми или зеленоватыми, нередко переходят в плотные агрегаты соссорита. В других случаях образуются чешуйчатые, мягкие беловатые агрегаты, одновременно с импрегнацией всей породы кальцитом.

В кислых породах вкрапленники представлены по большей части средним плагиоклазом, обладающим изометричными очертаниями (рис. 29), в основных породах—лабрадором или даже плагиоклазами с большим содержанием окиси кальция, отличающимися своей лейстовидной, т. е. вытянутой, формой, что характерно например для *лабрадоровых порфиритов* (рис. 29). В зависимости от того, какой из темных минералов преобладает среди вкрапленников этих пород, различают *слодьяные, роговообманковые, пироксеновые, гиперстеновые и авгитовые андезиты, соответственно порфириты*.

Темные минералы те же, что и в трахитах, с той разницей, что относительное количество их здесь значительно больше, чем в трахитах, причем преобладающую роль в кислых разновидностях играют биотит и роговая обманка, в более основных чаще встречается пироксен. В некоторых зеленокаменных породах уже простым глазом можно установить присутствие ясных псевдоморфоз зеленой волокнистой роговой обманки по пироксену, что особенно типично проявляется в *уралиновом порфирите*.

Кроме того простым глазом от времени до времени можно узнавать *гранат* или *кордиерит*, очень редко также

оливин; в типах, переходных к фюолитам, наблюдается присутствие синих зерен *гаюина*, именно в *гаюиновых андезитах и тефритах*.

Пирит в первую очередь представляет собой постоянную первичную составную часть *зеленокаменных пород*. Особенно широко распространен он в тех месторождениях, которые находятся в непосредственном контакте с золото-серебряными жилами, образовавшимися путем воздействия горячих вод на андезиты, и которые носят название *пропилитов*.

Явления *отдельности* наблюдаются довольно часто. Как следствие флюидального расположения биотита или лабрадоровых таблечек получается нередко пластинчатая отдельность; чаще она обусловлена воздействием контактно-метаморфических процессов (рис. 75—76). Кроме того по временам наблюдается также и столбчатая отдельность (нередко с шаровыми формами выветривания).



Рис. 75. Андезит с крутопадающими трещинами отдельности, Венгрия.

Включения представлены то габбровидными выделениями часто типичного первичного характера, то контактно-метаморфическими преобразованными или обожженными обломками соседних пород. Включения этого рода встречаются не особенно часто.

Геологические условия нахождения. Обычно андезиты и порфириты не образуют значительных массивов, но в виде масс небольших размеров встречаются очень часто; они принадлежат к числу чрезвычайно широко распространенных пород. Близко стоящие к диоритовым порфиритам породы образуют то здесь, то там небольшие *штоки*. Обычно они обладают зеленокаменным характером и лишь редко представлены свежими анде-

зитами; последние образуют *лакколиты*, например в горах Генри в Утахе, США [в районе р. Кальмнуса в Мокрой Волновахе, в Приазовском районе Украины]. Небольшие *залезы* и *жилы* близких по своим свойствам пород такого рода широко распространены в областях Тироля. Порфиоровидные жилы, широко распространенные, известны в Лужицких горах. [Многочисленные жилы порфиритов встречаются в разнообразных местах Урала, Казахстана, Алтая и др. Жилы андезитов широко рас-

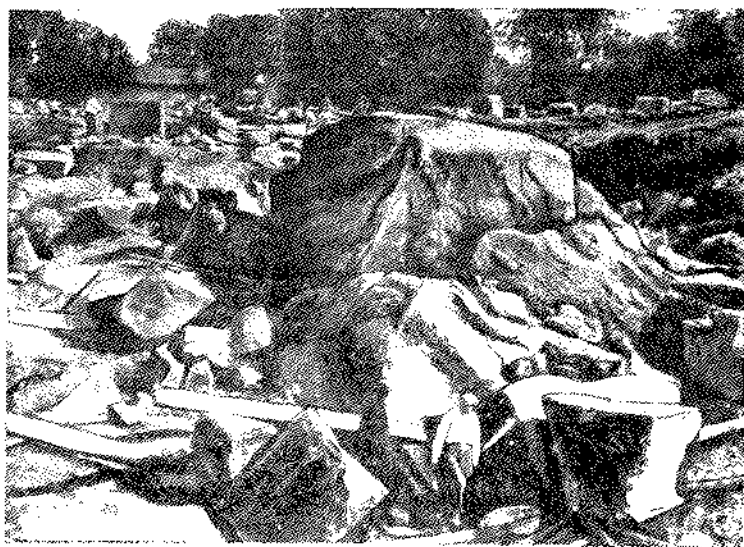


Рис. 76. Лабрадорит (ст. Турчинка, близ Житомира).

пространены в Приазовском районе Украины, где они окрашены в светлосерые цвета и содержат многочисленные мелкие кристаллики черной роговой обманки.]

У собственно эффузивных типов наиболее распространенные формы залегания — *покровы* и *потоки*; они выступают обычно в сопровождении своих *туфов*. В них зеленокаменный характер наблюдается редко, хотя он довольно отчетливо выражен в так называемых *урамитовых порфиритах*; выветрившиеся породы обычно обладают буроватой до красной окраской. Мощный покров (11×3 км²) частью роговообманковых, частью слю-

дных порфиров залегает между Поттапелем и Вильдсруффом в Саксонии. Знаменитый, мощностью до 400—500 м, порфировый покров имеется в окрестностях Лугано в Италии. Большинство европейских порфиров принадлежит к образованиям пермо-карбонového возраста. Более юные порфировые породы, именно постемеловые, встречаются в области Пиреней.

Дациты и андезиты встречаются в крупных массах. В Венгрии они иногда образуют *купола*. Кроме потоков андезитовых лав на склонах современных вулканов особенно хорошо представлены потоки андезитов и сохранились в своем первичном виде в Оверню (Франция).

[Крупные покровы и потоки они образуют в районе Закавказья — в Армении, где они образуют также и крупные вулканы, в их числе Алагез на территории СССР и Арарат в районе турецкой Армении. Крупные потоки образуют они на склонах Казбека и Эльбруса, также на Камчатке. В районе Закавказья они встречаются одновременно с липаритами, играющими второстепенную роль, трахитами и базальтами], в Венгрии и Зинценбюргене, как и в ряде других стран.

Лавы современных вулканов в большинстве случаев состоят из основных пироксеновых андезитов; реже они представлены трахитами.

[Порфиры и их туфы, в значительной части измененные иногда до неузнаваемости, встречаются на территории СССР в огромном числе мест, причем обладают крайне разнообразным составом. Среди них можно различать как типы, которые по своему составу близки к первичным дацитам, так и типы, близкие к различным типам андезитов; наконец в большом количестве среди них имеются также типы, близкие к андезито-базальтам и даже к базальтам. Процессами оротенеза и метаморфизма первичные структуры в них уничтожены, уничтожены признаки наличия первичного стекла, также изменен и минералогический состав с образованием хлорита, соскурита, серицита и ряда других вторичных минералов наряду с новообразованиями полевых шпатов нового типа сравнительно с теми, которые присутствовали в первичных породах, и новых темных минералов, в первую очередь роговой обманки и в особенности роговой обманки типа уралита.

На Урале особенно сильно затронуты процессами метаморфизма излившиеся породы данной группы в области Среднего Урала. Плагиоклаз здесь сплошь и рядом альбитизирован, что простым глазом рассмотреть затруднительно. Появляется в значительном количестве вторичная актинолитовая роговая обманка в виде удлиненных кристаллов, частью игольчатых, придающих породе зеленую окраску. Развивается зеленый хлорит. В ряде случаев появляются минералы группы доизита и эпидота; последние придают породе характерный фиштакково-зеленый оттенок. Структура резко меняется, в ряде случаев под влиянием давления развивается сланцеватая структура. Кристаллы плагиоклаза, сперва сохраняющие таблитчатые очертания с довольно хорошо видимыми прямыми углами, хотя и превращенные в альбитовый агрегат или альбит, теряют правильные очертания и превращаются в то, что носит название глазков, т. е. мелкие как бы вздутые линзочки, вытянутые в направлении сланцеватости. В результате этих изменений вместо порфиритов различных типов получаются совершенно на первый взгляд не похожие на них горные породы, носящие название зеленых альбитофировых сланцев, зеленых актинолитовых и хлоритово-эпидотово-альбитовых сланцев, в которых даже под микроскопом следов первичной структуры совершенно не видно.

Те же изменения претерпевают, быть может в большей степени, чем порфириты, вулканические туфы порфиритов, также в конечном итоге превращающиеся в зеленые сланцы различного состава.

Имеются также и гипабиссальные типы порфиритовых пород, представленные диоритовыми порфиритами, в которых простым глазом можно в ряде случаев различать зернистую структуру. Жильные порфириты известны в ряде мест, например в Турьинских месторождениях. К ним относится авгитовый порфирит Меднорудянка. В районе г. Магнитной они тесно связаны с гранитами. Во многих местах пересекают серпентины.

Распространение порфиритов на Урале в значительной степени связано с оруденением Урала; отсюда совершенно ясен и вывод относительно бедности Украины в отношении металлоносности, вообще связанной с основными изверженными породами.

На Кавказе и в Закавказье порфириды встречаются довольно широким распространением. Так, в районе, прилегающем к Заглику и к Дашкесану, во многих местах развиты порфириды, в свежем состоянии в большинстве случаев черные, с выделяющимися на темном фоне основной массы более светлыми вкраплениями полевого шпата и бутылочно-зеленого пироксена; залегают они потоками, характеризуются флюидальной структурой и пористостью. Пфаффенгольц считает, что они выливались на дне морского бассейна. Мощность потоков достигает 470 м, благодаря чему в более глубоких, средних и нижних горизонтах порода в значительной степени раскристаллизована и переходит в диоритовый порфирит, который тем самым является не гипабиссальной, а по существу в данном случае излившейся породой.

Порфириды сопровождаются туфами, макроскопически грязно-зеленовато-серого цвета, плотными, микрокластическими, т. е. обломочными, из которых они состоят, видны почти исключительно под микроскопом.

Имеются также породы, которые носят название *туфо-брекчий*, на более мелкозернистом фоне которых выделяются темные остроугольные обломки, более свежие, чем основная масса; обломки состоят из порфиритов; размеры их от миллиметров до 10 см. По большей части они в значительной степени разрушены.

Особый тип пород в районе Закавказья выделяется под названием *туфовых конгломератов*, состоящих главным образом из порфиритовых галек и валунов до 20 см и более в поперечнике, сцементированных довольно крупным измельченным порфиритовым материалом с большей или меньшей примесью туфа. Цемент обычно в значительной степени разрушен и представляет смесь частиц хлорита, кальцита, глинистых продуктов и др. По трещинам нередко можно видеть выделение кварца.

Валуны и гальки, по Пфаффенгольцу, представляют собой обломки порфиритов, полученные в результате размыва порфиритовых потоков.

Здесь же можно видеть в ряде мест переходы от туфов к нормальным осадочным породам; представлены эти породы так называемыми *туфогенными песчаниками* или *туфитами*. Макроскопически туфиты серого

цвета разнообразных оттенков (синего, зеленоватого, лилового, сиреневого и т. д.). Они по большей части обладают средней до мелкозернистой структурой, иногда конгломератовидные, что сближает их с туфоконгломератами. Порода твердая, более или менее однородная.

Возраст этих пород разнообразный. В районе Загипка и Дашкесана он верхнеюрский, быть может также и нижнемеловой, частью среднеюрский; более юная толща несколько свежее, чем более древняя.

В ряде мест Кавказа также имеются жилые порфириды — плагиоклазовые и диабазовые, иногда кварцевые диоритовые порфириды, образующие дайки в виде продуктов выполнения длинных, иногда тонких, прямых трещин. В отличие от порфиритовых покровов эти порфириды отличаются более слабо выраженной порфировой структурой и более крупной зернистостью основной массы. Мощность их часто достигает 1—6 м.

На территории Украины, в северо-западной и юго-восточной частях ее, в особенности в последней, в восточной части Приазовского массива, имеется мощное развитие разнообразных порфиридов, обычно окрашенных в черный цвет, мелкозернистых, почти без порфировой структуры; образуют они по большей части дайки. Нередко среди них встречаются и своеобразные крупнопорфировые породы, так называемые «волиниты», в черной мелкозернистой основной массе которых располагаются крупные, до 1—5 см в поперечнике, таблитчатые кристаллы белого лабрадора, в ряде мест юго-востока Украины стекловидные, почти прозрачные.

Эти порфириды по большей части образуют дайки, тянущиеся по прямому направлению иногда на протяжении многих десятков километров, при мощности их от 1 до 10 м, редко больше.

Наряду с дайковыми порфиридами имеются также и порфириды, характеризующиеся тем, что они образуют покровы и потоки, чередующиеся с другими породами, в частности с базальтами; отличаются тем, что в одних случаях это авгитовые порфириды, в черной основной массе которых рассеяны многочисленные кристаллы черного блестящего авгита, иногда до 1 см в поперечнике; в других случаях в такой же основной массе располагаются многочисленные белые или серо-

ватые, очень тонкотаблитчатые, почти взаимно параллельно расположенные кристаллы лабрадора. На одних плоскостях разлома видны только широкие таблички лабрадора, на других — поперечных изломах — палочковидные тонкие поперечные сечения этих же минералов. Возраст порфиров Украины в большинстве случаев верхнекаменноугольный.

Порфириды аналогичных типов и их туфы, как и только что рассмотренные по отдельным районам СССР, встречаются и в ряде других мест развития более или менее сильно метаморфизованных пород — в районе Казакстана, Алтая, Средней Азии, Восточной Сибири, Дальнего Востока.

Дациты и андезиты пользуются мощным развитием главным образом в областях южных сравнительно излияний дацитовых и андезитовых лав, именно на Кавказе, в Закавказье, на Дальнем Востоке — в Приморском крае, в районе Камчатки.

Дацинты и андезиты Кавказа и Закавказья образуют мощные потоки пород по большей части серого цвета с хорошо выделяющимися на сером фоне основной массы кристаллами по преимуществу гипертена, иногда также роговой обманки, редко биотита; развиты на склонах Казбека, Эльбруса и других вулканов центрального хребта. В крупных массах те же породы образуют мощные потоки и покровы в районе Армении и в ряде других мест Закавказья.

Своеобразный характер носят туфовые образования, мощно развитые на склонах Алагеза, угасшего вулкана в Армении около Ленинакана, где они представляют пористые образования в верхней части андезитовых и андезито-базальтовых потоков, спустившихся по склону Алагеза. В этой части потоков лавы нередко обладают тонкопористой структурой, почему отличаются очень малым объемным весом, приближающимся к 1,5 и даже 1,0, редко, меньше; легко поддаются распиловке. Обладая значительной мощностью, эти туфовые лавы при колоссальных запасах и удобных условиях залегания широко используются в настоящее время для строительства городов Закавказья; благодаря малому весу, легкой кладке в виде кубов $0,5 \times 0,5 \times 0,5$ м употребляются на постройку домов даже в Москве.

Андезиты, развитые в ряде мест Грузии, также на Северном Кавказе, отличаются значительной кислотопорностью и поэтому разрабатываются как ценный кислотостойкий материал. В этом отношении особенно используются казбекские андезиты на Военно-Грузинской дороге.

Аналогичную роль играют трахиты Бештау (так называемые «бештаунты») — плотные серые породы, образующие многочисленные лакколиты около Пятигорска — горы Бештау, Железная, Развалка, Змейка, Джуца, Юца и др. Отличаются особенной однородностью, богаче кремнекислотой, чем андезиты Казбека; сопротивление раздавливанию достигает $2\,500\text{—}3\,300\text{ кг/см}^2$ (в бештаунтах).

Запасы всех этих пород неистощаемы; разведка сводится только к нахождению мест, наиболее удобных для разработки, и нахождению мест с материалом наиболее однородного и высокого качества.

В районе Украины имеются древние, главным образом верхнекаменноугольного возраста, андезиты, в большинстве случаев роговообманковые, с серой основной массой тонкокристаллической, почти до плотной, с многочисленными вкрапленниками главным образом длиннопризматических кристаллов черной роговой обманки, частью также полевого шпата (андезита). Залегают они в юго-восточной части Украины, образуя то крупные покровы, чередующиеся с другими породами, в частности с базальтами и трахитами, то лакколиты, среди докембрийских, главным образом каменноугольных пород, частью также (и это особенно часто) образуя дайки, прорезающие как области развития исключительно докембрийских образований, так и области развития преобладающих каменноугольных пород. Судя по условиям залегания их среди каменноугольных пород, они возможно обладают более юным, чем каменноугольными, возрастом.]

ТРАПП, ДИАБАЗ И МЕЛАФИР

Внешний вид. Под названием траппа подразумевают породы, отличающиеся *черно-бурой* или *чисто черной окраской*, редко крупнозернистые, обычно плотные; первые называются обычно *долеритами*, вторые — *ба-*

зальтами, в то время как нормально мелкокристаллические породы носят название *анамезитов*. Однако в большинстве случаев простым глазом кристаллическая структура их в изломе незаметна.

В горных породах этой группы, отличающихся порфировой структурой, именно в *мелафирах*, плотная основная масса по своему характеру обычно приближается более всего к базальту. Однако и тут довольно ясны те признаки, по которым можно отделять эти типы пород одни от других. Следует отметить, что и здесь на петрографическом характере нельзя основывать предположения о различии возрастов этих горных пород.

Трапп и *мелафир* представляют собой свежие неразрушенные горные породы, *зеленокаменные* разновидности которых обозначают названиями *диабаз* или *диабазовый порфирит*; при развитии характера зеленокаменных пород часто более резко выступает контраст между светлыми и темными составными частями породы; благодаря этому свежие породы, представляющие собой на-глаз равномерно черные породы, с переходом в серовато-зеленые до темнозеленых, в то же время обнаруживают вполне отчетливо характерную оптовою структуру, особенно заметную при достаточно крупной величине зерен; структуры такого рода особенно хорошо проявляются на полированной поверхности и заметны простым глазом (рис. 3). Одновременно как постоянная второстепенная составная часть присутствует *пирит*, который в свежих породах отсутствует. Как и траппы, диабазы также лишь в редких случаях крупнозернисты и часто носят название *габбро-диабазов*. Точно так же редко встречаются и плотные диабазы, так называемые *диабазовые афаниты*.

Соответственно основному характеру и большому содержанию рудных минералов траппы и мелафир обладают большим удельным весом, именно около 3,0. Измененные диабазы и диабазовые порфириты обычно несколько более легки. *Мелафиры* в свежем состоянии обладают обычно довольно плотной черной основной массой, среди которой лишь изредка выделяются крупные вкрапленники *полевого шпата*; по большей части в них простым глазом угадывается присутствие вкраплен-

ников авгита (*авгитовый порфирит*). Очень часто встречаются шлаковые и пузырчатые формы лавы, которые чрезвычайно широко распространены также и среди траппов; восходящие пузыри вызывают образование в этих породах цилиндрической отдельности.

Особенно часто пузырчатые пустоты вторично заполняются *азатом и аметистом*, также *кальцитом*, *цеолитами* и т. д., в результате чего получаются мелафировые *мандельштейны* (рис. 77); иногда авгиты обнаруживают великолепные формы послонного зонарного образования.

Следует обратить внимание на то, что в зеленокаменных породах разнообразие состава минералов, образующих миндалины,

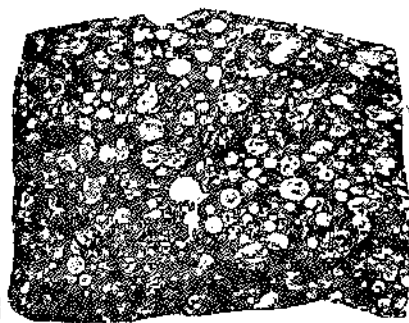


Рис. 77. Мелафировый мандельштейн.
Германия.

отсутствует, а самые миндалины обычно обладают малыми размерами. В диабазовых *мандельштейнах* миндалины образованы почти исключительно кальцитом (*известковые диабазы*). *Вариолитами* или *оспенными камнями* называются плотные эмалевидные породы, на фоне темнозеленой основ-

ной массы которых выступают более или менее светло окрашенные округлые пятна, представленные первичными сферолитами обычно величиной, едва достигающей величины зерна пшеницы; эти пятнышки отличаются от остальной массы породы своей большей твердостью.

Зеленокаменные породы нередко переходят в *зеленые сланцы*, в которых первичная структура в большей или меньшей степени, иногда полностью, исчезает. Насколько часты шлаковые образования, широко распространенные в основных излившихся породах, настолько редки среди них стекла. Не говоря уже о том, что в значительно измененных диабазах стекло совершенно разрушено, также и в совершенно свежих траппах и мелафирах *пехштейны* и *обсидианы* встре-

чаются чрезвычайно редко и имеют чисто местное значение. Это черные, тяжелые стекла, встречающиеся то в виде зальбандов жил, то в виде выбросов.

Минералогический состав. Основной характер рассматриваемых в данный момент горных пород проявляется в изобилии присутствующих в них темных минералов и рудных составных частей.

Авгит — важнейшая составная часть их. Макроскопически он в свежих породах черный, с не особенно отчетливо выраженной спайностью; кристаллические формы видны в нем лишь тогда, когда она образует вкрапленники; обычно образует неправильной формы зерна и плотные массы. По мере того как уменьшается содержание полевого шпата, авгит приобретает все более резко выраженные кристаллографические очертания, в особенности в бедных плагиоклазами *микритах*. В случаях, когда присутствует *ромбический пироксен*, простым глазом отличить его от авгита не представляется возможным. Чаще встречается *роговая обманка*, которую точно можно определить лишь в том случае, когда она обладает зеленоватой окраской. В таком случае она превращена в *уралит* и всегда связана с образованием зеленокаменных пород. Редко встречаются отдельные более или менее крупные листочки темно окрашенного *биотита*.

Плагиоклаз легко узнавать простым глазом только в *днбазах*, в состав которых он обычно входит в виде тонких пластинчатых кристаллов среди плотных участков, образованных темным авгитом, чем и обусловлена *офитовая структура*. Вкрапленники этого минерала встречаются редко. В свежих породах он черноватый, в зеленокаменных породах — зеленовато-белый и в таком случае мутный; частью благодаря преобразованию в *соосюрит* он белый, переходит иногда в мягкий почти землистый агрегат, причем порода при этом обычно переполняется также и кальцитом. Из рудных минералов присутствуют: *титанистый железняк (ильменит)*, отчетливо выступающий на полированной поверхности горной породы, и *пирит*, который почти всегда присутствует в *днбазах*.

Там, где кварц наблюдается простым глазом, он обычно образует отдельные округлые *кварцевые глаза*;

они представляют собой посторонние включения, захваченные из разрушенных соседних пород. Наоборот, *оливин* относится к широко распространенным характерным составным частям. Содержание его обычно не особенно велико; простым глазом его более или менее легко обнаруживать только в мелафрах, и то при тщательном изучении штуфа. В настоящих диабазах он

в большей или меньшей степени преобразован в серпентин.

Иногда можно наблюдать присутствие отдельных зерен *граната*. В гренландском траппе присутствует *самородное железо*, часто видимое совершенно отчетливо простым глазом, иногда в виде крупных неправильной формы масс. *Железный блеск* в виде вторичных образований довольно часто выполняет поры и трещины.

Из форм *отдельности* особенно широко распространена столбчатая, которая



Рис. 78. Столбчатая отдельность в мелафре. Столбы до 60 м высоты. Ю. Тироль.

широко распространена среди всех основных пород и иногда отличается живописным характером (рис. 78). В диабазах она редко проявляется сколько-нибудь отчетливо, и ее место занимает полжедрическая отдельность. Оба вида отдельности проявляют, в особенности в дайках (рис. 79), совершенно отчетливые шаровидные формы выветривания (рис. 80). Существуют также и первичные шаровые формы структур; первичные параллельные структуры, наоборот, очень редки.

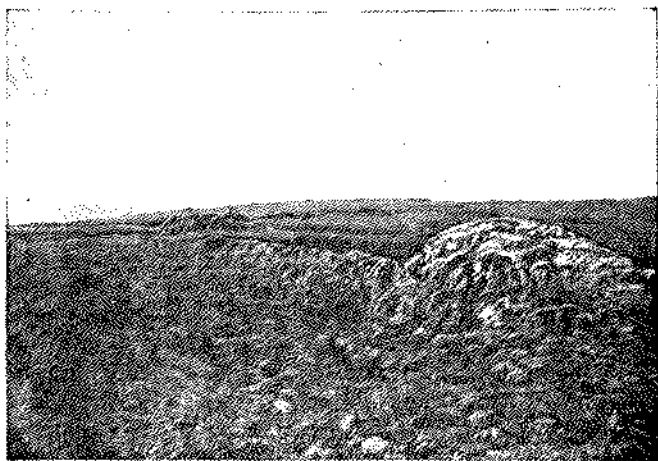


Рис. 79. Дайка диабазы. Приазовский район.



Рис. 80. Шаровая отдельность в диобазах. Приазовский район.

Геологические условия нахождения. Наиболее крупные эффузивные массы образуют наряду с кварцевым порфиром траппы и мелафир. Огромная область преобладающего траппа с многочисленными туфовыми отложениями образует непрерывно залегающие друг на друга покровы траппов, простирающиеся от Ирландии через Гебридские острова по направлению к Исландии и Гренландии, на крутых берегах которых массы этих пород поднимаются сотнями ступеней на высоту свыше 1 000 м. Замечательная по красоте столчатая отдельность характерна для аналогичных пород, возраст которых относится к третичному времени. В Исландии извержения тех же пород продолжаются и по настоящее время. Тот же тип горных пород повторяется в средней и северной Англии в карбоне, также и 100-м толщ покровов в сплуре Швеции, покрывающих сотни квадратных километров и сохранивших до настоящего времени характер траппов.

Трапповая зеленокаменная порода, диабаз, встречается также в крупных массах, имеющих вид покровов или потоков среди образований различных геологических периодов. Наиболее крупные массы диабазов имеются в районе Сосновых гор в Германии, также в саксонском Фогтланде, где покровы залегают среди девонских осадков, часто сопровождаясь обильными вулканическими туфами. Им противопоставляются третичные диабазы Верхней Италии, которые носят такой же петрографический характер, как и первые, и не отличаются от трасовых диабазов Нью-Джерси (США), и т. д.

Мелафир сам по себе дает начало более или менее самостоятельным массам изверженного происхождения, которые в районе области Саар-Наге в мертвом красном лежне образуют покровы, обладающие пузырчатой структурой как на верхней, так и на нижней поверхности покровов. Эти пустоты заполняются известными агатовыми минералами. Знаменитые мелафиры Верхнего озера, содержащие медные месторождения, образуют покровы, сопровождаемые туфами, среди отложений трасового возраста. К тому же возрасту относятся крупные мелафировые покровы в Южном Тироле. В районе Альгау в Германии имеются мелафировые покровы третичного возраста, так называемые, альго-

базальты. Покровы разнообразных пород, объединяемых общим названием *базальтов*, встречающихся в разнообразных странах, нередко на самом деле представлены мелафирами. Точно так же тот же тип излившихся пород образует лавы современных вулканов, как например в районе Этны или Гавайских островов. Среди жильных условий залегания, которые пользуются чрезвычайно широким распространением, нередко встречаются все упомянутые выше типы горных пород.

МЕТАМОРФИЗМ ОСНОВНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД И ИХ ТУФОВ

Основные магмы вне всякого сомнения во время своего поднятия были значительно более обеднены минерализаторами, чем кислые, богатые кремнекислотой магмы. Физические условия их затвердевания скорее были аналогичны кристаллизации *обыкновенных расплавленных масс* в отличие от *гидатопирогенного* образования гранита и родственных ему пород. Поэтому в составе основных пород минералы, содержащие гидроксил, играют совершенно второстепенную роль. Преобразование соседних пород путем *контактного метаморфизма* в контакте с основными изверженными породами хотя качественно и может быть тождественно с контактным метаморфизмом пород кислых, однако в количественном отношении значительно более слабо. *Пегматиты*, которые всегда сопровождают кислые породы и часто развиты в крупных массах около них, сопровождают основные породы только в самых редких случаях.

Это отличие физических условий обоих типов расплавленных масс выступает особенно отчетливо тогда, когда уже затвердевшая порода одного типа приходит в соприкосновение с расплавленной массой породы другого типа. Основные породы, влияющие почти исключительно действием высокой температуры и выступающие сами по себе в не особенно крупных массах, оказывают на соприкасающиеся с ними горные породы едва заметное влияние. Наоборот, в случае действия кислых пород на основные магматические породы, в последних контактный метаморфизм проявляется чрезвычайно интенсивно, притом особенно интенсивно, если основные породы приходят в соприкосновение

с гранитами; в таком случае они испытывают значительные изменения даже на довольно больших расстояниях от контакта, в то время как на других породах влияние такого контакта может и не обнаруживаться.

Само собой разумеется, что везде, как и в данном случае, на преобразование оказывает сильнейшее влияние *расстояние*, потому что выделяющиеся из изверженных масс минерализаторы особенно сильно проявляют свое влияние там, где породы особенно сильно прогреваются; здесь именно происходят наиболее крупные химические изменения, именно во внутренней контактной зоне, где резко, в ряде случаев до неузнаваемости, изменяются и структура и минералогический состав



Рис. 81. Зеленый сланец (преобразованный лабрадоритовый порфирит) с хорошо ограниченными включениями.

первичных пород. Чем далее уходим от изверженной породы, тем чаще будем находить следы первичной структуры горной породы, также и сохранность минералогического состава их, причем в контактно-метаморфических породах будем находить например остатки первичных структур преобразованных *порфиритов* и *диабазов*; структуры эти носят название *паллиасе-*

товых, они могут наблюдаться простым глазом (рис. 81). На еще большем расстоянии обнаруживаются остатки первичных минералов и наблюдается несомненный переход в нормальные изверженные породы.

В самой *внутренней контактной* зоне собственные свойства основной изверженной породы полностью исчезают. Вместо них здесь присутствуют совершенно иные горные породы, которые однако сохраняют состав первичной изверженной породы. Взаимоотношения становятся тем более сложными, что не только самые основные *изверженные породы*, но также и их *туфы* подвергаются действию контактного метаморфизма,

В результате чего представление о первичном химическом составе становится все менее ясным и определенным.

На *высшей стадии* контактно-метаморфического преобразования происходит полное молекулярное преобразование состава горной породы и ни от первичного минералогического состава, ни от структуры не остается никакого следа. Так как минерализаторы здесь действуют особенно интенсивно, часто получают-ся *крупнокристаллические структуры*; могут появляться различного рода формы *инъекции*, которые приводят к тому, что картина первичного состава горных пород становится совершенно неясной. К такого рода горным породам относятся например *роговообманковые гнейсы* Сосновых гор в Германии, которые представляют собой частично резорбированные, частью инъекцированные амфиболиты, которые окружают со всех сторон, отделяя их от метаморфозирующего «гнейса», т. е. нормального гранита, нормальные продукты контактного метаморфизма — *амфиболиты* и *эклогиты*.

Эклогиты в своем наиболее чистом виде представляют собой *бесполевциновые* породы, в которых первичное содержание окиси натрия в полевом шпате (плагиноклазе) вошло в состав роговых обманок и пироксенов, которые в этих породах характеризуются постоянным содержанием окиси натрия. Эклогиты Сосновых гор, обычно массивные, беспорядочно зернистые породы, характеризующиеся составом обычно из светлоселеной, главным образом состоящей из диопсида, яснокристаллической основной массы, в которой располагаются крупные кристаллы *граната*. В большом количестве присутствуют также отдельные листочки светлой слюды, которая однако далеко не всегда представлена мусковитом. Несколько иной характер имеют эклогиты Гросс-Венедигера в Альпах, которые в отличие от только что описанного типа обладают полосатой структурой и часто полностью сланцеваты. В ряде пород наблюдается состав, аналогичный составу эклогитов, однако значительно преобладающую роль сравнительно с пироксенами играют *амфиболы*, обладающие крайне разнообразным составом. Большую роль играют также такие минералы, как *цонзит*, *эпи-*

доит, слюда и хлорит, местами также кварц и кальцит. Этим путем образуется система горных пород крайне разнообразного состава, начиная от настоящих *эклогитов* через *роговообманковые* и *глаукофановые* *эклогиты*, далее безгранатовые *роговообманковые* и *глаукофановые* *сланцы*, переходящие в богатые эпидотом собственно *эпидозиты*, далее в *слюдяные* *эклогиты*, *гранатовые* *узловатые* *сланцы* и *слюдяные* *сланцы* и через содержащие кальцит разновидности в *зернистые известняки* и *чирокиты*.

Следует обратить внимание на то, что в некоторых местах Центральных Альп *эклогиты* замещаются роговикоподобными плотными светлосерыми или зеленоватыми *сосюритовыми породами*, состоящими из чрезвычайно мелкозернистого агрегата пироксена, светлой роговой обманки, цонзита и клиноцонзита наряду с большим количеством рутила; в них крупные кристаллы граната часто преобразованы в агрегаты черной роговой обманки.

Так как *эклогиты* в своих наиболее полно окристаллизованных прослоях представляют пример наиболее полной перекристаллизации первичного вещества, их находят обычно в непосредственной близости к контакту с неизменной изверженной горной породой, которая почти всегда представлена гранитом.

Во многих случаях наиболее перекристаллизованными породами являются не *эклогиты*, но крайне разнообразные горные породы, которые охвачены общим названием *амфиболитов*. Такого рода горные породы часто полосатые, обычно среднезернисты, иногда также довольно крупнозернисты, в большинстве случаев темнозеленые, образуют иногда слои, прослеживаемые на значительных протяжениях, или же встречаются в виде пятен и неправильной формы масс, окруженных роговообманковым гнейсом, в свою очередь погруженным в гнейсовидные граниты.

Разновидности такого рода пород, например в Обер-Пфальце, так же как и *эклогиты*, представляют собой массивные породы, чрезвычайно вязкие и богатые гранатом — *гранатовые амфиболиты*, отличающиеся от *эклогитов* темной зеленовато-черной окраской, отсутствием пироксена, место которого занимает темнозеленая ро-

вая обманка, и прежде всего присутствием плагиоклаза. Гранат обычно представлен здесь альмандином. Эпидот, цоизит и клиноцоизит, правда, никогда почти не отсутствуют и обуславливают переходы в серовато-зеленые цоизитовые амфиболиты и желтоватые эпидотовые амфиболиты. Местами можно заметить ясные выделения плагиоклаза в виде тонких прослоев — полевоспатовые амфиболиты. Довольно массивный излом горных пород этого рода наблюдается обычно только в контакте; с расстоянием он становится более плотным и сланцеватым. При образовании этих амфиболитов происходит менее полная перекристаллизация первичной горной породы, а поэтому в них можно наблюдать следы первичного характера горной породы, из которой они образовались.

На больших расстояниях от изверженных пород преобразованные породы обладают более плотной структурой. В них присутствует хлорит наряду с тонковолокнистой зеленой роговой обманкой. Эти минералы проявляются все больше, входя в состав так называемых зеленых и хлоритовых сланцев, макроскопически серовато-зеленых пород, содержащих в большом количестве хлорит, с шелковистым блеском и часто с заметной сланцеватой структурой. В таких породах довольно часто наблюдаются следы первичного состава и структуры, причем нередко наблюдаются переходы от зеленого сланца к зеленокаменным породам, лишенным сланцеватости.

Амфиболиты, как зеленые и хлоритовые сланцы, связаны иногда всеми переходами с эпидозитами, слюдяными сланцами и филлитами, известково-слюдистыми сланцами, и зернистыми известняками; объяснение этому мы можем найти только в связи с тем, что в образовании их играли роль вулканические туфы. В этих породах отчетливые следы первичной структуры в виде так называемой *гелицитовой структуры* наблюдаются только под микроскопом. Все перечисленные породы содержат, хотя обычно и в очень малом количестве, отдельные индивидуумы турмалина, который в виде более крупных кристаллов встречается в разнообразных пегматитах, пересекающих эклогиты и амфиболиты. Серный колчедан распространен

хотя и значительно, но он здесь не так постоянно присутствует, как в диабазах.

[Диабазы пользуются на территории СССР значительным распространением, играя выдающуюся роль среди других изверженных, излившихся и гнцабиссальных пород; обладают значительным разнообразием как состава, так и структуры, от равномерно-зернистых различной крупности зерна до порфировых с переходом к диабазовым порфиритам.

На Урале наиболее распространены дайки и интрузивные залежи среди слоев, относимых к девонскому (нижнему и среднему девону), развитые по всему западному склону Урала. Наиболее изучены они в районе рудных месторождений. Многочисленные жилы их находятся в районах Кусянского месторождения, Сатки, Бакала и др., в Златоустинском округе, много их в Зигазинском и других районах. Они обычно зернистые; темный минерал их, судя по изучению под микроскопом, энстатит-авгит, макроскопически определяемый вообще как авгит, частично перешедший в хлорит или амфибол. Оливин присутствует в них не особенно часто. Характерны некоторые типы, которые имеют щелочной характер в связи с присутствием в них чернобурой роговой обманки — баркевикита.

На восточном склоне Урала диабазы также широко распространены. Они здесь носят более разнообразный характер как по составу и структуре, так и по возрасту, чем на западном склоне.

Часть их относится к типичным эффузивным породам, которые изливались в девонское время, быть может также и в более позднее, вплоть до верхов нижнего карбона. Обычно они в значительной степени метаморфизованы.

Другая группа диабазов представляет собой жильные диабазы, образовавшиеся в разное время вплоть до среднекаменноугольного, возможно и позже. Наряду с этими диабазами здесь встречены породы, близкие к ним, но отличающиеся почти полным отсутствием полевых шпатов (так называемые пикриты).

Особняком стоят базальты Большеземельной тундры, залегающие на дислоцированных пермо-карбоновых отложениях и прикрываемые ледниковыми образо-

ваниями. Эти породы — кайнотипного характера, содержат бурое стекло с тонкозернистой структурой, иногда с выделениями оливина, в некоторых случаях с миндалитами.

На территории Украинского кристаллического щита также развиты в ряде мест диабазы различного типа, однако они не пользуются особенно мощным развитием и в большинстве случаев образуют дайки, иногда (Приазовский массив) прослеживаемые на десятки километров по прямому направлению. Лишь в редких случаях (окрестности Кривого Рога) они образуют более или менее крупные и мощные покровы. Они то крупнозернисты, то мелкозернисты, порфировые, с переходами в диабазовые порфириты, то равномерно-зернистые; обычно окрашены в зеленовато-серый, иногда, в случае мелкозернистости, довольно темный цвет и обладают отчетливой офитовой структурой, часто хорошо видимой простым глазом. Простым глазом можно видеть присутствие в них авгита и таблитчатых белых кристаллов лабрадора. Особенно свежий характер диабазы носят, нередко со стекловидным полевым шпатом, в районе восточной части Приазовского массива, где в ряде случаев в окраске их почти совершенно отсутствует зеленый оттенок. Значительно более хлоритизованы и частично уралитизированы они в средней части Украины, где диабазы переходят в породы, которые обычно носят название пород зеленокаменных, как они в литературе и именуются; в числе их однако имеется и ряд диоритовых пород, с зернистой, не офитовой структурой. На северо-западе Украины диабазы также образуют частью жилы, частью остатки покровов, иногда долеритовидные, свежие.

Базальты на Украине присутствуют также иногда в очень свежем состоянии и имеют крайне разнообразный минералогический характер, образуя жилы и покровы в восточной половине Приазовского массива, где в них иногда прекрасно выступает и столбчатая шестигранная отдельность; обычно они окрашены в черный цвет, мелкозернистые или плотные, по большей части, в особенности в покровах, чрезвычайно сильно выветрившиеся. Имеются среди них и щелочные типы с большим содержанием чернобурой роговой

обманки — баркевикита, обычно, простым глазом неразличимой. На севере и других частях Украины почти совершенно отсутствуют.

Мощным развитием пользуются базальты в районе Закавказья, где они занимают местами крупные площади, главным образом в Армении, отличаюсь от других пород своей черной окраской, плотной до мелкозернистой, частью порфировой структурой.

В крупных массах развиты и часто встречаются разнообразные диабазы и диабазовые порфириты в районе Кавказа и Закавказья, где наряду с ними имеются и переходные типы к габбро, так называемые габбро-диабазы. В центральном Кавказе иногда диабазовые тонкие пласты чередуются с глинистыми сланцами, представляя либо мелкие подводные покровы, либо боковые интрузии в тонкосланцеватые глинистые сланцы. В последнее время на Кавказе установлено присутствие значительного количества своеобразных диабазов с характерной офитовой структурой, но с заменой в них лабрадора альбитом, простым глазом не отличимого от лабрадора; породы такого рода названы были *альбитовыми диабазами*. Они встречаются также на южном берегу Крыма. С этими альбитовыми диабазами, обладающими среднезернистой, во всяком случае ясно зернистой структурой, тесно связаны переходами так называемые *спилиты*, представляющие собой зеленовато-серые или серовато-зеленые неполнокристаллические породы, частью довольно плотные; они нередко в значительной степени пузыристые, с многочисленными миндалинами, выполненными то кальцитом, то хлоритом или эпидотом, то всеми этими минералами вместе; иногда к ним присоединяются кварц или цеолиты. Спилиты характеризуются шаровой отдельностью, вследствие чего внешний вид их в обнажении носит характер, который определяется как тип подушечной лавы. В них плагиоклаз представлен главным образом альбитом. Образуются они, по всем признакам, во время подводных извержений.

Диабазовые породы легко подвергаются амфиболитизации и переходят, как и их туфы, в различные амфиболитовые породы.

Среди диабазовых пород в Карелии выделяют широко распространенные наряду с диабазами разнообразные мандельштейны и варнолиты; последние представляют диабазовые плотные породы с многочисленными округлыми и круглыми пятнышками, с радиально-лучистым сложением (варнолиты или сферолиты).

Зеленым или зеленоватым диабазовым породам и зеленокаменным породам противопоставляются иногда, как и Вейншенком, *траппы*. Под названием траппов известны были крупные массы изверженных горных пород разнообразной структуры, от довольно крупнозернистой габбровой и диабазовой до плотно-базальтовой. Траппы окрашены в черный цвет, почти без следов хлоритизации и вторичной амфиболитизации; в состав их входят зерна авгита и лабрадора с примесью иногда более или менее значительных количеств оливина. Они залегают в Восточной Сибири частью как эффузивные породы, образуя мощные, частью многократные покровы, частью же образуют также и интрузивные формы залегания, внедряясь в горизонтально расположенные слои осадочных пород; в связи с этим как бы вползанием в последнее время Левинсон-Лессинг назвал их «герпадозолитами», от греческого слова «герпадозо» — «вползаю».

Крупное промышленное значение имеют породы групп *диабазов* и *порфиритов* как носители различных рудных месторождений. С габбро-диабазами иногда связаны крупные месторождения *железных руд*, сульфидных соединений *меди*; сюда относятся такие месторождения, как *вишерские титано-магнетиты*, месторождения титано-магнетитов Юбрепкина Камня с ванадием и др. То же наблюдается и в ряде других мест СССР, где с габбро-диабазовыми, диабазовыми и базальтовыми (трапповыми) породами тесно связаны месторождения магнитного железняка, иногда и платины. Месторождения меди в связи с *диабазами* и в частности *диабазовыми жилами* широко распространены на Урале и в других местах. С широкой полосой эффузивных зеленокаменных порфиритовых пород восточного склона Урала связаны многочисленные месторождения *медных руд* и *золота* (вероятно верхний силур до карбона). Сюда относятся например кол-

Чеданские месторождения Богомоловской группы, Калатинские, Карпушинские, Таналык-Баймакские и другие месторождения. Аналогичные условия находим в районе Казакстана, Кавказа и других мест СССР. Иногда с ними же связаны и цинковые и свинцовые месторождения меди (Кузнецкийское и др.)]

III. НАТРОВЫЕ ПОРОДЫ

НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ

Внешние свойства. *Нефелиновые сиениты* обладают наиболее непостоянным внешним видом из всех глубинных горных пород и обычно характеризуются, как крупнозернистые породы, часто с друзовой структурой, с темными минералами, отступающими на задний план, отличаются присутствием наряду с ними мутного беловатого полевого шпата и жирного на вид серовато-зеленоватого или красновато-буроватого нефелина, который называется также и *элеолитом* (*в элеолитовых сиенитах*). Вместо элеолита иногда присутствует замещающий его то синий, то светлозеленый *содалит* в *содалитовом сиените*, далее желтый разных оттенков, иногда медово-желтый до винно-желтого *канкринит* в *канкринитовом сиените*; аналогичны объяснения названий *эвдиалитового сиенита* с кроваво-красным *эвдиалитом* и *лейцитового сиенита* с белыми изометричными зернами *лейцита*. Темный минерал представлен главным образом *амфиболом* и *тироксеном*, обычно присутствующими в незначительном количестве. Реже присутствует *биотит*, особенно типичный для сланцеватых гнейсовидных *миаскитов* Урала, [где, как и в ряде других нефелиновых сиенитов, слюда представлена черной железистой разнородностью *биотита*, носящей название *лепидомелана*].

Магматическое расщепление здесь распространено более широко, чем в других изверженных породах; шлировое распадаение первичной породы приводит к образованию крайне разнообразных модификаций, имеющих местное значение; эти модификации нередко значительно отличаются от собственно нефелинового сиенита, однако не имеют самостоятельного значения в систематике изверженных горных пород, хотя они местами могут присутствовать иногда и в значитель-

ных массах. С одной стороны, мы здесь имеем бедные нефелином *натровые сиениты*, с другой, — пмеются крупнозернистые *лейкократовые нефелиниты* и т. д.

Местами увеличивается содержание темных минералов, причем образуются крупнозернистые *меланократные* породы, которые то содержат одновременно как плагиоклаз, так и самидиновидный ортоклаз, то представляют собой чистые нефелин-плагиоклазовые породы такие, как *тералиты*; наконец могут существовать совершенно лишённые полевых шпатов темноокрашенные горные породы, как например *нефелиновые долериты*, по существу тождественные с *ийолитами*. В основных представителях присутствует оливин в значительном количестве, также *ильменит* [местами, как например в районе Хибин, в особенно больших количествах скопляется *апатит*].

Типичные представители рассматриваемых горных пород представлены крупнозернистыми породами, которые легко узнавать, хотя бы они были значительно разрушены. Обычно они светло окрашены, отличаются малым удельным весом, понижающимся в них до 2,5. Склонность к образованию порфировидных структур незначительна, однако и в наиболее ясно зернистых породах отчетливо проявляется идиоморфизм полевого шпата.

Минералогический состав. Преобладающей составной частью обычно является натровый полевой шпат — альбит, по большей части в значительной степени мутный, часто со слабо заметным голубоватым отливом, редко красный. В поперечных разрезах нередко проявляются ромбические очертания его. Второй главной составной частью нефелиновых сиенитов является жирный зеленоватый, красновато-бурый, иногда и белый нефелин, в пзлome очень сходный с кварцем. Он часто мутный и матовый, преобразован в цеолиты. Его иногда замещает *содалит*, легко опознаваемый тогда, когда он обладает синей окраской, в других случаях его макроскопически можно узнавать только тогда, когда он обладает додекаэдрическими очертаниями. Точно так же только по очертаниям кристаллов можно узнавать макроскопически присутствие *лейцита*, образующего крупные индивидуумы, всегда сильно разрушен-

ные. *Канкринит* [часто желтый до медово-желтого] характеризуется неправильными очертаниями зерен.

Темные составные части, присутствующие в нормальных породах только в незначительном количестве, по внешнему виду не несут каких-либо новых особых признаков, но по химическому составу характеризуются тем, что они обычно обогащены натрием. [Кроме того простым глазом можно узнавать коричневатые квадратные пирамиды, сходные с октаэдрами, *циркона*].

В отношении структуры эти породы имеют некоторые своеобразные черты. В некоторых из них наблюдается гранитная структура, однако они обычно более крупнозернисты, чем граниты. В других полевые шпаты отличаются таблитчатой формой; в таком случае кристаллы их располагаются более или менее взаимно параллельно, флюидално, или же они иногда образуют заостренные ромбы, располагающиеся также взаимно параллельно. Существуют также и гнейсовидные разности, характерными представителями которых являются мнаскиты, на которые было указано выше, редко встречаются *нефелин-сиенит-порфиры*.

Отсутствует крупнозернистая структура нефелиновых сиенитов главным образом в области масс незначительных размеров или в краевых зонах.

Небольших размеров штоки и жилы, иногда довольно крупных размеров, обладают часто плотным роговиково-видным альбандом, нередко с порфировой структурой и характерным *фонолитовым* внешним видом.

Явления *отдельности* нефелиновых сиенитов те же, как и у гранитов. *Выветривание*, которое в первую очередь приводит к интенсивному распадению породы в дресву, иногда проникает на значительную глубину вследствие крупнозернистости пород, широкого распространения в них крупных друз, уменьшающих крепость горных пород, также благодаря малой устойчивости нефелина. В противоположность близко стоящим к ним натровым сиенитам эти породы сами по себе не имеют технического значения как строительный камень. [Однако имеются все данные считать, что в области химической технологии ряд пород, относящихся к нефелиновым сиенитам, в особенности наиболее крупнозернистые, могут иметь большое значение

виду возможности широкого и разнообразного применения нефелина в промышленности. Свежие породы встречаются на поверхности земли только изредка, например на Урале, в Хибинах и других местах, где либо ледник недавнего времени полностью удалил все продукты выветривания, либо же происходит интенсивный процесс размыва горных пород, в особенности в высокогорной местности.]

Геологические условия нахождения. Нефелиновые сие-ниты образуют *штоки* и *лажколиты*, обычно не особенно крупных размеров, которые в ряде случаев представляют собой совершенно изолированные массы, например небольшой шток в районе Пузак в Пиринеях [часто они находятся в тесной связи с родственными им по происхождению породами, как например в районе Хибин, Урала (Ильменские и Виппневые горы), на Украине (Мариупольский район)], где всюду вблизи находятся связанные с ними постепенными переходами натровые сие-ниты и натровые граниты, причем в тесной связи с нефелиновыми сие-нитами находятся не только многочисленные жильные породы, но иногда также и характерные для них породы излившиеся.

Геологический возраст нефелиновых сие-нитов крайне разнообразен. Существуют очень древние нефелин-сие-нитовые массивы, как например нефелиновые сие-ниты [Приазовского района — вероятнее всего послекембрийские, нефелиновые сие-ниты Хибин, так же как и аналогичные породы] южной Норвегии (окрестности Осло) и Сан-Пуало в Бразилии — палеозойские. Нефелиновый шток Пузака (Пиреней) глубоко преобразовал юрские известняки; нефелиновые сие-ниты гор Крози (США) залегают среди меловых пород; разнообразные жилы этих же пород в Арканзасе (США) — третичного возраста.

Ряд нефелин-сие-нитовых массивов находится в областях, которые до настоящего времени еще недостаточно изучены.

ФЕНОЛИТЫ, НЕФЕЛИН-ПОРФИРЫ И ТЕФРИТЫ

Макроскопический характер. *Фенолиты* и *нефелин-порфиры* представляют собой вулканические, излившиеся аналоги нефелиновых сие-нитов. Настоящие фенолиты в свежем состоянии макроскопически имеют вид пород,

состоящих обычно из сильно преобладающей плотной, роговиковой основной массы, с занозистым изломом, зеленоватого или буровато-зеленоватого цвета, для которой характерен жирный блеск. При увеличении степени выветривания основная масса становится более матовой, до глиноподобной, цвет становится грязно-беловатым, желтоватым или бурым, также красным. Порода, в свежем состоянии равномерно окрашенная, часто приобретает пятнистый характер; в свежем фonoлите наблюдается присутствие блестящих табличчатых санидиновидных довольно крупных вкрапленников щелочных полевых шпатов, в то время как присут-



Рис. 82. Порфировый сланец. Тонкопластинчатая отдельность фonoлита как результат выветривания.

ствие нефелина почти незаметно или же становится заметным только в более или менее сильно выветрившихся породах в виде светлых пятен. Вкрапленники основных минералов в нормальных фonoлитах встречаются только изредка, в *тефритах* присутствуют в значительном количестве. Тонкопластинчатая отдельность (рис. 82), в свежих породах почти совершенно отсутствующая, отчет-

ливо 'выступает в выветрившихся породах, именно в *порфировых сланцах*. Благодаря тому, что свежие породы при ударе по ним молотком звенят, в особенности в тонких плитах, хотя бы по краям они были окрашены в белый цвет, благодаря частичному выветриванию, эти породы иногда называются *звенящими 'каменьями*. Подобно тому как нефелиновые сиениты тесно связаны с породами, богатыми плагиоклазом и меланократиями, точно так же это имеет место и у фonoлитов. Они в таком случае приобретают более темную до черно-серой окраску, по своему внеш-

нему виду приближаются к андезитам; в них часто присутствуют многочисленные вкрапления черной роговой обманки или пироксена (*андезитовые фонолиты*). Они переходят полностью в основные, по большей части черно-серые *нефелиновые тефриты*, состоящие главным образом из плагиоклаза; ортоклаз в этих породах почти совершенно отсутствует. Наряду с нефелином, или замещая его в ряде типов, присутствуют *лейцит* и минералы *содалитовой* группы. Различают *лейцитовир*, богатый нефелином, светлосерый или желтоватый, часто с не особенно плотной основной массой, и безнефелиновый *лейцитовый фонолит*. Лучшие сохраняют вид фонолитов богатые гаюном и нозеаном члены ряда, именно *гаюновир* и *гаюновый фонолит*. Точно так же лейцитовые и гаюновые породы могут содержать плагиоклаз; по мере увеличения содержания последнего породы становятся все более меланократными. По своему внешнему виду они приближаются к андезитам, причем и тут можно видеть развитие, с одной стороны, бедных ортоклазом типов — *тефритов*, по большей части пепельно-серых, пористых или по крайней мере не особенно компактных пород с многочисленными вкраплениями, среди которых часто преобладающую роль играют пироксены. Тип *лейцитовых тефритов* представлен среди лав Везувия. Переход к трахитам представлен породами то с типичным шероховатым характером, то с основной массой, приобретающей плотный характер основной массы типичных фонолитов.

Наконец следует обратить внимание на *стекловатые породы*, именно на *обсидиан* и *пемзу* всех указанных выше типов, которые относятся к поверхностным образованиям; хотя они и встречаются редко, однако в ряде мест хорошо известны. Среди них мы находим шлаковые пузырчатые образования. В пустотах этих пород нередко выкристаллизовываются прекрасные формы минералов, главным образом *цеолитов*, что вообще характерно для группы фонолитов, аналогично базальтам; пустоты в них иногда богаты новообразованиями цеолитов. Среди непористых пород фонолиты отличаются особенно малым удельным весом подобно нефелиновым спеникам. Даже в основных типах —

в меланократных тефритах — их удельный вес равен 2,8.

Сравнительно редко встречаются матовые нефелиновые порфиры, в которых крупные вкрапленники нефелина то сравнительно свежи и обладают жирным блеском, то переходят в агрегат *цесолитов*; особенно часто они преобразуются в зеленоватые плотные слюдяные агрегаты — *либениритовые порфиры*. Равным образом известны *лейцитовые порфиры* с совершенно разрушенными псевдоморфозами по лейциту, достигающими величины кулака.

Минералогический состав. В свежих нефелиновых фonoлитах простым глазом с трудом можно установить присутствие отдельных таблитчатых кристаллов *санидина*, разрозненных индивидуумов *пироксена* или *олифинола*; довольно часто присутствует восково-желтый *титаниит*. Узнавать присутствие *нефелина* возможно главным образом по жирному блеску всей породы. Этот блеск выступает особенно отчетливо тогда, когда порода в большей или меньшей степени разрушена; в таком случае нефелин можно узнавать также и по его форме. Легче определять простым глазом *лейцитовые и гаюиновые породы*, так как в них присутствуют особенно многочисленные вкрапленники характерных для них минералов. Лейцит нельзя при внимательном изучении породы пропустить ни в свежих, ни в разрушенных породах, настолько характерна его форма (рис. 37).

Гаюин в том случае, когда он свеж и бесцветен, простым глазом определить очень трудно, и даже в тех многочисленных случаях, когда он в большей или меньшей степени цеолитизирован, его легко при поверхностном изучении породы смешать с разрушенным полевым шпатом; если же обратить внимание на очертания отдельных индивидуумов его, изометричная форма которых чужда полевым шпатам, то вполне уверенно можно определить его, в особенности когда он окрашен в синий цвет. Точно так же и другие составные части могут присутствовать в этих породах, образуя в них многочисленные вкрапленники, среди них в первую очередь *эгириквинит*, содержащий натрий, реже черную роговую обманку, и особенно

редко биотит. Последний особенно часто присутствует в вулканических туфах фonoлитов, иногда в значительных количествах. Наконец довольно часто встречается черный со смоляным блеском меланит.

Переход в *тефриты* происходит через посредство значительного возрастания содержания темных окрашенных, в особенности авгита, причем одновременно в значительном количестве присутствует также и лейцит. Остальные светло окрашенные минералы играют совершенно второстепенную роль.

Фonoлиты обладают тонкопластинчатой *отдельностью*, как было указано выше; редко в них наблюдается столбчатая отдельность.

Включения присутствуют в отдельных случаях в очень большом количестве. Отдельные включения — первичные магматические выделения глубин, имеют состав нефелиновых сиенитов. Другие оторваны на глубине от соседних пород, пропитаны насквозь минерализаторами, выделяющимися из расплавленной массы, и импрегнированы редкими соединениями; поэтому они особенно богаты минералами. Они очень часто встречаются в виде выбросов; к ним принадлежат знаменитые выбросы Монте Сомма.

Геологические условия нахождения. Собственно фonoлит образует *купол* типичной формы (рис. 83). В отличие от сходных с ними базальтов, сопровождающихся мощными туфовыми отложениями, туфы иногда, например в области Чехо-Словакии, где породы такого рода сильно развиты, полностью отсутствуют. Часты *жилы* и *потоки*. В последних часто наблюдается пузырчатая поверхность, что ведет к образованию *мандельштейнов*. *Цемзы* фonoлитового состава известны в районе Лаахерского озера.

Тефриты встречаются главным образом в виде жил и потоков, последние в виде лав с колбасовидными и скрученными формами поверхности, что особенно хорошо наблюдается на шлаковых тефритах склонов Везувия.

Фonoлиты и вся совокупность тесно связанных с ними натровых пород образуют характерные *петрографические провинции*, где разнообразные типы этих пород находятся в самой тесной связи одни с другими

и в виде почти одного непрерывного ряда. Такого рода петрографические провинции натровых пород известны во Франции в Кантале, также на Канарских островах. Здесь обычно фonoлиты занимают в отношении своего возраста среднее положение. С другой стороны, особенно интересны соотношения между тефритами, фonoлитами и базальтами, на что было уже обращено внимание при описании последних.



Рис. 83. Фonoлитовый купол. Северная Чехословакия.]

Что касается геологического возраста, то собственно фonoлиты, которые иногда называются также и *тингуаитами*, находятся в тесной связи с *нефелиновыми сиенитами* различного рода, располагаясь в краевых частях их массивов и в виде жил. Известны также очень древнего возраста фonoлиты, например в карбоне Бразилии; чаще всего они встречаются среди пород третичного возраста.

ДРУГИЕ НАТРОВЫЕ ПОРОДЫ

С нефелиновыми сиенитами тесно связаны безнефелиновые *натровые сиениты*, по большей части *аэгитовые сиениты*. В Норвегии породы такого рода характеризуются преобладанием крупнозернистых пород с темным, яркосиним отливом полевого шпата, почему порода и названа была *шведским лабрадоритом*. Так как в ряде кристаллов полевого шпата, присутствующего в них, наблюдается ромбическая форма, порода

называется также *ромбенситом*. Эти породы довольно трудно отличить на-глаз от сходных с ними габбровых пород, в которых присутствует лабрадоризующий полевой шпат. [Отличаются они прежде всего формой полевого шпата: в габбровых породах он таблитчатый, часто с ясно видимой штриховкой на поверхности спайности, в то время как в «шведском лабрадорите» форма кристаллов его ромбическая, в других кислых породах более или менее неправильная или толстотаблитчатая, обычно характерна и мышино-серая окраска натровых сценитов.] Отличать натровые сцениты от нормальных сценитов обычно простым глазом очень трудно.

Точно так же *натровые граниты*, которые в ряде случаев развиты без сопровождения их нефелиновыми сценитами, обычно неотличимы от нормальных гранитов при их макроскопическом исследовании. Они обычно несколько более бедны кварцем, лишь в редких случаях содержат биотит, который заменен в них *эгирином* или *рибекитом*. Однако эти два последних минерала макроскопически неотличимы от аналогичных темных минералов нормальных гранитов.

Среди порфировых пород особенно выделяются эффузивные разновидности ромбенситов, так называемые *ромбенпорфиры*, также характеризующиеся ромбическими очертаниями полевых шпатов. Они образуют жилы и дайки в окрестностях Осло.

Натровые трахиты по внешнему виду сходны с фанолитами, содержат гауин среди второстепенных минералов. *Натровые липариты* не отличаются по своему внешнему виду от нормальных липаритов, так же как и образующие мощные покровы *кварцевые кератофиры* и *кератофиры*, которые по своему составу относятся также к натровым породам и аналогичны нормальным кварцевым порфирам и ортофирам. Эти породы по большей части очень сильно разрушены. Следует отметить, что кератофиры, играющие довольно крупную роль в Вестфалии, на Гарце и т. д., нигде не встречаются совместно с другими натровыми породами.

[На территории СССР нефелиновые сцениты встречаются в сравнительно немногих местах. Они харак-

теризуются особыми для каждого района распространения специальными чертами петрографического характера и в то же время имеют некоторые общие свойства.

На Урале они выступают двумя полосами, совпадающими с общим простиранием пород Урала с севера на юг, именно в области Вишневых и Ильменских гор, не считая отдельных небольших выходов в других местах.

Как в Вишневых, так и в Ильменских горах, где они образуют довольно высокие возвышенности, нефелиновые сиениты представлены среднезернистыми породами с более или менее отчетливо выраженной гнейсовидной структурой, что особенно характерно для нефелиновых сиенитов Урала, носящих название *мнаскиитов*. Это светло окрашенные беловато-серые породы, состоящие примерно на 70% из кали-натрового полевого шпата (главным образом ортоклаза или микроклина) и альбита, около 20% нефелина и около 10% черного лепидомелана. Из второстепенных минералов можно видеть кристаллы циркона, далее зерна канкринита желтого цвета и синего содалита. В том случае, когда породы более меланократны, в них черные листочки лепидомелана заменяются черной роговой обманкой и эгирином в виде длиннопризматических кристаллов, причем накопление этих последних минералов наблюдается главным образом по краям мнаскиитовых массивов. Изредка можно видеть выделения крупнозернистых пегматитовых мнаскиитов, в которых содержание темных минералов уменьшается; крупные красноватые зерна нефелина достигают в поперечнике 15 см и более. Самые мнаскииты пересекаются жилами почти белых фельдшпателитов, имеющих сахаровидный характер и состоящих из мелких или более крупных удлиненных кристалликов преобладающего альбита, с незначительной примесью нефелина имеющего сероватый цвет.

В районе Нязе-Петровского завода выступают щелочные породы, сходные с теми, которые выступают также в районе Чепской губы, отличающиеся большим содержанием плагиоклового шпата и тем, что нефелин в них почти полностью замещен агрегатом

мусковита и анальцима. Эти породы пересекают девонские отложения.

Изредка встречаются жилы эгиринового сиенит-порфира (например в Уфалейском, Кыштымском и других районах Среднего Урала), иногда с примесью нефелина.

С нефелиновыми породами связаны на Урале месторождения корунда, присутствующего в чечевичеобразных залежах крупнозернистого сиенитового пегматита; в районе Мясской и Кыштымской дач с ними тесно связаны месторождения мелкого россыпного золота и ряда поделочных камней — фенакита, берилла, аквамарина, титанита, содалита, канкринита и др. К ним же приурочены крупные месторождения полевого шпата, связанные с гранит-пегматитами, пересекающими нефелиново-сиенитовые массивы.

На территории Уральны нефелиновые сиениты развиты на пространстве всего нескольких квадратных километров в восточной части Приазовского массива, где выступают крайне разнообразного состава и структуры нефелиновые сиениты, то крупнозернистые, переходящие изредка в пегматиты, то среднезернистые вплоть до мелкозернистых и почти плотных. Окрашены они по большей части в белые и серые, иногда, в случае обилия мелких кристалликов эгирина, почти черные или темносерые цвета. Структура их то массивная, то нередко полосатая или как бы гнейсовидная, в связи с резко выраженной флюидалной структурой. В зависимости от состава можно различать отдельные типы нефелиновых сиенитов, занимающих обычно небольшие участки объемом всего в несколько кубометров. Имеются белые и серые эгириново-нефелиновые сиениты, состоящие из среднезернистого и крупнозернистого агрегата белого калиевого полевого шпата и альбита, серого или буроватого с жирным блеском нефелина и игольчатых или длиннопризматических кристаллов черного или зеленовато-черного эгирина; нередко видны также и мелкие (до 0,5 мм в поперечнике) кристаллики октаэдрической формы коричневого циркона. Местами видны мелкие округлые красновато-бурые кристаллики содержащего церий, лантан и дицим минерала, носящего название беккелита;

Нередко присутствует лепидомелан, частью в виде крупных черных таблитчатых кристаллов. Он иногда заменяет в большей или меньшей степени эгирин (*лепидомелановый нефелиновый сиенит*). Местами в довольно большом количестве, частью заменяя нефелин, присутствует канареечно-желтый (то темнее, то светлее) канкринит, иногда образующий прожилки, или в других случаях темносиний содалит (*канкринитовый сиенит* или *содалитовый сиенит*). Нередко в пустотах присутствует фиолетовый, розоватый или бесцветный плазиковый шпат.

Общая форма выхода нефелиново-сиенитовых пород — более или менее изометричная, почти круглая; по краям эти породы переходят в щелочные сиениты. Последние в свою очередь вдали от нефелиново-сиенитового массива переходят в щелочные граносиениты и щелочные граниты.

Практическое значение могут иметь нефелиновые породы Украины пока только в отношении возможности использования их в качестве флюсов в металлургических процессах.

В районе Кольского полуострова развиты нефелиновые сиениты в двух местах — в Хибинах и в Ловозерских тундрах. В обоих местах они образуют более или менее округлой формы крупные выхода, по краям переходящие в щелочные сиениты; далее к северо-востоку развиты огромные массивы щелочных гранитов. Самые нефелиновые сиениты, поднимающиеся на высоту до 1250 м над уровнем моря, занимают огромную площадь до 1630 км². Здесь развиты, сменяя друг друга кольцеобразно, разнообразные типы нефелиновых сиенитов, начиная от так называемых *хибинитов*, представляющих собой крупнозернистый нефелиновый сиенит с перматитовидной структурой, с крупными выделениями сероватого с жирным блеском нефелина в виде кристаллов среди бесформенных выделений темных минералов, главным образом эгирина. Полевой шпат, главным образом альбит, и калиевый полевой шпат присутствуют в них в количестве около 47%, нефелин — 36%, эгирин — 15%. Одновременно иногда присутствует кроваво-красный, содержащий цирконий, силликат, неправильными зернами и скоплениями, но-

сящий название эвдиалита или лопарской крови. Дальше в ряде мест можно видеть развитие слюдяных (с лепидомеланом) нефелиновых сиенитов, содержащих 20—25% нефелина, 60—65% полевого шпата, 5—10% лепидомелана, с многочисленными минеральными жилами, содержащими ильменит (черный с металлическим блеском) с коричневым цпрконом и плавиковым шпатом. Далее следуют среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты, отличающиеся от хибинитов меньшими размерами зерен, меньшим содержанием нефелина (20—25 вместо 30%) и наконец *фойайты*, отличающиеся гнейсовидным, в связи с флюидальными явлениями, строением и преобладанием роговой обманки над эгирином с постоянным содержанием янтарно-желтого титанита. Здесь же присутствуют многочисленные жилы альбита и эвколита с золотисто-желтыми крупными лучистыми кристаллами астрофиллита с прекрасной спайностью. Иногда присутствуют скопления кайкринита и других минералов. Особенно характерным является присутствие отдельных дуг в юго-западной части Хибинского массива, состоящих из своеобразных, обычно темно окрашенных в серые и темносерые цвета двух типов пород — *уртитов* с преобладающим (75—80%) нефелином и подчиненным количеством эгирина и *ийолитов*, более темных и мелкозернистых, с преобладанием эгирина над нефелином (40—50%). К этим ийолитово-уртитовым породам, связанным друг с другом переходами, приурочены крупнейшие в мире месторождения *апатита*, входящего в состав апатитово-нефелиновых пород либо с преобладанием нефелина — в *неапитах*, либо с преобладающим содержанием апатита в *апанеитах*.

Своеобразные щелочные породы развиты на Кольском полуострове в южной части его в районе Турьего мыса, где жилы образованы нефелиновыми породами, содержащими анальцит и кальцит, частью в больших количествах; среди этих пород выделяют *турьиты* — из 20% анальцита, белого или розоватого, 20% белого кальцита, 20% красного граната, 37% слюды, и *турьяиты* — из 33% черных таблечек блотита, 27% сероватого или виных цветов нефелина, 5—10% апатита и 35% мелилита.

Интересно присутствие в нефелиновых изверженных породах легко разлагающегося при высоких температурах кальцита и анальцима.

В районе Сахалина нефелиновые спениты, светло окрашенные и довольно мелкозернистые, образуют жилы до 32 м мощности среди меловых конгломератов. Состоят они из светло окрашенного нефелина, белого полевого шпата, довольно большого количества неправильных зерен и скоплений бесцветного прозрачного анальцима и черно-зеленоватого эгирина с примесью черных листочков лепидомелана.]

IV. ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ (ПРОДУКТЫ РАСЩЕПЛЕНИЯ)

АПЛИТ И ПЕГМАТИТ

Внешний характер. Аплиты представляют собой типичную *полевошпатовую породу*, по большей части с подчиненным содержанием темных составных частей, поэтому они светло окрашены, *средне- и тонкозернистые*, часто также совершенно плотные. Пегматиты отличаются часто огромными размерами зерен отдельных минералов и в отличие от равномерной структуры аплитов характеризуются крайним непостоянством своей структуры, состава и внешнего вида.

Особенно типично представлены те аплиты, которые сопровождают граниты. Они обычно мелкозернисты или тонкозернисты, по большей части очень крепки, от белого до мясо-красного цвета, носят название *гранит-аплитов*. Им противопоставляются крупнозернистые, часто с письменным взаимным прорастанием кристаллов кварца и полевого шпата (рис. 84), *гранит-пегматиты*.

Гранит-аплиты развиты во всех гранитных массивах, часто в огромных количествах. Аплиты обычно образуют многочисленные тонкие жилы, иногда параллельно располагающиеся, часто переходящие в *мусковитовые или турмалиновые граниты*; развиты частью в самом граните, частью в непосредственной близости к ним в контактно-метаморфизованной оболочке. Пегматиты образуют неправильной формы массы, огромных размеров гнезда, переходящие в тонкие жилы и далее раздувающиеся до крупных размеров. Точно

так же и здесь в больших количествах присутствуют как мусковит, так и турмалин, и кроме того в ряде случаев разнообразные другие минералы, в том числе и редкие минералы. *Друзы* в пегматитах иногда выполнены крупными, прекрасно образованными кристаллами различных минералов. Оба вида жили теснейшим образом связаны с гранитом, из которого они выходят, причем границу между гранитом и аплитом или пегматитом уловить не представляется возможным. Аналогичные аплиты и пегматиты связаны с любой дру-

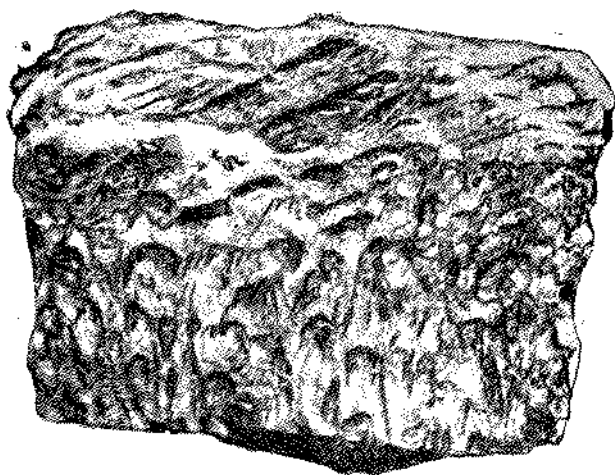


Рис. 84. Письменный гранит. Свердловск, Урал.

гой группой глубинных пород, с той лишь разницей, что они встречаются в связи с другими породами очень редко, за исключением щелочных *натроковых пород*.

Минералогический состав. Главными составными частями аплитов являются *кварц* и *ортоклаз*, причем в сколько-нибудь яснокристаллических и зернистых разностях кварц образует резко ограниченные индивидуумы в отличие от нахождения его в гранитах. Окраска зависит от цвета ортоклаза, рядом с которым *плаггиоклаз* с трудом отличается простым глазом. Нередко присутствуют отдельные листочки мусковита, также мелкие хорошо образованные призмочки *турмалина*, иногда в виде радиально-лучистых агрега-

тов, частью же в виде плотных масс, выполняющих отдельные гнезда; широко распространены в аплитах также зерна и кристаллики *граната* и *кордиерита*.

Гранит-пегматит отличается от гранит-аплитов при тех же минералогических комбинациях значительным непостоянством как состава, так и структуры. В нем нередко массы плотного кварца чередуются с крупными гнездами, в которых присутствуют часто крупные кристаллы полевого шпата и кварца, иногда гигантских размеров. В ряде случаев имеем дело с пильменными гранитами или пегматитами. В качестве плагиоклаза присутствует *альбит*, частью также *кислый олигоклаз*. [В гранит-пегматитах Карелии полевые шпаты чрезвычайно свежие, просвечивающие, в особенности по краям, иногда почти стекловидные; ортоклаз (микроклин) отличается мясо-красной окраской различных оттенков, плагиоклаз — чисто белой окраской, причем в нем отчетливо видна простым глазом тонкая двойниковая штриховка.] Кристаллы мусковита достигают иногда 1 м в поперечнике. [Они обычно обладают светлой коричневатой окраской, в тонких листках почти бесцветны, прозрачны и чрезвычайно гибки, огнеупорны и электронепроводны. В районе рр. Витима и Мамы в Восточной Сибири имеются крупные месторождения ценнейшего мусковита, используемого в различных отраслях промышленности, главным образом в электропромышленности; добывается так же как крупный предмет экспорта.] В ряде случаев в друзах, иногда вместе с мусковитом и прорастая его, присутствуют крупные кристаллы *турмалина* [также разнообразные иные минералы и, что чрезвычайно важно, минералы с редкими элементами, таковыми, как лантаны, диим, рубидий, цезий, ниобий, тантал и др.]

Аплиты *сиенитов*, *диоритов* и т. д. состоят главным образом из полевых шпатов. По внешнему виду они очень сходны с аплитами гранитов, что относится также и к пегматитам, в которых однако мусковит и турмалин в большинстве случаев отсутствуют, а редкие элементы распространены значительно менее широко.

По внешнему виду с гранит-аплитами и гранит-пегматитами очень сходны также аплиты и пегматиты

нефелиновых сиенитов. В нефелиновых аплитах присутствие нефелина простым глазом установить нельзя. Среди них особенно широко распространены типы аплитов, внешний вид которых близок к феолитам. Следует отметить необыкновенное богатство редкими минералами, которыми отличаются *нефелиновые пегматиты*, среди которых мы находим богатейшие скопления разнообразных минералов.

Аплиты и в особенности пегматиты действуют *растворяющим* образом на соседние породы и впитывают в себя составные части их, что дает начало образованию новых минералов. Так, пегматитовые жилы, пересекающие во время процессов инъекции соседние породы, дают толчок к образованию разнообразных аномальных минералов. Местами например образуются в них огромных размеров кристаллы *цоизита* или *андалузита*; пегматиты области Центральных Альп преобразуются в шлировые слюдистые агрегаты, так называемые *парагонитовые сланцы* Сен-Готарда, богатые *дистеном*, *ставролитом* и другими минералами.

Следует обратить внимание на то, что гранитные пегматиты на значительном расстоянии от интрузивного ядра переходят в плотные *кварцевые агрегаты*, которые образуют линзы и неправильной формы удлиненные массы в контактной оболочке. Аплиты как во времени, так и в пространстве, на большом расстоянии от центра извержения сменяются *кварцевым порфиром*; наконец на особенно больших расстояниях образуются *пехштейны* в качестве наиболее отдаленных окончаний аплитовых жил.

Геологические условия нахождения. Как было указано выше, аплиты и пегматиты находят наиболее часто, при том наиболее типичной форме развития, в виде *жил* внутри соответствующих изверженных пород и в непосредственной близости от них. Иногда они имеют характер плохо выдержанных *шлиров* или образуют краевые части изверженных массивов в местах соприкосновения их с окружающими породами. Особенно видную роль они играют в том случае, когда образуют *инъекцированные жилы* в преобразованных сланцах; наконец, хотя и редко, их находят в виде самостоятельных мелких интрузивных тел.

Характер жильных пород особенно отчетливо проявляется в двойных жилах, когда расщепление происходит в одной и той же жиле; в ряде случаев аплит резко отделяется от лампрофира; иногда же они выполняют трещину с постепенными переходами одной породы в другую.

О геологическом возрасте нельзя ничего сказать более того, что сказано о возрасте глубинных пород, с которыми они связаны. Несомненно между ними существует самая тесная связь во времени, так как при той малой способности к кристаллизации, которая вообще характерна для аплитовых магм, она могла приобрести кристаллический характер только в тех местах, где окружающие породы были достаточно высоко нагреты и где они могли остывать чрезвычайно медленно.

МИНЕТТЕ И КЕРСАНТИТ

Внешние свойства. Относящиеся сюда породы представляют собой *лампрофиры ортоклазовых*, соответственно *плагноклазовых пород*. В связи с присутствием в них в большом количестве темных минералов они обычно окрашены в бурые и серые цвета, часто с многочисленными вкрапленниками. В очень большом числе случаев они превращены в буроватые *важки*, пахнущие глиной, в которых первичный характер опознается только по присутствию вкрапленников слюды. По внешнему виду горные породы этого типа, содержащие ортоклаз, *минетте*, очень мало отличаются от *керсантитов*, характеризующихся присутствием в них плагноклаза, тем более, что полевой шпат в них простым глазом по большей части почти невидим.

Если в таких породах особенно отчетливо выступает ортоклаз в виде более крупных вкрапленников, либо эта порода не типичный лампрофир, но представляет собой переход к гранит-порфиру нормального типа, либо эти вкрапленники обычно, как и одновременно присутствующие зерна кварца, округлены и представляют собой посторонние включения в данной породе, захваченные из соседних пород. Наконец наиболее основные члены этого ряда обнаруживают свойства *диабазов*; такие продукты крайнего состава,

отщепленные от гранитной магмы, с большим трудом можно отличить от типичных нормальных диабазов.

Минералогический состав. В минетте и керсантите обычно наблюдаются крупные вкрапленники *биотита*, поэтому свежие породы такого рода были названы в ряде случаев также и *слюдяными мелафирами*. Крайне редко присутствует также *роговая обманка* в виде отдельных зерен и кристаллов; *авгит* — наиболее распространенная составная часть — образует вкрапленники в *спессартитах* и *вогезитах*, которые отличаются от минетте и керсантитов характером полевого шпата, что простым глазом установить не представляется возможным. В вогезитах присутствует ортоклаз, в спессартитах — плагиоклаз; следовательно первые ортоклазовые, вторые — плагиоклазовые породы.

Обычно лампрофиры содержат огромное количество *включений* главным образом типа первичных выделений; в них же присутствуют включения ряда ранее рассмотренных пород, таких, как граниты, кварц, в виде оплавленных зерен, также крупные оплавленные зерна ортоклаза и др., которые нельзя рассматривать как составные части породы.

При большом содержании слюды в отдельных типах этих горных пород ясно проявляется склонность к *сланцеватой* структуре. Сравнительно редко встречающиеся лампрофиры центрального гранита Альп по существу представляют собой темно окрашенные *слюдяные сланцы*. В качестве второстепенных минералов, особенно часто в породах последнего рода, встречается *гранат*, который еще более придает этим породам характер слюдяных сланцев.

Геологические условия нахождения. Лампрофиры как *краевые зоны* нормальных интрузивных пород распространены очень широко, причем в них наблюдается иногда в значительной степени отчетливо как последовательность их смёны одних другими, так и признаки частичного растворения соседних пород. Однако и в таких случаях они не вполне сохраняют свой типичный характер. В этих случаях они обычно более крупнозернисты; в них проявляется склонность к образованию *вкрапленников полевого шпата*, которые в таких именно породах приобретают особенно круп-

ные размеры; здесь именно особенно часто присутствует и *гранат*. Такой же характер носят сравнительно редко встречающиеся небольшие *шток* лампрофиров.

Значительно более резко проявляется лампрофировый характер в *жилках*, которые встречаются в меньшем числе, но так же широко распространены, как и аплитовые жилы, среди различного рода интрузивных массивов, также и в их окрестностях. В противоположность к очень тонкому иногда разветвлению аплитовых жил они разветвляются очень мало. Существуют районы, где такого рода горные породы пользуются очень широким распространением. В общем жилы их более мощные; некоторые из них, как например жилы *протеробазов* в Сосновых горах, достигают значительной мощности.

Особенно большое внимание следует обратить на то, что нормально образованные жилы лампрофиров уходят часто далеко за пределы области контактного метаморфизма; мы их часто находим в области развития *нормальных осадочных пород*, что наблюдается довольно часто.

В тех случаях, когда они встречаются вместе с аплитовыми жилами, для них характерно то, что они обладают яснокристаллической структурой в тех местах, где аплитовые породы обладают стекловатой структурой и застыли в виде *пехштейна*.

КАМПИОНИТ И БАЗАЛТ

Внешний вид. Лампрофиты, наиболее важные из типов горных пород, соответствующие *натровым породам*, представлены *базальтами*.

В свежем состоянии основная масса их плотная, черная, с занозистым изломом; при выветривании она становится красно-бурой, ржаво-бурой или зеленой и матовой. Среди окрашенных сравнительно редко присутствуют *биотит* и *роговая обманка*, по большей части присутствует *авгит* наряду с оливином; в ряде обычных мест нахождения этих пород оливин представляет характерную составную часть их. Простым глазом лишь в исключительных случаях можно установить присутствие *нефелина* или его заместите-

лей—лейцита, меллита, также и полевого шпата; лейцитовый или плагиоклазовый базальт по внешнему виду ничем не отличается от нефелинового или меллитового базальта. Широко распространены шлаковые формы образования, так называемая базальтовая лава. Стекловатые формы затвердевания, наоборот, встречаются редко. В связи с основным характером эти породы обладают большим удельным весом, по большей части превышающим 3,0.

Минералогический состав. Из числа тех минералов, которые легче всего узнаются при исследовании этих горных пород простым глазом, следует назвать *авгит* и *оливин*, из которых последний выделяется своим блеском и желтовато-зеленым цветом. Остальные составные части рассеяны часто в черной, полностью плотной основной массе, которая характеризуется значительным содержанием *магнетита* и состоит главным образом из микролитов *авгита*, к которому присоединяются *плагиоклаз*, *нефелин*, *лейцит*, *меллит*, местами также *гаюин*; наконец присутствует стекло. Общая характеристика минералогического состава базальтов дана в таблице на стр. 186.

Поскольку приведенные в этой таблице горные породы принадлежат к настоящим базальтам, их не стоит делить на отдельные типы на основании макроскопических признаков. Без помощи микроскопа можно просто говорить о том, что порода представляет собой просто базальт. Следует однако отметить, что некоторые из приведенных в таблице базальтов носят несколько своеобразный, отличный от других базальтов, характер. В первую очередь некоторые из них могут быть отнесены к *тефритам*. По внешнему виду они обладают андезитовым характером: они более светлые, менее плотные, чем типичные базальты и ясно порфировые; для них характерно то, что уже простым глазом можно видеть присутствие в них многочисленных индивидуумов *лейцита* и *гаюина*.

Вторую, несколько отклоняющуюся группу составляют *нефелиниты* и *лейцититы*, которые хотя и выступают в тесной связи с базальтами, однако довольно сильно отличаются от них. Они представляют собой щилры или полностью выклинивающиеся жилы с зер-

Авгит	Плагноклаз	Плагиоклаз и пофелин	Нефелин	Плагиоклаз и лейцит	Лейцит	Меллит	Стекло
Без оливины	Плагиоклазовый базальт	Пофелиновый тефрит	Нефелинит	Лейцитовый тефрит	Лейцитит	—	Авгитит
С оливином		Пофелиновый базальт	Пофелиновый базальт	Лейцитовый базальт	Лейцитовый базальт	Меллитовый базальт	Лимбургит

нистой, часто негематитовой структурой, светло окрашенные, когда в них значительно преобладают нефелин или лейцит, более темные, но всегда с ясно определенными даже простым глазом главными составными частями,—в тех случаях, когда они сильно обогащены авгитом.

Кроме этих последних пород исследование базальтов представляет собой исключительный интерес в связи с большим содержанием в них разнообразных включений, из числа которых почти ни в одном базальте не отсутствуют так называемые *оливиновые породы*—зернистые, желто-зеленого цвета. Кроме того в них встречаются крайне разнообразные минеральные агрегаты и минералы, например кварц, полевой шпат, гранат, корунд, титанистый железняк и др., что характерно для отдельных типов их. Точно так же и в камптонитах присутствуют аналогичные минералы, хотя и менее разнообразные. В отдельных базальтах встречаются крупные красновато-бурые обожженные кристаллы биотита или полуразрушенные базальтические роговые обманки, которые в свежем состоянии широко распространены в базальтовых туфах.

Ввиду широкого применения базальтов в качестве щебня для шоссежных дорог следует иметь в виду одну особенность их, именно *солнечный ожог* их. Базальт, в свежем состоянии совершенно равномерно окрашенный, содержит часто отдельные небольшие участки, которые, подвергаясь действию атмосферных агентов, покрываются мелкими светлыми пятнами, вы-

ступающими довольно отчетливо (рис. 85); вместе с образованием их происходит распадение породы на остроугольные кусочки. Полное разрушение таких частей базальта происходит в течение немногих месяцев. Следует далее обратить особенное внимание на *столбчатую отдельность* базальтов, которая является общей с другими основными изверженными породами (рис. 11), также на частое нахождение в трещинах *цеолитов* и наконец на *включения* соседних пород, которые иногда представляют собой куски обожженного

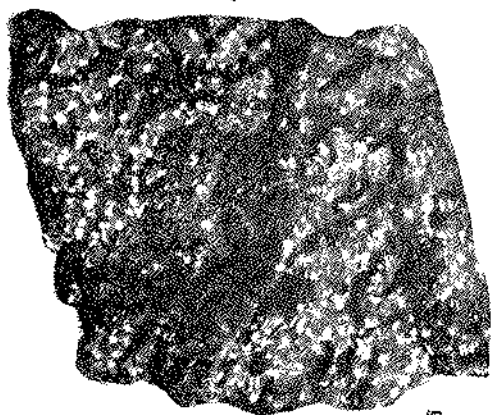


Рис. 85. Солнечный ожог базальта.

песчаника, приобретающего при этом столбчатую отдельность, частью с участками, переплавленными в настоящее стекло.

Геологические условия залегания. Все горные породы типичного базальтового характера рассматриваются как неовулканические (юные) породы, хотя сколько-нибудь убедительные доказательства этого могут быть даны далеко не во всех случаях. Там, где подозревают, что аналогичные породы обладают третичным возрастом, им дают большое число новых названий, которые не имеют никакого значения. Породы такого рода в первую очередь в большом числе выступают в области развития нефелиновых сиенитов в качестве их жиль-

ных аналогов; в таком случае их геологическое значение совершенно ясно и не вызывает сомнений. Однако их находят также в ряде районов вне областей развития нефелиновых сиенитов, частью в виде жил, частью в формах, типичных для эффузивов. В последнем случае они обычно образуют *покровы* и *потоки*, сопровождаемые иногда мощными туфовыми накоплениями. Особенно широко распространены небольшие *купола*, которые иногда встречаются вместе в огромном числе, обычно лишь с небольшим количеством туфов. Эти породы представляют собой лампрофировые аналоги натровых пород, что и доказывается частой связью их с *фонолитами*, которые следует в таком случае рассматривать как соответствующие аплитовым породам. Несвежие *кампитоны* встречаются только в виде жил, причем иногда и они связаны с натровыми породами, например в окрестностях Предаццо, где связь с нефелиновыми породами ясна из присутствия тут же аплитовых жил в виде *либнеритового порфира*.

У. БЕСПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПОРОДЫ ПЕРИДОТИТ, ПИРОКСЕНИТ И СЕРПЕНТИН (ЗМЕЕВИН)

Внешний вид. Сравнительно редко наблюдаются переходы между основными полевошпатовыми и бесполевошпатовыми породами. Переходные типы представлены например *пикритами*, сходны и по внешнему виду с диабазами, в составе которых присутствуют только немногочисленные кристаллы более основного плагиоклаза. Бесполевошпатовые породы называются *перидотитами*, когда главной составной частью их является оливин, и *пироксенитами*, когда они состоят главным образом из пироксена. Значение имеют только зернистые породы; порфировые встречаются чрезвычайно редко.

Перидотиты обычно среднезернистые, желто-зеленого цвета, характерного для оливина. [Вследствие того, что оливин по большей части, как например на Урале, переходит в мелкоагрегатный серпентин и одновременно выделяется мелкокристаллический непрозрачный магнетит, перидотит с несколько измененным оливином приобретает почти черную окраску.] Обычно

примешан также *пироксен*, частью в виде крупных почти листоватых зерен, образующих как бы вкрапленники, часто с резко выраженным металлическим отблеском. *Пироксениты* сами по себе значительно более крупнозернистые породы. Реже встречается также бурая *роговая обманка* или *биотит*; первая иногда образует самостоятельные породы—*горнблендиты*. Иногда присутствует также кроваво-красный *пироп*. Породы, относящиеся к этой группе, наиболее тяжелые из известных нам. Удельный вес их 3,0—3,4 [в присутствии большего количества магнетита могут иметь и значительно больший удельный вес].

Перидотиты редко остаются совершенно свежими: по большей части они находятся на различных степенях *серпентинизации*, причем их первично зернистая структура уступает место совершенно плотной. Одновременно и удельный вес понижается до 2,6. Породы такого рода окрашены в различные цвета, по большей части от темнозеленого до почти черного, иногда также и оливково-зеленого цвета. Раскраска их в полированном виде очень красива. Особенно типичен для них *тонкозернистый излом*, который особенно хорошо виден, если дохнуть на поверхность излома. Побочным продуктом серпентинизации нередко является *хлорит*, с увеличением содержания которого излом приобретает более мягкий характер, а окраска становится более светлозеленой. В связи с этим сколько-нибудь кристаллические *хлоритовые породы* имеют мягкий шелковистый отблеск. Точно так же нередко присутствуют *тальк* и *тремолит* или лучистый *камень*, частью в виде самостоятельных индивидуумов, частью же в виде плотных агрегатов. Получаются, с одной стороны, переходы через тальково-хлоритовые породы, или *тальковые камни*, к мягким жирным *тальковым породам*, или *горшечным камням*; с другой стороны, при увеличении содержания роговой обманки, иногда чисто магнезально-железистой (антофиллата)— в тонко-спутанно-волокнистые *роговообманковые породы*, наиболее плотная разновидность которых, обычно зеленого и темнозеленого цвета, носит название *нефрита*.

Нормальные серпентины представляют собой чрезвычайно массивные породы (рис. 86), по большей ча-

ойи раскалывающиеся по неправильным трещинам, и дают в паломе отдельные неправильной формы обломки и глыбы, часто пересекающиеся многочисленными жилами *талька*, *асбеста* или *карбонатов*, в числе последних главным образом *магнезита* белого цвета. В некоторых разновидностях наблюдается также пластинчатая отдельность; иногда получаются скоруповатые агрегаты с как бы полированной блестящей поверхностью неровно линзовидных кусков, которые получаются при раздавливании их; наконец в некоторых случаях могут получиться также и сланцеватые разновидности.

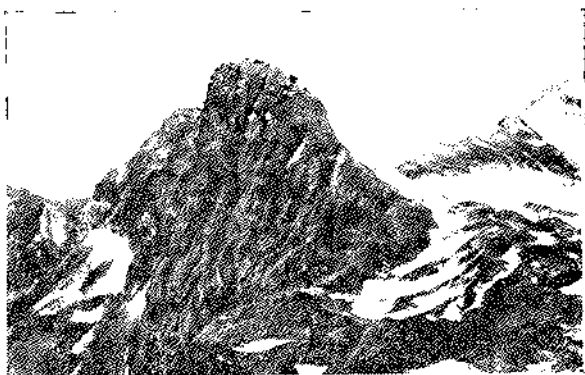


Рис. 86. Шток серпентина, Гроссвендигер, Альпы.

[Среди серпентинитов нередко наблюдаются участки, сплошь переполненные трещинами, выполненными волокнистым *асбестом*, состав которого аналогичен составу вмещающего его серпентинита. Таковы крупнейшие месторождения волокнистого прекрасного качества асбеста в районе Баженово, к северу от Свердловска, на Урале; в других случаях в серпентините образуются участки, состоящие главным образом из ромбического амфибола, так называемого *антрофилита*, причем в отдельных участках последний приобретает волокнистый, иногда тонковолокнистый характер, образуется *роговообманковый асбест*, отличающийся кислотоупорностью (не разлагается в кислотах). Месторождения

такого рода с крупными запасами роговообманкового асбеста открыты в последнее время на Урале около Сысертска к югу от Свердловска. Наконец в некоторых случаях в серпентинах образуются линзовидные жилы, иногда довольно крупных размеров (до 15 м мощности), образованные сплошь более или менее гидратизированным *биотитом*, то мелкочешуйчатым, то крупнолистоватым, с листками размером иногда свыше 0,5 м в поперечнике, образованными преимущественно *вермикулитом*, т. е. магнезально-железистой слюдой светлорозоватого, частью золотистого цвета с металлическим блеском. Вермикулит отличается тем, что при нагревании, даже на спичке, вздувается и расщепляется; при обжиге в печи он дает пушистую массу, 1 м³ которой весит около 60 кг и может быть использован как термозольтор и звукопоглотитель.]

Минералогический состав. Наиболее важная составная часть перидотита — зернистый и желтовато-зеленый *оливин*, наряду с которым присутствуют обычно черные зерна *хромита*. [Хромит иногда скопляется в виде шпиров, располагающихся в некоторых местах, как например в районе Сарановского месторождения на Урале, как бы в виде полос вдоль трещин, куда выжимались выделения хромита во время кристаллизации перидотитовой магмы.] Чистая оливниновая порода, обычно окрашенная в светло-желтовато-зеленый цвет, носит название *дунита*. Обычно в перидотитах присутствуют в большем или меньшем количестве отдельные индивидуумы листоватого пироксена, иногда крупных размеров. Ромбический пироксен обычно окрашен в черный, буроватый цвет, моноклинический — в серый, также в серовато-зеленый или яркозеленый цвет, однако обычно отличить их простым глазом один от другого не представляется возможным. Оба пироксена одновременно присутствуют в *лерцолитах*. Местами по большей части (небольшими массами в виде шпиров или залежей среди нормальных оливниновых пород развиваются накопления бедных оливином, по большей части крупнозернистых пироксенитов, которые самостоятельно почти не встречаются.

[В районе Северного Урала имеются области развития перидотитов и пироксенитов, тесно связанных

с нормальными габбровыми породами; обычно перидотиты и в особенности чистые оливиновые породы занимают центральные части района развития габбровых пород; они окружены оболочками из крупнозернистых пироксенитов, переходящих далее к краевым зонам путем обогащения их плагиоклазом в нормальные габбро.]

Обычно процесс серпентинизации охватывает только оливиновые породы, причем содержащийся в них пироксен в ряде случаев остается неизменным; в результате этого в измененной плотной породе рассеяны отдельные сравнительно крупные пластинки пироксена, благодаря чему получается впечатление, как будто пироксен является первичным минералом, из которого образовался серпентин. Однако это не так, и в особенности чистые пироксенитовые шпильеры сохраняются даже при полной серпентинизации почти без всяких изменений, в свежем состоянии. [Следует отметить, что в то время, как в одних местах, например в районе Урала, оливиновые породы и пироксениты играют крупную роль, образуя многочисленные массивы, с которыми связаны месторождения хромитов и платины с ее спутниками, в других местах, например на Украине, эти породы играют совершенно второстепенную роль и почти совершенно отсутствуют, за исключением небольших участков, где развиты перидотиты и пироксениты (один небольшой район развития их около Мариуполя в Приазовском районе). Одновременно с этим далеко неравномерно распределены связанные с серпентинами образовавшиеся из перидотитов и пироксенитов по преимуществу *тальковые, тальково-хлоритовые и хлоритовые породы*, которые, в особенности на Урале, развиты в крупных массах, в то время как на Украине они почти совершенно отсутствуют.]

Геологические взаимоотношения. Перидотиты и пироксениты находятся обычно в тесной генетической связи с породами *диабазового и габбрового* рядов, частью в играющих второстепенную роль продуктах расщепления, частью же в крупных массах, в которых лишь в некоторых случаях можно видеть все постепенные переходы между отдельными типами этих пород. [Исключение составляет между прочим Урал, где

эти постепенные переходы резко выражены.] По большей части пироксениты выступают как самостоятельные породы, в некоторых случаях занимающие огромные пространства или же образующие малых размеров тела, которой рассеяны в одной и той же области в очень большом числе.

Большую часть пород этого типа находим в области развития *кристаллических сланцев*, и поэтому в прежнее время серпентин считали типичным представителем докембрия, причем обращалось внимание между прочим на то, что серпентин редко залегает несогласно с другими породами, с которыми он соприкасается; они образуют по большей части *линзы*, часто сильно вспученные, залегающие конкордантно среди сланцев.

Характерным для их изверженного происхождения является помимо *химического состава* также *широкий* характер и теснейшая связь с несомненно изверженными породами, такими, как породы рядов *диабаз* и *габбро*, далее развитие иногда вокруг них довольно значительного размера *контактно-метаморфических оболочек*. Точно так же доказательствами их изверженного происхождения являются многочисленные и разнообразные новообразования *минералов*, указывающих на *вулканические* агенты, объясняющие их происхождение [таковы например образования вермикулитов среди серпентинитов северного конца Вишневых гор на Урале.]

Значительная часть серпентинитов образовалась из первично интрузивных *оливиновых пород*. Повидному серпентин никогда не образуется непосредственно из жидких магм, также по типу грязевых вулканов или как осадок гидротерм и т. д. Наоборот, весь комплекс минералогического состава и условий нахождения его говорит в пользу образования его как псевдоморфозы по оливину.

Что касается *геологического возраста*, то большинство массивов серпентинита располагается в области *кристаллических сланцев*, возраст которых, как и присутствующих в них серпентинитов, может быть крайне разнообразным. С другой стороны, находим серпентиниты в районе Сиракуз около Нью-Йорка среди верхне-

силурийских доломитов, которые им частично контактно метаморфизированы, а сам доломит образует иногда обломки среди серпентина. Знаменитые серпентины Лизарда в Корнуолле, в Англии, представляют собой интрузивные тела девонского возраста. Контактно метаморфизированные перидотитами породы Пиреней, юрские известняки, превращены в мрамор. Наконец на Эльбе и в Лигурии (Италия) серпентинами прорваны и метаморфизованы третичные отложения.

[Пироксенит и перидотиты, тесно связанные с габбро-норитовыми породами, от которых они отличаются главным образом почти полным или полным отсутствием полевых шпатов, широко развиты в различных районах СССР, образуя в ряде мест крупные массивы.

На Урале пироксениты, окрашенные в черный цвет и часто довольно крупнозернистые, образуют обычно массивы небольших размеров, хотя и встречаются очень часто. Обычно они состоят из моноклинического пироксена с небольшой примесью оливина, редко присутствует ромбический пироксен и красноватый биотит, с трудом различаемые простым глазом. Характерно то, что только в области полярного Урала присутствуют энстатитовые пироксениты. В ряде случаев пироксениты в большей или меньшей степени амфиболитизированы и переходят в черные крупнозернистые горнблендиты, отличающиеся лучшей спайностью темных минералов, чем в пироксенитах, и углами в $124^{\circ}50'$ между плоскостями спайности. Иногда в северной части Урала развиты среди пироксенитов породы, обогащенные черным с металлическим блеском магнетитом; такие породы носят название *косцитов*.

Пироксениты на Урале образуют обычно каймы вокруг оливиновых пород, содержащих платину и хромит. Лишь в некоторых случаях они занимают сравнительно большие площади, как например в районе Качканара, Таловских гор и др.

Перидотиты (оливин и примесь пироксена) и дуниты (чистые оливиновые породы) развиты на Урале в крупных массах, обычно они в значительной степени серпентинизированы. В Тагильском районе буровой скважиной прослежено наличие процесса серпентинизации оливиновых пород на глубину до 500 м от

поверхности земли. Особенно свежие дуниты в наибольших количествах развиты в области полярного Урала. В районе Северного и Среднего Урала они содержат в значительном количестве платину наряду с хромитом; в районе Южного Урала они обычно лишены платины, хотя и содержат хромиты.

Обычно в дунитах присутствуют, как и в продуктах их изменения—серпентинах, скопления иногда довольно крупных масс хромита, в особенно крупных массах в районе Сарановского месторождения, крупнейшего в мире по своим запасам хромита, хотя последний и содержит не особенно много окиси хрома, в среднем около 38—40%. В районе Верблюжки, на границе между Уральской областью и Башкирией, в хромитах установлено присутствие наряду с ванадием также видимого золота.

Змеевики, развитые в огромных массах по всему Уралу, начиная от Северного и до Южного, частью широкой полосой, образовались главным образом из оливковых пироксенитов, частью и из пироксеновых пород. Обычно они залегают полосами, вытянутыми в общем с севера на юг, имеют крайне разнообразные формы залегания—то в виде небольших массивов, то в виде линз, внедренных в другие породы. По минералогическому характеру различают *хризотилловые змеевики*, обычно с так называемой петельчатой или сетчатой структурой, и *антигоритовые*—с пластинчатой формой мелких индивидуумов серпентина; антигоритовые змеевики развиты там, где эти породы претерпели особенно сильные динамометаморфические изменения.

Иногда в змеевиках под влиянием горообразующих сил развиваются брекчиевидные структуры, иногда также псевдоконгломератные, когда отдельные обломки змеевика в большей или меньшей степени округлились.

Характерным для уральских оливково-пироксеновых пород является разнообразие продуктов, которые из них и из образовавшихся из них змеевиков получаются под влиянием гидротермальных процессов, часто связанных с одновременным действием горообразующих процессов. Образуются также новые типы горных пород, как *листвениты*, часто зеленого цвета,

нередко золотосодержащие, состоящие из кварца, велевой слюды и карбонатов, с одновременным присутствием большого или меньшего количества пирита; *тальково-карбонатные* породы, или горшечные камни, и *тальковые породы*—темнозеленые различных оттенков, редко светлозеленые или почти бесцветные, переходящие в *тальковые сланцы*, играющие выдающую роль в ряде районов Урала и в крупных размерах разрабатываемые на механизированном карьере Шабровского месторождения в 30 км к югу от Свердловска, в 7 км от разъезда № 75, различные *гранатовые пироксеново-гранатовые, везувиано-гранатовые, алоритовые* породы, нередко залегающие среди змеевиков в виде жилькообразных масс или неправильной формы тел; *актинолитовые, антофиллитовые* массы, иногда с примесью полевого шпата, *биотитовые и вермикулитовые* жилькообразные тела.

Оливково-пироксеновые породы Урала имеют огромное практическое значение, так как в них концентрируются ценнейшие полезные ископаемые, частью в крупнейших количествах. Важнейшим полезным ископаемым является *платина* с ее спутниками, связанная с дунитами; на западном склоне Урала месторождения ее тянутся на протяжении около 300 км с севера на юг, начиная от г. Чистого на севере и до Верхнетагильской дачи; присутствуют также в Сысертском районе, в Уктусских горах и др. С пироксенитами связаны месторождения *золота*, частью в неизмененных породах, главным образом в измененных—змеевиках, лиственитах и тальковых сланцах, где оно является вторичным, привнесенным в связи с гранитными интрузиями. Имеются промышленные месторождения *меди* среди бесполовошпатовых изверженных пород и продуктов изменений их на Урале. К змеевикам приурочены все *никелевые* месторождения Урала, причем в результате разрушения змеевиков образуются никелевые силикаты. Наиболее крупные залежи находятся в Верхнеуфалейском округе южнее Свердловска, далее в Уктусских горах в связи с железными рудами в Халиловском районе и др. Непосредственно к оливково-пироксеновым породам приурочены далее *титано-магнетитовые* руды, содержащие также и ванадий, напри-

Мер Куусинское месторождение на юге, Качканар на севере, также крупные месторождения *хромита*. К ним же приурочены крупнейшие месторождения *хризотил-асбеста* (Баженово), *роговообманкового* (антофиллитового) *асбеста* (Сысерть), далее *талька*, *талькового камня*, *тальково-хлоритовых пород*, *магнезита* (Халловское месторождение). Повидимому со змеевиками связаны также месторождения *алмазов*, *угаровита*, *нефрита* и др.

На территории Украины пироксеновые и перидотитовые породы размыты почти полностью и сохранились, за крайне редкими исключениями, к которым принадлежат неправильной формы небольшой массив оливиново-пироксеновых пород в районе развития нефелиновых спенитов в восточной части Приазовского, массива, где присутствуют также признаки никеля хризотил-серпентина, магнетитовой руды (возможно титано-магнетитов), но исключительно в малых количествах.

В районе Кавказа имеются области развития оливиново-пироксеновых пород на Северном Кавказе, в районе р. Белой, где в сильно смытом травяно-зеленом змеевике имеются прожилки хризотил асбеста 1—3 мм, редко 5—6 мм длины, низкого качества, иногда до 15 мм, также в районе р. Большой Лабы и др. В районе той же Большой Лабы имеются залежи хромистого железняка, также в ряде других мест.

Те же самые породы встречаются и в других частях Кавказа, к ЮВ от оз. Гокча, в ряде мест Дальнего Востока, Сахалина и др. большей частью с хромитом.

С породами габбро-перидотитовой магмы на Урале как и в других местах, связаны разнообразные жильные породы. Среди них имеются породы существенно оливиновые, образующие жилы в районах развития габбро-перидотитовых пород, именно: 1) нормальные дуниты с хромитом, образующие дайки среди пироксенитов (например Конжаковский камень) или габбро (Денежкин камень) и пироксенитов; 2) магнетитовые оливиниты, черные породы с большим содержанием черных зерен магнетита, с большим удельным весом — жилами в пироксенитах (Косвинский камень и др.);

8) магнетитовые троктолиты, состоящие из зеленого или черного до темнозеленого оливина, светлозеленой роговой обманки с примесью белого полевого шпата (плагноклаза) и более или менее значительного количества магнетитовых зерен, образующих жилы в троктолите (серпентинизированном фореллепштейне, который состоит из плагноклаза с округлыми зернами оливина)].

Вулканические туфы (дополнение)

Во время вулканических извержений кроме огненно-жидких лав в числе вулканических продуктов получают также и рыхлые продукты извержений, которые отлагаются на поверхности земли и лав; в свежем состоянии они представляют собой совершенно рыхлые массы, носящие название *вулканических туфов*. Образование их обусловлено выделением в крупных количествах из магм газов, которые распыляют жидкую массу этих магм. Различают следующие типы рыхлых продуктов извержений вулканов:

1. *Вулканический пепел* — пылевидные частицы лавы, состоящие главным образом из мельчайших частичек стекла, пемзы или шлака.

2. *Вулканические пески*, состоящие из несколько более крупных частиц, примерно размером зерна пшена.

3. *Лапилли* — кусочки лавы или шлаков размером с лесной орех.

4. *Вулканические бомбы* — иногда довольно значительных размеров куски лавы, образовавшиеся путем отрыва застывающих частей лавы в виде вязких пластин, при вращении в воздухе приобретающих своеобразные закрученные формы (рис. 87) или же шлаковые или пемзовидные обломки, поверхность которых покрыта трещинами наподобие корки хлеба — *хлебовидные бомбы* (рис. 88). Величина этих выбросов иногда очень значительна — до нескольких кубометров; в таком случае внутренняя часть их состоит из компактной лавы.

К ним присоединяются разнообразные иные выбросы, не всегда связанные составом и происхождением с самой магмой; они образуются благодаря тому, что твердые куски, оторванные от соседних пород, попадающие

в верхнюю часть лавы, особенно энергично отрываются от нее. Сюда относятся прежде всего *оливиновые сандиновые бомбы*, которые встречаются среди рыхлых продуктов извержений в значительном количестве, в то время как в твердых лавах мы их почти не находим. Далее сюда же относится большое число других включений.

Среди *кристаллов*, которые могут выбрасываться из жерла вулкана, встречаются те, которые первыми выделяются в кристаллизующейся магме и которые присутствуют в виде вкрапленников в самой лаве. К ним относятся *кварц, ортоклаз, плагиоклаз, титроксен, лейцит, оливин и магнетит*. Точно так же среди них иногда в довольно значительном количестве встречаются те минералы, как например *роговые обманки и биотит*, которые сохранились при резорбции лавой попавших в нее изверженных пород.

Из всех этих составных частей, к которым случайно могут присоединяться иногда и остатки организмов, образуются *вулканические туфы*, в которых перемешаны частицы крайне разнообразных размеров и которые благодаря иногда слабо заметной слоистости указывают на степень интенсивности вулканических процессов в различных фазах их.

Преобладающей составной частью всех вулканических туфов является *вулканический пепел*. Некоторые туфы состоят почти исключительно из пепла и тогда носят название *пепловых туфов*. Породы такого рода наблюдаются иногда на значительных расстояниях, даже в тысячах километров от места извержения; они принимают участие также в образовании *глубоковод-*



Рис. 87. Скрученная бомба. Канарские острова.



Рис. 88. Бомба с „коркой печеного хлеба“. Липарские острова.

ного ила. Самый тонкий материал, который иногда падает в огромных количествах, образует опасные *пепельные дожди*. Эти пеплы, смешанные с большими количествами воды, получающимися во время дождей, связанных с самим извержением, с примесью соляной кислоты, серной кислоты и т. д., дают мощные *грязевые потоки*, стекающие по склону *вулкана*, образуя в более низких местах слоистые массы.

Там, где значительные количества пепла скопляются на дне морских или пресноводных бассейнов, пепел принимает участие в образовании нормальных осадков, с которыми он смешивается в крайне разнообразных отношениях. Такие отсортированные водой туфы подвергаются особенно значительным изменениям, в результате чего в них иногда не остается никаких следов первичной структуры, например в известных *налагонитовых туфах* Исландии, которые имеют иногда внешний вид смолы. Там, где в сухие пеплы попадают отдельные капли дождя, тонкие пылевидные частицы пепла агломерируются в довольно твердые, совершенно бесструктурные шарики величиной примерно с горох; такого рода *пемзово-пепельные туфы* встречаются среди туфовых отложений различного возраста.

В то время как юные пепельные туфы отличаются рыхлым характером, более древние часто характеризуются довольно значительной крепостью, как например называемые иногда *глинистыми камнями* пепельные туфы некоторых кварцевых порфиров. Другие туфы богаты кристаллами различных минералов — *кристаллитуфы*; их легко смешать с излившимися породами, богатыми вырастаниями. Наконец для некоторых типов туфов характерен состав из мелких кусочков *пемзы* — *пемзовые туфы* [такого рода пемзовые туфы в крупных массах имеются по берегам р. Арпачая (в Армении) на границе с Турцией, где они залегают мощным слоем и на значительном расстоянии, в непосредственной близости от ст. Ани.] К пемзовым туфам относятся также *пуццоланы* и *трасс*, которые в крупном масштабе разрабатываются для получения гидравлического цемента. Пуццоланы — светлые, серые или желтоватые землистые массы. *Лавилевые шлаковые туфы* состоят главным образом из более грубого мате-

риала. Они называются также *агломератными туфами* главным образом сопровождают основные изверженные породы. Сюда же относятся богатые выбросами туфы, носящие название *пеперино*.

Туфовые образования находят главным образом там, где вулканический материал выбрасывается непосредственно в атмосферу. Менее благоприятны условия для образования пеплов на дне морских или пресноводных бассейнов. Самые разнообразные излившиеся породы имеют характерные для них туфы. Однако степень распространения их далеко неодинакова для различного типа горных пород этого рода. Горные породы, богатые кремнекислотой и щелочами, в общем дают *широко распространенные и занимающие крупные площади* туфовые отложения; однако и туфовые отложения, связанные с основными породами, также иногда значительны. Характерно слабое развитие туфов около куполов базальта.

Довольно часто встречаются туфы без сопровождающих их излившихся пород, как например *туфы взрывов* или *горловинные брекчи*, выполняющие кратерообразные или воронкообразные горловины и представляющие собой неслоистые хорошо перемешанные образования, носящие обычно основной характер. К ним относятся *базальтовые туфы* швабского альба в Германии, также *синяя земля*, представляющая собой серпентиновые туфы, развитые в области алмазонасных земель Южной Африки. Там, где они носят рыхлый характер, они выступают на поверхности в виде круглых *маар*; плотная и твердая синяя земля, наоборот, выполняет круто уходящие вниз округлые цилиндрические формы, „копие“.

Нормально залегающие туфы в районах своих первичных месторождений обладают вообще очень малым наклоном слоев, чередуются с потоками лав и часто пересекаются жилами той же лавы в области *стратовулканов*. Такого рода взаимоотношения туфов и лав наблюдаются во всех геологических формациях, однако более юные вообще лучше сохраняют условия своего залегания, чем более древние. Мощно развитые отложения могут состоять из чередующихся слоев изверженных покровов или потоков, туфов и осадков; в таком

случае туфы вполне ослонеты; с примесью к ним осадочного материала образуют *туффоосадки*, *туффиты*; эти отложения иногда довольно богаты остатками организмов.

Рыхлые продукты извержений особенно легко подвергаются действию *термальных агентов*; поэтому они очень часто обладают окремнелым характером и импрегнированы в значительной степени *кварцем*, *халцедоном* и *опалом*; местами они настолько затвердели, что их используют как *жсерновые камни* или шлифуют как *полудрагоценные камни*. Точно так же среди туфов чрезвычайно широко распространены, благодаря пористости их и свободному проникновению через них атмосферных вод, процессы *каолинизации*; в них же образуются *квасцовые камни (алуниты)* [как например в крупных массах в районе Заглика в Азербайджане, где имеются мощные скопления алунитов, процитывающих вулканические туфы; они служат источником для получения квасцов на существующем в Заглике квасцовом заводе; они же могут играть роль крупнейшего источника глинозема для нужд алюминиевой промышленности]; далее в них накапливаются *гипс*, *сера*, *цеолиты*, *карбонаты* и др. В результате всех этих процессов минералогических новообразований туфы могут быть в значительной степени изменены.

Химический состав нормальных туфов вполне соответствует составу той породы, из лав которой он образовался. Там, где вулканические продукты извержения смешаны с материалом нормальных осадочных пород, происходит естественное смешение химических типов, между которыми могут быть всевозможные переходы; на это следует обращать особенно много внимания там, где также и структура почти полностью преобразуется позднейшими процессами. Точно так же благодаря малой степени компактности вулканические туфы легко поддаются воздействию *контактного метаморфизма* и очень легко преобразуются в совершенно новые породы, *туфоиды*, в которых не сохраняется никаких следов первичной структуры. В отдельных типах аналогичны и отношения *порфироидов*; под этим названием объединяются как собственно порфиронды, получившиеся при большей или меньшей степени пре-

образования кварцевых порфиров и кератофиров, так и породы, получившиеся при преобразовании их туфов; одновременно порфироидами называют *клас- и туфопорфиройды*, которые часто трудно отличить от измененной массивной изверженной породы.

[Туфы часто отличаются разнообразной окраской и строением. Так, на Сахалине в крупных массах развиты вулканические туфы темносерые, частью зеленые или красноватые, очень сходные с песчаниками по своему внешнему виду, частью также очень темно окрашенные, почти черные и совершенно плотные и в таком случае почти не отличимые от плотных изверженных пород. Они переходят в брекчии, туфобрекчии с остроугольными обломками осадочных пород. Иногда они массивные, местами также сланцеватые.]

Пирсон различает несколько типов вулканических туфов в зависимости от того, какие типы обломков в них преобладают:

1. *Стекловатые туфы* (витрокластические), состоящие главным образом из обломков стекла. Обычно эти туфы в значительной степени изменены вследствие неустойчивости стекла и окремнены, иногда пропитаны окислами железа.

2. *Кристаллические туфы*, в которых преобладают кристаллики отдельных минералов.

3. *Обломочные (литокластические)* туфы и брекчии, в которых преобладают обломки горных пород, главным образом лав.

Б.ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Главные характерные особенности осадочных горных пород кратко были приведены выше (стр. 36—45). Условия образования осадочных пород обуславливают совершенно иные химические особенности их сравнительно с изверженными породами: если нельзя отрицать, что в некоторых случаях могут встречаться осадочные горные породы того же химического состава, как и породы изверженные, то все же в осадочных породах прежде всего отсутствует какая бы то ни была закономерность химических взаимоотношений, которые установлены, как мы видели выше, для пород изверженных.

Факторы образования осадочных пород могут быть охарактеризованы с той точки зрения, что они *разъединяют* то, что было ранее *соединено*, и затем то, что *разъединено* снова *собирают*. В то время как в изверженных породах составные части находятся в известном равновесии друг относительно друга, в осадочных породах разнообразные соединения находятся рядом без какой бы то ни было взаимной химической зависимости. Отсюда следует, что осадочные породы обладают значительно более разнообразным составом, чем породы изверженные; однако это разнообразие состава ни в малейшей степени не способствует тому, чтобы тем самым увеличилось разнообразие минералогического состава этих горных пород и их структур; поэтому число тех видов осадочных пород, которые петрограф может различить простым глазом, значительно менее велико. Особенности осадочных пород отражаются прежде всего в том, что наиболее распространенными и важными членами их являются не *силикатные* породы, но такие, как *известняки* и др.; одновременно крупную роль играют также богатые кремнекислотой породы, такие как *кварциты*, состоящие почти исключительно из кремнекислоты. Породы обоих указанных типов ни в коем случае не могут существовать среди изверженных пород.

Между обоими крайними только что указанными типами существуют всевозможные переходы, среди которых конечно те закономерные составы, которые характерны для изверженных пород, могут встретиться только крайне редко.

Точно так же и в структурном отношении, как и в отношении внешнего вида составных частей их, наблюдаются резкие различия обоих типов горных пород. Кристаллическим свойствам изверженных пород противопоставляется *пластическая* структура *торичных* пород, хотя иногда в осадочных породах также проявляется кристаллическая структура, по крайней мере местами. Однако и эти кристаллические породы, как например *каменная соль*, *гипс* и др., содержат в себе отдельные прослои осадочных пород, представляющие собой типичные продукты выветривания и позднейшего переноса и переотложения.

Разделение (рассортирование) продуктов выветривания во время переноса особенно слабо производится в случае переноса при помощи *льда*, когда вниз по уклону переносятся одновременно все разнообразные по размеру частицы, начиная от тончайшей пыли и до крупных обломков — валунов. Поэтому *ледниковые* отложения далеко неравномерны по своему составу и структуре; по составу они могут соответствовать какой-либо изверженной горной породе, если ледник выносил продукты разрушения из области, на территории которой развит один какой-либо тип изверженных пород.

Аналогичное, хотя и отличное от предыдущих, непостоянство размеров составных частей наблюдается также в тех осадках, которые образуются благодаря отложению частиц речными водами. В *речных* или *флювиальных* (аллювиальных) отложениях часто чрезвычайно отчетливо обнаруживается чередование слоев то более крупного, то более мелкого зерна. Более равномерный состав и строение имеют осадки, образующиеся на дне *морей* и *озер*, также под влиянием *ветра*. Начиная от крупных галек, отлагающихся у берега моря в области прибоя, и до очень тонкозернистых отложений *глубокого моря*, можно наблюдать постепенную смену пород по крупности зерна. Точно такой же постепенный переход наблюдается и в областях пустынь, начиная от тончайшей пыли, в то время как в центральных частях пустынь, в области *развевания*, остаются, как результат раздувания, крупные глыбы и щебень часто с округлыми углами в виде пустынных *трегеранников* с резко выраженной *пустынной полировкой* (*загаром*, что наблюдается также и в степи).

В основании *пустынь*, как и в районе морских берегов, залегают крупнозернистые образования, так называемые *основные конгломераты*.

Образование *складок*, *перегибов*, *трещин* и *разрывов*, вулканические *извержения* и *сбросы* в дальнейшей геологической жизни осадочных пород изменяют в большей или меньшей степени первичные условия их залегания, как и петрографические особенности. Благодаря воздействию этих механических сил породы становятся более плотными, во многих случаях приобретают

поперечную сланцеватость и при большей или меньшей степени дробления преобразуются в *брекчий трения* и *милонит*. *Контактно-метаморфические* преобразования, получающиеся в результате действия вулканических агентов, превращают их в чисто кристаллические породы, отдельные составные части которых входят в химическое взаимодействие друг с другом и лишь в исключительных случаях сохраняют признаки своих первичных свойств.

Наконец следует упомянуть еще о тех осадочных отложениях, геологические условия нахождения которых не представлены слоями, но которые скорее залегают *несогласно*, как например *шток* так называемых *рифовых известняков*, *жила* *плывуна* и *асфальта*, *источники нефти* и др., которые хотя и соответствуют по происхождению осадочным породам, так как образуются либо из продуктов выветривания, либо благодаря жизнедеятельности организмов, в то же время обладают условиями залегания, характерными для изверженных пород.

Осадочные породы разделяют следующим образом:

I. Механические осадки. состоящие главным образом из различных фракций остатков от растворения горных пород. Глинистые породы. Песчаники, конгломераты и брекчии (дополнение: милониты).

II. Химические осадки: ангидрит, гипс, каменная соль.

III. Органогенные осадки:

а) Преобладающие составные части органогенного происхождения: угли (добавление: торф), нефть, озокерит, асфальт.

б) Преобладающие составные части неорганического происхождения: карбонатные породы: известняк и доломит; кремнистые породы; фосфорит.

Образование горных пород II и III групп находится в непосредственной связи с растворами, получающимися при выветривании горных пород, частью одновременно с жизнедеятельностью организмов.

Общий обзор взаимоотношений между этими осадочными породами изображен в схеме (стр. 207).

Выветривание

Остаток

↓
Конгломераты

Песчанники

Глинистые породы

↓
Метаморфические

Рассеивор

↓
Ангидрит

Гипс

Каменная соль

↓
Химические

Организмы

↓
Карбонатные породы

Кремнистые породы

Фосфориты

↓
Органогеенные

Угли

Нефть

Асфальт

Осадочные (породы)

1. МЕХАНИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ (ПОРОДЫ)

глинистые породы

Внешние свойства. Тонко отмученный материал, полученный как остаток от выветривания, входит как главная составная часть в состав глинистых пород, которую тогда, когда она находится еще под водой, называют *иллом*. Особенно чистая и равномерного состава глинистая порода, остаток от выветривания, откладывается на дне глубоких морей в виде *глубоководного ила*. В противоположность ему *континентальный* ил отличается содержанием мелких зернышек кварца и мельчайших чешуек слюды с примесью кремнистых и известковистых окаменелостей: этот ил опоясывает берега континентов довольно широкой полосой. Континентальный ил тождествен по своему составу с более или менее плотными глинистыми породами, среди которых повторяются те же типы.

Глинистые породы в рыхлом состоянии впитывают воду, которую они со значительной силой удерживают в себе, причем делаются *пластичными* и почти полностью *водоупорными*. Чем более плотной делается порода под влиянием горообразующих процессов, тем более она теряет только что указанные свойства. Более того, в случае образования трещин и приобретения поперечной сланцеватости они могут сделаться водопроницаемыми.

Цвет этих пород нормально светлосерый, в присутствии углистого вещества — темносерый до черного (*углистые сланцы*), в присутствии мелко распыленного пирита — синеватый (*жвасцовый камень*), в присутствии зерен глауконита — зеленый; если они представляют собой латеритовые продукты выветривания, обычно содержащие большие или меньшие количества окислов железа, они фиолетовые до красного цвета; глины, окрашенные в разнообразные цвета — красные, фиолетовые, зеленоватые, беловатые и т. д., носят название *пестрых глин*. Битуминозные нефтяные и горючие *сланцы* окрашены в черновато-бурый цвет; они по большей части обладают ясной сланцеватой структурой и матовым изломом. Далее различают собственно *глины* с землистым изломом и резко заметным глини-

ным запахом, представляющие собой высохший ил. По мере уплотнения, глины становятся все более плотными и сланцеватыми: прежде — *сланцеватые глины*, затем — *глинистые сланцы*. В том случае, если поперечная сланцеватость особенно резко выражена и сланцы легко раскалываются по сланцеватости, они носят название *кровельных сланцев* [(Кривой Рог, Ларс на Военно-Грузинской дороге, Красная Поляна около Черного моря и др.). Узнать, что мы имеем дело с кровельным сланцем, можно, если по направлению сланцеватости приставить острую стамеску и дать по ручке ее резкий короткий удар. Тогда кровельный сланец раскалывается и дает ровную поверхность раскола; при откалывании тем же способом новых пластинок получаются пластины до 5 мм толщиной при достаточно больших размерах, идущие на покрытие крыш вместо железа.]

Во всех этих сланцеватых породах настоящая сланцеватость затупешевана, заменена *поперечной сланцеватостью*; если же первичная слоистость и заметна, то видно, что слои сложены в складки и пloyку.

От собственно глинистых пород отличается *лесс* — типичное отложение степей. Характерной особенностью его является полное отсутствие слоистости. Благодаря тому что по мере накопления лессового материала при помощи ветра засыпались вертикальные стебли и корни растений, получается *вертикальная трещиноватость*, благодаря чему в неизменном лессе образуются овраги и ущелья с вертикальными стенами. Лесс обычно окрашен в светложелтый цвет (палевый); он несколько тонкопесчанистый и несколько более известковистый, чем глина. Так как лесс очень мягкий и пористый, он богат известковистыми конкрециями своеобразной формы, которые носят название *лессовых куколок* (см. рис. 20) Иногда на корнях отмерших растений образуются мелкие трубки из тонкокристаллического кальцита. Далее для лесса характерно присутствие раковин *сухопутных моллюсков*. Между пальцами лесс легко растирается в тончайшую желтоватую пыль.

При дальнейшем действии циркулирующих вод из лесса выщелачивается углекислый кальций, и он преобразуется в более или менее песчаный серый *сугли-*

нок, который в некоторых случаях приобретает глинистый характер и становится в таком случае водоупорным и пластичным. Он служит главным образом для изготовления кирпичей. Широко распространен также *слоистый лесс*, образовавшийся путем переотложения лесса водами; он становится слоистым, приобретает пластичность. Иногда слои его чередуются с прослоями песка или галек. Сравнительно редко лесс обогащается органическими веществами; такой лесс носит название *чернозема*. [Иногда в толще лесса наблюдаются прослой *ископаемой почвы* — «гумусовый лесс».]

В некоторых случаях в качестве продукта выветривания образуются остаточные глины, главным образом в случае выветривания основных изверженных пород. Такого рода глинистый продукт выветривания (первичная глина) в умеренных зонах обладает желтоватой окраской; если же этот процесс происходит в условиях тропического климата, глина приобретает красный цвет (*латерит*); латерит является тропическим эквивалентом желто окрашенных продуктов выветривания умеренных зон. Необходимо в заключение упомянуть еще о *валунном* или *ледниковом суглинке*, также совершенно лишенном слоистости, состоящем из суглинка с примесью различного количества валунов, часто со штриховкой и полированной поверхностью.

Наконец следует указать также на существование аналогичных слоистых пород в *пещерах* известняковых гор, которые называются *пещерными суглинками*; в них иногда присутствуют многочисленные кости, окрашенные в красный или красноватый цвет; они дают так называемую *terra rossa* (*terra rossa*)

Близок по составу к лессу *мергель*, то более бедный кальцием (*глинистый мергель*), то более богатый им *известковый мергель*. Он землестый до плотного, иногда сланцеватый (*мергелистый сланец*). Мергеля или *рухляки* представляют собой пестро окрашенные горные породы, грязно-серые, буроватые, желтоватые или красноватые, матовые, иногда окрашенные в черный цвет благодаря присутствию органических веществ. На плоскостях слоистости в них часто присутствуют мелкие листочки слюды (*слюдяной мергель*). *Песчанистые мергеля* обогащены кварцевыми зернами; в особенно плот-

ных доломитовых мергелей кальцит замещается доломитом. Гипсовый мергель широко распространен в немецком кейпере и часто прорезан многочисленными тонкими прожилками волокнистого гипса [Соляной мергель широко распространен в областях развития соляных месторождений, в частности Донбасса (Артемовский район).]

За исключением богатых известью или доломитом мергелей эти породы почти не обладают сколько-нибудь большой крепостью, легко выветриваются (отсюда название — *рицляк*) и распадаются на мелкие угловатые обломки, вначале расщепляясь по слоистости. Эти кусочки быстро преобразуются в почву, поэтому ими широко пользуются для удобрения полей. В этом отношении в особенности используются так называемые глауконитовые мергели, которые обогащены мелкими черными и зеленовато-черными мелкими зернышками глауконита, напоминающими зерна пороха. Если они сланцеваты, более или менее обогащены песком и слюдой, песчанисты и слюдясты, они носят название *мергельных сланцев*. От глинистых сланцев они отличаются только по вскипанию с соляной кислотой (*известково-глинистые сланцы*). Следует иметь в виду, что при раздроблении ряда кристаллических пород вдоль трещин сбросов и вообще при горообразующих процессах могут образовываться горные плотные глинистые породы, которые с трудом отличаются от глинистых сланцев, например *жильные глинистые сланцы Гарца* [также образовались и некоторые *милониты* среди гиперстеново-биотитовых гранитов Подолии (Украина) и др.].

Глинистые породы иногда содержат значительное количество окаменелостей. В ряде случаев в них обнаруживаются на плоскостях сланцеватости многочисленные прекрасно сохранившиеся отпечатки растений. В них чрезвычайно широко распространены конкреции, состоящие из *пирита* (*серного колчедана*), *сферосидерита*, иногда в виде крупных шарообразных или линзовидных масс, или *фосфорита* неправильными отложениями, иногда сцементированными в плиты [в редких случаях (Подолия на Украине) в виде правильных паров с радиально-лучистой структурой] и *известково-мергелистые сеттарии* и др.

Минералогический состав. Относительно минералогического состава мы пока знаем не особенно много [хотя исследования последних лет, в особенности на территории СССР (работы Керамического института), в значительной степени осветили этот вопрос]. Главной составной частью глинистых пород является *глинистое вещество*, под которым понимают вообще какого-то неопределенного состава тончайшие частицы, состав которых под микроскопом не поддается точному определению. Поэтому мы судим о составе глинистых пород больше по данным химического анализа и по техническим испытаниям.

[Среди глинистых горных пород можно различать две группы, именно, *каолины и глины*.

Состав каолинов характеризуется присутствием в качестве главной составной части мелких чешуек и частиц, частью меньше 0,01 мм в поперечнике, состоящих из минерала *каолинита*, представляющего собой чистый водный алюмосиликат с большей или меньшей примесью кварцевых зерен, то мелких, то иногда довольно крупных. Отдельные чешуйки каолинита могут превышать 0,5 мм и тогда видны простым глазом в виде сильно блестящих серебристо-белых пластинок, обычно присутствующих в небольшом количестве. Каолины обычно тощие, непластичные, плавятся в отсутствии кварцевых зерен и окислов железа при температуре около 1780°; по мере увеличения примесей кварца и окислов железа, а также TiO_2 , температура плавления понижается до 1650° и ниже. Отложения каолинов (так называемых *вторичных* или *отложенных каолинов*) тесно связаны с местами нахождения *первичных каолинов*, образовавшихся из кристаллических пород в результате их каолинизации; отложились они в пресных или солоноватых замкнутых бассейнах. Вследствие этого получались среди белых песков линзы и группы линз обычно небольших размеров, в которых например на Украине содержится обычно 50 000 — 300 000 т каолина, почти совершенно лишенного кварцевых зерен, главным образом вдоль линии железной дороги Сталино (Донбасс) — Пологи (рис. 89). Как исключение существовал крупный мелководный бассейн в районе ст. Пологи на юге Украины, в котором пласт

каолина около 2—4 м мощностью в двух линзах содержит до 8 000 000 т чистого бескварцевого каолина.

Вторая группа глинистых пород — *жирные* (огнеупорные) глины, которые в большинстве случаев также содержат в своем составе в различных относительных количествах *каолинистые* тончайшие чешуйки и частички. Одновременно в них присутствуют и различные другие примеси, представленные мелкими и мельчайшими чешуйками слюды, мельчайшими зернышками полевых шпатов, нередко цеолитов и других минералов, которые вместе с каолином придают глинам своеобразные

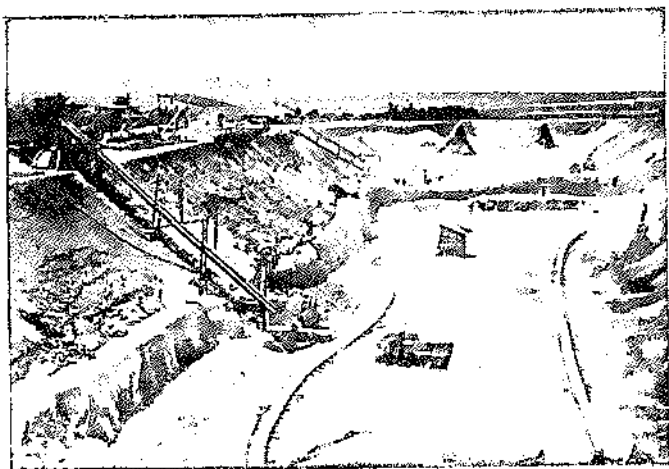


Рис. 89. Карьер вторичного каолина. Пологи, Украина.

свойства. Именно эти глины обладают высокой пластичностью, очень жирны на ощупь, при обжиге дают каменную массу и плавятся в зависимости от количества и качества примесей от 1780° и несколько выше (при особенно большом количестве каолинита) и до 1600° и ниже. Содержание каолинита в глинах Часова Яра до 40%, Латной (б. Воронежская губ.) — до 70%; в кузовлевских глинах близ станции Льва Толстого 32,4 — 55,4% при 2,3 — 7,5% мусковита

и 41,7—52,8% кварца, температура плавления 1650—1710°; в Бобринке Донском (б. Тульская губ.) — до 70%; в глинах Урала, Курьинского района, — до 87,7%; другими словами, во всех случаях, где глины особенно детально изучены, каолинит играет существенную роль в составе этих пород.

В том случае, если глина уплотняется, она приобретает характер плотных *глинистых сланцев*, обычно совершенно лишенных кварцевых зерен. Таковы глинистые сланцы, играющие видную роль в составе каменноугольных отложений Донбасса, Кузбасса и др., глинистые сланцы докембрийского возраста в районе (Кривого Рога) и др.; с ними очень сходны *белые каолиновые каменистые глины* каменноугольных отложений Англии. В чистом виде чисто белые огнеупорные жирные глины обладают от беловатой до белой (часов-ярская глина № 5), серой, иногда до черной, окраской в присутствии органических составных частей, иногда желтовато-белой — в присутствии незначительных количеств окислов железа. При обжиге они дают обычно белую или кремовую окраску. Играют огромную роль в тонкой (фарфорово-фаянсовой) и в грубой керамике (шамотные изделия). В случае значительного количества окислов железа они могут сохранять свою пластичность, но при обжиге сперва становятся бурыми (после охлаждения), а при дальнейшем нагревании плавятся в бурую массу.]

Третья группа глинистых пород — *тощие глины*, в рыхлом состоянии быть может иногда и пластичные (например горшечные глины), но менее жирные наощупь. От предыдущих отличаются значительным содержанием *щелочей* и значительно меньшим содержанием глинозема и воды. Несомненно, что в глинах такого рода «глинистое вещество» представлено не каолинитом, но нормативными *содержащими щелочи продуктами выветривания* кристаллических пород, главным образом *полевых шпатов*. В связи с этим они более широко распространены и входят в состав широко распространенных свит осадочных пород как главные члены их.

Среди составных частей глин легче всего обнаруживается слюда благодаря тому, что она образует мел-

кие блестящие серебристые пластиночки, расположенные на плоскостях слоистости и сланцеватости глин, также и поперечной сланцеватости глинистых пород; далее мельчайшие зернышки *кварца и полевого шпата*, которые однако обычно различимы только под микроскопом и образуют угловатые зернышки, иногда также и округлые. Присутствие их узнается тогда, когда мы проводим обратной стороной ногтя по поверхности глины; в таком случае ясно ощущаем царапание ногтя песчинками, если таковые присутствуют; или берем крупинку глины в зубы и ощущаем присутствие песчинок по хрусту при сдавливании зубов. Серный колчедан присутствует иногда в небольших количествах и лишь иногда скопляется в более или менее значительных массах в виде конкреций. Эти конкреции могут извлекаться для добычи из них серной кислоты; иногда пирит замещает окаменелости.] В некоторых случаях окаменелости, например граптолиты, сохраняются благодаря замещению их белым с шелковистым блеском *пирофиллитом*. Присутствие *кальцита* узнается по выщипанию с соляной кислотой.

Для геолога важно знать, как изменяются глинистые породы под влиянием горообразующих процессов (одностороннего давления). Нет никакого сомнения, что под влиянием горообразующего давления глинистые осадки могут претерпевать значительные изменения. Можно видеть, что по мере усиления давления и продолжительности действия его глинистые осадки все более и более изменяются. В первично залегающих месторождениях они обычно остаются в виде рыхлых масс независимо от времени своего образования. [Под Ленинградом известно присутствие мощных слоев зеленых глин кембрийского возраста, частью богатых глауконитом и сохранивших до настоящего времени такой вид, как если бы они образовались в самое недавнее время. Это обусловлено тем, что положение зеленой глины осталось неизменным со времени ее отложения и горообразующие процессы не оказывали на нее никакого влияния.] При воздействии горообразующего давления глины становятся все более плотными и крепкими. Особенно *крепкими* являются те глины, которые превратились в *глинистые сланцы*

с поперечной сланцеватостью, обусловленной действием давления.

Остается полностью гипотетическим предположение, что глины под влиянием одного только давления без помощи других агентов могут преобразоваться значительно больше, в большей или меньшей степени *перекристаллизоваться* и в конце концов из глинистых сланцев могут получиться *кристаллические сланцы*. Во всяком случае известен ряд глинистых пород, которые после воздействия на них сильного давления преобразовались в особенно крепкие глинистые сланцы, не изменив совершенно своего состава сравнительно с рыхлыми глинами. Это можно прекрасно наблюдать в поле, когда вследствие *размокания* при пропитывании их водой очень плотные глинистые сланцы снова переходят в глинистую мягкую, пластичную рыхлую породу. Поэтому кажется совершенно ясным, что давление вытесняет воду из глинистого осадка и в значительной степени уплотняет его, причем минерало-химический состав породы остается неизменным. Но если под микроскопом замечаем первые стадии *перекристаллизации* глинистой породы, если вместо угловатых осколков кварца мы видим образование зернистых *кварцевых агрегатов*, если появляются *глинисто-сланцевые иголки*, состоящие из микролитов рутила, вне сомнения мы сможем одновременно найти присутствие также мелких кристалликов *турмалина*, которые чужды собственно глинистым осадкам и являются первым показателем того, что имели место контактно-метаморфические процессы.

Геологические условия залегания. Глинистые осадки находятся среди *геологических отложений* любого *возраста*, частью в виде мощных, на значительных расстояниях остающихся неизменными, слоев, которые мы находим например среди палеозойских, а также среди мезозойских (например юрских) отложений, иногда также и среди третичных слоев, частью в виде слоев, играющих подчиненную роль по отношению к известковым (меловым) отложениям, например среди меловых или юрских отложений ряда районов Западной Европы и СССР; в таком случае они нередко приобретают мергелистый характер. Однако следует

иметь в виду, что однородность мощных свит глинистых слоев является только кажущейся; более детальное изучение показывает, что эти породы слой за слоем, частью и по простиранию одного и того же пласта, подвергаются иногда на незначительных расстояниях значительным изменениям минералогического и химического состава. Эти изменения проявляются особенно отчетливо там, где глинистые отложения подвергаются действию контактного метаморфизма.

Независимо от того, что среди более древних отложений глинистые осадки играли особенно крупную роль, характерным является то, что более древние глинистые осадки в общем обладают значительно большей плотностью и крепостью, чем более юные — более рыхлые и мягкие. В связи с этим говорят обычно о *палеозойском* габитусе глинистого сланца, чтобы тем самым отметить его большую крепость. Однако и тут дело не в *геологическом* возрасте, а в *петрографическом* характере самой горной породы.

[Это сразу делается очевидным при сравнении совершенно рыхлой, упомянутой выше, *кембрийской* глины окрестностей Ленинграда и поперечно-сланцеватых *глинистых сланцев*, частью типичных *кровельных сланцев*, мезозойского возраста в районе Главного Кавказского хребта (ст. Ларс или Красная Поляна и др.)). То же наблюдается в аналогичных сланцах кантона Гларуса в Швейцарии, где они обладают третичным возрастом. Первые сохранили первичные условия залегания, остальные два типа находятся в области складчатых гор, в нарушенных условиях залегания, подверглись интенсивному воздействию горообразующих сил.

Вследствие того, что палеозойские глинистые сланцы более древние, они в большей степени и чаще могли подвергаться действию горообразующих сил, а потому и более сильно изменены сравнительно с более юными глинистыми породами; следовательно отличие между ними лежит лишь в большей частоте тектонических нарушений среди более древних отложений, чем среди более юных; поэтому нет основания привлекать для объяснения их современного состояния иные условия образования или какие-либо длительные метаморфизирующие процессы.

Особенно детально изучались контактно-метаморфические изменения глинистых пород; породы, получившиеся путем преобразования их, были первыми признанными контактно-метаморфическими. Характерным типом *контактно-метаморфической* породы является образующийся при нормальных физико-химических взаимоотношениях с глубинной породой *глинисто-сланцевый роговик*. То, что большинство относящихся сюда месторождений этих пород находится в области развития гранитов, обусловлено тем, что граниты среди интрузивных пород наиболее распространены. Самый тип преобразования отнюдь не характерен специально для гранита.

В общем эти взаимоотношения были описаны на стр. 28. Здесь мы охарактеризуем более детально и точно отдельные продукты преобразования горных пород. Породы, наиболее глубоко преобразованные во время процесса контактного метаморфизма, обладают полностью кристаллическим и массивным характером, и так как обычно они макроскопически плотные и обладают наподобие рога занозистым изломом, они названы были *роговиками*. Сами по себе они черные, почти полностью базальтоподобные; отличаются эти породы одна от другой по более ясному красноватому оттенку (*андалузитовые роговики*) [как, например, некоторые андалузитоватые роговики Тарбагатай] или синеватому оттенку (*кордиеритовые роговики*), которые менее опытный глаз по большей части легко распознает лишь при непосредственном сравнении двух образцов этих пород. Другого состава роговики окрашены по большей части в более светлые тона и обычно обладают более или менее заметной полосатой структурой, совпадающей со слоистостью. Широко распространены в них жилы изверженных пород, которые приобретают нередко аplitовый или пегматитовый характер.

Далее в кажущейся однородной массе этих более светло окрашенных и чаще всего слюдястых пород появляются черные узелки; одновременно выступает ясная слоистость; получаются переходы в *узловатые слюдяные сланцы*. Эти породы особенно характерны

для контактов и нигде больше не встречаются, кроме областей, где наблюдаются явления контактного метаморфизма.

Значительное разнообразие в составе узелков простым глазом установить не представляется возможным, так как определение минералов в значительной степени затруднено большим содержанием в них включений, в особенности графита, частью также значительной степенью разрушенности этих пород, что часто наблюдается. В наиболее благоприятных случаях можно видеть, что эти включения обладают почти квадратной формой поперечных сечений аналогично характерным для квадратных призм; в них наблюдается характерная *хаустолитовая структура* (рис. 47); в таком случае можно не сомневаться в присутствии *андалузита*. В других случаях очертания их отчасти приближаются к шестиугольным — тогда ясно, что узелки образованы *кордиеритом*. Передко широко распространено также образование кристаллов граната с характерными для него изометричными очертаниями; особенно характерен для сланцевой оболочки центральных гранитов Альп на-глаз трудно распознаваемый цонзит, далее кресто-видные двойники *ставролита* и *альбит*, из которых последний узнается по своей совершенной спайности. Наконец узелки могут быть образованы *биотитом* бурого цвета, черно-зеленым *хлоритом*, также очень сходным и не особенно редко встречающимся *хлоритоидом*. Последний образует по большей части резко выступающие черно-зеленые яйцевидные индивидуумы, отличающиеся от остальных слюдовидных минералов своей особенно большой твердостью.

По мере того как сланцеватость делается все менее заметной, уменьшается блеск на плоскостях сланцеватости, хотя узелки еще видны простым глазом. Они переходят в *узловатые глинистые сланцы*, которые в свою очередь постепенными переходами связаны с обыкновенными *глинистыми сланцами*. Точно также для контактных зон характерно присутствие *сноповидных сланцев* со сноповидными агрегатами роговой обманки (рис. 90), реже с окрашенным графитом в черный цвет *дискеном* (*жиданитом*), кристаллы которого видны на поверхности сланцеватости.

Эти легко различаемые в контактах формы образования однако часто делаются незаметными и нередко в контактах могут отсутствовать полностью. В таком случае главной породой, образующейся в контакте и обнажаемой здесь каменоломнями, является собственно *сланцеватый слюдяной сланец*—яснокристаллическая порода с сильным блеском на плоскостях сланцеватости, цвет которой обусловлен цветом слюды, с характерной резко выраженной сланцеватостью. В изломе, поперечном сланцеватости, видны прослои, чередующиеся со слюдяными прослоями, состоящие из кристаллического кварца. По мере того как размеры листочков слюды



Рис. 90. Слюдяной сланец. Циллерталь, Тироль.

уменьшаются, слюдяные сланцы сменяются *филлитами*, на поверхностях сланцеватости которых заметен отблеск, обусловленный мелкими чешуйками слюды; порода становится плотной, кристаллическость ее мало заметна.

Такие то более темные, то более светлые, богатые слюдой породы могут содержать узелки, состоящие из более крупных кристаллов различных минералов, которые связаны с узловатыми сланцами постепенными переходами. Их находят в большом числе областей как подчиненные составные части контактно-метаморфических зон. Среди контактно-метаморфических пород, находящихся в контакте с центральным гранитом Альп, они господствуют, иногда полностью вытесняя роговики.

Причиной этого является не только внешняя связь слюдяных сланцев и флицитов с несомненными контактными породами, благодаря чему с петрографической точки зрения не представляется возможным согласиться с их архейским возрастом, но тождество распространяется также и на микроструктуру; при микроскопическом исследовании выявляется, что контактные слюдяные сланцы обладают структурами, характерными для контактных пород, и в то же время содержат кристаллики турмалина, иногда в более или менее значительном количестве.

В богатые слюдой и потому полностью сланцеватые породы легко могут проникать по сланцеватости расплавленные жидкие магмы, почему особенно широко распространены явления *инъекции* гранитов в слюдяные сланцы, в результате чего получаются разнообразные смешения гранита с преобразованными глинистыми сланцами, главным образом разнообразные *гнейсы*. При этом можно видеть в преобразованных глинистых сланцах присутствие главным образом *аплита*, полученного из гранита, белого или красноватого, плотного до крупнозернистого, резко отделенного от сланцеватой массы породы. С массой породы он чередуется тонкими, едва в 1 мм толщиной, полосками, частью и более широкими лентами — залежами. В обоих случаях совершенно ясно, что здесь имеет место не простое чередование слоев из темных и светлых составных частей породы, но совершенно отчетливо выступает то, что светлые составные части проникают в разорванные слои, состоящие из преобладающих темных частей породы (рис. 91). Большинство гнейсов представляет такого именно рода *инъектированные гнейсы*.

Особенно большим разнообразием состава, также и крупностью зерна, обладают те контактно измененные породы, которые получаются из *мергелей*: образуются главным образом *известково-глинистые* и *известково-магнезиальные* силикатные контактно-метаморфические породы. В состав этих *известково-силикатных пород* входят гранат, везувин, клиноцонозит и эпидот, диопсидовидный пироксен, зеленая роговая обманка, волластонит, флогопит и др. Все эти минералы могут быть хорошо видны простым глазом; в том случае, когда

перекристаллизованные минералы породы находятся среди агрегата зерен кальцита, они обнаруживают идиоморфизм по отношению к последнему. В отличие от этих пород в области *Центральных Альп* появляются с внешней стороны очень сходные с гнейсами известково-сланцевые сланцы по большей части с большим содержанием кальцита, вскипающие с соляной кислотой, сравнительно мягкие, с ясной сланцеватостью, содержащие светлую слюду, часто окрашенные графитом в серый или почти черный цвет с отдельными зернами кварца; часто также присутствуют в большом количестве плотные агрегаты эпидота.



Рис. 91. Гнейс. Оденвальд. Темный роговик начинает смешиваться с светлым аддитом.

Первичное содержание галек, присутствующих иногда в глинистых породах, достаточно ясно сохраняется и при контактном метаморфизме. Точно так же в преобразованных породах можно иногда устанавливать присутствие *окаменелостей*, но с большим трудом, особенно в тех случаях, когда порода больше перекристаллизована. Интересно то, что в некоторых довольно сильно перекристаллизованных породах иногда встречаются обычно чрезвычайно трудно сохраняющиеся остатки органического мира, например *грантолиты* в норвежских слюдяных сланцах. Наблюдатель пород в поле должен обращать внимание на такого рода образования, так как эти находки, более чем какие бы то ни было

другие геологические данные, могут доказать, что мнение, согласно которому так называемые «кристаллические сланцы» представляют геологически одно целое, — утопия. В отдельных случаях контактный метаморфизм глинистых пород протекает несколько иначе: иногда вместо описанного выше процесса перекристаллизации происходит импрегнация (пропитывание) глинистых пород кремнекислотой. Такие глинистые сланцы, окремненные в контакте, по большей части черные, с занозистым паломом, очень плотные и твердые, носят название *кремнистых сланцев* или *мидитов*; когда они обладают красноватым оттенком, они носят название *фарфоровых яшм*. Сходны с ними контактные образования, носящие название *адинолей*, габитус которых приближается к габитусу роговиков; так же как

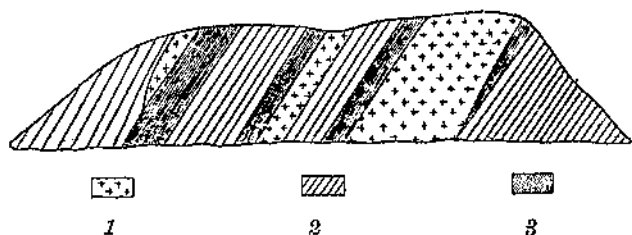


Рис. 92. Адиноль в контакте с диабазом. Гарц.
1—диабаз; 2—сланец; 3—адиноль.

и первые, они тесно связаны с пятнистыми разновидностями — *десмозитами* и *стилозитами*. Такого рода образования, не особенно широко распространенные, особенно часто встречаются в контакте с диабазовыми жилами (рис. 92). Еще далее идут химические изменения, обнаруживающиеся иногда в контактах с гранитами, которые заключаются в импрегнации глинистых пород турмалином с образованием *турмалиновых пород*. В других случаях под влиянием находящихся в контакте вод, богатых солями магния, идет образование из глинистых сланцев светлых жирных на ощупь *тальковых сланцев*, часто сохраняющих складчатость и плоччатость первичных пород [например Кривой Рог].

[В ряде случаев в контактах с гранитами можно наблюдать обогащение глинистых сланцев также и со-

лями натрия и калия, в результате чего в последних появляются мелкие и более крупные чисто белые кристаллики полевых шпатов; одновременно самая порода становится более яснокристаллической и слюистой. В результате получается то, что французские петрографы называли *фельдитизированными сланцами*.]

При действии *высокой температуры* в контакте с налившимися породами глинистые сланцы *обсигаются* и приобретают наряду с красноватой окраской также столбчатую отдельность и крепость обожженных глин.

ПЕСЧАНИКИ

Песком называют все рыхлые отложения, состоящие из ясно ощутимых зернышек, начиная от мелких до зерен величиной с горох. О *вулканическом песке* см. на стр. 198. Песок в большинстве случаев представляет собой продукт выветривания горных пород, за исключением *кальцитового песка*, образующегося в результате выщелачивания известняков. Сохранившиеся от выветривания твердые частицы переносятся текучей водой или ветром и отлагаются слоями. Различают *речные пески*, соответственно *озерные* или *морские пески*, с другой стороны *золосые пески*, *дюнные* или *пустынные пески*. Особенно важное геологическое значение имеют *кварцевые пески*, состоящие из округлых или угловатых зерен кварца, часто с небольшой примесью зерен полевых шпатов и чешуек слюды, также зернышек карбонатов, остатков органического происхождения и черновато-зеленых зернышек глауконита (зеленые, или *глауконитовые пески*); все эти минералы различимы простым глазом.

Цвет песков изменчивый, в зависимости от того, в какой зоне находилась область выветривания, из которой получился материал для них. Различают пески грязно-желтовато-бурого до почти чисто белого данного песка в областях умеренного климата и до красновато-желтого и ярко-красного цвета, в областях тропиков, где преобладающую роль играют продукты латеритового выветривания.

Разделение составных продуктов выветривания при помощи *воды* происходит значительно менее совер-

шенно, чем при помощи *ветра*. Поэтому в первом случае песок содержит глинистые и другие примеси чаще и в большем количестве, чем в последнем случае; это можно прекрасно проследить на морском берегу, где нередко аллювиальные осадки обогащены глинистыми и иными частицами, также остатками организмов, в то время как *дюны*, навесанные ветром, состоят из песка, почти лишенного примесей. Для *речных песков* характерна очень непостоянная величина зерен; здесь нередко можно наблюдать смесь пла, песка и гальки в отличие от равномерной величины зерен *эоловых песков*. Диагональная слоистость наблюдается в песках обоих типов.

Песок как *современное* образование пользуется чрезвычайно широким распространением в речных долинах, в особенности в виде *эолового песка*. *Движущиеся дюны* покрывают целые области своим подвижным материалом; в крупных пустынных областях *песчаные отложения* имеют характер *регионального распространения*. Точно так же и среди отложений, образовавшихся в прежние периоды жизни земли, некоторые отложения сохранили характер песка. Таковы *силурийские* пески в окрестностях Ленинграда, далее очень опасные при горных работах *пльвинь*, например в области развития *буроугольных формаций Чехо-Словакии* [также и в районе *буроугольных отложений Южной Украины* и других мест, *меловые, юрские* пески РСФСР, Украины и др.]

Песчаные отложения более ранних геологических периодов обычно не обладают прежним рыхлым состоянием, но превращены в *песчаники*, которые обладают тем большей крепостью, чем более сильно дислоцированы те районы, где они находятся. От песков они отличаются присутствием цемента, скрепляющего *песчаные зерна* и располагающегося между ними. Как и для песков, наиболее важной составной частью *песчаников* является *кварц*; поэтому чаще всего встречаются *кварцевые песчаники*.

Величина зерен колеблется в тех же пределах, как и в песках; при увеличении размеров зерен *песчаники* переходят в *конгломераты*. Размеры зерен *равномерные* и не особенно крупные, как у *песков дюн или пун-*

стынь. Такого рода отложения по большей части совершенно лишены окаменелостей, и потому говорят об *ископаемых пустынях*.

Наряду с ними среди песчаников кейпера в Германии имеются песчаники, зерна которых обладают крайне непостоянными размерами; в них, как и в речном песке, с более мелкими зернами кварца смешаны крупные гальки; в песчаниках красного мертвого лежня количество галечного материала значительно увеличивается; песчаники в таком случае находятся на границе с *конгломератами*. Другие пески несомненно *морского* происхождения. В них органические остатки присутствуют чаще, хотя и сохраняются по большей части в виде ядер; одновременно в них мы находим в изобилии цемент, выполняющий пустоты между кварцевыми зернами, из которых более мелкие обладают ясно выраженными угловатыми очертаниями.

Наряду с дымчато-серыми или красноватыми зернами кварца можно видеть в ряде случаев присутствие также то свежего, то в значительной степени разрушенного красного или беловатого *полевого шпата*. Когда количество полевого шпата особенно велико, порода носит название *аркоза* или *регенерированного гранита*, который однако обычно резко отличается от настоящего гранита значительно большим содержанием кварца. В некоторых случаях на-глаз далеко не легко отличить такой аркоз от типичного гранита, в особенности если порода мелкозернистая [например в районе западной окраины Донбасса, где видную роль играют аркозы девонского возраста.]

В *слюдистых песчаниках* слюда иногда присутствует в значительных количествах; в *глауконовых песчаниках* различных оттенков зеленого цвета присутствуют многочисленные зеленовато-черные зерна глауконоита, хорошо видимые простым глазом. В *каолиновых песчаниках* присутствует каолин то в виде белых мягких вкраплений в цементе, то в виде мелких чешуек серебристо-белого цвета.

Песчаники часто обладают *толстолистной* отдельностью; одновременно в них наблюдаются вертикальные *трещины* отдельности, благодаря чему при размыве они дают причудливые и живописные скалы,

Как например *квадерные песчаники* в районе р. Эльбы в Саксонии и в Чехо-Словакии (рис. 93). Слои мощных песчаников иногда чередуются с глинисто-песчаными, а иногда также и глинистыми прослоями. На поверхности слоистости нередко наблюдаются неровности. Так например очень часто наблюдаются следы волн или действия ветра в виде *ряби (рипль-марк)* или неровности другого рода, обусловленные тем, что трещины, образовавшиеся при высыхании песков, заполняются другим материалом. В песчаниках далее могут при-



Рис. 93. Отдельность квадерного песчаника.
Чехо-Словакия.

существовать *псевдоморфозы*, более твердые, чем остальной песчаник; в ряде случаев наблюдаются сохранившиеся *следы животных*, ступавших по мягкому, еще влажному, рыхлому песку. Имеются песчаники как бы с *гигроглифами* на поверхности их слоистости.

Окраска песчаников чрезвычайно разнообразна. Часто она на значительном протяжении слоев остается неизменной, как например *красная* в древнем красном песчанике [на северо-западе РСФСР около Онежского озера, на Украине (овручские песчаники)], в других случаях она *белая* или *сероватая* (в квадерных песча-

никах), серая [характерная для кварцитов Урала, Украины и других районов], *серовато-черная* в случае песчаников, обогащенных углистыми частицами, в области каменноугольных отложений, *темносерая* [в песчаниках Донбасса, чередующихся с черными глинистыми сланцами и известняками каменноугольного возраста]. В некоторых случаях окраска *пестрая*, например *пестрый песчаник* окрашен в красные, желтые, серовато-зеленые цвета, располагающиеся отдельными полосами; другие песчаники окрашены как бы пламеневидными пятнами, полосами неправильной формы с крайне неравномерным распределением окраски.

По характеру цемента песчаники разделяются на следующие группы.

1. *Кремнистые песчаники*, в которых кремнистый цемент скрепляет зерна кварца друг с другом; цемент состоит либо из кварца в виде мелких зерен [или зерен кластического кварца, обросших вторичным кварцем; тогда в остающихся пустотах видны блестящие грани вновь вырастающих кристалликов кварца], либо он образован халцедоном или опалом, и тогда наглаз кристаллическая структура незаметна. Первичная кластическая структура таких песчаников то ясно видна, если цемент и кварцевые зерна отличаются по цвету или прозрачности, то зерна не видны и опознаются только при микроскопическом исследовании их; в таком случае песчаники переходят в породы с занозистым изломом; песчаники переходят в *кварциты*. В *кристаллических песчаниках*, цемент которых образован вторичным кварцем, продолжающим рост кварцевых зерен песка, кластические зерна видны только под микроскопом. Процесс окремнения связан с процессами диагенеза благодаря присутствующим в породе остаткам *кремнистых организмов* [например спонгулей кремнистых губок, видимых иногда в виде мелких белых столбиков, радиолярий, диатомовых водорослей и др.

К *кремнистым песчаникам* относятся также *динасовые песчаники* или *кварциты*, состоящие из мелких, около 0,3 мм в поперечнике, более или менее округлых зерен кварца и сероватого или зеленоватого тонкого опалового или халцедонового цемента, часто пре-

обладающего над зернами кварца. Он особенно пригоден для изготовления динаса, встречается редко, главным образом в районе западной части Донбасса, где он подчинен третичным отложениям и обеспечивает производство крупных динасовых заводов Украины.]

2. *Глинистые песчаники* отличаются крайне непостоянным содержанием глинистого цемента; среди песчаников этот тип особенно широко распространен; они окрашены в сероватые или желтоватые цвета, иногда яркокрасные, в том случае, когда цемент особенно богат окислами железа (*железистый песчаник*); цвет их черно-серый, когда они обогащены углистыми частицами; глауконит окрашивает их в зеленый цвет. Вблизи месторождений первичного каолина встречаются *каолиновые песчаники*, цемент которых образован каолином; они белого цвета, по большей части очень некрепкие; большее или меньшее содержание глинистого цемента и изменчивая плотность этого цемента обуславливают значительные колебания в крепости самого песчаника. С увеличением содержания цемента глинистые песчаники приобретают сланцеватую структуру и переходят *песчаниковые сланцы* и далее в *песчанистые глинистые сланцы*.

Особенно часто наблюдаются такого рода переходы в палеозойских породах, относящихся к типу глинистых песчаников и называемых *серой ваккой* (*gray-wacke*).

Средний тип их представлен глинистым песчаником серого, редко бурого или желтоватого цвета, со всевозможной величины мелкими осколками пород, часто *очень крепкий*, нередко с *фиалитовидным*, несколько кристаллическим цементом. Песчаники с известково-глинистым цементом — *мергелистые песчаники* — иногда содержат большое количество мелких чешуек слюды, например *молассовые песчаники*.

3. *Известковые песчаники* характеризуются тем, что в них цемент состоит из кальцита, выполняющего промежутки между зернами кварца в виде плотной известняковой массы; в таком случае в нем нередко сохраняются формы скелетов и раковин тех окаменелостей, которые в нем встречаются, или же песок пропитыва-

есть кристаллическим агрегатом зерен кальцита, на изломе обнаруживаются плоскости спайности с характерной приризацией, заметной на поверхности излома их. В последнем случае кальцит принесен в песок циркулирующими в нем водами, причем в кристаллах кальцита содержится иногда до 75% зерен кварца. Иногда количество кальцита не было достаточно для того, чтобы полностью цементировать песок; в таком случае в песке образуются крупные кристаллы кальцита, пронизанные огромным числом зерен кварца — *кристаллический песчаник* (рис. 94).

[Точно так же место кальцита могут заступать *гипс* (Репетек в Средней Азии), *барит*, *доломит* и др.]

Окраска по большей части белая, желтоватая или сероватая, и лишь редко, и то благодаря присутствию

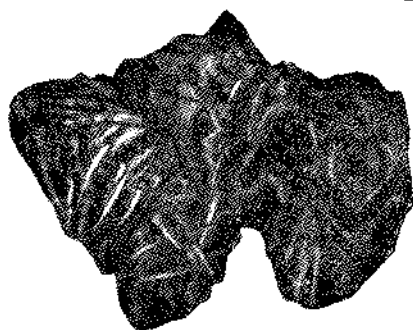


Рис. 94. Кристаллизированный песчаник. Фонтенебло в Париже.

угля, серовато-черная. В наиболее темно окрашенных *битуминозных* песчаниках, которые встречаются в районах выходов нефти, цементом служит битум.

Чрезвычайно разнообразны конкреции, присутствующие в песчаниках; глинистые скопления некоторых песчаников представляют собой первичные

образования. Настоящими конкрециями являются друзы с кристаллами *кварца*, *кальцита*, *целестина*, *барита*, далее стяжения *доломита*, *розовика*, *кремня* и *карнеола*, которые чаще образуют целые залежи, например в баденском пестром песчанике, стяжения *фосфорита* [как это часто наблюдается в районе Подольи, также в б.ПЧО и других местах. Крупные массы образуют *фосфоритовые песчаники* («курская плита»)]. Точно так же довольно часто встречаются вкрапления *руд*, например мелкие скопления *свинцового блеска* в *узловатом песчанике*, *церуссита* в *свинцовом песчанике*, *медной лазури* и *малахита* (медной зелени) в *медис-*

тол песчанике [к западу от Урала, также в Артемовском районе в Донбассе].

Многочисленные песчаники, в особенности те, которые содержат очень большое количество *окаменелостей*, называются по тем окаменелостям, которые характерны для них, например *спирифер* *вые*, *таласситовые*, *нулмулитовые*, *раковистые песчаники* и т. д. В них окаменелости сохраняются только в виде ядер.

Химический состав песчаников соответственно разнообразию минералогического состава очень непостоянный; некоторые песчаники, в числе их кварциты, содержат до 90%, иногда до 99% и более кремнекислоты. [Так, в динасовых песчаниках содержание кремнекислоты обычно равно 95—98%.] В других содержание кремнекислоты понижается за счет примесей до 50% и ниже. Этот непостоянный состав песчаника зависит главным образом от состава того цемента, который скрепляет кварцевые зерна его.

Распространение песчаников в различных геологических формациях чрезвычайно велико, начиная от *докембрийских* песчаников [играющих видную роль например в украинском докембрии (овручские песчаники севера Украины)] и вплоть до наиболее юных песчаников.

Песчаники встречаются в значительном количестве, причем некоторые из них пользуются особенно широким распространением и играют видную роль в составе тех систем, которые характеризуются наличием в них окаменелостей. Следует упомянуть потсдамский песчаник кембрия [*девонские песчаники* севера Европейской части СССР, типа древнего красного песчаника], каменноугольные песчаники, пестрые песчаники (новые красные песчаники) разнообразные песчаники среди меловых отложений, третичные песчаники [пользующиеся широким развитием в ряде мест Европейской части СССР], *буроугольные* и *молассовые песчаники*, наконец современные *морские* и *речные песчаники*.

К атмосферным деятелям песчаники относятся крайне разнообразно. Так называемые *кварциты* и *колитные кварцевые песчаники* противостоят им особенно хорошо, и поэтому в кусках неправильной формы они

нередко используются как щебень для дорог. Наоборот, известковые и глинистые песчаники обнаруживают крайне разнообразные степени противостояния действию атмосферных деятелей. Крепкие глинистые песчаники главным образом древнего возраста чрезвычайно устойчивы и противостоят действию атмосферы; к тому же они легко поддаются обработке и потому ценятся как прекрасный *строительный материал*. [Таковую роль играют глинистые и кварцево-глинистые песчаники *Донбасса*.] Менее плотные и в то же время менее крепкие песчаники вследствие своей пористости легко впитывают в себя воду и при понижении температуры замерзают, в результате чего получается распадение их на песок. Точно так же и без помощи мороза песчаники легко расслаиваются, в особенности если чередуются сплывная *инсоляция* с пропитыванием их влагой. *Известковые* песчаники значительно лучше противостоят действию атмосферы [однако те сернистые газы, которые в особенно большом количестве присутствуют в воздухе городов с фабриками, заводами крупными станциями железных дорог и т. д., способствуют растворению углекислого кальция путем превращения его постепенно в сернокислый кальций, более легко растворимый, чем углекислый кальций]. Многие тонкозернистые песчаники, глинистые песчаники применяются как *точильные камни* [например в районе *Усть-Цыльмы* на севере Европейской части СССР, также в ряде мест Подолья, Донбасса и др.]

Конгломератовидные песчаники идут в ряде случаев на изготовление *исерновов*. [Богатые кремнекислотой и одновременно содержащие небольшие количества глинозема с обильным цементом, с мелкими зернами кварца ценятся как особенно высокого качества материал для изготовления динаса.]

Удельный вес плотного кремнистого песчаника немного больше 2,6; с уменьшением вязности он быстро уменьшается, и многие применяемые в промышленности песчаники обладают удельным весом всего 2,0. Характерно то, что многие песчаники, которые в сухом виде обладают большим сопротивлением раздавливанию, в недрах земли во влажном состоянии имеют значительно меньшую сопротивляемость давлению.

КОНТАКТНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПЕСЧАНИКОВ

Мелкозернистые богатые глинистым цементом песчаники под влиянием контактного метаморфизма испытывают изменения такого же рода, как и глинистые сланцы, описанные выше. Более крупные зерна кварца также в непосредственном соприкосновении с изверженными горными породами остаются без изменения и даже при особенно сильном преобразовании всей совокупности горной породы сохраняют очертания кластического материала. Песчаники более бедные цементом, состоящие преимущественно из более или менее крупных зерен кварца, обычно изменяют свой габитус чрезвычайно слабо; действие на них контакта выражается только в том, что при исследовании этих пород под микроскопом подмечается слабо выраженная перекристаллизация минералов и обычно появляется импрегнация турмалином.

Многочисленные *слодяные сланцы* образовались из глинистых песчаников как и широко распространенные *кварцевые филамиты*. Под последними понимают обычно глинистые сланцы, по характеру своему приближающиеся к филамитам, инъецированные залежами и прожилками кварца. Действие высокой температуры плавившихся пород проявляется главным образом в частичном обжиге и одновременно в появлении столбчатой отдельности. Такого рода песчаники, обожженные главным образом в контактах с базальтами и частично расплавленные ими, все же обнаруживают кластическую структуру, видимую даже при изучении их простым глазом.

КОНГЛОМЕРАТЫ И БРЕКЧИИ

В случаях, когда крупные округлые, окатанные обломки горных пород — *щебень* и *галки* — снова цементируются в горные породы, их называют *конгломератами*. Они состоят преимущественно из крупного обломочного материала, причем расположенные среди обломочных пород небольшие количества песка, глины или кальцита обычно образуют цемент их. В тонкозернистых породах частицы цемента более или менее преобладают и оди-

наково окружают как крупные гальки, так и более мелкие; при этом наряду с округлыми гальками присутствуют также и мало окатанные куски горных пород. Конгломераты последнего типа представляют собой *ледниковые образования*.

Особенно большое значение имеют *кварцевые конгломераты*, которые обычно представляют собой окатанные обломки кварцевых жил и прожилков, сохранившихся при выветривании горных пород. К ним относятся кремнистые *жсерновые камни* (*милльстонгрит*), конгло-

мераты Южной Африки, содержащие золото (*Витватерсранд*). Аналогичный характер имеют эоценовые *пуддингштейны*, состоящие главным образом из окатанных обломков меловых кремней, вымытых из мела, а потому называемых также *кремневыми конгломератами*. Цемент их состоит из вторичного кварца. Наоборот, известняковый *нагельфлю* предгорий Альп состоит главным образом из известнякового конгломерата с кальцитовым цементом (рис. 95).



Рис. 95. Конгломерат (нагельфлю).
Мюнхен.

Сложными конгломератами называются такие, которые содержат гальки, образованные породами различного состава, например пестрый нагельфлю.

Среди сложных конгломератов большое значение имеют *веррукано*, или *сернифит*, представляющие собой кварцевый конгломерат с многочисленными гальками кварцевого порфира и других пород, по большей части юнопалеозойского возраста, которые подверглись значительной метаморфизации. Конгломераты такого рода, полностью перекристаллизованные, носят

название *гнейсовидных конгломератов* (Финляндия); они обычно обладают также и очковой структурой. [Прекрасные известняковые конгломераты с известняковыми разноцветными гальками и очень немногочисленными гальками кварца, сцементированными известняковым цементом, выступают в крупных массах в Армении около Делижана; при отделке они дают красивые полированные плиты.]

Конгломераты встречаются во всех возможных геологических формациях и в определенных геологических горизонтах. Происхождение их объясняется, с одной стороны, тем, что происходили поднятия и опускания, вызывавшие непрерывные, передвижения *береговой линии*, и с другой стороны, часть конгломератов связана с *ледниковыми* процессами. Среди конгломератов ледникового происхождения особенно интересен *движаконгломерат* в Капской колонии (Южная Африка), представляющий собой гранитный конгломерат с песчанистым цементом, который не только содержит валуны со штриховкой, но и сам вызвал образование штриховки на подстилающих его породах. Возраст его примерно *пермιοкарбоновый*, т. е. одновременный с тропическими отложениями *северной Европы*, что чрезвычайно характерно; он имеет особенно большое геологическое значение в связи с ледниковыми периодами жизни земли. *Аллювиальные конгломераты* постепенно переходят в песчаники. В то время как настоящие конгломераты обычно лишены окаменелостей, в этих переходных породах находятся довольно часто органические остатки. Конгломератовые песчаники красного *мертвого лежня* и образовавшегося из него в результате выщелачивания окислов железа белого *мертвого лежня* с крупными кварцевыми гальками принадлежат к той же переходной группе. Там, где имеется переходная группа, наблюдается одновременно и появление слоистости в конгломератовых толщах. Более крупные гальки конгломерата по большей части очень хорошо окатаны там, где мы имеем дело с *речными аллювиальными* отложениями; значительно более слабо округлены они в ледниковых отложениях. Могут встречаться в условиях пустынного климата также и настоящие трехгранники.

Под влиянием *контактного-метаморфизующих* про-

цессов гальки сохраняются довольно хорошо, в то время как цемент претерпевает такие же преобразования, как и песчаник. В результате можно видеть гальки среди *слоисто-сланцевого* или *филлитовидного* цемента.

Среди конгломератов можно выделить *брекчии*, отличающиеся тем, что они состоят из угловатых обломков, которые сцементированы в крепкую породу. Собственно осадочные брекчии редки. Немногие из них обладают слоистостью, причем последняя не всюду выдерживается на сколько-нибудь большом расстоянии. Большинство брекчий представляет собой выполнения *трещин* или *пустот*, в которых оторванные и раздробленные обломки соседних пород скопляются и затем цементируются благодаря действию циркулирующих вод, в более или менее крепкие породы. В так называемых *костяных брекчиях* преобладающую роль играют песчаного-глинистые или также мергелистые обломки, соответственно суглинистый цемент; наряду с обломками костей, зубов и т. д. присутствуют обломки известняка. В районе берегов Средиземного моря наблюдаются трещины, выполненные *трещинными брекчиями*, или *брекчиями с травоядными*, так как органические остатки принадлежат здесь главным образом травоядным животным; наоборот, в *швабском и франконском альбе* в известняковых пещерах присутствуют *костяные брекчии*, *пещерные брекчии*, органические остатки которых принадлежат по преимуществу *хищникам*. Такого рода брекчии содержат часто кости, в значительной степени перешедшие в ископаемое состояние, они в ряде случаев разрабатываются для добычи фосфорита. По мере увеличения содержания неса и глины эти брекчии переходят в *костяные песчаники*, *костяные суглинки*, *костяные глины*. Некоторые из них представляют собой места накопления окаменелостей среди песчаников, обычно совершенно лишенных их, и представляют собой местные фации среди песчаников такого рода. Относительно таких накоплений костяных брекчий достаточно правильно говорят, что это остатки оазисов среди пустынь, где собирались в особенно большом количестве животные, жившие в условиях пустыни.

Значительное большинство брекчий обязано своим происхождением *вулканическим* и в особенности *гео-*

тектоническим процессам. К первым относятся *туфы*, образовавшиеся при *взрывах* во время вулканических извержений. Точно так же к брекчиям относятся продукты распада (детритус) смешанных горных пород разного состава; таковы многочисленные *трахитовые* и *пемзовые брекчии*. Часто встречаются также вулканические брекчии, в которых сама изверженная порода служит цементом для обломков горных пород, с которыми эта изверженная порода соприкасалась. Такого рода брекчии, называемые *контактными брекчиями*, образуются в альбандах изверженных пород, причем цементом служат *гранит, сиенит, кварцевый порфир* и т. д. [Такого рода брекчии называются также *эрунтивными брекчиями*.] Относительные количества изверженной породы и обломков соседних пород могут быть крайне разнообразны, вплоть до преобладания изверженной породы и растворения отдельных обломков соседних пород в виде более или менее крупных масс, которые носят название *ксенолитов*. Эти ксенолиты могут иметь состав, близкий к изверженным породам, но более древним, чем цементирующая их порода, чаще однако совершенно иного состава—например амфиболиты, кварциты, известняки и т. д., которые подвергаются одновременно более или менее значительному воздействию со стороны изверженной породы, их инъецирующей или цементирующей.

В зависимости от абсолютных размеров зерен, входящих в состав обломочных пород, различают несколько типов их, а именно:

1. *Псефитовые*, или галечные, породы; размер зерен свыше 2,5 мм.
2. *Псаммитовые* породы, или песчаные породы; размер зерен 2,5—0,05 мм.
3. *Пелитовые*, или глинистые, породы; размер зерен 0,05—0,01 мм.
4. *Алевритовые*, или мулчистые, породы; размер зерен менее 0,01 мм.

Различия в величинах зерен при проведении такой классификации взяты не вполне случайно, но связаны между прочим с падением этих частиц в воде после разбалтывания сосуда или бассейна, в котором они на-

ходятся, и в связи с этим вводятся часто еще более детальные подразделения.

1. Галечные породы

Валуны	более 10 см в диаметра	
Гальки крупные (галыки)	10 см	25 мм
Гальки средние	25 мм	10 "
Гальки мелкие или гравий (если угловатые—хряц)	10 "	2 "

2. Песчаные породы

Крупные пески	2 мм	0,75 мм
Средние пески	0,75 "	0,25 "
Мелкие пески	0,25 "	0,1 "
Песчаная пыль (мелкозем)	0,1 "	0,01 "

В. М. Тимофеев (1932) предложил следующую классификацию цементированных песчаных пород (песчаников и кварцитов):

Песчанники	{ Собственно песчанники Кварцито-песчанники	{ Песчанико-кварциты Собственно кварциты	{ Кварциты цементные Кварциты типичные	{ Кварциты зернистые Кварциты синевые Кварциты сланцеватые Кварциты порфировидные	{ Кварциты собственно порфировидные Кварциты микродиазонидные Кварциты сферолитовые

Эта классификация исходит из того, что кварцитом называется исключительно структурная разность, не связанная с определенным происхождением. Кайе рассматривает кварциты в одних случаях как образовавшиеся в обычных условиях давления и температуры, в других — как породы метаморфические и следовательно признает, что кварциты могут образовываться и при нормальных условиях.

В основе классификации Кайе лежат следующие определения пород:

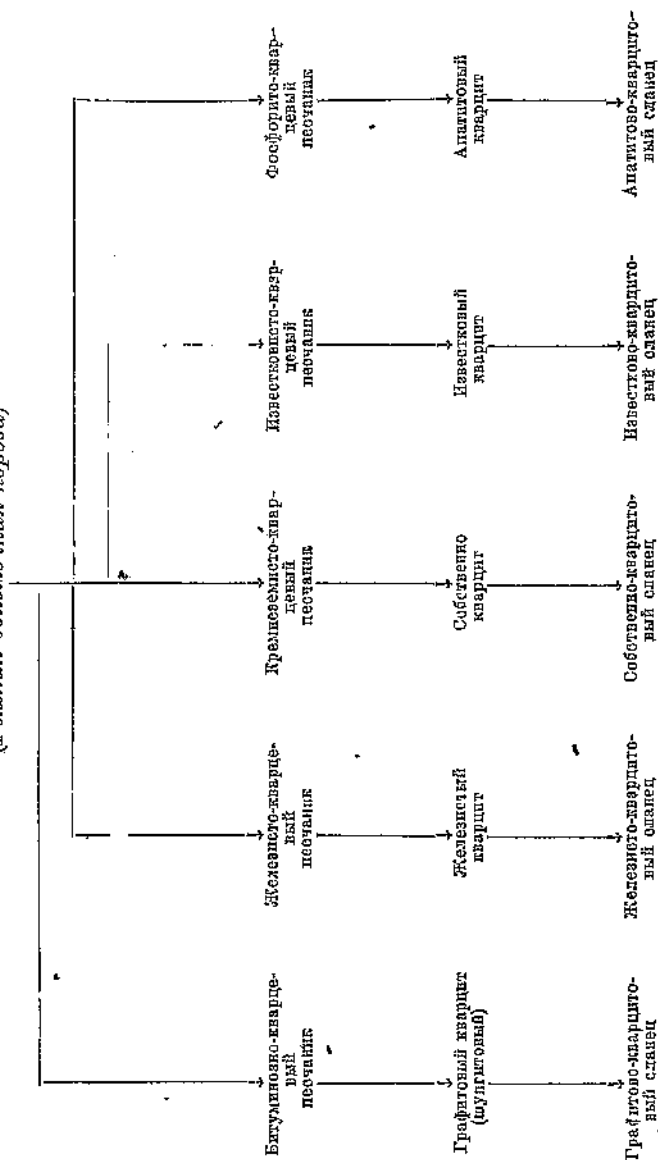
1. Кварцевый песок — рыхлая кластическая кварцевая порода.

2. Кварцевый песчаник — твердая диagenетического происхождения порода, кварцевые зерна которой связаны цементом.

3. Кварцит — твердая метаморфическая порода с перекристаллизованными зернами и цементом.

Схема соотношений важнейших видов песчанников и кварцитов по В. М. Тимореву (1932)

Кварцевый песок
(Рыхлая обломочная порода)



Все эти типы горных пород генетически тесно связаны друг с другом].

милониты (ДОБАВЛЕНИЕ)

Особенно большое значение имеют для геолога те брекчии, которые получаются во время горообразующих процессов; часто целый комплекс горных пород может быть подвергнут *раздроблению*, причем получаются так называемые *эндогенные брекчии*. В результате этого процесса зернистые горные породы переходят в более или менее тонкозернистый агрегат со всеми стадиями перехода между неизменной породой и плотным компактным материалом, при этом обломки

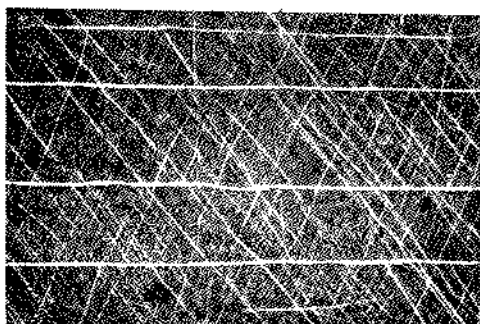


Рис. 96. Доломит из Зальсбурга.

горных пород могут быть местами в большей или меньшей степени отшлифованы и в то же время тесно соприкасаться друг с другом. Другого рода породы могут во время горообразующих процессов растрескиваться, распадаться на мелкие остроугольные обломки, например *доломит* (рис. 96), который затем цементируется в крепкую породу более легко растворимым кальцитом. Под влиянием атмосферных агентов кальцит снова может раствориться, и благодаря этому при выветривании горная порода распадается на тонкий остроугольный щебень.

Этим дробленным породам противопоставляются, как чрезвычайно далеко ушедшие вперед, продукты раздробления горных пород в виде *дислокационных брек-*

чий, или *брекчий трения*, соответственно *милонитов*, где порода частью переходит в полный агрегат из отдельных мельчайших зернышек, которые могут быть различимы только под микроскопом. Часто встречаются *известняковые брекчин*, которые носят такой именно характер, причем мелкие осколки известняка сцементированы тонкими прожилками кальцита же, но иного цвета. Сюда относится ряд высоко ценимых по красоте *цветных мраморов*.

В других случаях — и тогда образуются типичные *милониты* — продукт тонкого раздробления горной породы является основной массой, в которой рассеяны *остроугольные* или *округлые* осколки горных пород, иногда со шрамами, напоминающими те *шрамы*, которые наблюдаются на валунах ледниковых образований; при этом горная порода сохраняет свою крепость и сопротивление раздавливанию в результате воздействия на нее горообразующего давления. Там, где имеют место перебросы и надвиги крупных размеров, в основании передвинутых масс образуются брекчин, напоминающие конгломераты, состоящие из обломков различных горных пород и носящие название *пестрых брекчий*.

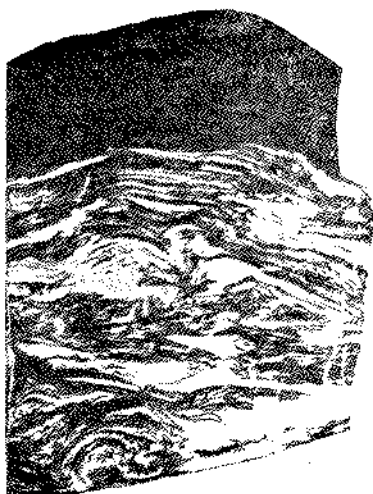


Рис. 97. Милонитизированный известняк. Швейцария.

Последней стадией дробления является образование более или менее полно растертых, *размолотых* горных пород, первичный состав и структура которых совершенно исчезают благодаря тонкому измельчению минералов и перемешиванию этих мельчайших зернышек и чешуек друг с другом. [Это наблюдается в ряде мест кристаллических массивов (Украины, Урала, Во-

сточной Сибири и т. д.) с образованием полос, направленных вдоль направления передвижения дробленых масс, причем иногда сохраняются отдельные также сильно раздробленные минералы; такого рода структура носит название *милонитовой*; она наблюдается также и в известняках] (рис. 97).

Характерно то, что как бы сильно ни была раздроблена порода, вплоть до преобразования ее в породу, которая на первый взгляд даже под микроскопом не отличается от глинистого сланца, в действительности она полностью сохраняет свой минералогический и химический состав, хотя в некоторых случаях и происходят процессы окремнения ее.

II. ХИМИЧЕСКИЕ ОСАДКИ

Химические осадки охватывают продукты выветривания, перешедшие в раствор и осаждающиеся *без содействия* организмов простым химическим осаждением в результате концентрации раствора. Такого рода концентрация, связанная с испарением воды, имеет местный характер и особенно часто наблюдается на степных окраинах морей, в областях морских заливов, окаймленных степными районами; в особенно широких размерах такая концентрация наблюдается в областях *пустынь и полупустынь*.

Тем самым химические осадки в одних случаях представляют собой типичные морские осадки, в других — отложения *пустынь и полупустынь*, т. е. *континентальные отложения*.

Особенно большое геологическое значение имеют из числа химических осадков *гипс, ангидрит и каменная соль*, которые в ряде важнейших месторождений встречаются одновременно, в тесной связи друг с другом. Наоборот, чисто местное значение имеют месторождения *калийных и магнезиальных солей*, имеющих особенно крупное промышленное значение. Эти соли образовались из маточного раствора морских вод и представляют собой особенно легко растворимые соли, представленные хлоридами и сульфатами калия и магния. Месторождения *глауберовой соли* (мирабилита), которые иногда залегают, чередуясь со слоями каменной соли, по преимуществу пустынного или полупу-

стынного происхождения. [Такого же происхождения образовавшиеся при более высокой температуре месторождения безводной сернокислой соли натрия—*тенардита*. Крупнейшие месторождения его находятся в Туркменистане около ст. Казанджик.]

Несомненно аналогично происхождение *селитры* в Перу, которая залегает совместно и среди слоев глины и песков с глауберитом и борокальцитом. [В сильно рассеянном виде очень редко встречаются месторождения *даболита* среди осадочных пород, например в окрестностях Кисловодска (Северный Кавказ); также встречаются крупные массы *борнокислых* соединений около Индерского озера, залежи *соды* среди песчано-глинистых отложений в районе соляных озер Западной (Сибирь).]

Химические осадки в широком смысле этого слова часто образуются также при содействии водорослей, и тогда они представляют собой известковые или кремнистые осадки, которые однако также носят чисто местный характер. Сюда же относятся пещеристопористые *известковые туфы*, нередко с переплетающимися по различным направлениям стебельками и листочками растений, покрытыми тонковолокнистым радиально-лучистым кальцитом.

Форма этих стебельков и листочков сохранилась часто превосходно, в то время как органическое вещество исчезло полностью, почему и получаются пустоты в виде трубочек и других форм.

Эти породы светло окрашены, беловатые или желтоватые; в присутствии горной влаги они легко распиливаются, на воздухе затвердевают. Высоко ценятся как строительный материал благодаря своему малому удельному весу, также и потому, что они легко пропускают воздух; в то же время они обладают довольно большим сопротивлением раздавливанию. К ним относятся между прочим *травертины*. Точно так же к химическим осадкам относится снежно-белый *озерный мел*, образующийся в стоячих водных бассейнах, на дне торфяных болот и т. д., где этот мел встречается иногда в виде отложений довольно крупных размеров. Также в большинстве случаев должны быть отнесены к химическим осадкам *пресноводные известняки* то зем-

листые, то плотные, часто переходящие в известковые туфы, содержащие в изобилии остатки наземных пресноводных моллюсков, сухопутных животных и растений.

Только что описанные известковые химические осадки по большей части развиты на не особенно больших протяжениях и часто обладают ясно выраженной слоистостью. Одновременно встречаются также процессы образования *натеков* и *инкрустаций* на стенках, потолке и полу пещер, в трещинах и т. д., состоящие из кальцита; они отличаются особенно крупнозернистым сложением. [Образуются обычно благодаря испарению воды или удалению из нее углекислоты, когда вода просачивается через породы и поступает в пустоты того или иного размера и формы.] Сюда относятся прекрасные *сталактиты* и *сталагмиты* пещер известняковых гор. Некоторые известковые натёки состоят из *аргонита*: они особенно интересны благодаря разнообразию окрасок и прозрачности. К ним относятся высоко ценные зеленые и белые плотные *ониксовые мраморы*, в частности замечательный белый оникс Арменни, для которых принимают по аналогии с карлсбадским источником, где образуются гороховые осадки источников, *термальное* происхождение. Сюда же относятся *гороховые камни*, или *тизолиты*, образованные из скорлуповатых шариков величиной с горох.

Отложения по большей части *аморфной кремнекислоты* из горячих растворов дают начало *кремнистым туфам* и *кремнистым натёкам*, которые образуются тем же путем, как и соответствующие известняковые породы, но они вряд ли когда-либо достигают той плотности, которая характерна для известняковых натёков.

АНГИДРИТ, ГИПО И КАМЕННАЯ СОЛЬ

Широко распространенные породы, входящие в состав соляных формаций, — ангидрит, гипс и каменная соль. Все относящиеся сюда горные породы сравнительно легко растворимы в воде, благодаря чему происходит поверхностное растворение их атмосферными водами и образование разнообразных углублений на поверхности гипсовых пещер и т. п., причем растворе-

ние продолжается на глубину, где образуются *водные подушки*, увеличение размеров которых приводит к провалам и геологическим дислокациям. Точно так же образуются складки и нарушения напластования в довольно крупных масштабах благодаря сравнительно значительному увеличению объема, приобретаемому гипсом; при переходе ангидрита в гипс объем увеличивается на $\frac{1}{3}$ всего объема его. На поверхности земли ангидрид и каменная соль выступают лишь в областях, особенно бедных дождями.

В условиях влажного климата, наоборот, каменная соль на поверхности земли полностью растворяется, и присутствие залежей каменной соли в горных областях узнается в первую очередь по присутствию *соляных источников*. Ангидрид переходит одновременно в гипс. Гипс, выступающий на земную поверхность, обнаруживает разнообразные формы коррозии атмосферными водами. С другой стороны, растворенные соли могут снова отлагаться, в результате чего мы можем находить жилы, образованные каменной солью и гипсом, причем структура этих жил волокнистая (*волокнистая соль, волокнистый гипс*).

В *соляных глинах* и *соляных пелитах* в пониженных участках современных пустынь такого рода прожилки и жилы наблюдаются довольно часто, вызывая брекчиевидное строение растрескивающегося при высыхании пла. Точно так же часто наблюдаются в *Тазельгебирге* в области альпийских соляных месторождений, почему некоторые исследователи и считают их пустынными образованиями. Точно так же часто наблюдаемая красная до желтой окраска каменной соли этих месторождений до известной степени подтверждает это предположение.

Ангидрит обладает плотной структурой, когда он образует первичное отложение. Под микроскопом видно, что он состоит из довольно равномерно-зернистой кристаллической массы с отдельными участками, образованными скоплениями глинистого вещества. Окрашен ангидрит в буровато-серый, иногда более темный до синевато-серого или голубовато-серого цвета. Сильнее фиолетового и красноватые окраски особенно характерны для крупнозернистых разновидностей ангидрита,

также для шестоватых выполнений трещин. Ангидрит обычно содержит небольшие количества каменной соли и потому имеет солоноватый вкус; далее в нем иногда содержатся включения углистого вещества и кристаллики доломита (такого рода ангидрит с углистым веществом носит название *антраконита*); иногда содержит также кристаллики кварца. Тонкие белые залежи ангидрита среди темноцветных глин образуют так называемый *кишечный камень* (рис. 98). Большой удельный вес ангидрита (2,9), его малая растворимость в кислотах и по большей части кристаллический излом характерны для него; однако наиболее точное определение его может быть сделано только при помощи мик-

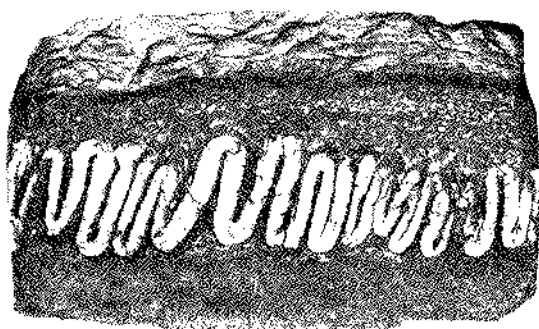


Рис. 98. Кишечный камень. Бохния в Галиции.

рохимических реакций; зернышко породы, смоченное каплей воды, после высушивания дает характерные кристаллики гипса [видимые только под микроскопом. В стеклянной трубочке зернышко ангидрита после нагревания не выделяет воды.]

Гипс, образующийся из ангидрита, редко обладает ясно видимой кристаллической структурой, которая ясно видна обычно лишь под микроскопом; так например белый просвечивающий *алебастр* представляет собой тонкокристаллическую до плотной породу, точно определить которую даже под микроскопом затруднительно. Окраска та же, как и у ангидрита. Он переходит в *гипсовые глин*ы. Отложения крупных размеров известны также и за пределами месторождений каменной соли

[например крупнейшие месторождения гипсов по берегам Северной Двины и ее притоков, также в ряде других мест СССР.] Встречается вместе с теми же второстепенными минералами, как и ангидрит. Имеются месторождения, где гипс образовался также и в результате деятельности термальных источников, например в виде импрегнаций в туфах, в особенности там, где он сопровождается *целестин*, например в месторождениях серы в Сицилии.

Каменная соль всегда ясно зернистая.

Она обладает вполне массивной структурой, когда совершенно чиста и лишена примесей; чаще же она обладает ясно выраженной слоистостью. Если она загрязнена глиной, она мелкозерниста до плотной, сероватая или буроватая (*глинистая соль*); в таком случае она переходит в матовую сероватую *соляную глину*. Крупнозернистые разновидности часто обнаруживают весьма совершенную спайность по кубу; часто водно-прозрачны с видимыми простым глазом включениями жидкостей. Окраска белая, сероватая, буроватая в присутствии окислов железа, иногда синяя до интенсивно синего цвета. Присутствие в каменной соли незначительных количеств $MgCl_2$ (хлористого магния) придает ей слабо горьковатый вкус, одновременно она делается гипроскопической и распыляется на воздухе или делается мокроватой. В только что описанных горных породах окаменелости очень редки, напротив, органические остатки в виде битумов и углеводов довольно широко распространены, особенно в каменной соли, которая благодаря присутствию газовых включений иногда при растворении растрескивается с довольно сильным треском (*трескучая соль*).

Условия залегания каменной соли и сопровождающих ее пород часто однообразны на значительных протяжениях, причем нередко наблюдается переслаиваемость между каменной солью, гипсом или ангидритом, в результате чего получается *полосатая соль* (рис. 99), как например в ряде месторождений каменной соли Германии. Иногда наблюдаются резко выраженные неправильности условий залегания вплоть до образования неправильной формы *штоков*; это связано с изменениями состава пород, сопровождающих залежи

каменной соли, в результате химических процессов [или в ряде случаев также и процессов тектонических; особенно помогает образованию штокообразных форм залегания текучесть каменной соли]. В некоторых же случаях, например при образовании соляных залежей в пустынях, их штокообразная форма залегания может быть и первичной.

Размеры отдельных месторождений каменной соли иногда очень велики. [Так, в районе Донбасса пласты каменной соли прослежены бурением на расстоянии свыше 60 км между Артемовском и Славянском. Инте-

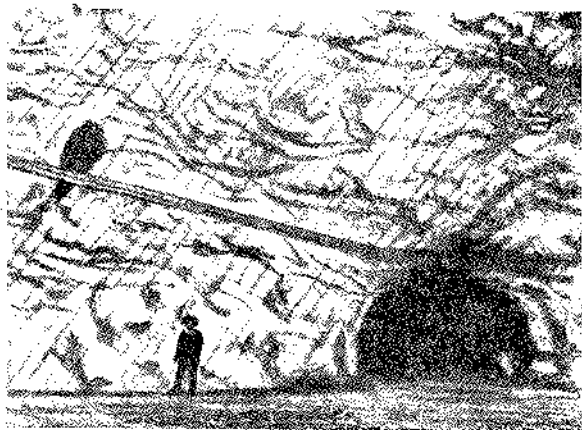


Рис. 99. Слои ангидрита — „годовые слоны“.
Каменная соль. Стассфурт.

ресно то, что буровая скважина, заложенная около г. Ромен на севере б. Полтавской губ. на расстоянии около 300 км к северо-западу от Славянска, обнаружила слой каменной соли до 60 м мощности, что указывает на значительно большее распространение соляных месторождений в этой части СССР. Соль залегает здесь куполами, указывающими на присутствие на большой глубине нефти.]

Мощность отдельных соляных залежей огромна. Так, в Шперенберге, около Берлина, проведена скважина, которая прошла по чистой соли свыше 1 200 м; основание слоя соли достигнуто не было. Отсюда можно

сделать вывод относительно огромного геологического значения залежей соли, которые к тому же обладают и значительным площадным распространением. Месторождения каменной соли крайне разнообразны и известны среди отложений почти всех геологических периодов, но в каждой отдельной области они обычно приурочены только к одному геологическому горизонту. Залежи каменной соли в Пенджабе, занимающие особенно большие площади, имеют *силурийский* возраст [крупные месторождения каменной соли в районе Донбасса и далее в районе Полтавщины, также крупнейшие месторождения Соликамска — пермский] аналогично месторождениям северной и средней Германии. К триасовым относятся месторождения каменной соли в крупных массах в районе Бюртемберга в Германии, и в Альпах; особенно крупные и широко распространенные месторождения каменной соли встречаются среди третичных отложений, например в районе Галиции, в Испании, Турецкой Армении, Персии и др.

[*Калийно-магнезиальные соли.* Калийно-магнезиальные соли по своему внешнему виду очень схожи с каменной солью. Характерной особенностью их является то, что они часто обладают красноватыми окрасками различной интенсивности. Узнаются по вкусу: калийные соли имеют неприятный вяжущий вкус, который они придают и каменной соли, если примешаны даже в незначительном количестве к ней магнезиальные — горьковатый вкус; сами по себе магнезиальные соли резко горькие; кроме того примесь их к соли обуславливает распыливание соли и влажность ее даже после высушивания.

Крупные массы калийных солей обнаружены в последние годы в районе Соликамска на Каме, где на глубине от 88 до 260 м от поверхности земли была встречена сначала покровная каменная соль мощностью до 70 м, далее карналлитовая зона с преобладающим карналлитом — магнезиально-калийным хлоридом ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$) мощностью до 100 м, далее сильвинитовая зона (из сильвина, KCl) до 83 м мощности и наконец подстилающая каменная соль мощностью до 283 м, причем чистые калийные соли залегают на глубине от 140 до 310 м от поверхности земли. Месторо-

рождение занимает громадную площадь и обладает огромными запасами, являясь крупнейшим мировым месторождением.

В последние годы открыты крупные месторождения калийных солей с характерной красноватой окраской также и в районе Средней Азии, где они выступают частью непосредственно в выходах в горных областях недалеко от Термеза, около Ширабада.

Интересно присутствие газов в соляных залежах Соликамска, которые выделялись иногда с такой силой, что выбрасывали из скважины даже буровой инструмент, причем давление достигало *атм.*]

III. ОРГАНОГЕННЫЕ ОСАДКИ

Среди органогенных осадочных пород различают два типа:

1. Осадочные породы, состоящие главным образом из органических веществ, из растений — *угли*, из остатков животных (по крайней мере обычно так думают) — *нефть и битумы*.

2. Породы, состоящие главным образом из скелетов по большей части животного происхождения, — *известняки, кремнистые породы и фосфориты*.

угли

Внешние свойства. Угли представляют собой темные, черно-бурые до черных горные породы малого удельного веса, состоят из смеси различных соединений углерода. Их разделяют на две группы: *углистые* и *битуминозные вещества*. Первые — черные и хрупкие, совершенно непрозрачные, даже под микроскопом, по всем признакам аморфные, близкие по своему составу к *аморфному углероду*; битуминозные вещества, наоборот, имеют восковидный характер и по большей части окрашены в бурый цвет. Более богатые битуминозными веществами угли отличаются большей мягкостью и дают блестящую черту. В ряде случаев простым глазом можно видеть, что оба типа вещества растительного происхождения, так как в них часто сохраняются в большей или меньшей степени растительные остатки.

От вещества, сохранившего структуру древесины, мы можем дойти до разновидностей углей, состоящих из чистого углерода, которые называются *шунгитом* и представляют собой черную с занозистым изломом массу с блеском, напоминающим металлический. Сходны с ним разновидности углей, носящие название *антрацитов*, содержащие до 90 % углерода, часто с ясно видимым раковистым изломом. Они также обладают чисто черной окраской и полуметаллическим блеском. Благодаря большому содержанию углерода они особенно высоко ценятся и обладают особенно высокой калорийностью. По мере ухудшения сорта антрацит все более теряет свой блеск, заменяющийся обыкновенным стеклянным блеском. От антрацитов мы находим переходы к *каменному углю*, который часто в большей или меньшей мере богат битумами и тогда называется «жирным»; обычно он черный со стеклянным блеском, в то время как антрацит «тонкий», т. е. беден битумами. Антрацит тверже (твердость 2—2,5) и тяжелее (удельный вес до 1,7), чем другие угли; он с трудом горит, дает мало дыма, мало запаха и золы, калийная щелочь на него не действует. *Каменный уголь* легко горит, более светло окрашен, дает пламя с большим количеством дыма, обладающим более резким запахом; калийная щелочь легко окрашивается в слабый желтовато-буроватый цвет. Твердость меньше, удельный вес редко превышает 1,5. Органическая структура в нем очень часто сохраняется.

Если черная черта каменного угля приобретает бурый оттенок, он переходит в *бурый уголь*. Бурые угли по большей части содержат значительные количества битумов, имеют очень малую твердость и малый удельный вес, который обычно мало превышает 1,0. Содержание углерода в нем колеблется, как правило, между 75 и 55 %. Окрашивает калийную щелочь в темнокоричневый цвет, легко горит, дает много золы, сильное пламя с очень неприятным запахом, но обычно не плавится. Среди продуктов дестилляции кроме тех веществ, которые характерны для каменных углей, получаются также небольшие количества уксусной кислоты, характерной для древесины.

По внешнему виду различают среди каменных уг-

лей *хрупкие блестящие угли*, часто с заметным раковистым изломом и по большей части мягкие, часто вязкие и богатые битумами *матовые угли*, которые дают более мерцающий излом. *Грубые угли* раскалываются на крупные обломки; *сланцеватые угли* благодаря присутствию глинистых составных частей обладают сланцеватой структурой; *сажистые угли* имеют землистый характер; *смоляные угли* по внешнему виду сходны со смолой и часто должны относиться скорее к бурым углям. Очень *богатые битумами* каменные угли, которые связаны переходами с битумами, представлены между прочим углем *бокседом* и несколько более широко распространенным *кеннельским углем*. Они выделяют особенно большое количество газов, вязки и легко поддаются полировке.

Обыкновенные бурые угли по большей части буроватые, с менее ясным раковистым изломом, менее блестящие и более мягкие, часто с хорошо сохранившейся первичной органической структурой. *Лигнит* имеет форму и структуру дерева, отдельные составные части которого хорошо различимы. *Пирописсит* и *битуминозный бурый уголь*, более сходные с битумами, буровато-серого цвета, с глинистым матовым изломом, с блестящей чертой, то более компактные, то в мокром состоянии представляют собой мажущие массы; при высыхании делаются хрупкими и рассыпаются на мелкие куски.

Все угли, в большей или меньшей степени засорены. Грубые крупнозернистые примеси обычно редко присутствуют, однако для некоторых месторождений характерно присутствие их, вплоть до отдельных крупных галек. Загрязнение обусловлено главным образом примесью глинистого вещества, которое может присутствовать иногда в значительных количествах. Содержание его обозначают как содержание *золы*, которое обычно достигает очень немногих процентов, в плохих углях оно повышается до 15—20% и более. Присутствие этой золы объясняется тем, что во время отложения растительных остатков на дне водного бассейна в тот же бассейн приносились глинистые остатки разрушения горных пород. Кроме того в углях присутствуют стяжения *сферосидерита* и *розовика* и в осо-

бенности конверсии серного колчедана п марказити. [Первый может быть в ряде случаев при обогащении углей использован для получения из него серной кислоты, второй в распыленном состоянии легко разлагается, повышая температуру внутри пластов углей и иногда вызывая так называемое самовозгорание углей, как это наблюдается например в каменноугольном месторождении Тквибули в Закавказье.

Угли находятся среди отложений *всех геологических периодов*, однако особенно большое значение имеют отложения двух периодов: *каменные угли и антрациты каменноугольного возраста и бурые угли третичного периода*. Уже из этих названий виден характер углей этих двух периодов и отличие одних от других. [Промежуточное положение занимают *торфяные угли* ряда мест СССР, в частности Закавказья (Тяварчелы и Тквибули) и Урала.]

Можно видеть из геологического распространения углей различного типа, что с повышением возраста углей в них уменьшается содержание воды и часто летучих веществ и увеличивается содержание углерода. В особенности характерно уменьшение содержания *кислорода и водорода*.

Палеозойские угли особенно богаты углеродом. [При этом, что особенно хорошо выступает в районе Донбасса, каменные угли в западных районах, более слабо дислоцированных, более богаты битумами и носят характер типичных каменных углей, в то время как в восточных районах Донбасса, более сильно дислоцированных, они сменяются *антрацитом*, более богатым углеродом и почти лишенным битумов. То же наблюдается и в отношении *бурых углей*, которые тем более сходны с торфами и вообще юными углистыми растительными образованиями, чем более сохранились первичные условия залегания их в недислоцированных районах]. В то время как в дислоцированных районах они сменяются породами, которые приближаются к каменным углям, как это наблюдается например в Баварии.

Отсюда сделан был вывод относительно того, что стадии обугливания являются функцией геологического возраста и процессов дислокации, что в геологических

Телах процессы обугливания продолжаются и в настоящее время. [Эта точка зрения получает все новые подтверждения.] Другая точка зрения заключается в том, что на процесс обугливания смотрят как на процесс диагенетического преобразования, закончившегося с окончанием процесса диагонеза. Этому мнению автор придает большую степень вероятия. Часто наблюдаемые в угольных копях взрывы газов согласно первой гипотезе обусловлены процессами происходящего и в настоящее время обугливания, согласно второй гипотезе — это выделения газа, скопившегося издавна в углях во время их преобразования под влиянием диагенетических процессов.

Геологические условия нахождение. Угли в виде *флецов*, т. е. по краям медленно выклинивающихся пластов среди глинистых сланцев, песчаников и известняков, иногда также конгломератов. Флецы обладают обычно малой мощностью, редко превышающей 10 м, но зато присутствуют в большом числе, следуя один за другим и отделяясь пустыми породами друг от друга; при этом характер флецов часто остается постоянным на протяжении многих квадратных километров, что особенно характерно для каменных углей. Так, в районе Аахена насчитывают до 45 флецов, в Донбассе — до 225 флецов, причем предельной границей рабочего (т. е. который возможно разрабатывать) флеца считается мощность около 30 см; однако такой мощности пласты могут разрабатываться только при особенно выгодных условиях. Значительно большей мощностью обладают пласты бурых углей, для которых мощности в 15—30 м далеко не редкость; однако число пластов их невелико, и в одном районе редко наблюдается свыше 6 пластов. Равномерное распространение пластов главным образом в области каменноугольных бассейнов нарушается крупными дислокациями и сбросами, поэтому пласты кажутся разорванными на части (рис. 100).

Угли представляют собой накопления растительных остатков, структура которых часто хорошо распознается даже простым глазом. Антрацитовые пласты силурийского возраста по всем признакам образовались из морских водорослей. [Из сине-зеленых водорослей

образовались и *горючие сланцы* окрестностей Ленинграда, также силурийского возраста; в них сохранились в сравнительно мало измененном виде водоросли, из которых они образовались, так как первичные условия залегания не изменились. Что касается каменных углей например Донбасса, Кузнецкого бассейна и др., то они образовались в значительной своей части из остатков тайнобрачных растений, среди которых видную роль играли гигантские папоротники, плауны и хвощи, частично также и более высоко организованные растения. Они же играли крупную роль и в мезозое. В третичное время флора, давшая начало бурого угольным залежам, носила явно тропический характер

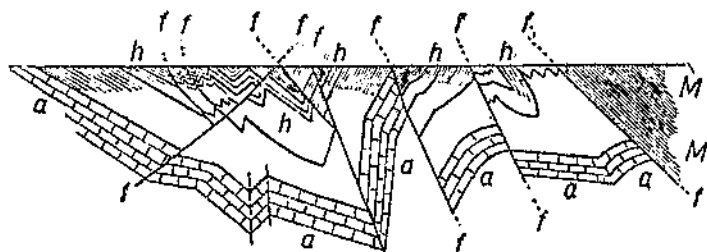


Рис. 100. Разрез через угольный бассейн. Лютих. Вельгия. Верхний девон.

a — угольный известняк; *h* — карбон с флищами угля; *f* — сбросы.

и была представлена разнообразными, между прочим и древесными, однодольными и двудольными, растениями.

Следует еще добавить, что угли нередко испытывают значительные изменения в контакте с изверженными породами: сохраняя свою структуру, они переходят в *плотный графит*, образующий иногда крупные скопления [например в ряде мест огромного каменноугольного бассейна нижней части Енисея — по р. Курейке, В. Тунгуске и др., где графит в настоящее время разрабатывается в значительных количествах]. Ряд графитовых месторождений образовался во время остывания изверженных горных пород из газов, которые выделялись из этих пород. В окружающих породах

образуются иногда чешуйки графита, местами выполняющие также трещины в этих породах. [Часть графита образовалась также путем полной перекристаллизации осадочных пород, содержавших в большем или меньшем количестве углистые вещества в виде растительных остатков, причем и тут большую роль должны были играть высокая температура и газы.] При незначительных изменениях контактно-метаморфические угли имеют вид антрацитов, при особенно малых — содержат большие количества легко взрывающихся газов, которые при производстве разработок каменных углей выделяются из них в значительных количествах и являются причиной рудничных катастроф; при нагревании они распыляют уголь в тонкий песок [*трескучие угли*].

Иногда каменные угли при действии излившихся пород преобразуются в *коке* и приобретают столбчатую структуру.

ТОРФ (ДОБАВЛЕНИЕ)

Торфом называют современные рыхлые или спутанно-волокнистые войлокообразные, то спрессованные, и тогда плотные массы полусгнивших растительных остатков, которые образуются всюду, где слишком большое количество влаги в почве способствует произрастанию мхов и лишайников. Рыхлый торф по большей части светлый; в таком торфе остатки растений легко узнаются, так как они сравнительно мало изменены. Это так называемый *дерновый торф*. Плотный сдавленный торф напоминает по своему внешнему виду угли и носит название *смолистого торфа*. В химическом отношении торф близок к древесным массам или тем растениям, из которых он образовался; по большей части, в особенности, когда он образуется в долинах рек, он в большей или меньшей степени загрязняется привносом глинистых частиц, частью и песчинок, поэтому он содержит большое количество золы. Горит вояющим пламенем с выделением густого, по большей части тяжелого дыма. [Содержит большое количество чрезвычайно ценных летучих веществ, которые в ряде случаев могут быть использованы для химической промышленности.]

В зависимости от способов происхождения различают следующие разновидности торфа:

1) Болотный [*моховой*] торф, состоящий из болотных мхов и лишайников, которые обладают способностью разрастаться на отмерших более ранних своих предшественниках.

2) *Луговой торф* — из остатков осоки и ситников.

3) *Вересковый торф*, состоящий из остатков вереска по преимуществу.

4) *Древесный торф*, образованный остатками древесных растений, произрастающих на торфяных болотах.

5) *Морской или озерный торф*, состоящий из водорослей.

Кроме того различные разновидности торфа носят название *волокнистого торфа*, *бумажного* и других торфов, торфяной земли и т. д.

НЕФТЬ, ОЗОКЕРИТ И АСФАЛЬТ

Большое значение имеют углеводороды. Из них газообразные носят название *природных газов*, жидкие — *нефти*, твердые *озокерита*. Обычно их находят одновременно в одних и тех же местах. Независимо от болотных газов, развивающихся в незначительных количествах в болотах, они получаются в несколько больших количествах в районах действия грязевых вулканов или сопок (сальз); эти газы частью загрязнены углекислотой и другими газами; иногда присутствует ценнейший гелий, играющий крупную роль в воздухоплавании; главные места нахождения их приурочены к местам нахождения нефтяных месторождений.

Месторождения нефти отличаются различными геологическими условиями нахождения и различным составом. В то время как нефти США представляют собой насыщенные углеводороды *парафинового ряда*, нефти Баку и ряда других месторождений СССР характеризуются составом главным образом из непредельных углеводородов ряда *нафthenов*. Чрезвычайно характерно далее относительное количество соединений, обладающих высокой температурой кипения. В одном и

том же нефтяном районе в более *высоких горизонтах* скопляются вещества с более *высокой* температурой кипения, чем в более глубоких частях месторождения. Такого рода разновидности нефти окрашены в более темный цвет и менее легкоподвижны, таковы *горное масло*, или *каменное масло*; иногда они имеют характер смолы — *горная смола*. С глубиной они становятся более текучими, окраска их становится более светлой и в них преобладают углеводороды с более *низкой* температурой кипения. Естественная нефть в проходящем свете обычно красновато-бурая до темнотурой, иногда черная, в отраженном светложелтая до желтовато-зеленой или фиолетовая, обнаруживает таким образом интенсивную флюоресценцию.

В силу своего малого удельного веса нефть имеет стремление подниматься в более высокие горизонты в земной коре и подчиняется гидростатическим законам. Так как удельный вес ее меньше удельного веса воды, она выходит ранее, чем вода, в виде источников на поверхность земли и при бурении дает сильно восходящие бьющие источники, тем более, что этому способствует еще давление тех газов, которые содержатся в нефти. Давление и сила выходов нефти с газами иногда бывают настолько велики, что разрушаются нефтяные вышки вместе со всем, что в них находится. Благодаря этому нефть в недрах земли находится в движении и по трещинам и по промежуткам между породами проникает главным образом в верхние части *антиклиналей*, где она и собирается в наибольшем количестве (рис. 101). Таким образом нет основания искать нефть в тех слоях, где она образовалась. Благодаря ее способности мигрировать, передвигаться по слоям и трещинам, ее следует искать в тех слоях, которые особенно приспособлены для принятия в себя и накопления нефти, т. е. в первую очередь рыхлые пески, которые и называются *нефтяными песками*.

Все нефтяные месторождения находятся в областях складчатых областей, притом главным образом на внешней стороне дуги складчатых гор. Это интересное явление, а также те затруднения, которые возникают при предположении, что нефть, скопившаяся в огромных количествах в отдельных нефтяных районах,

образовалась из органических остатков, в значительной степени затруднила разрешение вопроса о происхождении нефти. Поэтому была выдвинута другая теория, теория неограниченного, следовательно *вулканического* происхождения нефти. Этой последней гипотезе противопоставляется гипотеза, основанная на том, что нефтяные месторождения обычно связаны с месторождениями каменной соли, что указывает на связь образования нефтяных месторождений с гибелью животных

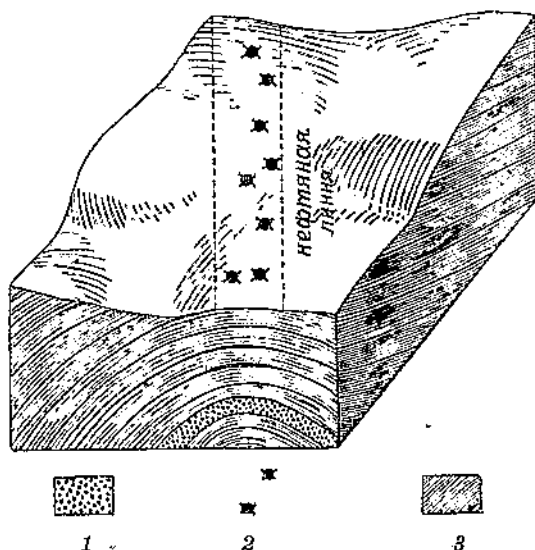


Рис. 101. Нефтяной горизонт с нефтяной линией, расположенной в вершине антиклинали.

1 — нефтяной песок; 2 — буровая скважина; 3 — глинистые слои.

организмов в соленых морских водах. Однако пока особенно больших, перевешивающих в ту или другую сторону доказательств неправильности той или иной гипотезы не имеется. Нефть известна среди отложений всех геологических периодов, но так как нефть обладает способностью передвигаться в верхние горизонты земли, затруднительно решать вопрос о месте ее образования, и потому нет возможности наблюдать непосредственно процессы ее образования.

Твердые углеводороды обычно связаны с месторождениями нефти. В результате процесса полимеризации нефти частью образуется *озокерит*, который выполняет трещины в сланцах и битуминозных песчаниках, например в области соленосной свиты третичного возраста в Карпатах. С увеличением содержания глины образуются те же вещества также и в некоторых горючих сланцах, нефтяных сланцах и т. д.; все эти породы служат для извлечения из них разных количеств минеральных масел и парафина, частью бензина и др.

Там, где одновременно с полимеризацией происходит обогащение нефтяных продуктов кислородом, образуются темно окрашенные непрозрачные *битумы*, *горные смолы* и др. Они представляют собой смеси различных органических веществ в различных количествах. Сравнительно беден кислородом черный со стеклянным блеском хрупкий *альбертит* в окрестностях Альберта, в США, который в довольно чистом виде выполняет трещины в палеозойских слоях. С ним сходна, хотя и содержит несколько больше кислорода, *иудейская смола*, которая встречается в виде глыб на поверхности Мертвого моря. В пещеристых известняках нередко скопляются в более или менее значительных количествах битумы или они пересекают в виде жидк. слоев осадочных пород, содержащие окаменелости.

К нечистым твердым разновидностям углеводородов относится *асфальт*, наиболее известным месторождением которого является *асфальтовое озеро* на о. Тринидаде, которое имеет поперечник около 2 км и наполнено битумами, содержащими до 35% асфальта. Остальные месторождения асфальтов находятся обычно на выходах нефтяных месторождений и представляют собой импрегнации известняков, которые содержат до 10% и более органического материала [например по правому берегу р. Волги ниже Самары.] Это — мягкие бурые или буро-черные породы, часто несколько темнее и тогда с резко выделяющимся битуминозным запахом. Среди черной массы блестят отдельные кристаллики кальцита. То обстоятельство, что при нагревании они приобретают песчаный характер, облегчает их использование на практике в качестве асфальта для штампованного бетона.

Внешние свойства. Органогенные известковые осадки наших морей частью образуют рыхлые обычно светло окрашенные накопления, которые носят название *ила*, как например отлагающийся на дне глубоких морей и широко распространенный белый *глобигериновый ил*, или же образуются из обломков раковин различного рода, входящих в состав *раковинных песков*, в иных случаях образуют компактные массы в виде *коралловых рифов*, *губковых рифов*, *устричных банок* и т. д. Местами образуются *олитовые* известковые пески, например в области Красного моря.

Известняки более ранних геологических периодов обладают крайне разнообразным габитусом, начиная от белого мягкого и легко растираемого между пальцами *мшищего мела* до черных компактных *углистых известняков* Бельгии, которые принадлежат к типу обладающих особенно большим сопротивлением раздавливанию; имеются всевозможные переходы между ними. Здесь также наибольшим сопротивлением давлением отличаются те известняки, которые подвергались особенно интенсивному воздействию горообразующих процессов. Окраска известняков крайне разнообразная; сероватая, буроватая или желтоватая различных оттенков и интенсивности являются преобладающими. Реже наблюдаются более интенсивные окраски, именно красные, желтые, серые и черные, в то время как зеленые или фиолетовые оттенки наблюдаются крайне редко, как исключение. Редко известняки совершенно однородны и в таком случае обладают равномерной плотной структурой; если они чистые, без примесей, они обнаруживают ясный раковистый излом. Обычно они довольно неоднородны либо потому, что отдельные более крупные плоскости спайности кальцита, чаще всего в остатках криноидей, блестят на плотной остальной массе породы, либо потому, что на фоне породы выступают раковины моллюсков и остатки других известковых окаменелостей; их часто довольно легко вынимать из породы; наконец в ряде случаев эти породы пересекаются юными трещинами.

Особенно трудно объяснимы наблюдаемые в известняках иззубренные линии излома — *сутуры давления*, изображенные на рис. 102.

В тех случаях, когда слои залегают горизонтально, такого рода сутурные линии излома проходят параллельно слоистости и образуются тогда, когда имеют место значительные дислокации, причем эти линии обладают крайне неправильными очертаниями. На иззубренных плоскостях соприкосновения при образовании под влиянием давления такого рода сутурных структур скопляются небольшие количества глинистого материала, который часто дает гладкую, как бы полированную по верх-

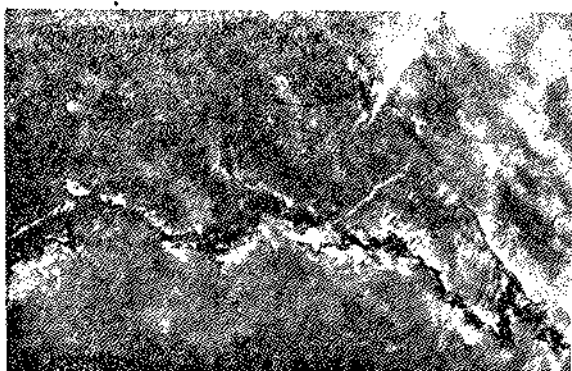


Рис. 102. Мрамор (джиналло). Снежны. Сутуры давления в виде зигзага молнии.

ность, но далеко не всегда соответствует окраске той породы, в которой он отлагается. Обычно он более темно окрашен. Окраска этого налета, обычно черная в серых или черных известняках, красная или бурая в красноватых, желтая или бурая в желтых и бурых известняках, может в некоторых случаях и полностью отличаться от окраски известняка. Этими сутурными трещинами попадающиеся на их пути окаменелости, жилы и т. д. пересекаются и как бы разрезаются; если по пути такой трещины попадают более крупные окаменелости, размер их в значительной степени уменьшается, так что получается впечатление, что вдоль сутурных трещин происходили довольно зна-

чительные процессы растворения. Сутурные трещины вызывают иногда образование специальных форм отдельности, которые называют *стилолитами*; они представляют собой призматические образования, которые стоят перпендикулярно сутурным трещинам, обладают продольной полосатостью и иногда слабыми поперечными бороздками; сообщают породе своеобразную столбчатую структуру с многочисленными столбами, частью кверху утончающимися и вдающимися в соответствующие углубления. В некоторых известняках, например в лейасовых известняках Швабии в Германии, стилолиты меньших размеров, игловидные, заостренные к своим концам; известняк, содержащий такого рода стилолиты, носит название игольчатого известняка.

Разнообразная окраска и раскраска известняков делает его чрезвычайно ценным декоративным материалом. Все плотные известняки, которые применяются с такой целью, в технике называют *мраморами*, или точнее *красочными* или *декоративными мраморами* в противоположность *белому мрамору*, представляющему собой кристаллический зернистый известняк. Тот известняк, который носит название *мрамора*, должен при разработке давать достаточно крупные нетрещиноватые блоки, которые особенно хорошо принимают полировку. Последнее свойство мраморы приобретают почти исключительно в районах, где они подвергались действию горообразующих сил, поэтому в них и наблюдаются нередко явления образования сутурных трещин. [Присутствие кварцевых зерен или галек, обладающих твердостью, значительно большей, чем кальцит, нередко делает мраморы непригодными для полировки.]

Во многих известняках остаются хорошо сохранившиеся скелеты различных организмов, из которых они главным образом состоят. Редко они представляют собой отложения, образованные из *растительных остатков*; обычно они образованы из остатков *зоогенного* (животного) происхождения.

В сильно дислоцированных областях признаки организмов в известняках почти совершенно исчезают, и вместо первично-органогенных осадков получают плотные известняки высоких гор или дислоцированных

районов, почти совершенно лишённые окаменелостей. В общем можно сказать, что сохранность остатков организмов тем лучше, чем меньше содержащие их осадочные породы подвергались действию дислокационных процессов. Особенно хорошо сохраняются из числа органических остатков, даже при действии сильных контактно-метаморфизирующих агентов, остатки *иглокожих*; так, мы часто встречаем *криноидные* известняки с характерными сильно блестящими плоскостями спайности зерен кальцита, из которых они образованы. Реже сохраняется структура *кораллов*, *мшанок*, *литотамниевых водорослей* и т. д., внутренняя структура которых сохраняется лишь в исключительных случаях, при наиболее благоприятных условиях, в то время как внешняя форма сохраняется очень часто особенно хорошо.

Широко распространены слоистые отложения, состоящие почти исключительно из остатков фораминифер, которые, если исключить *фузулиновые* и *нуммулитовые* известняки, видны в породе только под микроскопом (например в пишущем мелу). *Коралловые*, *мшанковые* и *губковые известняки* залегают по большей части совершенно несогласно среди слоистых пород, пересекая их слои наподобие *рифовых известняков*. Органогенное происхождение этих *рифовых известняков* можно устанавливать скорее по их рифовой форме, чем по присутствию остатков организмов. *Раковистые известняки* нередко состоят главным образом из раковин плеченогих и различных моллюсков, но в ряде случаев те или другие из органических остатков присутствуют в них в особенно значительном количестве, определяя своим присутствием название породы — *спириферовые известняки*, *стрингоцефаловые известняки*, *клименийевые известняки* и т. д.; они состоят преимущественно из остатков тех организмов, по которым они названы. Обычно форма последних сохраняется только в редких случаях.

Дальнейшую важную группу известняков составляют *оолитовые известняки*, отдельные шарики которых, называемые оолитами, величиной примерно с горошину, играют часто второстепенную роль в самой породе, придавая ей в то же время характерный отпе-

чаток. Присутствие таких оолитов обуславливает мелкобугристый палом породы. Такого рода известняки также богаты окаменелостями. Если цемент глинистый, оолиты выступают более отчетливо. Обычно оолитовый известняк, почти совершенно лишенный цемента или с цементом из кальцита, называется *гороховым камнем*. Тонкопористый сильно губчатый известняк называется *пенистым известняком*. Он образуется из горохового камня при выщелачивании из него оолитов.

Пористая структура среди известняков наблюдается реже, чем у доломитов. Кроме известковых туфов, индузивых известняков [пресноводный известняк, пронизанный закрытыми с одного конца трубочками, часто заполненными натечной известью] пористая структура наблюдается в трисовых *клеточных* известняках, где пористость обусловлена выщелачиванием. Известняки легко растворяются атмосферными водами, подвергаются в результате этого значительному разрушению; нередко в них образуются так называемые *органные трубы*, представляющие собой вертикальные глубокие ямы на поверхности известняков. К тому же типу явлений относится также образование *карровых или карстовых полей*, которые указывают на процессы атмосферной коррозии известняков (рис. 22). Сомнительно, чтобы явления образования воронковидных углублений, так называемые *долины карста или пещеры*, в различных известняковых горах имели то же происхождение, так как эти явления наблюдаются исключительно в областях развития коралловых *рифтовых известняков*, которые еще во время своего образования содержали крупные пустоты, частью огромных размеров; дно этих пустот в настоящее время нередко покрыто *латеритом*, аналогичным terra rossa известняковых пещер.

Растворы, циркулирующие в известняковых горах, имеют очень мало стремлений к расширению размеров пещер и пустот и скорее заполняют их новыми веществами; наиболее распространенные в известняках жиры, выполнения которых образованы кристаллическими продуктами, состоящими из кальцита, указывают именно на такую роль вадозных вод. Такие кристаллические агрегаты кальцита иногда приобретают

настолько крупные размеры, что их масса превышает объем раздробленных остатков плотного осадочного известняка и придает им брекчиевидный характер. *Известняковые брекчи*, которые чаще всего образуются вдоль трещин сбросов, наиболее ценятся в декоративном деле как особенно ценные цветные мраморы.

Минералогический состав. Главная составная часть известняков — *кальцит*. Там, где известняки обнаруживают хотя бы слабую кристаллическую структуру, в кальците наблюдается весьма совершенная спайность, которая наряду с малой твердостью достаточно хорошо характеризует минерал. Но даже и тогда, когда порода совершенно плотная, она вполне точно определяется пробой с соляной кислотой. Следует однако упомянуть о том, что также и другие породы кроме собственно известняков обладают способностью вскипать с соляной кислотой, как например сильно выветрившиеся изверженные горные породы, пропитанные большим количеством кальцита, равномерно распределенного в них. Огромное большинство известняков имеет настолько плотную структуру, что макроскопически нет возможности определить минералогический состав их, и лишь в трещинах, выполненных крупнозернистыми агрегатами кальцита, присутствие этого минерала достаточно легко определяется простым глазом. В том случае, когда известняк совершенно чистый, он дает раковистый палом. Такого рода порода далеко не всегда обладает равномерной структурой, которая наблюдается в большинстве *крупнозернистых* известняков, в особенности в *рифовых* известняках, которые обнаруживают также частично ровную пластовую отдельность; это особенно резко проявляется в *пластинчатых* известняках, к которым относятся между прочим и *золенгофенские сланцы*, которые переходят далее в *известковые сланцы*. Сами по себе ровные поверхности слоистости этих пород могут быть в значительной степени изменены процессами образования складок и плюек. Существуют также известняки, у которых наблюдается первично образованная неровная поверхность слоев, например *волнистые известняки*, на поверхности и слоистости которых проявляется характерная рябь.

Серые, синевато-серые и черные известняки содержат углекислые вещества, например *углистый известняк* или *горный известняк*; более буроватый оттенок имеют *битуминозные известняки*. В ряде случаев присутствие битуминозных и вообще органических веществ обуславливает чрезвычайно неприятный запах известняков, который получается при ударе по нему молотком. Вероятная причина такого запаха — присутствие сероводородом. Такие известняки называются *вонючими известняками*; их окраска крайне изменчива: от светло-желтой или сероватой до черной. Точно так же и светло окрашенные известняки нередко содержат значительные количества органических веществ, как например почти белые *малые известняки* шавбского альба, которые при нагревании приобретают черную окраску.

Глауколитовые известняки содержат многочисленные напоминающие порох мелкие зернышки глауколита. *Железистые известняки* содержат значительные количества окислов железа и наподобие латерита обладают буро-желтой или буро-красной окраской.

Песчанистые известняки, к которым принадлежит между прочим так называемый *грубый известняк*, содержат видимые простым глазом более или менее многочисленные зерна кварца; через них получается переход к известковистым песчаникам, наподобие того, как через *известковые мергели* к глинистым сланцам. В *кремнистых известняках* кремнекислота распределена более или менее равномерно, частью она входит в состав остатков организмов, частью импрегнирует известняк. Чаше кремнекислота концентрируется в виде отложений *кремня* или *роговика*; часто определенные горизонты настолько обогащены им, что переходят в настоящие кремнистые слои (рис. 103).

Доломитовые известняки являются переходными к *доломитам*. Нередко наблюдается чередование глинистых и известняковых прослоев, причем нередко небольшие стяжения; часто внутри содержащие окаменелости, состоят из плотного известняка и окружены прослоями глинистых пород; получается порода, которую называют *поломистым известняком* или *почковат-*

тым известняком. Аналогичные образования получают также при дроблении известняковых слоев. Благодаря процессам выщелачивания породы иногда приобретают губчатый характер и носят название *миндалекаменных известняков.* Удельный вес около 2,7 в наиболее плотных известняках обычно он меньше.

Конкреции широко распространены. Кроме упомянутых выше могут встречаться конкреции *фосфорита, целестина, барита, ангидрита, гипса, пирита, марказита* и др.

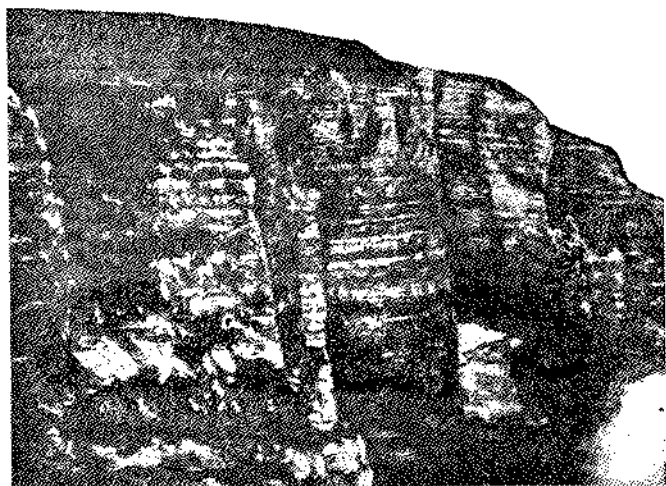


Рис. 103. Меловые отвесные стены с полосами из кремня. Окрестности Гавра, Франция.

Геологические условия нахождения. В отношении условий нахождения известняков среди них можно различать две группы. Одни обладают ясно осадочной формой *конкордантных* или *согласно залегающих пластов*, другие представляют собой первичные рифы, залегающие нередко в виде настоящих *штоков*. Оба типа форм залегания встречаются среди пород самых разнообразных возрастов, хотя и далеко не в одинаковых размерах развития. Особенно редко встречаются *додевонские* рифовые известняки. Имеется ряд назва-

ний для различных типов известняков, отмечающих их большое геологическое значение, однако с петрографической точки зрения эти названия и различия значения почти не имеют, тем более, что петрографический характер известняков представляет собой вторичное свойство, обусловленное последующими, следовавшими за образованием известняка процессами, которые ни в коем случае не связаны с определенными геологическими периодами. Первичный известняковый осадок разнообразных геологических периодов должен иметь очень сходный характер, и то, что называется известняком *палеозойского габитуса*, представляет собой не что иное, как модификацию известняка, которая ничего общего не имеет с возрастом.

Доломит

Доломитом называется карбонат состава $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Большинство горных пород, обозначаемых названием *доломит*, содержит больше углекислого кальция, чем это требуется выше приведенной формулой. Лишь в крайне редких случаях встречаются доломиты, которые содержат больше углекислого магния, чем это должно быть по той же формуле; в таком случае они не являются нормальными членами какой бы то ни было осадочной формации. Уже это обстоятельство говорит в пользу того, что *доломитовые известняки* представляют собой *механические смеси*.

В некоторых месторождениях *каменной соли* встречаются *крупнозернистые доломиты* как первичные образования. Однако также и обыкновенные, так называемые *плотные доломиты* в большинстве случаев ясно более кристалличны, чем известняки, с которыми они связаны всевозможными переходами как по составу, так и по структуре. Обычно у них ясно выражен кристаллический излом, на котором видны блестящие плоскости спайности отдельных зерен. Определенное решение вопроса о принадлежности породы к доломиту, а не к известняку, получается после пробы с соляной кислотой.

Различают по большей части сероватые или желтоватые, нередко яснокристаллические *плотные доломиты*, часто с резко выраженной пластинчатой отдель-

стью — *пластинчатые доломиты*, в отличие от более пористых доломитов — *рауваки*. В этих породах неправильной формы пустоты выполнены кристаллами, причем нередко *доломитовые карманы* выполнены сероватым песком из мелких ромбоэдров доломита. Окаменелости присутствуют в доломитах почти исключительно в виде ядер, причем раковины выполнены крупнозернистым доломитом или же вместо внутренности остается пустота. Кроме того доломит часто пересекается шнурками и прожилками, которые резко выделяются на фоне породы благодаря своей более яркой окраске. *Оолитовые доломиты* очень редко сколько-нибудь отчетливо выражены.

В зависимости от характера примесей различают *глинистые, песчанистые, мергелистые, железистые и битуминозные доломиты*; известны также *волютиные доломиты*. Однако примеси присутствуют в доломитах реже и в меньшем количестве, чем в известняках, точно так же и реже наблюдаются в них яркие окраски; обычно доломиты светлосерые, буроватые до желтоватых.

Доломит значительно более сильно противостоит атмосферным воздействиям, чем известняки. По этой причине в ряде областей, где они сильно развиты сравнительно с другими породами, доломиты образуют живописные скалы в противоположность сглаженному рельефу областей преобладающего развития известняков. Области развития доломитов всегда отличаются особенно большой причудливостью скал и разнообразием живописных ландшафтов. Не все то, что обычно относится к *доломитам*, представляет собой *нормальные доломиты*; обычно к доломитам относят также и доломиты, более или менее богатые кальцитом.

Поверхность выветривания доломитов обычно неровная, шероховатая, причем дырчатый характер является результатом доломитизации и аналогичен образованию гальмея и других минералов, встречающихся среди известняков в качестве *метасоматических образований*. Благодаря тому что в доломите обычно присутствует большее или меньшее количество окислов железа и марганца, поверхность выветривания часто приобретает яркую окраску.

Под влиянием *горообразующих процессов* доломит обнаруживает значительно меньшую степень пластичности, чем известняк. Часто во время этих процессов в нем образуются эндогенные доломитовые брекчии, состоящие из мелких остроугольных кусочков, сцементированных пестрой системой тонких причудливых прожилков из кальцита (рис. 104).

Присутствие доломитов установлено в разных формациях; однако особенно мощного развития они достигают среди отложений древних и средних периодов и в значительно меньшей степени — более юных. В ряде случаев установлена связь распространения залежей

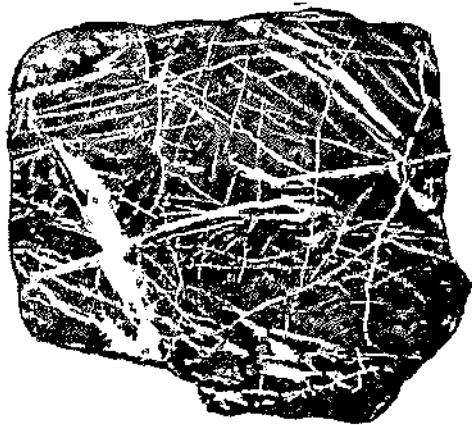


Рис. 104. Доломит. Эндогенная брекчия, цементированная кальцитом.

доломитов с залежами *каменной соли и гипса*, что является следствием того, что процессам доломитизации особенно благоприятствует концентрированная морская вода. Доломит в одних случаях представляет собой псевдоморфозы по первично бедному магнием известняку, именно по коралловым рифам, крупнодырчатый характер которых сохраняется и в доломитах. Следует думать, что в этом случае происходит привнос магния в результате диагенеза. Однако в других случаях встречаются также и *пласты* доломитов незначительной мощности, переслаивающиеся со слоями известняков.

В дополнение к тому что описанным породам следует упомянуть также *железистые оолиты* или *минетты*, хотя эти породы состоят не из карбоната, но из бурого железняка, реже — из красного железняка. Если оставить в стороне окраску, эти образования представляют собой тот же тип оолитов и состоят из круглых зерен глинистого или бурого железняка среди играющего второстепенную роль цемента из глинистого или железистого вещества. Они встречаются в виде крупных залежей и пластов, например в доггере Эльзас-Лотарингии и Люксембурга. [Здесь они являются ценными железными рудами, на которых опиралась довоенная железорудная промышленность Германии. Они же образуют крупнейшие залежи в районе Керченского полуострова, где они могут обеспечить развитие крупнейшей железорудной промышленности.] На образование этих оолитовых руд смотрят частью как на псевдоморфозы по кальциту, что мало вероятно, либо как на первичный осадок на дне водных бассейнов. Характерен переход оолитовых зерен в темнозеленые до черных железистые спилкаты, что наблюдается в некоторых месторождениях, например в Тюрингии, где они называются *тюрингенскими оолитами*, или в Чехо-Словакии — *шамозитовые оолиты*. Различают еще бобовые руды, озерные руды, состоящие из рыхлого агрегата железистых оолитов [частью образующихся и в настоящее время на дне болот и озер, например в северо-западной части СССР].

К карбонатным породам относятся *магнезиты*, хотя по существу они не представляют собой типичных горных пород. Магнезит встречается в двух различных видах: он иногда образует крупные массы в виде гнезд, жил и прожилков каменистого плотного характера чисто белого цвета с резко выраженным раковистым изломом среди *змеевиков* [таковы месторождения магнезита в окрестностях Халилова близ Оренбурга]; с другой стороны, он может образовывать довольно крупнозернистые агрегаты, иногда также чисто белые, часто грязновато-серые или желтоватые с большей или меньшей примесью окислов железа и кальцита. Залегают они среди известняков и связаны с ними посте-

пенными переходами. Кристаллический тип магнезитов встречается почти исключительно вблизи гранитных штоков. [Таковы крупнейшие месторождения магнезита у Сатки на Урале.] Образование их может быть объяснено влиянием послевулканических процессов и прежде всего действием горячих, содержащих магнезий, источников на известняк, при этом глинистые прослои частью преобразуются в *тапловы* сланцы, или же глинистый темносерый сланец, мало измененный, пронизывается многочисленными плоскими белыми крупными ромбоэдрами магнезита, так называемого *пинолита*. В аналогичных условиях находятся иногда крупные залежи и массы крупнозернистого сероватого или желтоватого *сидерита* или *железного шпата*.

Контактный метаморфизм карбонатных пород. Точно так же, как и другие горные породы, карбонатные породы в контактах с изверженными породами обнаруживают преобразование путем *простой перекристаллизации* без каких бы то ни было химических изменений. Поэтому чистые известняки в контактах с изверженными породами преобразуются в чистые часто белые кристаллические известняки, или *мраморы* в узком смысле слова. Эти породы тем более крупнозернисты, чем ближе они находятся к контакту с изверженной породой. Некоторые геологи, в противоположность только что сказанному, смотрят на чистые мраморы как на *первобытные известняки* или породы *регионально-метаморфического происхождения*. Они считают их контактно-метаморфическими образованиями лишь тогда, когда в них местами присутствуют в более или менее значительном количестве *контактные минералы*; тем самым они смотрят на отношение известняка к преобразованию его в контакте как на иное, чем всех остальных пород, которые при контактном метаморфизме претерпевают только простую перекристаллизацию. Такая точка зрения подтверждается тем, что обычно мало-или совершенно неслоистые зернистые известняки пересекаются ответвлениями изверженных магм не сплошно параллельными друг к другу инъекционными залежами, но по большей части резко выраженными жилами, среди которых особенно сильно распространены крупнозернистые, по большей части богатые турма-

лином *пегматиты*, являющиеся особенно яркими свидетелями того, что поблизости находится изверженная порода.

Мраморы, расположенные особенно близко к контакту, обычно отличаются наибольшей крупностью зерна; часто они синеватые, красноватые или желтые. Кроме того такого рода малоустойчивые в отношении действия атмосферы окраски ограничены только полосой, непосредственно прилегающей к контакту. На большем расстоянии наблюдается присутствие только белых или же серовато-синеватых пород, причем первые более крупнозернисты, последние обычно почти совершенно тонкозернисты. Ясное кристаллическое преобразование известняка под влиянием контакта прослеживается иногда на значительном расстоянии, в то время как прослой глинистого сланца среди этих известняков остаются совершенно неизменными.

Мраморы иногда отличаются некоторой *прозрачностью*, и в таком случае под микроскопом проявляется структура их из мелких сильно извилистых зерен кальцита, в других случаях просвечиваемость в них отсутствует; в таком случае очертания зерен кальцита напоминают камни мостовой. В *зернистых доломитах* или *доломитовых мраморах* последняя структура наблюдается чаще, и поэтому при выветривании они распадаются в тонкий песок, так называемый *доломитовый песок*. Лишь в редких случаях, как исключение, доломиты обладают крупнозернистой структурой; в аналогичных зонах они обычно более мелкозернисты, чем встречающиеся вместе с ними известняки.

В зернистых известняках только в редких случаях органическое вещество дает начало *графиту*, образуящему либо мелкие скопления либо тонкочешуйчатые агрегаты, иногда также прекрасно образованные шестигранные кристаллы [например в кристаллических известняках на берегах Дуная в Пассе (Бавария), в Хоцеватой на берегу р. Бута на Украине, на Урале и др.]. Значительно чаще графит в тонко распыленном виде распределен как пыль в известняке, придавая серую окраску мрамору, или же распределен в виде неясно ограниченных полос, иногда как бы в виде пятен, выделяясь на белом фоне мрамора.

В некоторых случаях органические примеси в мраморах оказывают сопротивление преобразованиям под влиянием действия контакта, и поэтому мраморы сохраняют при ударе молотком неприятный запах (*вонючий мрамор*).

Иногда сохраняется также и первичная *структура* известняков, реже всего в виде тех прожилков кальцита, которые имелись в первичной породе. Чаще можно различать остатки *супер давления*, но большей части выполненные темным чешуйчатым *железным блеском*. Довольно часто встречаются также остатки окаменелостей, в особенности остатки крупных *плоскожущих* и *одиночных кораллов*, которые сохраняют иногда детали своей структуры даже в очень сильно измененных известняках.

Там, где контактному метаморфизму подвергаются *нечистые известняки*, за счет примесей образуются *контактные минералы*; при этом снова отчетливо проявляются два типа контактного метаморфизма — *нормальный* и *пнезо-контактный метаморфизм*. Под влиянием первого, следовательно при менее значительном давлении, углекислота карбонатов оказывается довольно мало устойчивой, и поэтому она вытесняется или удаляется. Во втором случае углекислота является очень устойчивой. В результате получается два различных типа горных пород.

При *нормальном контактном метаморфизме* образуются зернистые известняки, часто с довольно крупными выделениями чуждых минералов, — *кальцифиры*. К числу таких контактных минералов в случае присутствия окиси магния относятся *периклаз*, если кроме того существует окись алюминия, образуется *шпинель*; в присутствии кремнекислоты образуется ряд известково-магнезиальных и известково-глиноземистых, магнезиальных и кальциевых силикатов, как например *амфиболы*, *пироксены*, *известковый гранат*, *везувит*, *геленит* и *анортит*, *форстерит*, *монтичеллит*, *воластонит* и др., которые нередко образуют крупные кристаллы и крупные зернистые агрегаты и в некоторых случаях полностью вытесняют кальцит. Вторичное преобразование форстерита в серпентин дает начало *офикальциту*, к которому относятся также и *Eozoön Canadense*, счи-

тавший в свое время остатком живого существа. Там, где присутствует *слюда*, она обычно представлена *флогопитом*, который нередко образует крупные [на Слюдянке до 1 м длины] неправильно призматические кристаллы, реже *биолитом*. Редко можно видеть простым глазом присутствие *альбита*. [Иногда, например на Слюдянке, присутствуют крупные зеленые, почти прозрачные кристаллы *анатита*.]

Совершенно иной характер носят *пьезо-контактно-метаморфизованные известняки*. Там, где они чистые, они часто переходят в чистые мраморы. Примеси однако дают совершенно иного рода новообразования, так как при высоком давлении углекислота не удаляется из карбонатов. Вместо шпиннели кристаллизуется *корунд*, вместо разнообразных силикатов—*кальцит*, *кварц* и *карбонаты*, рядом друг с другом, часто в смеси с минералами групп *слюд* и подчиненными количествами *эпидота*, *роговой обманки* и др. Листочки слюды располагаются взаимно параллельно, придавая сланцевый характер мрамору; в таком случае могут получиться *известково-силикатные сланцы*. Макроскопически в штуфе они очень похожи в изломе на гнейсы благодаря чередованию прослоев из кварца, слюды и раскалывающегося по спайности карбоната. Легко отличается от гнейса реакцией с соляной кислотой (рис. 105).

Иногда в незначительном количестве можно видеть присутствие мелких кристалликов турмалина в породах обеих групп, также *титанит* и рудные минералы—*пирит*, *магнитный колчедан*, *медный колчедан*, *цинковую обманку*, *свинцовый блеск* и др.; последние представляют собой составные части, принесенные фумарольными процессами. К этой же группе относятся также встречающиеся в зернистых известняках массивные скопления металлических окислов, именно *магнетита*, которые обычно окружены оболочкой плотных или крупнозернистых агрегатов разнообразных силикатов кальция. Они носят в совокупности название *скарна*, главные составные части которого привнесены агентами контактного метаморфизма. Они имеют некоторое сходство с *силикатными* породами, которые получаются путем простой перекристаллизации мергелистых известняков. Они обычно отличаются значительно

большим содержанием железа, чем первичный известняк. Аналогичные агрегаты встречаются в виде прослоев в несколько сантиметров мощности на границе между известняками и изверженными породами или в виде неправильной формы пятен и шпиров в известняке. Эти образования являются в ряде случаев единственными признаками, по которым геолог может судить о наличии процессов контактного метаморфизма, хотя в действительности они представляют собой не простые, но сложные действия последнего [связанные с притоком из изверженных пород новых веществ в газообразном состоянии].



Рис. 105. Склоны, образованные известково-сланцевыми сланцами.

[Большое практическое значение имеют скарновые образования, или *скарны*, образующиеся в контакте между известняками и гранитами или гранодиоритами, иногда также кварцевыми диоритами. Они интересны в том отношении, что именно с этими скарновыми образованиями стоит в тесной связи ряд месторождений, с одной стороны, железных, с другой — свинцово-цинковых, медных и других руд. Преобразование известняков в скарны и обогащение их рудными телами связано с процессами кристаллизации магмы указанного выше состава, во время которой происходит так называемая

магматическая дистилляция: из состава магмы выделяются разные летучие вещества при сравнительно высокой температуре, главным образом в последние стадии кристаллизации магмы. Газы, пары и гидротермальные растворы выносят при этом из гранитной или гранодиоритовой магмы железо и кремний, которыми обогащаются известняки, одновременно кремнекислота вытесняет из них углекислоту, и в присутствии окислов кальция и магния образуются разнообразные силикаты, замещающие первичные известняки. Вынесение железа, так же как и других металлов, производится по большей части в виде хлористых соединений, причем осадителем является известняк.

Можно различать два типа образования скарнов.

Первый тип: преобладают контактно-метаморфические минералы, представляющие собой силикаты, не содержащие в своем составе воды; к ним относятся особенно распространенный известковый гранат (гроссуляр), пироксен, скаполит; руды представлены в первом типе магнетитом, пиритом, медным колчеданом. Типичными представителями являются горы Магнитная, Высокая на Урале и Дашкесан в Закавказье.

Второй тип: силикаты представлены разновидностями, содержащими гидроксил (воду); сюда относятся такие минералы, как везувин, энидот, хлорит, ортит, некоторые роговые обманки; руды, связанные с этим типом, — часто цинковая обманка, свинцовый блеск, иногда соединения мышьяка.

Между этими двумя типами могут быть и переходные типы.]

Форма залегания зернистого известняка среди сланцевых известняков, слюдистых сланцев и др. представлена нормальными слоями. В том случае, когда они представлены крупнозернистыми массивными мраморами, последние залегают среди сланцев в виде крупных, иногда огромных размеров линз, в которые преобразованы первичные слои, причем слоистость в этих новых формах залегания становится почти незаметной (рис. 106). Такого рода массы однако часто сохраняют совершенно неизменную внутреннюю структуру: это является показателем того, что их кристаллическое преобразование было последующим после образования

складок: следовательно они не могут быть отнесены к *динамометаморфическим* известнякам. Там, где в структуре известняков проявляется действие горообразующих процессов, они скорее переходят в плотные разновидности, часто приобретают почти восковидный внешний вид, причем иногда можно видеть уцелевшие отдельные крупные кристаллы кальцита. Следовательно в случае воздействия на карбонатные породы горообразующих сил последние вызывают не перекристаллизацию, но *раздробление* этих пород.

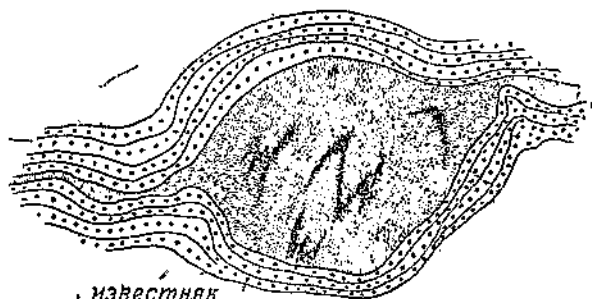


Рис. 106. Линза известняка с *Eozoon bavaricum*.
Пассау, Бавария.

ОРГАНОГЕННЫЕ КРЕМЯНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Горные породы, состоящие главным образом из кремнекислоты, могут образовываться различными способами. *Кремнистые песчаники* и тесно связанные с ними *кварциты* представляют собой более или менее сильно измененные первично-осадочные механические породы. Наоборот, *кремнистые наетки* представляют собой типичные *химические* осадки, точно так же как и часто называемый кварцитом *жильный кварц*. В ряде других пород кремнекислота в большей или меньшей части привнесена и следовательно является вторичной, как например в черных *кремнистых сланцах* или *лидитах* [также в так называемых *вторичных кварцитах*, в которых нередко (например в Казахстане) привносятся также и медные руды, преобразуя ранее существовавшие породы в ценные руды. Привнесена вторичными процессами кремнекислота также и в ряде сланцев,

причем во всех этих случаях причиной окремнения являются близлежащие изверженные горные породы, вызывающие окремнение глинистых сланцев, известняков, в ряде случаев также и пород изверженных].

Породам такого рода противопоставляются *органо-генные кремнистые породы*, представляющие собой группу осадочных пород крупного значения, которые однако значительно уступают в отношении своего геологического значения карбонатным породам в связи с тем, что содержание кремнекислоты в продуктах выветривания сравнительно невелико. К числу организмов, выделяющих кремнекислоту, относятся прежде всего *диатомовые водоросли*, реже *радиолярии* и *кремнистые губки*. Первые две группы организмов живут как в пресных, так и в морских водах, в то время как последние — только в морской. Особенно большое значение имеют *радиоляриевые роговики*, как типичные глубоководные осадки, хотя можно выразить некоторое сомнение в том отношении, действительно ли во всех случаях радиолярии являются показателями глубоководного происхождения тех осадочных пород, в которых они присутствуют.

[Это мнение Вейншенка подтверждается находкой А. В. Липковской (Киев) большого количества радиолярий в пестрых глинах нижнетретичного возраста в Киеве.]

Главным образом из панцрей диатомовых водорослей состоят белые или желтоватые мучнистые или землистые *кизельгуры*, *инфузорные земли*, *горная мука*, которые называются также и *диатомитами*, что наиболее правильно. Сланцеватые очень пористые образовавшиеся из них путем диагенеза разновидности пород носят название *полировальных сланцев*, также иногда *липких* или *клейких сланцев*. В этих породах кремнекислота сохранила то же *аморфное* состояние, в котором она находилась и в самих остатках организмов при их отложениях на дне водных бассейнов. Но так как эта модификация кремнекислоты легко растворима и малоустойчива, она в большинстве случаев перекристаллизовывается, причем признаки первично органогенного происхождения совершенно уничтожаются. Такого рода полуперекристаллизованные и в результате этого не-

сколько затвердевшие породы называются *трепелями*. Полностью перекристаллизованные, но все же сохранившие пористую структуру породы, содержащие нередко также и окремневшие раковины пресноводных моллюсков, залегающие неправильными и неслоистым массами, называются *пресноводными кварцитами* или *лимнокварцитами*; в том случае, когда они обладают особенно большой плотностью, они носят название *жерновых кварцитов* и применяются для жерновов. Отличить их от кремнистых натеков возможно только в случае применения микроскопа и более тщательным исследованием. Другие разновидности этих же пород преобразовались в белые халцедоновидные плотные породы с раковистым изломом, так называемые *новакулиты*. Благодаря *легкой растворимости* органогенная кремнекислота легко передвигается в горных породах, в результате чего получается то, что даже при малой примеси остатков кремнистых организмов в осадочных породах образуются конкреции или стяжения, которые часто располагаются послойно, редко образуя сплошные слои, обычно отдельные массы. Эти стяжения состоят по большей части из *кремня* или *роговика*. Стяжения такого рода окрашены в бурый до дымчато-серого цвета и обладают различной степенью просвечиваемости. Их легко узнавать по большей твердости и раковистому излому. Нередко имеются отдельные, особенно сильно обогащенные горизонты в отложениях разнообразных систем — карбона, юры, мела и др. (рис. 103).

Особенно часто блуждающая кремнекислота замещает *древесину*, в результате чего сохраняются не только годовичные слои, но и тончайшие детали микроструктуры древесины; часто такого рода окремневшая древесина окрашена в красивые цвета, что особенно хорошо можно видеть на древесине *окремневших лесов* Аризоны (Северная Америка). Наконец могут быть полностью окремнены целые слои горных пород [некоторые меловые мергеля Крыма, например в окрестностях Бахчисарая].

Геологические условия залегания. Органогенные кремнистые породы залегают среди других осадочных пород только как второстепенные массы во всех геологических формациях. Следует подчеркнуть, что отли-

чать такого рода породы с привнесенной вторичной кремнекислотой от горных пород, состоящих из первично отложенной кремнекислоты кластического происхождения, часто очень затруднительно, в особенности, когда эти породы в большей или меньшей степени перекристаллизованы; поэтому в том случае, когда мы имеем дело с более древними породами, вопрос о генезисе кремнистых горных пород не всегда может быть разрешен и остается открытым.

В отличие от *рыхлаго* характера более юных кремнистых пород более древние отличаются обычно большей крепостью, частым раздроблением и позднейшей цементацией прожилками и жилами более светлого кварца. Среди этих образований широко распространены псевдоморфозы по известнякам, что подтверждается находждением *кремнистых оолитов*, окремнелых известковых раковин и т. д.

ФОСФОРИТЫ

Имеются вполне определенные месторождения, к которым приурочены крупные скопления фосфоритов, иногда распространенные на значительных пространствах и в ряде случаев имеющие огромное практическое значение. Кроме отдельных, имеющих сравнительно малое значение, форм залегания в виде жил, фосфориты иногда образуют осадочные отложения в виде *гуано* и известняков, залегающих под слоем гуано и преобразованных в фосфорит, или представляют собой скопления *костей позвоночных*, также имеющих крупное промышленное значение. Особенно часто фосфориты наподобие кремнистых масс образуют *конкреции*, по большей части темно окрашенные с заметной радиально-лучистой структурой, которые скопляются в определенных горизонтах [например среди глинистых плотных сланцев силурийского возраста в Подольи на Украине]. В других случаях фосфориты обладают плотной структурой, иногда образуют песок, vyplняющий пустоты и карманы в известняковых горах. [Особенно часто фосфорит образует стяжения неправильной формы в песках и мергелях, иногда срастающиеся друг с другом в крупные массы, в некоторых случаях плитообразные (Курская плита); они

представляют собой по существу или *фосфоритный песчаник*, или *мергелистый фосфорит*.]

Современные отложения *гуано*, содержащие значительные количества фосфорной кислоты, характеризуются своим рыхлым характером и неприятным запахом при крайне разнообразной окраске. Фосфориты, присутствующие среди горных пород, обычно довольно твердые и отличаются довольно большим удельным весом, близким к 3,0. Решающим признаком является химический состав, определяемый путем химического анализа.

В. КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

В отношении кристаллических сланцев за последние десятилетия достигнуты крупные успехи, давшие возможность далеко уйти по пути определения их генезиса, частью со значительными подробностями. Кристаллические сланцы отличаются, как говорилось и выше, крайне разнообразным возрастом, причем в петрографическом отношении нередко кристаллические сланцы докембрийского возраста неотличимы от аналогичных значительно более юного возраста, например мезозойского.

Это заключение рассматривалось более подробно на стр. 28. Под кристаллическими сланцами понимались обычно горные породы, которые характеризуются одновременно и *кристаллической структурой* и *шистовым характером*, причем ни тот, ни другой признак не принадлежит к тем, которые могут давать абсолютную характеристику. Некоторые совершенно массивные горные породы или такие, которые ясно обнаруживают *класпическую структуру*, могут быть отнесены к кристаллическим сланцам; следовательно под кристаллическими сланцами понимали породы крайне разнообразного происхождения.

Основными исходными пунктами для решения вопросов о генетическом положении горной породы могут быть только их *структура* и *минералогический состав*. Там, где отсутствуют органические остатки, лишь по указанным двум пунктам и возможно решать вопрос о том, каким путем образовалась та или иная из этих пород и какие процессы вызвали ее образование. Выше

100 лет известны «кристаллические сланцы», содержащие руководящие окаменелости указывающие на их сравнительно юный возраст. Таковы *слодяные сланцы* Сен-Готарда в Швейцарии, в которых присутствуют белемниты. Известны кристаллические сланцы, залегающие вполне нормально среди пород еще более юного возраста, преобразование которых не может быть объяснено какими бы то ни было складками и сбросами под влиянием горообразующих (дислокационных) процессов. Коротче говоря, кристаллические сланцы с их типичными петрографическими особенностями, с их структурой и их минералогическим составом несомненно могли образоваться как составные части значительно более юных формаций, чем докембрий, и ни в коем случае нельзя противопоставлять *архейские кристаллические сланцы* юным *кристаллическим сланцам*.

Все эти кристаллические сланцы, иногда резко противопоставляемые друг другу, в действительности *полностью идентичны*. Отличие одних от других может заключаться только в *случайных признаках*, например в обычном отсутствии признаков окаменелостей в докембрийских кристаллических сланцах. Сохранение окаменелостей легко объяснить тем, что в послепермских сланцах они легче сохраняются в связи со случайными более благоприятными для сохранения их условиями.

Кристаллические сланцы представляют собой *изверженные и осадочные породы*, частью смеси *обоих типов пород*, которые образовались в зонах контакта во время процессов инъекции и резорбции горных пород интродуцированными изверженными массами, частью также из вулканических туфов при смешении их с осадочным материалом [частью также, и в большей еще степени, благодаря процессам глубинного метаморфизма]. Их *химический состав* значительно более разнообразен, чем состав вышеуказанных горных пород, из которых они образовались. То же относится и к их *структуре*. Структуры, характерные для изверженных пород, смешиваются с роговиковыми структурами, характерными для пород контактно-метаморфических. Первое особенно хорошо сохраняется в так называемых

мных шлировых гранитов, которые называются *гнейсами*; наряду с формами, характерными для пьезоконтактного метаморфизма, они широко распространены среди катакластических *центральных гнейсов* Альп, которые приобрели свою сланцевую структуру в результате кристаллизации под влиянием сильного одностороннего давления.

Роговиковые структуры с крайне разнообразными формами, особенностями и проявлениями их особенно характерны для широко распространенных групп кристаллических сланцев. Большая часть их представляет собой *метаморфизованные сланцы*, которые характеризуются структурой, минералогическим составом, также условиями своего залегания почти исключительно как контактно-метаморфизованные продукты. Районы развития этих пород подвергались одновременно также значительному воздействию горообразующих процессов; поэтому среди них широко распространены также и процессы раздробления. Следует однако обратить внимание на то, что среди кристаллических сланцев широко распространены также и такие горные породы, в которых отсутствуют какие бы то ни было следы катакластических структур. Сюда относятся например дислоцированные, сложенные в складки *кардьеритовые гнейсы* Баварского Леса, представляющие типичный пример преобразования без катаклазов.

Наконец частично исчезают и *клатстические* структуры. Это наблюдается не только при переходе от кристаллических сланцев до неизменных осадочных пород, т. е. таких, в которых процессы перекристаллизации почти совершенно не проявляются, но и высоко перекристаллизованных пород, например в *конгломератных гнейсах* саксонских Рудных гор или Финляндии, также в *сланцево-глинистой* формации Центральных Альп.

В ряде мест можно проследить переходы от гнейса через *сланцы* до *филлитов*, причем краевая зона, непосредственно прилегающая к гранитам, носит *гранитный* характер, реже *спенитовый* или *диоритовый*. Интрузивные породы в контакте с *глинистыми сланцами* приобретают *шлировый* характер, причем

В изверженной породе присутствуют многочисленные включения соседних пород, частью в виде слоев, прослеживаемых иногда на более или менее значительных расстояниях; далее получают разновидности пород, которые обладают явно полосатым характером и должны быть названы *инъектированными сланцами* (рис. 107). В других же случаях сланцеватость интрузивных масс явно заметна ранее, чем можно бы было обнаружить какие бы то ни было изменения минералогического и химического состава, как это наблюдается например в Центральных Альпах, и носит название пьезокристаллизации.



Рис. 107. Инъектированный сланец — „гнейс“, Альпы.

Преобразованные в контакте кристаллические сланцы тем более сильно перекристаллизованы, чем ближе они находятся к изверженной породе, и тем более резко выражена в них сланцеватость, чем было выше давление во время процесса их перекристаллизации. Во всех случаях можно проследить изменения гнейса в слюдяной сланец по мере удаления от внутренних зон по направлению к краевым; при этом в наружной филлитовой зоне нередко наблюдается присутствие узловатых и разнообразных по составу и структуре типов контактных пород. Там, где макроскопические признаки исчезают, лишь микроскоп открывает признаки присутствия характерных контактных минералов,

и в первую очередь *турмалина*, как наиболее постоянной составной части, присутствующей в этих зонах. Здесь присутствуют вместо гранитно-пегматитовых полос линзы и жилы, состоящие из кварца, прорезывающие сланцы по сланцеватости (рис. 108).

Известковые и мергелистые осадки, находящиеся в контакте с изверженными породами, обнаруживают иные результаты преобразования. Так как в этих породах сланцеватость обычно более слабо выражена, чем в глинистых сланцах, в них явления инжекции развиты более слабо. В связи со значительным отличием химического состава этих пород от состава изверженных

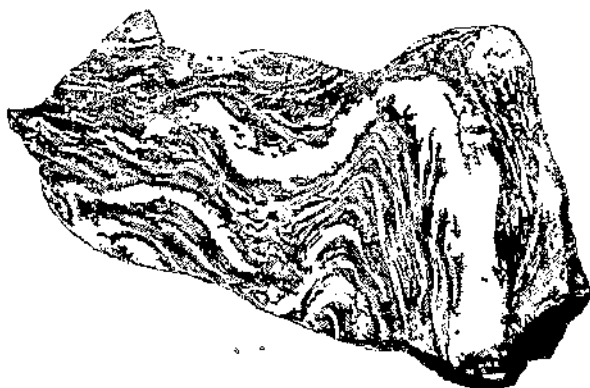


Рис. 108. Кварцевые жилы в смятом филлите.
Чехо-Словакия.

пород, с которыми они находятся в контакте, процессы их изменения протекают значительно более интенсивно, причем в краевых зонах изменения их чрезвычайно велики. Кристаллические сланцы, образующиеся в результате перекристаллизации такого рода осадков, представляют собой новые породы крайне разнообразного состава, в зависимости от состава самой первичной горной породы.

Песчаники и другие тесно связанные с ними горные породы, в составе которых преобладающую роль играет кремнекислота, представляют очень мало благоприятную почву для воздействия на них метаморфизирующих агентов; поэтому при контактно-метамор-

физме они преобразуются в довольно однообразные *кварциты*, которые в свою очередь переходят в *сло-дьяные сланцы*.

Наименее ясны и вызывают особенно много недо-разумений процессы преобразования изверженных по-род, под влиянием контактного метаморфизма, в осо-бенности тех, которые представлены порфиритами и порфирами. Из зернистых пород особенно крупные изменения претерпевают основные, в первую очередь габбро и диабазы.

Во многих контактных зонах можно наблюдать пе-реходы *кварцевого порфира в серицитовые породы, диабазы или порфирита в зеленые сланцы, амфиболит и эклогит*.

[Если ранее в ряде случаев большое значение при-давали динамометаморфизму в деле преобразования различного рода горных пород, входящих в состав до-кембрийских образований, то в настоящее время такие представления отпали, и мы стоим обычно на точке зрения несколько иной, чем это излагалось ранее некоторыми петрографами и геологами. Мы рассматри-ваем кристаллические сланцы как продукты преобра-зования изверженных и осадочных пород, иногда в зна-чительной степени инъецированных изверженными породами. Преобразования происходили на различных глубинах в недрах земли, именно в так называемых глубинных зонах. В зависимости от того, какой состав имеют первичные породы и на какой глубине проис-ходило их преобразование, следовательно от величины давления, связанной с глубиной, и от высоты *темпе-ратуры* на этих глубинах могли получаться крайне разнообразные метаморфические породы или кристал-лические сланцы.]

Гнейсы представляют собой в тесном смысле слова более или менее сланцеватые, иногда почти массивные, обычно гранитаплитовые горные породы, состоящие из комбинации *ортоклаза, кварца и слюды*. Различают следующие разновидности:

1) *Флюидальные граниты*, которые затвердевали при одновременном воздействии одностороннего давле-ния как следствия действия горообразующих сил — *пьзокристаллизации*. Эти граниты, если оставить

в стороне характерную для них сланцеватую структуру, полностью соответствуют нормальным разновидностям гранита; при порфировидной структуре они называются также *очковыми гнейсами*; через посредство сланцеватых гранитов переходят в сланцеватые гнейсы и зернистые. Последние часто не отличимы от нормальных гранитов.

2) В результате процессов резорбции образуются *милитовые* граниты или граниты с многочисленными включениями посторонних пород. Такого рода породы связаны постепенными переходами с *резорбированными* и *инъектированными сланцами*, частью с *полосатыми гнейсами*, состоящими из полос темных, образованных перекристаллизованными сланцами, и чередующихся с ними полос светлых, обычно гранитаплитового состава, представленных то крупнозернистыми пегматитами, то почти плотными аплитами. В первом случае нередко содержат значительные количества мусковита и турмалина. Отдельные полосы обладают мощностью от нескольких миллиметров до значительных размеров; в первом случае они удивительно постоянны и выдержаны на значительных протяжениях.

Кроме вышеназванных минералов в них часто простым глазом можно различать присутствие *граната*, *кордиерита*, *ставролита*, также *андалузита*, *силлиманита*, *цоизита*, *эпидота*, *дистена*, реже вторично принесенного *графита*, некоторые количества *кальцита*, *алорита* и др.

Осадочные гнейсы [или парagneйсы (рис. 109, 110)] — представляют собой продукты метаморфизации глинистых сланцев или серых вакк] по большей части окрашены в темный цвет, часто с резко выраженной сланцеватой структурой и со всеми указанными выше второстепенными минералами. Иногда в этих контактно [или глубинно] метаморфизованных породах наблюдается присутствие узелков в виде белых пятен на поверхности сланцеватости, образованных кристалликами полевого шпата; такие образования французские петрографы называют „фельдшпатизированные сланцы“.

Гнейсами в широком смысле слова называют самые разнообразные зернисто-сланцеватые породы с более

или менее ясной сланцеватой или полосатой структурой, так же породы, содержащие разнообразные продукты инъецирования или резорбции, иногда даже не содержащие кварца, ортоклаза и слюды, и наконец самого разнообразного происхождения ясно кристаллические и далеко не всегда ясно сланцеватые силикатные агрегаты, состоящие из *скаполита* или *роговой обманки* — *скаполитовые гнейсы*, из *волластонита*, *граната*, *кальцита* и т. д.



Рис. 109. Графитовые гнейсы, сложенные в складки. Мариуполь.

Гранулиты — плотные, большей частью ясно полосатые, редко также сланцеватые *гранит-аплиты*, иногда также и без заметной полосатой структуры, также обыкновенные аплиты с некоторым содержанием граната. Эти породы обыкновенно очень богаты второстепенными минералами, перечисленными при описании гнейсов. В широком геологическом смысле слова к ним относятся также все те породы, которые развиты в области *саксонских гранулитовых гор*, начиная от *гранулитов*

и до *траппа*, так же и *кордиеритовые роговики*.

Слюдяные сланцы. Типичные слюдяные сланцы состоят из *кварца*, *слюды*, частью *мусковита*, частью также *биотита* или обоих одновременно. Породы ясно зернистые, по большей части с резко выраженной сланцеватой структурой. При преобладании кварца переходят в *кварциты*, в присутствии полевого шпата — в *гнейсовые слюдяные сланцы* и *гнейсы*. Содержат

лпизы из кварца, часто также с некоторой примесью мусковита; они представляют собой позднейшие инфильтрации, чередующиеся с тонкими светлыми или темными, окрашенными хлоритом в зеленый цвет слюдистыми прослойками.

Точно так же и тут часто присутствуют второстепенные минералы, которые были упомянуты при описании гнейса, причем они иногда здесь образуют



Рис. 110. Обросы в графитовых гнейсах.
Марнополь.

крупные кристаллы, особенно часты *гранаты*, *ставролит*, *турмалин* и др., также выделения *полевого шпата*.

Графит присутствует здесь иногда в виде более или менее крупных чешуй и чешуйчатых агрегатов с почти металлическим блеском; частью же он образует мелкие чешуи, почти пылевидные, окрашивающие породу в черный или более или менее темный цвет. При более или менее значительном содержании графита

получаются *графитовые сланцы*, в присутствии полевого шпата — *графитовые гнейсы*.

Некоторые из второстепенных минералов образуют узелки и обуславливают переход сланцев в *узловатые слюдяные сланцы*. Точно так же встречаются *сноповидные сланцы* с довольно крупными сноповидными сростками кристаллов роговой обманки или дистена, причем последний простым глазом не всегда легко узнать.

В некоторых случаях в большом количестве присутствует также *кальцит* — получаются *известково-слюдяные сланцы*; благодаря хорошей спайности кристаллов кальцита они сходны с так называемым *кальцитовым гнейсом*, от которого отличаются меньшей твердостью и вскипанием с соляной кислотой. Эти породы по большей части сложены в интенсивные складки, нередко образовались в результате контактного метаморфизма из осадочных пород. Особенно типичные разновидности их образуются при *пъезо-контактном метаморфизме*.

Некоторые другие слюдяные сланцы, встречающиеся значительно более редко являются продуктами метаморфизма *изверженных пород*. Так, в особенности в Альпах *пегматиты* под влиянием пьезокристаллизации часто преобразуются в богатые минералами сланцеватые агрегаты слюды, например в *парагонитовые сланцы*, которые хотя так же интенсивно сланцеваты, как и обычные слюдяные сланцы, однако не обнаруживают никакой слюистой отдельности.

Аналогичные породы могут образоваться из *кварцевых порфиров*. По большей части такого рода продукты представлены тонкочешуйчатыми породами, именно *серпичитовыми сланцами*. В породах такого рода присутствует почти исключительно светлая слюда, по этому эти породы по большей части светло окрашены. В них нередко наблюдаются вкрапленники *ортоклаза* и *кварца*, которые иногда образуют мелкие узелки на поверхности и сланцеватости породы; лишь под микроскопом можно видеть хорошо, что мы здесь имеем дело с вкрапленниками. Такого рода серпичитовые породы часто по ошибке относятся к *тальковым сланцам*. Следует однако иметь в виду, что среди нормальных

кристаллических сланцев тальк обычно отсутствует. [Это объясняется отсутствием в первичных породах достаточных количеств окиси магния. Отличить серицитовые сланцы от тальковых легко, потому что первые значительно менее жирны на ощупь, чем последние. В некоторых случаях, как например на Волыни, в СССР, породы, относившиеся к тальковым и серицитовым, оказались, судя по химическому анализу, пироксилитовыми.]

Филлит и глинисто-сланцевой сланец, или блестящий сланец представляют собой те же *сланцевые сланцы*, но очень тонкозернистые, тонкокристаллические, отличающиеся от глинистого сланца только своей более блестящей поверхностью сланцеватости. Часто они серые до черных, также зеленоватые (частью *зеленые сланцы*) или красноватые до фиолетовых, иногда с ясно выступающими узелками, нередко полосатые благодаря присутствию в них зернистых прослоев, полное или из кварца вторичного происхождения — *кварцевые филлиты*, известняковые *филлиты*, плотные, по большей части серые до черноватых, — *известково-сланцевые сланцы*. Нормальные филлиты по большей части с ясной складчатостью представляют собой типичные контактные породы.

Эклогит — ясно зернистая, часто более или менее ясно сланцеватая порода, с крупными красными кристаллами *граната* среди светлозеленой кристаллической основной массы, состоящей из *роговой обманки* или *пироксена*. Часто присутствует также светлая *слюда* или темносиний *глаукофан*. В случае присутствия *эпидота* окрашен в желто-зеленый цвет, *клиноцоизита* — в зеленовато-серый. Когда последний присутствует в большом количестве, приобретает занозистый излом, становится более плотной, массивной, зеленовато-серой с крупными темно окрашенными кристаллами граната и носит название *сосюритовой породы*. Имеются переходы в амфиболит. Все эти породы представляют собой продукты метаморфизации основных изверженных пород и их туфов. Они то включены в грантах в виде пятен, то образуют слои в непосредственной близости к изверженной породе. С самой изверженной породой они иногда соединяются через посредство

обманной породы из так называемого *роговообманкового гнейса*.

Амфиболит. Под этим термином понимают: 1) *сyenиты и диориты*, также *габбровые породы* с заметной полосатой структурой; они состоят из зеленой или бурой роговой обманки и полевого шпата, отличаются от нормальных изверженных пород только полосатой структурой; 2) чаще называют *основные породы и их туфы*, метаморфизованные часто с заметной и хорошо видимой и макроскопически *палimpseстовой структурой*. Во внутренней контактной зоне они обычно более крупнозернисты с крупными индивидуумами роговой обманки, как бы цементированными промежуточной массой из полевого шпата или сосюрита. Они часто в значительной степени интрузированы аплитами и тогда часто ясно полосаты, с другой стороны, через *гранатовые амфиболиты* связаны с эфолитами. В наружных зонах они мелкозернисты, и в таком случае темные зеленовато-серые, ясно сланцеватые, постепенно переходящие на большом расстоянии от гранитного массива в плотные зеленые *сланцы*.

Зеленые сланцы и хлоритовые сланцы — серовато-зеленые, по большей части довольно плотные, на поверхности сланцеватости с довольно ясным блеском породы, обычно не особенно ясно сланцеватые; дают мягкий излом, часто с *палimpseстовой* структурой порфиристов и диабазов, из которых эти породы образовались в краевых контактных зонах. Несколько отличаются от них те породы, которые носят название *хлоритовых сланцев*; последние окрашены в темно-зеленые цвета по большей части без заметной сланцеватости, очень часто с октаэдрическими кристаллами магнетита; иногда образуют пятна среди *серпентинов*.

Наконец породы, относящиеся к кристаллическим сланцам типа *габбро* и *серпентинов*, обладают характерными свойствами нормальных изверженных пород в тех „первобытных“ известняках, которые входят в состав докембрия (архея); наблюдаются все признаки типичных контактных известняков, причем в них наблюдаются все переходы к *силикатным известнякам* и *известково-силикатным породам*.

Тальковые сланцы представляют собой породы, по большей части жирные на-ощупь, нередко чисто белые термальные продукты преобразования всевозможных горных пород в контакте между гранитом и серпентином.

Назисдаки и другие породы, как и относящиеся к той же группе *рудные тела*, имеют форму жил, залежей или неправильной формы тел, которые по существу не могут быть причислены к горным породам.

УКАЗАТЕЛЬ

- Авгит 67
- Авгитит 186
- Авгитовый андезит 140
 - диорит 125
 - порфирит 140
 - сиезит (монзонит) 116
 - сиенит (натровая порода) 172
- Агат 150
- Агломеративный туф 201
- Адьяноль 228
- Адуляр 54
- Актинолит 68
- Алебастр 246
- Алевриты 297
- Аллохронит 63
- Алунит 202
- Альбертит 260
- Альбит 54
- Альбитовый двойник 54
- Альбит 154
- Альмандин 62
- Альпийский гнейс 92
- Аметист 150
- Аморфный углерод 250
- Амфибол 68
- Амфиболиты 158
- Анамезит 149
- Андезитовый трахит 121
- Ангидрит минерал 57
- Ангидрит порода 244
- Андалузит 63
- Андезит 54
- Андезит 138
- Анортит 54
- Анортозит 131
- Анортоклаз 54
- Антофиллит 68
- Антраконит 246
- Антрацит 251
- Апанеит 177
- Апатитовая жила 133
- Аплит 17, 178
- Аплитовый замбаид 23
- Апофизы 16
- Асбест 190
- Асфальт 260
- Афанит 149
- Банатит 118
- Базальт 184
- Базальтическая роговая обманка 68
- Базальтовая лава 185
- Базальтовые породы 185
- Базальтовый туф 186
- Базанит 186
- Бастит 132
- Бештаунит 148
- Биситит 66
- Биотитовый гранит 93
 - гранулит 107
- Битовинит 54
- Битумы 260
- Битуминозный доломит 270
 - известняк 267
- Бойнт 132
- Бомбы 198
- Борзовит 105
- Ворокальцит 243
- Брекчия 233
- Брекчия пестрая 241
 - эндогенная 43, 240
- Бронзит 67
- Брюстера лапа 47
- Бурый железняк 272
 - уголь 251
- Варислит 150
- Везувиан 63
- Вейсцитейн 106
- Вермикулит 66
- Веррукано 234
- Вогезит 183
- Водоупорные породы 208
- Воластонит 59
- Вулканические туфы 198
- Габбро 129
- Габбро-диабаз 149
- Габбро-сиенит 137
- Гальмей 270
- Гальки 233
- Галоин 55
- Гаюиновый андезит 141
 - фенолит 169
- Гаюиофир 169
- Гексагональная призма 50
- Геллефдинта 111
- Гематит 70
- Геологический возраст 8
 - компас 45
- Геологическое тело 39
- Гессонит 63

Гиперглифовый песчаник 227
 Гиперит 132
 Гиперстен 67
 Гиперстеново-биотитовый сланец 120
 Гиперстеновый андезит 140
 — порфирит 140
 Гипс 58, 244
 Глауберова соль 242
 Глауконитовый известняк 267
 — мергель 211
 — песок 224
 — песчаник 226
 Глина 208
 Глинистый песчаник 229
 — порфир 109
 — порфирит 139
 — сланец 29
 — сланец жильный 211
 — — игломочья в нем 216
 — сланцевый рогами 218
 Глинисто-сланцевой сланец 298
 Глинистое вещество 212
 Глобигеритовый ил 261
 Глубинные породы 21
 Глубокое море 40
 Глубоководный ил 199
 Глыбовая лава 114
 Глыбы 133
 Гнейс 289
 — очковый 91, 289
 Гнейс, систематика 288
 Гнейсо-гранит 91
 Гнейсовый гранулит 107
 Годичные слои 248
 Горная смола 257
 Горное масло 257
 Горный известняк 264
 Горшечный камень 189
 Горючий сланец 253
 Гранат 62
 Гранатовый амфиболит 158, 294
 — гранулит 106
 — узловой сланец 158
 Гранит 89
 — геологический возраст 99
 — массивный (рис.) 13
 — переплавленный 21
 — пудинговый 95
 — регенерированный 226
 — Украины 102
 — Урала 100

Гранит флюидальный 288
 — черный 134
 — шаровой 94
 — шпировый 289
 Гранитаплит 17, 178
 — переход в пехштейн 17
 Гранитные ландшафты 98
 Гранитогайе 91
 Гранитпегматит 178
 Гранитпорфир 90
 Гранодиорит 90
 Гранулит 105
 Графит 71
 Графитовый гнейс 292
 — сланец 292
 Гренландский трапп 154
 Гроссуляр 63
 Грубый известняк 267
 Грюнштейн 67
 Грязевые вулканы 259
 — потоки 200
 Гуано 282
 Губки, рифы из них 261
 Губковый известняк 264

 Датолит 243
 Дацил 138
 Двикакоингломерат 235
 Двойниковое полиситетическое сложение 49
 Двойные жили 182
 Декоративные камни 263
 Десмоит 223
 Джемало 262
 Днабаз 148
 Днабазовый афанит 149
 — контакт 156
 — мандельштейн 150
 — порфирит 149
 Диагенез 39
 Диагональная слоистость 40
 Диаллаг 67
 Диатомит 280
 Диатомовые водоросли 280
 Динасовые песчаники 228
 Диопсид 67
 Диорит 124
 Диоритаплит 130
 Диоритгнейс 126
 Диоритовая зеленокаменная порода 125

Диоритовый амфиболит 126
 — норит 125
 Дискордантное залегание 15
 Дислокационные брекчи 240
 — трещины 98
 Дистен 59
 Дифференциация магмы 17
 Додекаэдр 56
 — с трансоэдром 62
 Докембрий 9
 Доломит 57, 267, 269
 — битуминозный 270
 — глинистый 270
 — железистый 270
 — крупнозернистый 269
 — мергелистый 270
 — песчанистый 270
 — плотный 270
 Доломитовая брекчия 271
 Доломитовые карманы 270
 Доломитовый известняк 267
 — мергель 211
 — мрамор 274
 — оолит 270
 — шпел 274
 Древние изверженные по-
 роды 9
 Древний красный песчаник 227
 Друзы 93
 Дунит 191
 Дюны, образование их 40
 Дюнный песок 224

 Естественный газ 258

 Железистый доломит 270
 Железистый известняк 267
 Железистый оолит 272
 Железистый песчаник 229
 Железный блеск 70
 — колчедан 71
 — шпат 57
 Жерновый камень 234
 — кварцит 231
 Жилы выпотевания 25
 — иллуна 206
 — последовательность 25
 Жильные породы 16, 77
 Жильный кварц 277
 — глинистый сланец 211

 Залегание несогласное 15

Залежь 16
 Зальбанды 23
 Запах 51
 Звонящий камень 168
 Зеленая роговая обманка 68
 Зеленый пигмент (хлорит) 61
 Зеленый пигмент (роговая об-
 манка) 68
 Зернистая структура 14
 Зернистый доломит 274
 Змеевик 188
 Зоогеенный известняк 263

 Изверженные породы 7, 72
 Известняки 261
 Известковый шпат 56
 Излившиеся породы 14
 Ийолит 165
 Икоситетраэдр 54
 Ильменит 70
 Интрузивные породы 21
 Инфузорная земля 280
 Инъекционные жилы 181
 — сланцы 34, 289
 Ископаемые пустыни 226
 Источники соленые 245

 Кальевая слюда 65
 Калийно-магнезиальные соли
 58, 249
 Кальцит 56
 Кальцитовые жилы 56
 Кальцитовый гнейс 292
 Кальцифир 275
 Каменная соль 58, 244
 Каменный уголь 251
 Камптонит 184
 Канкринит 165
 Канкринитовый шпат 164, 176
 Каолин 55
 Каолянит 59
 Карбонатные породы 261
 — — их контактный мета-
 морфизм 273
 Карлсбадский двойник 54
 Карровые поля 265
 Кварц 53
 Кварцевослюдяной диорит 125
 Кварцевый адлезит 138
 — диорит 124
 — кератофир 121, 173

Кварцевый конгломерат 234
 — порфир 109
 — порфир флюидальный 19
 — порфирит 139
 — песок 224
 — песчанки 225
 — феллит 233, 293
 Кварцит 238
 Квасцовый камень 202, 208
 Кеннельский уголь 252
 Кератофир 121, 173
 Керсантит 182
 Кланит 59
 Кизельгур 280
 Кишечный камень 246
 Пластические породы 7, 204
 Кластопорфирит 203
 Клеточный известняк 265
 Климатические условия 89
 Климентьевы известняки 264
 Клиноцоизит 61
 Клоддингтона луна 47
 Коке 256
 Компас геологический 45
 Конгломератовый гнейс 285
 Конгломераты 225, 238
 Конкордантное залегание 14
 Конкреции 41, 211
 — в известняке 268
 — в песчанике 230
 — в углях 253
 — кремнекислоты 281
 — фосфората 282
 Контакт с гранитным штоком 81
 Контактная брекчия 98, 237
 Контактнометаморфические породы 28
 — — свойства их 28
 — — структуры их 35
 Контактные минералы 276
 Контактный метаморфизм 8
 — — глинистых пород 218
 — — карбонатных пород 273
 — — конгломератов 235
 — — основных пород 155
 — — песчанников 238
 — — углей 255
 Континентальный лед 208
 — лед 42
 „Копье“ 201
 Коралловые рифы 261

Коралловый известняк 264
 Кордлерит 60
 Косьвит 144
 Костяная брекчия 282
 Краевая зона 23, 95
 Красный железняк 70, 272
 — песчанки 42, 227
 Красный пигмент (красный железняк) 70
 — пигмент (пиемонтит) 62
 Кремнекислота аморфная 244
 Кремнистые гудки 280
 — известняки 267
 — оолиты 282
 — песчанники 228
 — породы 279
 — сланцы 223, 280
 Кремнистый натек 244, 279
 — туф 244
 Кристаллизованный песчанак 228
 Кристаллические песчанники
 — сланцы 28, 283
 Кристаллопорфир 111
 Кристаллитуф 200
 Кровальные сланцы 209
 Ксенолиты 94, 237
 Куб 58
 Кыштымит 105
 Лабрадор 54
 Лабрадорит 130
 — норвежский 130
 — украинский 136
 — шведский 172
 Лабрадоровый порфирит 140
 Лавовый поток 14
 Лакколит 16
 Лампрофир 17, 183
 Лапилли 13, 198
 Лапилловы туфы 200
 Латерит 210
 Лед континентальный 42
 Ледниковые отложения 42
 Лейкохратный нефелинит 165
 Лейцит 55
 Лейцитит 185
 Лейцитовый базальт 185
 — базанит 186
 — порфир 170
 — сениит 164
 — тефрит 169

Лейцитовый фонолит 169
 Лейцитовый 169
 Лерцолит 191
 Лесс 209
 — слоистый 210
 Лессовые конкреции 209
 Либенерит 55, 170
 Либенеритовый порфир 170
 Лигнит 252
 Лидит 223, 279
 Лимбургит 186
 Лимнокварцит 281
 Липарит 109
 Липкий сланец 280
 Лиственит 195
 Литневая слюда 66
 Литофизы 110
 Луговой торф 257
 Луны 47
 Лучистый камень 61, 68

 Маары 201
 Магма 12
 Магматическая дифференциация 17, 164
 Магнезит 57, 272
 Макроскопическое исследование 45
 Мандельштейн 19
 Мандельштейн мелафировый 150
 — порфиритовый 139
 Марганцовый эпидот 62
 Матрацевидная отдельность 27
 Медистый песчаник 230
 Мел 261
 — пишущий 261
 Меланит 63, 69
 Меланократные породы 164
 Меланократный нефелинит 165
 Мелафир 148, 154
 Меллитовый базальт 185
 Мергелистый доломит 270
 — песчаник 229
 — сланец 211
 Мергель 211
 Метаморфизм 8
 Метасоматические образования 270
 Механические осадки 206
 Миласит 164, 174
 Микроклины 54

Милонит 240
 Милльстонгрит 234
 Мяндалекаменные породы 19
 Минералы, комбинации 7
 Миллетте (лампрофир) 182
 Миллетте (железная руда) 272
 Мириабит 242
 Молассовый песчаник 231
 Молотки 45
 Монзонит 116
 Мононитовый гипертенит 116
 Морской песок 224
 Морской торф 257
 Моховой торф 257
 Мрамор 56, 263
 — из Сиенны 262
 Мусковит 65
 Мусковитовый гранит 92
 Мшанковский известняк 264

 Нагельфлю 234
 Наждак 295
 Натровые породы 164
 Натровый гранит 173
 — липарит 173
 — ортоклаз 54
 — сиенит 172
 — трахит 173
 Нафтейн 257
 Неапит 177
 Несогласное напластование 15
 Нефелин 55
 Нефелинит 185
 Нефелиновоскелитовый пегматит 181
 Нефелиновый апатит 181
 — базальт 185
 — базанит 186
 — долерит 185
 — порфир 167
 — спенил 164
 — тефрит 169
 — фонолит 167
 Нефрит 189
 Нефть 257
 Нефтяные линии 259
 Нефтяной горизонт 259
 Новакулит 231
 Нозеан 55
 Норвежский лабрадорит 130
 Норит 135
 Норит диоритовый 125

Нормальный доломит 270
Нумулитовый известняк 264
— песчаник 281

Обсидиан 110, 150, 169

Озерные руды 272

Озокерит 260

Октаэдр 65

Оливин 60

Оливковые бомбы 199

Оливковые породы 186

Олигоклаз 54

Ониксовый мрамор 244

Оолитовый доломит 270

— известковый песок 261

— известняк 264

Органогенные кремнистые по-
роды 279

— осадки 206, 250

Органические трубы 265

Ортит 62

Ортоклаз 54

Ортоклазовые породы 89

Осадочные породы 7, 36, 208

— гнейсы 289

Основная масса 14

Основной конгломерат 40 205

Остаточная структура 35

Основные породы 155

Оспенные камни 150

Отдельность андезитов 141

— базальта 20

— глубинных пород 28

— излившихся пород 21

— метабазитов 152

— нефелиновых пород 166

— параллелипипедальная 27

— песчаников 226

— пластинчатая 168

— скорлуповатая 26

— столбчатая 152

— фonoлитов 168

Офитовая структура 151

Очковый гнейс 91, 289

Палагонитовые туфы 200

Палмпесстовая структура 35,
156, 294

Парагнейс 289

Парагонитовый сланец 292

Параллелипипедальная отдель-
ность 27

Параллельная структура 22,
94

Пегматит 178

Перлит 237

Пемза лаваритовая 110

— фonoлитовая 171

Пемзовая брекчия 237

Пемзовые туфы 200

Пенистый известняк 265

Пентагондодекаэдр 71

Пеперин 201

Первичные включения 185

Первичные выделения в ба-
зальте 185

— — в лампрофите 183

— — в трахите 121

— — в фonoлите 170

Первичные породы 7

Перидотит 188

Периклаз 64

Перлит 110

Песок 224

— вулканический 198

Пестрая брекчия 241

— глина 208

Песчаник 224

— битуминозный 230

— железистый 229

— контактнометаморфизо-
ванный 233

— кристаллический 230

— обожженный 233

Песчанистый глинистый сла-
нец 229

Песчанистый доломит 270

— известняк 267

— мергель 210

Пехштейн 110, 150

Пещеристый известняк
265

Пигмент желтый 62

— зеленый (хлорит) 61

— красный (железный блеск)
71

— красный (пиемонтит) 62
— роговообманковый 68

Пигмент черный 71

Пиемонтит 62

Пикрит 188

Пинит 60

Пизолит 244

Пизолитовый туф 200

Пинолит 278
 Пирит 71
 Пироксен моноклинический 67
 — ромбический 66
 Пироксенит 188
 Пироксеновый порфирит 140
 — сениит 117
 Пироп 68
 Пиропсенит 252
 Пирофиллит 215
 Пясчанный гранит 179
 Плавниковый шпат 64
 П агиогранит 92
 Плагноклаз 54
 Плагноклазовые породы 124
 Плагноклазовый базальт 92, 185
 Пластичные породы 208
 Пластинчатая отдельность 168
 Позвоночные, кости их 282
 Покров 14
 Полевые шпаты 58
 Полировальный сланец 280
 Полосатая соль 217
 Полосатое габбро 181
 Полиризационный микроскоп 45
 Порфир 120
 Порфировая структура 14
 Порфирит 138
 Порфировидный гранит 90
 Порфировый сланец 168
 Поток 14
 Пресноводный известняк 243
 — кварцит 281
 Предрифовая зона 38
 Прибрежная зона 40
 — фация 40
 Пропилит 141
 Протеробаз 184
 Протогян 94
 Псаммиты 237
 Псевдоморфозы в песчаниках 227
 Псефиты 237
 Пудлинговый гранит 24
 Пуццоланы 201
 Пьезокристаллизация 288
 Пьезоконтактнометаморфизованные известняки 276
 Радиолариевые роговики 280
 Радиоларии 280

Раувакка 270
 Раковистый известняк 261
 Раковистый песчаник 281
 Расщепление магмы 17
 Реакция с соляной кислотой 52
 Резорбированные сланцы 84
 Речной песок 224
 Рибекит 68
 Рибекитовый гранит 173
 Ривфы 37
 — коралловые 37
 Рифовые известняки 264
 Роговая обложка 68
 Роговики 30, 252, 281
 Роговиковый порфир 109
 Роговооблачный андезит 140
 — гнейс 157
 — диорит 124
 — гранит 93
 — порфирит 140
 — эглогит 158
 Ромбепорфир 54, 173
 Ромбесениит 173
 Ромбические пироксены, 66
 Ромбоэдр 56
 Рутил 69
 Рухляк 210, 211
 Рябь 227
 Сальвы 257
 Санидин 111
 Санидинит 122
 Саядиловы бомбы 199
 Селитра 243
 Септарии 211
 Сера 202
 Серая вака 220
 Серицит 65
 Серицитовые сланцы 112, 292
 Сернилит 284
 Серпентин 61, 188
 Сидерит 57
 Сениит 116
 Сениитовый аялит 180
 — гнейс 116
 — гранит 116
 Силкатные породы 30
 Силлиманит 59
 Сильвин 58
 Сипная земля 201
 Скаполитовое габбро 133
 Скаполитовый гнейс 290

Скарн 277
 Скорлуповатая отдельность 21
 Сланец инъектированный 34
 — кристаллический 8, 280
 Сланцеватая глина 209
 Сланцеватость поперечная 209
 Сланцеватый уголь 252
 Сланцевая оболочка 31
 Слюда I и II рода 65
 Слюдяной андезит 140
 — диорит 125
 — мергель 210
 — песчаник 226
 — порфирит 140
 — сиенит 117
 — сланец 31, 183, 293
 Смоляной камень 110
 — уголь 252
 Содалит 55
 Содамитовый сиенит 164, 176
 Соляная глина 245
 Солнечные ожоги базальта 186
 Солёные источники 245
 — мергеля 211
 — степи 41
 Сомма выбросы 171
 Соссюрит 55, 62
 Соссюритовые габбро 132
 Снабность 50
 Спессартит 183
 Спилосит 138, 223
 Ставролит 64
 Стальное зубило 45
 Стенгофа луна 47
 Степные отложения 209
 Стриктоцефаловый известняк 264
 Столбчатая структура 21
 Столбчатый базальт 21
 Суглинок 209
 Сутуры давления 262
 Сфен 64
 Сферолиты 110
 Сферосидерит 252
 Таблица изверженных пород 73, 84, 88
 Таласситовый песчаник 231
 Тальк 59
 Тальковые породы 189
 Тальковый камень 189

Тальковый сланец 295
 Твердость 51
 Твердые углеводороды 260
 Тералит 165
 Тенардит 243
 Терра росса 263
 Тефрит 167
 Тингуаит 172
 Титанистый железняк 70
 Титанит 64
 Титано-магнетит 138
 Тоналит 80
 Торф 256
 Точильный камень 232
 Тошная глина 214
 Травертино 243
 Трапп 131, 148
 Трапповые железокремнистые по-
 роды 154
 Трапповый граулит 107
 Трасо 200
 Трахит 120
 — андезитовидный 121
 — фonoлитовый 121
 Трахитовая брекчия 237
 Трахитовый купол 15
 Тремолит 58, 68
 Тренел 281
 Трескучая соль 247
 Трескучий уголь 256
 Тридимит 122
 Турьит 177
 Турьяит 177
 Турмалин 69
 Турмалиновые солнца 25, 69, 93
 Турмалиновый гранит 178
 Туфиты 145, 202
 Туфобрекчия 145
 Туфогенные песчаники 145
 Туфовые конгломераты 145
 Туфы 200
 — известковые 243
 — кремнистые 244
 Углеводороды 260
 — твердые 260
 Углерод аморфный 250
 Угли каменные 251
 — бурые 248
 Углистые железняки 57
 — известняки 261
 — сланцы 208

Угольный бассейн, профиль 255
Уголь жирный 251
— тощий 251
Удары, фигуры 65
Удельный вес 48
Узловатые глинистые сланцы
29
— сланцы 64
— слюдяные сланцы 292
Умтекит 120
Уралит 61, 67
Уралитовое габбро 131
Уралитовый порфирит 142

Фаза диагенетическая 80
— зеленокаменная 81
— первичная 80
Фация 82
Фельзит 19, 111
Филлит 293
Флещы 254
Флогопит 65
Флюидальная структура 19, 112
Флюидальный гранит 288
Фонолит 167
— андезитовый 169
Фонолитовый купол 172
— трахит 121
Форелленштейн 131
Фосфорит 282
Фосфоритовый песчаник 230,
283
Фраунгофера луна 47
Фузулиновый известняк 264

Хнастолит 63
Хибинит 176
Химические осадки 206, 242
Хлорит 61
Хлоритовая порода 189
Хлоритовый сланец 294

Хлоритонд 65
Хромит 64
Хромшпинель 64
Хризотил 61

Цеместин 268
Центральный гнейс 22
— гранит 22
Цеоциты 19, 187

Чернокит 107
Чернозем 210

Шаровая отдельность 21
Шаровой дворит 24
Шлаковые туфы 200
Шлиры 181
Шлировый гранит 289
Шпинель 64
Шток 14
Шунгат 251

Эвдиалитовый сиенит 164
Эгирин 67
Эгиринавит 67
Эклогит 158, 293
Элеолит 55
Элеритовый сиенит 164
Эндегенная брекчия 43, 240
Экстатит 67
Эпидиорит 131
Эпидозит 159
Эпидот 62
Эпидотовый амфиболит 159
Эффузивные породы 18

Юные кристаллические слан-
цы 288