

100р
В. И. Лучицкий

КУРС ПЕТРОГРАФИИ

2-е дополненное и исправленное издание.

Государственное издательство

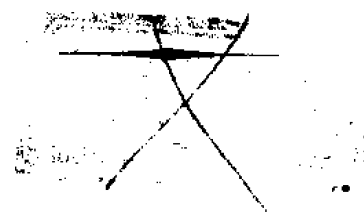
Москва—1922

В. И. Лучицкий.

Δ 87

КУРС ПЕТРОГРАФИИ

2-ое ДОПОЛНЕННОЕ
И ИСПРАВЛЕННОЕ ИЗДАНИЕ.



ВЫПОЛНЕНО ПО ЗАКАЗУ ГОСИЗДАТА
ИЗДАТ. «КНИЖНАЯ ПОМОЩЬ»
Москва—1922.

ГОС. ПУБЛИЧНАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
БИБЛИОТЕКА СССР

3579 $\frac{7}{66}$

$\frac{1}{20519}$

Р.В.Ц. № 134. Москва,

Тир. 5.000 экз.

27-я типография М. Г. С. П. Х.

ВВЕДЕНИЕ.

Горные породы, всестороннее изучение которых составляет предмет *петрографии* (литологии, петрологии), представляют собой геологически самостоятельные минеральные агрегаты более или менее постоянного химического и минералогического состава, которые входят как существенные части в состав земной коры. Из числа горных пород, в сущности, произвольно исключают минеральные агрегаты сравнительно малых размеров, непостоянного состава, играющие подчиненную роль и имеющие кроме того чисто местное значение, как напр. минеральные и рудные жиры.

Петрография ставит своей целью изучение всех свойств горных пород, их минералогического и химического состава, их строения, условий залегания в земной коре, отношений между различными породами, тех изменений, которые происходят в них с течением времени; изучая все эти свойства, петрография отыскивает те законы, которые руководят происхождением горных пород, их изменениями, глубокими преобразованиями и разрушением. Преследуя все эти цели, петрография пользуется методами, выработанными другими родственными науками, заимствуя их из минералогии, физики, химии, геологии, в последнее время широко пользуясь также методами, которые предлагает физическая химия; однако, этих методов недостаточно, и петрография выработала ряд своих собственных, чисто петрографических методов.

Методы, которыми пользуется современная петрография, настолько разнообразны, что описание их необходимо выделить в особый отдел; точно также в особый отдел следует выделить описание тех минералов, которые входят в состав горных пород. Изложение петрографии таким образом распадается на три отдела: а) описание методов исследования горных пород, б) описание порообразующих минералов, в) описание горных пород и их генезиса.

О Т Д Е Л I.

Методы исследования.

Методы исследования горных пород, которые излагаются в предлагаемом руководстве, распадаются на три группы: а) методы оптические, б) методы микрохимические, в) методы разделения минералов.

А. Оптические методы.

Оптические методы, примененные к исследованию горных пород с большим успехом в 50-х годах прошлого столетия, совершенно преобразовали петрографию, и в настоящее время они, наряду с химическим анализом, являются наиболее часто применяемыми при лабораторных исследованиях горных пород. Теперь оказывается возможным при помощи сравнительно простых приборов с большой точностью изучать оптические свойства минералов, в высшей степени характерные для большинства их; с другой стороны, оптические методы дают возможность быстро, легко и точно определять каждый минерал, имеющийся в горных породах.

При изучении оптических свойств минералов пользуются *поляризационным микроскопом*, который, благодаря ряду усовершенствований последнего времени и изобретению разнообразных вспомогательных приборов, сделался в буквальном смысле универсальным оптическим аппаратом. С помощью поляризационного микроскопа возможно изучать оптические свойства даже мельчайших осколков минерала, не прибегая к другим приборам, и получать при этом часто очень точные цифровые данные.

Приготовление шлифов. Для того, чтобы данную породу можно было бы исследовать с помощью микроскопа, необходимо приготовить из нее шлиф или тонкую пластинку, толщина которой колеблется между 0,02—0,05 мм. Для приготовления шлифа из породы выбивают возможно более тонкий осколок, по возможности плоский, с поверхностью не менее 3 кв. см. или же при помощи быстро вращающегося тонкого жестяного круга резальной машины, на край которого посыпается мокрый порошок паждака (карборунда), из горной породы вырезают тонкую пластинку. На таком

осколке (пластинке), держа его концами пальцев, пришлифовывают плоскость, пользуясь быстро вращающимся кругом шлифовальной машины, покрываемым грубым мокрым наждаком, или просто на толстой чугунной или стеклянной доске. Когда получится достаточно большая и ровная шлифованная плоскость, ее дошлифовывают с помощью более тонкого порошка наждака на чугунной или стеклянной доске, полируют особенно тонким порошком наждака или порошком пемзы и хорошо обмывают поверхность, употребляя при этом жесткую щетку. Когда пришлифованная поверхность достаточно хорошо очищена и препарат высушен, лучше всего на паровой бане, пришлифованную поверхность приклеивают при помощи канадского бальзама к толстой стеклянной пластинке, размерами приблизительно 3×3 см. Самый канадский бальзам готовится следующим образом. На стеклянную пластинку помещают одну или две капли канадского бальзама и на слабом огне (газа или спирта) нагревают его некоторое время. По мере выделения из него при таком нагревании летучих составных частей, он становится после охлаждения сперва все более вязким, затем все более и более хрупким и твердым. Когда он достигнет требуемой твердости (он не должен быть ни особенно твердым, ни вязким), что лучше всего узнается при некотором напыке при пробе мелких капель его непосредственно на зубах, нагревают пришлифованную поверхность пластинки и прикладывают ее этой поверхностью к канадскому бальзаму, прижимая ее пипетом, но не особенно сильно; при этом необходимо следить, чтобы между стеклом и пластинкой не оставались бы пузырьки воздуха. После охлаждения препарата не пем пришлифовывают вторую, параллельную первой плоскость, также сперва на круге, затем на доске. Момент окончания шлифования узнается либо по интерференционной окраске того или иного минерала (кварц и полевые шпаты должны обладать белой интерференционной окраской I порядка), или же по тому, что сквозь шлиф непрозрачной породы можно свободно читать напечатанное. Когда шлиф достиг желаемой толщины, стекло, после тщательной промывки поверхности шлифа, нагревают и концом пипета осторожно сдвигают шлиф к краю стекла, а затем на предметное стекло, на котором находится приготовленная

заранее вышеуказанным способом капля канадского бальзама; на поверхность шлифа помещают вторую каплю канадского бальзама и покрывное стекло. Предметное стекло снова нагревается и, когда бальзам снова делается жидким, пинцетом прижимают покрывное стекло вплотную к шлифу; при этом следят, чтобы между шлифом и покрывным стеклом не попал пузырек воздуха. Полученный таким образом препарат тщательно промывают спиртом и эфиром для удаления канадского бальзама, к нему приклеивают этикетку или выцарапывают алмазной иглой номер шлифа, после чего последний готов для исследования его под микроскопом.

Вместо канадского бальзама в последнее время с успехом применяется так называемый коксит. Наждак удобно заменять *карборундом*, более твердым, чем наждак, и потому способствующим более быстрому шлифованию.

Для исследований рыхлых пород части их необходимо погружать в воду, глицерин, канадский бальзам или в иную среду с достаточно большим показателем преломления, чтобы таким образом уменьшить явления полного внутреннего отражения.

Поляризационный микроскоп.

Поляризационный микроскоп (рис. 1) по устройству своему очень сходен с микроскопами, употребляемыми биологами, и отличается главным образом: 1) приспособлениями для измерения углов и 2) приспособлениями для исследования минералов в поляризованном свете.

На тяжелом металлическом штативе с подковообразным основанием, который может коленчато изгибаться, что дает возможность работать, сидя на стуле, находится особая обойма, в которой ходит тубус микроскопа; последний состоит иногда из двух труб, вставленных одна в другую, и, благодаря этому, может удлиняться и укорачиваться. Тубус опускается и подымается грубо при помощи бокового винта; для тонких установок служит микрометрический винт, головка которого часто разделена на 50 или более частей; зная высоту хода винта (при полном обороте винта тубус опускается или подымается в большинстве микроскопов на 0,5 мм.), легко определять в долях миллиметра высоту передвижения тубуса и измерять толщину препарата; если

На верхний конец тубуса насаживается окуляр, обыкновенно окуляр Гюйгенса, внутри которого находится перекрест из паутинных нитей, точка пересечения которых совпадает с осью микроскопа. Благодаря выступу на окуляре и соответствующему углублению на тубусе микроскопа, окуляр всегда вставляется так, что одна из нитей идет справа налево, другая спереди назад.

(PNC, 1).

Столик микроскопа вращается вокруг оси, которая должна совпадать с осью микроскопа. Край столика разделен на градусы, сбоку находится неподвижный нониус, при помощи которого можно отсчитывать углы поворота столика с точностью до $6'$.

В середине столика микроскопа находится круглое отверстие, через которое проходит свет, отраженный от плоского или вогнутого зеркала, расположенного под столиком. На краю столика имеются отверстия, в которые вставляются штифтики зажимов, придерживающих препараты. Наиболее удобны зажимы Вейншенка, с двумя штифтиками (иногда одним) на одном конце, с круглым отверстием на другом; это отверстие настолько широко, что не закрывает поля зрения даже при слабом увеличении.

Под столиком микроскопа находится осветительный аппарат, причем лишь в редких случаях и в наиболее сложных микроскопах пользуются осветительным аппаратом Аббе, обыкновенно же применяют небольшую линзу, помещаемую под столиком. При помощи особого винта в одних микроскопах, при помощи соответствующего рычага в других, иногда и просто пальцами, можно поднимать и опускать эту линзу, освещая поле зрения то более сильно, то более слабо.

В нижней части тубуса имеется прорез, в который вставляются различные пластинки (гипсовая, слюдяная, кварцевый клин и т. д.). В верхней части тубуса в некоторых микроскопах помещается линза Бертрана, которая может быть прижата к стенке тубуса или положена поперек его при помощи особой рукоятки, находящейся снаружи. Она же в других случаях вдвигается в особое отверстие в верхней части тубуса (рис. 1, f).

Для получения поляризованного света пользуются особыми приборами, приготовленными различными способами из изоморфного шпата и носящими общее название „*никелей*“. Николь, вставляемый в обойму под столиком микроскопа, получил название поляризатора (P), вдвигаемый в тубус (N) или насаживаемый на него (A) — анализатора.

При изучении минералов с помощью поляризационного микроскопа пользуются как обыкновенным, так и поляризованным светом.

Обыкновенный свет характеризуется тем, что колебания такового непрерывно и с громадной скоростью меняют свои направления, все время оставаясь перпендикулярными к направлению своего распространения, т.е. к лучу (рис. 2).

В противоположность ему плоско-поляризованный свет характеризуется тем, что колебания его происходят исключительно в одной плоскости (рис. 3). Плоскость, перпендикулярная направлению колебаний плоско-поляризованного луча, называется плоскостью поляризации.

Если на зеркало пустить луч обыкновенного света и затем вращать зеркало вокруг оси, то сила света в луче обыкновенном не изменяется; при тех же условиях поляризованный свет при полном обороте зеркала два раза будет усиливаться и два раза ослабляться.

Получение поляризованного света путем отражения.

Луч обыкновенного света, падая на поверхность какого-либо вещества, распадается на два луча; один отражается под тем же углом i , под которым он упал, другой вступает во вторую среду и преломляется под углом r , причем отношение

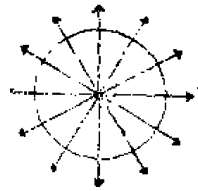


Рис. 2.

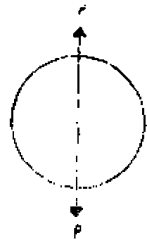


Рис. 3.

$\frac{\sin i}{\sin r} = n$ есть величина для данных двух сред постоянная и носит название показателя преломления. Эта же величина обратно пропорциональна скоростям распространения света в этих двух средах: $n = \frac{V_2}{V_1}$. Лучи, как отраженный, так и преломленный, отчасти поляризованы, причем наибольшая степень поляризации получается в том случае, когда угол между лучами отражения и преломления равен 90° ; тогда $n = \operatorname{tg} i$. В луче отраженном колебания происходят в направлении, перпендикулярном плоскости падения, в преломленном — в плоскости падения и преломления. Так как во всяком случае поляризация в данном случае неполная, этим способом получения поляризованного света пользуются лишь в редких случаях.

Двойное лучепреломление. В том случае, когда луч света входит в среду аморфного или кристаллизующегося в правильной системе минерала, получается один преломленный луч, который распространяется во всех направлениях с одинаковой скоростью; это обусловлено тем, что упругость светового эфира в нем по всем направлениям совершенно одинакова. Показатель преломления, очевидно, во всех направлениях должен быть одинаков; такие минералы носят название *однопреломляющих* или *изотропных*. Поверхность волны, изображающая скорость распространения света, имеет в них форму шара, как и поверхность упругости светового эфира.

Если же луч вступает в среду минерала, кристаллизующегося в одной из остальных систем, то почти всегда получается два преломленных луча, почему эти минералы и носят название *двупреломляющих* или *анизотропных*. Среди них различают: 1) кристаллы квадратной и гексагональной систем, в которых имеется только одна оптическая ось или одно направление, по которому не происходит двойного лучепреломления—кристаллы такого рода носят название *одноосных*; 2) кристаллы ромбической, моноклинической и триклинической систем, в которых имеется две таких оптических оси—кристаллы *двуосные*.

Одноосные кристаллы. Если луч проходит через одноосный кристалл не по направлению оптической оси, всегда совпадающей с главной вертикальной кристаллографической осью, получаются два луча, обладающие различными показателями преломления и, следовательно, различными скоростями распространения. Один из этих лучей распространяется во всех направлениях с одинаковой скоростью и всегда обладает одинаковым показателем преломления—он носит название луча *обыкновенного*. Другой луч распространяется по различным направлениям с различной скоростью, обладает различными показателями преломления, в зависимости от направления распространения, и носит название луча *необыкновенного*.

Наибольшая разность в скоростях распространения обоих лучей наблюдается в том случае, когда луч идет перпендикулярно к оптической оси. Скорость распространения луча обыкновенного изображается поверхностью шара, луча не-

обыкновенного—эллипсоидом вращения. При этом может быть два случая: а) скорость распространения o обыкновенного луча больше, чем скорость распространения e луча необыкновенного— $o > e$ и, следовательно, показатель преломления обыкновенного луча ω меньше, чем показатель преломления луча необыкновенного ϵ ; такие кристаллы носят название оптически *положительных*; в них световая волна имеет двойную поверхность, причем внутри шара вписан эллипсоид вращения; б) скорость распространения обыкновенного луча o меньше скорости распространения e луча необыкновенного, показатель преломления первого больше показателя преломления второго— $\omega < \epsilon$; эти кристаллы называются оптически *отрицательными*; в них световая волна состоит из шара, вписанного в эллипсоид вращения. Упругость светового эфира изображается эллипсоидом вращения, сплюснутым по оси вращения в кристаллах положительных и вытянутым по той же оси в кристаллах отрицательных. Оба луча, как обыкновенный, так и необыкновенный, плоскополяризованы, причем колебания в луче обыкновенном происходят перпендикулярно к оптической оси и к главному оптическому сечению, т. е. плоскости, проходящей через оптическую ось кристалла и луч; в луче необыкновенном в этой плоскости. Оптически положительные и отрицательные кристаллы можно определять так: положительными будут те, в которых с главной кристаллографической осью или с оптической осью совпадает ось наименьшей упругости c , отрицательными те, в которых с этим направлением совпадает ось наибольшей упругости a . Разница между наибольшим и наименьшим показателями преломления минерала $\gamma - \alpha$ называется *силой двойного лучепреломления*, где γ наибольший, α наименьший показатели преломления данного минерала.

Двуосные кристаллы. В кристаллах ромбических, моноклинических и триклинических три направления по трем кристаллографическим осям a , b и c неравнозначны, и упругость светового эфира, очевидно, неодинакова по трем взаимно перпендикулярным направлениям. Упругость эфира в таких кристаллах имеет вид *трехосного эллипсоида*, одна из осей которого соответствует наименьшей упругости c , другая, ей перпендикулярная—оси наибольшей упругости a ; третья, перпендикулярная первым двум, будет осью средней упру-

гости b . Лучи, в которых колебания происходят параллельно этим осям, распространяются с наименьшей, наибольшей и средней скоростями. Показатели преломления этих лучей будут: для луча, колеблющегося в направлении наибольшей упругости—наименьший α , параллельно оси наименьшей упругости—наибольший γ и для колеблющегося в направлении средней упругости—средний β . В трехосном эллипсоиде можно провести два круговых сечения с диаметром, равным средней упругости. Лучи, распространяющиеся перпендикулярно этим сечениям, не раздваиваются и носят название оптических осей; так как круговых сечений может быть только два, то и оптических осей может быть только две.

Угол, образуемый оптическими осями, называется углом оптических осей $2U$. Линия, делящая пополам острый угол между оптическими осями, называется *острой* или *первой биссектрисой*, делящая тупой угол—*тупой* или *второй биссектрисой*, линия, перпендикулярная к плоскости оптических осей—*оптической нормалью*; последняя совпадает с осью средней упругости. Угол между оптическими осями изменяется вместе с изменениями показателей преломления, и зависимость между ним и последними выражается формулой:

$$\cos \frac{U}{2} = \sqrt{\frac{1/\beta^2 - 1/\gamma^2}{1/\alpha^2 - 1/\gamma^2}}$$

В том случае, когда первая биссектриса совпадает с осью наименьшей упругости c , кристаллы называются *оптически положительными*; когда с этой линией совпадает ось наибольшей упругости a —*отрицательными*.

В кристаллах ромбической системы три главные оси трехосного эллипсоида упругости совпадают с кристаллографическими осями, которые взаимно перпендикулярны. Колебания в лучах, обладающих наименьшим, средним и наибольшим показателями преломления, происходят параллельно кристаллографическим осям.

В моноклинической системе лишь кристаллографическая ось b или ортодиагональ совпадает либо с первой, либо со второй биссектрисами, либо с оптической нормалью. При этом направление колебаний одного из лучей с показате-

лями преломления α , β и γ , совпадает с ортодиагональю, другие же два происходит в плоскости симметрии, всегда образуя друг с другом и с осью b прямые углы, обычно косые с осями a и c .

В кристаллах триклинической системы ни одна из главных осей трехосного эллипсоида не совпадает с кристаллографическими осями, и положение трехосного эллипсоида упругости светового эфира внутри такого кристалла совершенно не зависит от положения кристаллографических осей. Также и колебания лучей с показателями преломления α , β и γ не совпадают с этими осями и образуют косые углы с ними.

Получение плоско-поляризованного света при помощи двойного лучепреломления.

Получать плоско-поляризованный свет можно, пропуская обыкновенный свет через пластинку темно-окрашенного турмалина, вырезанную из него в направлении, параллельном оптической оси его. В таком случае луч обыкновенный поглощается, и проходит лишь луч необыкновенный, который всегда несколько окрашен.

Во всех поляризационных микроскопах для получения поляризованного света пользуются призмами Николя, называемыми чаще просто „николями“. Наиболее простое устройство призмы Николя (рис. 4) следующее: берется выбитый по спайности кусок совершенно прозрачного исландского шпата, длина которого приблизительно в три раза больше диагонали поперечного сечения его. Угол, который образует короткая диагональ этого сечения с длинным ребром куска равен $70^{\circ} 52'$. Конечные плоскости пришлифовываются так, чтобы вместо этого угла получить угол 68° , после чего в направлении, перпендикулярном пришлифованной плоскости, проводят разрез и обе половинки склеивают канадским бальзамом. Луч обыкновенного света, входя в такую призму, распадается на обыкновенный луч с показателем преломления 1,6585 и необыкновенный с показателем преломления для данного направления равным 1,5159. Так как показатель преломления канадского бальзама равен прибли-

зительно 1,55, луч обыкновенный, падая на слой канадского бальзама под углом в данном случае $69^{\circ} 59'$, испытывает полное внутреннее отражение, так как при показателях двух сред одной 1,4585, другой 1,55 угол полного внутреннего отражения равен $68^{\circ} 12'$. Поэтому луч обыкновенный испытывает полное внутреннее отражение и поглощается



Рис. 4.

черной обоймой призмы Николя. Луч необыкновенный подходит к поверхности канадского бальзама под углом в 68° и проходит, почти не смещаясь, и затем выходит из призмы Николя в виде плоско-поляризованного луча. Колебания этого луча происходят в направлении короткой диагонали ромбического сечения призмы.

Главными недостатками призмы Николя описанной конструкции являются: а) косое положение ее оснований, обуславливающее то, что пучек лучей по выходе его из призмы испытывает неодинаковое преломление в различных своих частях, и поэтому одна часть поля зрения освещается

несколько больше, чем другая. Кроме того, несколько искажается форма наблюдаемых сквозь нее предметов; б) необходимость употреблять для получения большого поля зрения сравнительно крупные куски исландского шпата—минерала редкого и дорогого. Поэтому были сделаны многочисленные попытки заменить эту конструкцию другими.

Одной из наиболее удачных конструкций является призма Гартнака и Празмовского, которая теперь часто применяется. Устройство ее, как видно из рис. 5, приблизительно то же, что и вышеописанной призмы; отличие ее заключается в том, что разрез через призму с прямыми основаниями проходит перпендикулярно к оптической оси исландского шпата. Ее преимущество перед первой призмой, между прочим, заключается в том, что конечные плоскости ее перпендикулярны к длине ее.



Рис. 5.

Центрирование столика микроскопа.

Прежде, чем приступить к исследованию минералов в пилифе, необходимо центрировать столик микроскопа, т.е. привести в совпадение ось микроскопа, которая дается пересечением паутинных нитей, с осью вращения столика микроскопа. При каждой перемене объективов центрировка несколько нарушается. Только некоторые микроскопы не нуждаются в центрировке, именно микроскопы с одновременно вращающимися окулярами и пиколями и микроскопы, в которых вращается столик вместе с объективами.

В остальных микроскопах центрировка производится при помощи двух взаимно перпендикулярных винтов *A* и *B*, находящихся в одних микроскопах на тубусе, в других—на столике микроскопа. Вращая столик микроскопа, находят, что центр вращения его лежит в стороне от перекреста нитей в окуляре; заметив положение центра вращения, помещают в нем, передвигая препарат, маленькое зернышко (при вращении столика оно вращается в таком случае вокруг себя, не сдвигаясь с места). Если винты параллельны нитям в окуляре (рис. 6), то, вращая одним винтом, например, *A*, приводят центр вращения на одну из нитей перекреста,

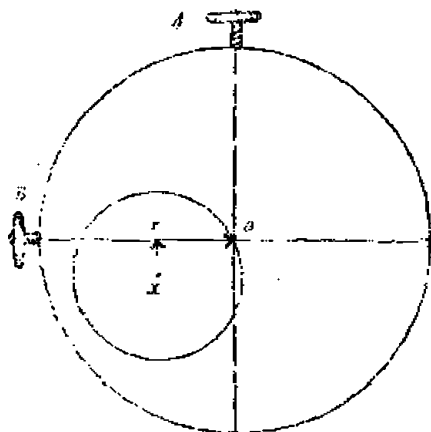


Рис. 6.

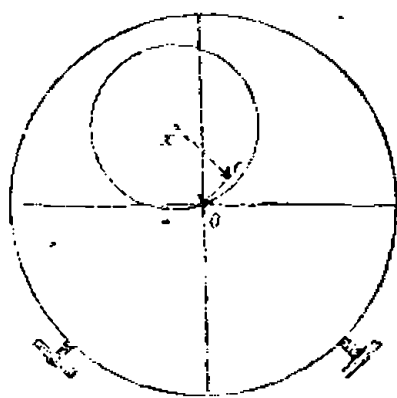


Рис. 7.

вращая вторым винтом, приводит его на перекрест нитей; если центрировка не вполне достигнута, ту же операцию производят снова, пока какая-либо точка, помещенная в центре поля зрения, при вращении столика микроскопа будет неизменно сохранять свое положение. В том случае,

когда винты *A* и *B* образуют с нитями в окуляре углы 45° (рис. 7), вращением первого винта приводят центр вращения на линию, делящую пополам угол между нитями, вращая винтом *B*, приводят его в центр поля зрения.

Изучение формы и спайности.

Внешняя форма изучается в шлифах либо при одном поляризаторе, либо без него. В разрезах минералов нередко наблюдаются прямые линии ограничения, часто указывающие на кристаллографические очертания минерала; линии такого рода нередко пересекаются под характерными для того или иного минерала углами. Измерение этих углов производится следующим образом: тщательно центрировав столик микроскопа, вершину измеряемого угла помещают в центр поля зрения; вращая столик, ставят параллельно одной из нитей окуляра одну из сторон измеряемого угла и делают отсчет при помощи нониуса. Затем в то же положение приводят вторую сторону угла и делают второй отсчет; вычитая одну величину из другой, получают величину измеряемого угла.

Важным диагностическим свойством минералов является их *спайность*, по характеру трещин которой можно судить о степени совершенства ее. В одних случаях трещины идут только по одному направлению как, например, в слюдах (рис. 8). В некоторых случаях они идут по двум или более кристаллографически равнозначным направлениям, образуя в таком случае характерные углы. Так, в роговой обманке (рис. 9) трещины спайности по призме образуют углы в $124^\circ 30'$,

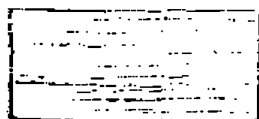


Рис. 8.

в авгите— 87° . При определении углов между трещинами спайности необходимо следить за тем, чтобы стенки этих трещин шли параллельно оси микроскопа; в этом убеждаются, подымая и опуская тубус микроскопа; если они параллельны оси микроскопа, они при этом не сдвигаются в сторону, в противном случае передвигаются в ту или иную сторону.

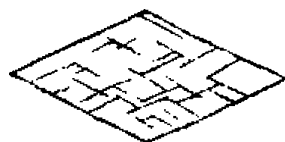


Рис. 9.

Определение толщины препарата.

Толщина препарата измеряется либо с помощью метода герцога де Шона, либо путем определения интерференционной окраски какого-либо известного минерала; о втором методе будет сказано ниже. Первый метод заключается в том, что микроскоп устанавливается так, что отчетливо видна нижняя поверхность шлифа (на предметном стекле под шлифом всегда можно найти пылинки); затем замечают деление микрометрического винта против неподвижной стрелки, вращают микрометрический винт, пока отчетливо не появится верхняя поверхность шлифа, и делают второй отсчет; если известен показатель преломления той среды, через которую наблюдали в первом случае пылинки (он равен n), то толщина шлифа определяется по формуле: $d = n \cdot i$, где i есть кажущаяся толщина шлифа, определяемая из разности двух указанных отсчетов.

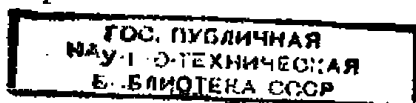
Определение размеров минералов.

Для определения размеров минералов в шлифе иногда пользуются особыми салазками, укрепляемыми на столике микроскопа с двумя взаимно перпендикулярными винтами. На краях салазок, как и на головках винтов, находятся деления, при помощи которых можно отсчитывать величину передвижения препарата, а, следовательно, и величину того или иного зерна минерала с точностью обычно до 0.01 м.м. Более точные результаты получаются при употреблении микрометра, помещаемого в окуляре. Каждое деление микрометра соответствует заранее определенному числу долей миллиметра; при употреблении окулярного микрометра точность определения размеров повышается по мере того, как берутся все более и более сильные объективы.

Определение относительных количеств минералов в шлифе.

Метод *Делесса*, видоизмененный *Розивалем*, заключается в том, что на рисунке данного препарата или его микрофотографии проводят по различным направлениям линии, которые пересекают минералы, присутствующие в шлифе. Измеряя длины отрезков, приходящихся на долю каждого

курса петрографии.



3549 $\frac{7}{66}$

отдельного минерала, и складывая сумму этих отрезков, получают относительные количества минералов в данном шлифе и, следовательно, в самой породе. Вместо прямых линий можно проводить запутанные кривые линии. Точность будет тем больше: а) чем меньше размеры отдельных минералов, б) чем больше проведено линий, в) чем больше та поверхность, на которой производится измерение. Если длина линии в сто раз больше диаметра отдельных зерен минералов, точность равна 1%.

Метод *Розиваля* может быть упрощен при пользовании окуляром *Гиршвальда*, в котором находятся две взаимно перпендикулярные линейки. Линейку, разделенную на 70 частей, ставят против нуля другой аналогичной линейки и считают, сколько делений первой приходится на долю отдельных минералов и т. д.; затем передвигают линейку на одно деление второй и снова производят отсчет.

Иногда пользуются также следующим методом: при помощи рисовального прибора на бумаге обводят контуры видимых в микроскоп минералов, ножницами вырезают эти минералы и взвешивают куски рисунков каждого минерала отдельно; то же можно сделать, вырезывая изображения минералов на микрофотографии. Вольшой точности достигают этим методом, проектируя препарат на экран, обводя контуры минералов на бумаге, приложенной к экрану, и взвешивая затем вырезанные по контурам куски бумаги.

Исследование в отраженном свете.

Исследования в отраженном свете непрозрачных минералов и фигур вытравливания производят, закрывая зеркало внизу микроскопа и пользуясь падающим сверху светом; или же, закрыв зеркало, надевают вертикальный иллюминатор, в котором сбоку находится отверстие и против него внутри призма с полным внутренним отражением; в отверстие впускают лучи света, которые идут, преломившись в призме, вниз, где и отражаются от препарата.

Определение показателей преломления.

Показатели преломления определяют с помощью микроскопа либо приблизительно (метод изучения характера

поверхности минерала и рельефа его), или довольно точно (метод погружения). Наиболее точные результаты получаются при употреблении рефрактометров с полным внутренним отражением.

Первый метод основан на том, что в шлифе все минералы покрыты сверху и снизу слоем канадского бальзама, с показателем преломления, близким к 1,55. В то же время поверхность шлифа всегда покрыта тонкими бороздками, получающимися при шлифовании. Если показатели преломления канадского бальзама и минерала неодинаковы, то на границе между первым и вторым происходят отклонения лучей вследствие явлений преломления и полного внутреннего отражения. Эти явления будут тем более сильно выражены, а) чем больше разница между показателями преломления, б) чем более взаимно параллельны те лучи, которые проходят через препарат. Для получения возможно более параллельных лучей при помощи рычага и винта, находящегося под столиком микроскопа, или просто пальцами, опускают поляризатор, на котором лежит осветительная линза (рис. 10); при этом получаются все более и более параллельные лучи; они же получаются и в том случае,

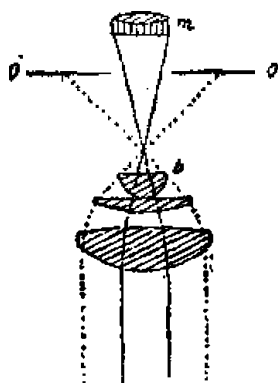


Рис. 10.

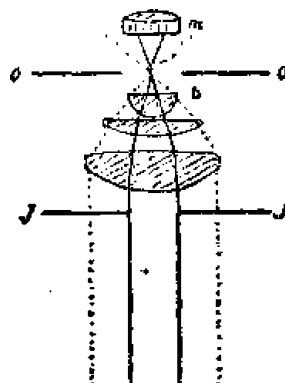


Рис. 11.

если сбоку под поляризатор подводить палец; тогда пучок лучей, идущих сбоку, будет состоять из более или менее параллельных лучей. То же достигается и диафрагмой, помещаемой иногда под поляризатором (рис. 11). Во всех этих случаях препарат становится темнее, но зато резко выступают явления преломления и полного внутреннего отражения.

Вследствие этих отклонений не все лучи попадают в микроскоп и, следовательно, в глаз. Благодаря этому, поверхность минерала, если показатель преломления его разнится от показателя преломления канадского бальзама, кажется покрытой массой как бы точек, сливающихся друг с другом в тонкие морщинки,—получается так называемая *шагреневая* поверхность минерала. Также и на границе между двумя минералами с неодинаковым показателем преломления наблюдаются нередко явления полного внутреннего отражения; благодаря им, минерал с большим показателем преломления окружен каймой, тем более широкой и резкой, чем больше его показатель преломления сравнительно с соседним минералом; минерал кажется как бы выдающимся над окружающими минералами; он обладает *рельефом*.

В зависимости от показателей преломления и связанных с ними характером поверхности и рельефом минералы можно разделить на несколько групп:

1. Показатель преломления меньше 1,55. Слабая шагреневая поверхность на пизжей поверхности шлифа. Отрицательный рельеф (минерал кажется расположенным ниже других). Лейцит, содалит, гаюин, нозеан, плавиковый шпат, нефелин, ортоклаз, микроклин.

2. Показатель преломления 1,55—1,57. Без шагреновой поверхности и без рельефа. Кварц, олигоклаз, кордиерит.

3. Показатель преломления 1,57—1,60. Слабо выраженные шагреновая поверхность и рельеф. Кальцит, основные плагиоклазы, мусковит.

4. Показатель преломления 1,61—1,65. Ясная шагреновая поверхность и рельеф. Апатит, турмалин, роговая обманка, апдалузит.

5. Показатель преломления 1,66—1,70. Рельеф и шагреновая поверхность, резко выраженные. Оливин, ромбические пироксены, диопсид.

6. Показатель преломления 1,71—1,78. Рельеф и шагреновая поверхность очень резкие. Эпидот, авгит, грапат.

7. Показатель преломления больше 1,78. Рельеф и шагреновая поверхность чрезвычайно резко выраженные. Титанит, циркон, апатит, рутил.

При некотором навыке при пользовании приведенной таблицей удается определять показатели преломления минералов с достаточной точностью.

Метод Бекке. При определении малой разницы показателей преломления двух рядом лежащих минералов, главным образом кварца и различных полевых шпатов, можно с большим успехом пользоваться методом, предложенным Бекке. Метод заключается в том, что на границе между двумя минералами хотя бы с весьма малой разницей в показателях преломления при перемещении тубуса наблюдается появление тонкой светлой полоски (*бекковской линии*), которая при поднятии тубуса микроскопа передвигается в сторону минерала с большим показателем преломления. При этом под столиком микроскопа должен находиться поляризатор, чтобы выделять в исследуемых двоякопреломляющих минералах один какой-либо луч. Появление бекковской линии (рис. 12), объясняется тем, что часть лучей, падая под пологим углом на границу между двумя минералами, испытывает при встрече с минералом с меньшим показателем преломления полное внутреннее отражение; как видно на рисунке, направо от границы между обоими минералами собирается большее число лучей, чем налево. При поднятии тубуса пучок отклоненных лучей попадает в глаз наблюдателю, и мы видим тогда на поверхности минерала с большим показателем преломления светлую полоску. Этим методом особенно часто пользуются при определении полевых шпатов, сравнивая их показатели преломления с показателями преломления соприкасающихся с ними зерен кварца.

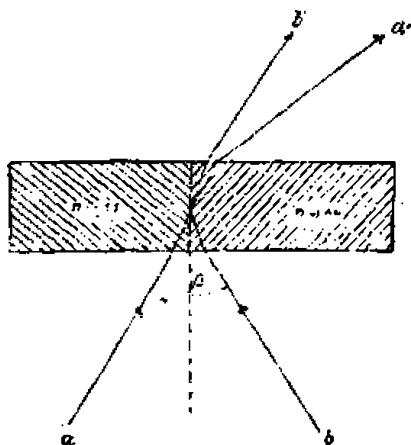


Рис. 12.

Метод погружения. Метод погружения основан на том, что путем смешения двух жидкостей различного показателя преломления готовится или из ряда жидкостей подбирается жидкость, показатель преломления которой равен

показателю преломления зерна данного минерала, погружаемого в нее на предметном стекле; в таком случае при поднятии тубуса не появляется на границе между минералом и окружающей жидкостью бекковская линия.

Ван дер-Кольк предложил 15 жидкостей с определенными заранее показателями преломления, к которым можно присоединить еще несколько:

Вода.	1,33.	Нитробензол . . .	1,554.
Глицерин.	1,46.	Монобромбензол . .	1,561.
Тетрахлорметан . .	1,466.	Бромформ.	1,588.
Ксилол	1,495.	Коричное масло . .	1,605.
Бензол	1,501.	Моноiodбензол . . .	1,621.
Кедровое масло . .	1,515.	α —моноклорнафталин	1,639.
Моноклорбензол . .	1,527.	α —монобромнафталин	1,658.
Бромистый этилен .	1,536.	Иодистый метилен .	1,740.
Гвоздичное масло .	1,544.	Иодистый метилен	
Канадский бальзам.	1,549.	с серой.	1,83.

При способе смешения двух жидкостей с различными показателями преломления пользуются α -монобромнафталином (показатель преломления 1,639) или иодистым метиленом (1,740), которые смешиваются с бензолом (1,501). Показатель преломления смеси наиболее удобно определять при помощи *рефрактометра Вертрана*, видоизмененного *Смитом* (1907). В состав его входит полусфер из сильно преломляющего свет стекла (показатель преломления его 1,7938), который плотно вделан в тонкую металлическую пластинку, прикрепленную винтами к двум треугольникам, которые в свою очередь прикреплены к вертикальной металлической же пластинке. Полусфера располагается так, что угол между нормалью к плоской поверхности его и осью трубки прибора равен приблизительно 64° . Под таким же углом, но на противоположной стороне треугольников, прикреплена пластинка из матового стекла; металлическая пластинка с полусферой при помощи четырех винтов прикрепляется к такой же пластинке на конце трубки прибора. Винты после юстировки прибора закрепляются навсегда. На этом же конце трубки находится предложенная *Смитом* корректирующая линза. В другой конец трубки вставляется вторая,

укрепляемая при помощи особого кольцевого зажима; на конце внутренней трубки находится тонкая стеклянная пластинка с фотографическим изображением на ней шкалы, на которой нанесены числа через каждые 10 делений. На другом конце внутренней трубки находится окуляр, который устанавливается по глазу наблюдателя. Для более удобного наблюдения внутренняя трубка коленчато изогнута, и в изломе вставлена призма с полным внутренним отражением. Каждое деление шкалы соответствует определенному заранее и данному в особой таблице показателю преломления. Показатель преломления определяют, помещая каплю испытуемой жидкости на поверхность полусфера, наблюдая границу полного внутреннего отражения на шкале. Прибор дает возможность определять показатели преломления от 1,40 до 1,75. При достаточном навыке и употреблении света натрия можно получать результаты, достигающие точности до 0,001—0,002.

При помощи того же рефрактометра Бертрапа-Смита можно определять показатель преломления и в пластинках минералов, даже диаметром в 1 мм., помещая их на плоскую поверхность полусфера, смоченную α -монобромнафталином.

Наиболее точные результаты получаются при применении рефрактометров Валлерана или Клейна и др.

Изучение вclusions. Различают три рода включений: твердые, жидкие и газообразные. Первые в большинстве случаев принадлежат минералам и исследуются, как и другие минералы, входящие в состав горных пород. Реже они принадлежат стеклу и характеризуются в таком случае весьма малым показателем преломления (бекковская линия!), не действуют на поляризованный свет, большей частью бесцветны, реже окрашены в бурые или иные цвета. Иногда внутри них находится неподвижный газовый пузырек с широкими черными контурами; когда они включены в кварце или полевых шпатах, вообще в минералах с малым показателем преломления, контуры их представлены сравнительно тонкими линиями (рис. 13). Значительно больше разница между показателями преломления жидкостей (около 1,3) и минералов (наименьший пок. прел. 1,43), благодаря

чему включения жидкостей в минералах окружены значительно более резкими контурами; в них также наблюдаются газовые пузырьки, в некоторых случаях находящиеся в непрерывном движении; очертания включений жидкостей округлые, овальные, в других случаях крайне неправильные, ветвистые (рис. 14); из жидкостей могут присутствовать углекислота, водные растворы солей и т. д. Включения газов с теми же очертаниями, как и включения жидкостей, отличаются резкими, широкими черными каймами (рис. 15).



Рис. 13.



Рис. 14.



Рис. 15.



Исследование минералов в поляризованном свете.

Исследование при одном поляризаторе.

При исследовании минералов в поляризованном свете при одном поляризаторе под столик микроскопа подводят последний, если его не было ранее, и несколько опускают осветительный аппарат. При таких условиях является возможным исследовать прежде всего явления плеохроизма.

Плеохроизм. Плеохроизмом называется способность некоторых двоякопреломляющих минералов различно поглощать лучи света различных длин волны, колебания которых происходят в направлениях различных осей упругости; следствием этого является то, что некоторые минералы в различных направлениях обнаруживают различную окраску. Очевидно, плеохроизм не может наблюдаться в кристаллах правильной системы (однопреломляющие), так как в них оптические свойства не изменяются с направлениями. В кристаллах двоякопреломляющих в общем получается два плоско-поляризованных луча, в которых колебания происходят в различных плоскостях и в некоторых минералах могут обладать различной окраской.

Плеохроизм изучается с помощью лупы *Гайддингера* или двойникового поляризатора *Карпинского*, которые дают два

рядом расположенные, различно окрашенные изображения, соответствующие при определенном положении препарата окраскам колебаний двух различных направлений.

В шлифе плеохроизм удобнее всего наблюдать по методу Чермака, исследуя препарат при одном поляризаторе и вращая столик микроскопа, причем колебания происходят по направлению то одной, то другой оси упругости.

Различают три рода плеохроизма:

1. В различных направлениях поглощаются различные части спектра, причем интенсивность окраски не изменяется. Так, некоторые пироксены дают в одном направлении светло-зеленую, в другом светло-желтую окраску.

2. Во всех направлениях поглощаются одни и те же части спектра, но с различной интенсивностью. Напр., биотит окрашивается тогда, когда колебания происходят параллельно спайности, в темно-коричневый цвет, в направлении перпендикулярном — в светло-коричневый.

3. В различных направлениях поглощаются различные части спектра с различной интенсивностью. Изменяется, как окраска минерала, так и интенсивность ее. В роговой обманке получается в одних направлениях темно-зеленая окраска, в других — светло-желтая.

При исследовании плеохроизма необходимо указывать, каким кристаллографически направлениям соответствует та или иная окраска. В кристаллах одноосных имеются два направления, соответствующие направлениям колебаний лучей обыкновенного и необыкновенного; если колебания первого происходят параллельно оси упругости a , то колебания второго — оси c и наоборот. Поэтому для них пишется формула плеохроизма, как напр. для турмалина: a — светложелтый, c — темно-коричневый; формула абсорпции будет $c > a$. В кристаллах двуосных имеется три направления с различной окраской, и поэтому формула плеохроизма напр. для роговой обманки будет такова: a — светло-желтовато-зеленый, b — голубовато-зеленый, c — темно-зеленый; формула абсорпции $c > b > a$ или $\gamma > \beta > \alpha$.

С плеохроизмом тесно связано появление при вращении шлифа при одном поляризаторе *плеохроичных оболочек*; вокруг включений в некоторых плеохроичных минералах то

появляются, то исчезают окрашенные кружки, причем наибольшая интенсивность окраски их совпадает с наиболее интенсивной окраской самого минерала. Плеохроичные оболочки наблюдаются в следующих минералах: амфиболах, слюдах, хлоритах, турмалине, кордиерите, ставролите, андалузите, хрупких слюдах. Особенно часто они присутствуют вокруг включений циркона и ортита (в биотите, роговой обманке и пр.), вокруг джумортиерита (в кордиерите); наблюдаются также слабо выраженные плеохроичные оболочки вокруг включений апатита, касситерита, рутила и др.

Происхождение плеохроичных оболочек до настоящего времени не вполне выяснено. Некоторые считают их обусловленными присутствием вокруг названных включений органического вещества; другие совершенно отрицают эту связь, объясняя их происхождение присутствием вокруг некоторых включений неорганического пигмента (напр. содержащего железо, перий и т. д.). Этот пигмент оказывает влияние также и на показатели преломления вещества минерала в плеохроичной оболочке, и на силу ее двойного лучепреломления. В настоящее время многие склоняются к мысли, что причиной образования плеохроичных оболочек являются явления радиоактивности, обусловленные присутствием в некоторых включениях урана, тория, радия или иония. Чаще всего они обусловлены присутствием либо урана, либо тория, причем в том случае когда присутствуют оба элемента, получается две оболочки различной интенсивности; в биотите чаще всего диаметр меньшей оболочки около 0,03 μ или большей — 0,040 м.м.

Исследования между скрещенными николями.

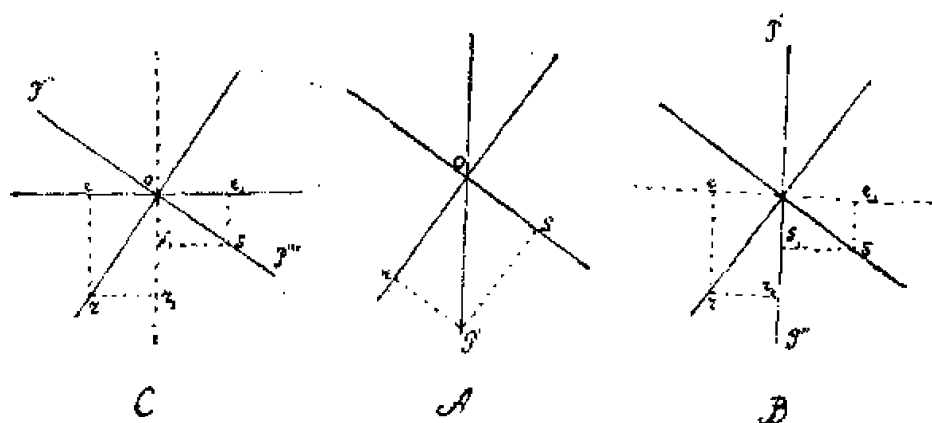
Если в тубус микроскопа вдвинуть анализатор так, чтобы направление колебаний в нем было перпендикулярно направлению колебаний в поляризаторе (*скрещенные николи*), поле зрения будет темным.

Если между скрещенными николями поместить пластинку минерала изотропного, то при полном обороте столика микроскопа поле зрения все время будет оставаться темным.

В том случае, когда при тех же условиях на столик микроскопа будет помещена пластинка анизотропного ми-

нерала, вырезанного перпендикулярно к оптической оси, то в случае минерала одноосного поле зрения при вращении столика микроскопа будет оставаться темным; в случае минерала двуосного оно все время будет оставаться одинаково слабо освещенным. Если же пластинка вырезана косо к оптической оси (оптическим осям), то при полном обороте столика микроскопа четыре раза будет наблюдаться просветление и интерференционная окраска минерала и четыре раза потемнение.

Возьмем случай, когда в пластинке, помещенной между скрещенными николями, колебания будут происходить параллельно колебаниям в николях. Тогда лучи, вышедшие из поляризатора, войдут в пластинку, где они будут про-



(Рис. 16).

должать свои колебания в прежнем направлении и по выходе из пластинки будут погашены анализатором. Если же направления колебаний в пластинке образуют некоторый угол с колебаниями в николях, то получается иной результат. Пусть (рис. 16, A) O_r и O_s — направления колебаний в пластинке. Луч света, выйдя из поляризатора $P'P''$ и войдя в пластинку, распадается на два луча, колебания которых происходят в направлениях наибольшей и наименьшей упругостей в данном разрезе. Так как скорость распространения света прямо пропорциональна упругости эфира в направлении колебаний, т. е. перпендикулярно к лучу, оба луча будут распространяться с различной скоростью; пройдя пластинку, они будут обладать некоторой разницей хода,

тем большей, 1) чем больше толщина пластинки, и 2) чем больше сила двойного лучепреломления минерала в этом разрезе. В вышедших из пластинки лучах колебания взаимно перпендикулярны и потому не могут интерферировать; интерференция будет происходить лишь в анализаторе, который сводит оба колебания в одну плоскость. Встречая на дальнейшем пути анализатор (рис. 16, *C*), каждое из упомянутых колебаний с амплитудами O_r и O_s распадается в свою очередь на два новых колебания с амплитудами: первое O_e и O_{r_1} , второе O_{e_1} и O_{s_1} , из которых O_{s_1} и O_{r_1} поглощаются в анализаторе, так как испытывают в нем полное внутреннее отражение, и проходят лишь колебания O_e и O_{e_1} , которые и будут интерферировать. Колебания O_e и O_{e_1} направлены в противоположные стороны, следовательно, входя в анализатор, они будут находиться в противоположных фазах; это значит, что если плоскость поляризации анализатора и поляризатора взаимно перпендикулярны, то к той разности хода, которую оба луча получили по выходе из пластинки минерала, нужно прибавить еще полволны, т. е. $\lambda/2$.

Иное получается, когда плоскости обоих николей взаимно параллельны (рис. 16, *B*); в этом случае, входя в анализатор *P''P'*, оба колебания находятся в одинаковых фазах, и к той разности хода, которую они получили в пластинке, не надо ничего прибавлять.

При исследовании шлифов пользуются белым светом, состоящим из смеси лучей различной длины волны.

Длины волн λ в различных частях спектра таковы:

<i>A</i> красный	$\lambda = 760 \text{ мμ}$	<i>F</i> синий	$\lambda = 486 \text{ мμ}$
<i>C</i> оранжевый	$\lambda = 656 \text{ мμ}$	<i>G</i> индиговый	$\lambda = 430 \text{ мμ}$
<i>D</i> желтый	$\lambda = 589 \text{ мμ}$	<i>H</i> фиолетовый	$\lambda = 396 \text{ мμ}$
<i>B</i> зеленый	$\lambda = 517 \text{ мμ}$		

Отсюда видно, что длина волны красного цвета приблизительно в два раза больше длины фиолетового. При интерференции покажут лучи, разность хода которых равна $\lambda/2$ или $(2n - 1) \lambda/2$ (нечетному числу полуволн). При *скрещенных николях* интерференция происходит с противоположными фазами, и потому будут *погашены* лучи, которые по

выходе из пластинки будут обладать разницей в целую волну λ или вообще четное число половин $2n\lambda/2$; наиболее яркими будут те лучи, для которых разность хода по выходе из пластинки будет равна $\lambda/2$ или $(2n - 1)\lambda/2$.

Если при скрещенных николях по выходе лучей из кристалла получается разность хода, приближающаяся к $50\text{ }\mu\text{м}$, то она оказывается настолько малой, что лучи будут лишь весьма слабо действовать на наш глаз. Получается слабо-серая, почти черная интерференционная окраска. Если разность хода будет несколько больше, то постепенно усиливается фиолетовый цвет, так как разность хода для него все более и более приближается к $\lambda/2$; получается слабо выражаемая синеватая окраска, так называемая лавандово-серая. При дальнейшем увеличении разности хода постепенно усиливаются другие цвета, и при разности хода в $250\text{ }\mu\text{м}$ получается почти чистый *белый цвет I порядка*; получение этого цвета обусловлено тем, что разность хода в $250\text{ }\mu\text{м}$ близка к $\lambda/2$ фиолетового цвета и в то же время к $\lambda/4$ красного, т. е. приближается к $\lambda/2$ той части спектра, которая особенно интенсивно сравнительно с фиолетовыми лучами действует на наш глаз; благодаря смешению всех цветов от фиолетового до красного получается впечатление белого цвета.

Затем постепенно усиливается желтая окраска, и при разности хода в $332\text{ }\mu\text{м}$, приблизительно равной $\lambda/2$ наиболее интенсивного желтого цвета и λ фиолетового, который поэтому угасает, получается яркая окраска *желтая I порядка*, которая постепенно сменяется *оранжевой* и затем *красной*. При разности хода в $557\text{ }\mu\text{м}$, почти равной λ желтого цвета и $3/2\lambda$ фиолетового, первый цвет совершенно погасает, второй усиливается, и получается яркая *фиолетовая окраска I порядка*, которая носит название *чувствительной*, так как при самом малом изменении разности хода она заменяется либо красной, либо следующей за ней синей. При дальнейшем увеличении разности хода постепенно усиливаются цвета *синие*, затем *голубые*, *зеленые* снова появляется *желтая окраска*, когда разность хода достигает $910\text{ }\mu\text{м}$, затем *оранжевая*, *красная* и при разности хода $1128\text{ }\mu\text{м}$ — *фиолетовая II порядка*. Цвета между фио-

летовыми цветами I и II порядков носят название цветов II порядка. Далее в совершенно той же последовательности сменяются цвета III, IV, V и т. д. порядков, разделяемые фиолетовыми цветами III, IV и т. д. порядков. Цвета I и II порядков наиболее чисты и ярки, что же касается цветов более высоких порядков, то они становятся все более и более бледными, так как одновременно усиливается и ослабляется все большее и большее количество цветов спектра. Если разность хода очень велика, получается *белый цвет высшего порядка*. Так разность хода в 5000 μ будет равна 7 λ красного цвета, 8 λ оранжевого, 9 λ желтозеленого, — 10 λ зеленого, 11 λ синего, 12 λ синефиолетового, 13 λ фиолетового; все эти цвета будут погашены, промежуточные же будут усилены и дадут белый цвет. Если николи взаимно параллельны, получается дополнительная окраска.

Вышеописанная интерференционная окраска выводится при предположении, что показатели преломления для всех цветов одинаковы, и что сила двойного лучепреломления не зависит от цвета. Такого рода интерференционная окраска называется *нормальной*. Но во многих минералах наблюдается несколько иная окраска, обычно мало разнящаяся от нормальной. Бекке (1904) различает три случая:

1. **Супернормальная интерференционная окраска:** сила двойного лучепреломления для красного цвета меньше, чем для синего, $(\gamma - \alpha) d < v$ (кварц, кальцит); обычно она весьма слабо выражена. Наиболее резко она выступает в эпидоте, в тонких пластинках которого красный цвет не появляется, и наблюдается характерная синяя или синесерая окраска; при большей толщине получают весьма яркие желтые, красные, голубые и иные цвета.

2. **Субнормальная интерференционная окраска;** сила двойного лучепреломления для красного цвета больше, чем для синего, $(\gamma - \alpha) d > v$; она характерна для немногих минералов, между прочим для бедных железом хлоритов, в которых получается ржаво-бурая интерференционная субнормальная окраска. Почти нормальна она в турмалинах и в авгитах.

3. **Аномальная интерференционная окраска;** для средних цветов спектра сила двойного лучепреломления равна 0,

для синих минерал положителен, для красных—отрицателен или наоборот. Окраска эта в большинстве случаев темносиняя или темно-бурая; особенно характерна она для части хлоритов и для везувиана.

Определение направлений угасания.

Определение направлений угасания или, что то же, направлений колебаний минералов имеет большое значение, так как дает возможность во многих случаях определять кристаллическую систему его.

Различают угасания: а) *прямое*: угасание происходит параллельно линиям ограничения кристалла или трещинам спайности по призмам или пинакоидам; в) *косое*: оно образует косые углы с этими же направлениями; с) *симметричное*: направление угасания образует одинаковые углы с двумя равнозначными кристаллографическими направлениями. В кристаллах квадратной, гексагональной и ромбической систем наблюдается прямое и симметричное угасание; в кристаллах моноклинической системы в разрезах, перпендикулярных к плоскости симметрии, наблюдается прямое и симметричное угасание; в остальных разрезах—косое: в кристаллах триклинических—почти всегда наблюдается косое угасание.

При определении угла угасания данное кристаллографическое направление (ребро или трещину спайности) устанавливают параллельно нити в окуляре, затем, скрестив николи, наблюдают, получилось ли угасание или нет; если пластинка угасла—угасание прямое; если же она осталась светлой—то, заметив деление на краю столика микроскопа против нуля нониуса, вращают столик, пока пластинка не угаснет, и во второй раз делают отсчет при помощи нониуса; вычитая одну величину из другой, получают искомый угол угасания.

Определение момента наступления наибольшего угасания пластинки точнее всего определяется при помощи таких вспомогательных приборов, как ставроскоп *Кибеля*, двойниковая пластинка *Бжезини* и др.

Ставроскоп Кибеля состоит из пластинки исландского шпата, вырезанной перпендикулярно оптической оси и

помещаемой между окуляром и анализатором, насаживаемым на окуляр. Получается фигура одноосного кристалла в сходящемся свете, которая имеет правильную форму лишь тогда, когда пластинка, лежащая на столике микроскопа, совершенно погасла.

Двойниковая пластинка Везели состоит из двух кусков исландского шпата, вырезанных почти перпендикулярно оптической оси; куски склеены так, что оптические оси располагаются симметрично к плоскости спая; помещенная между окуляром и анализатором, она дает две рядом расположенные фигуры одноосного кристалла, причем, если пластинка минерала, лежащего на столике микроскопа, вполне угасла, соприкасающиеся балки обоих крестов сливаются друг с другом; при неполном угасании минерала общая балка изламывается.

Точное определение угла угасания без помощи этих приспособлений производится следующим образом: вращают столик микроскопа по часовой стрелке, пока пластинка не угаснет; делают отсчет, после чего вращают немного дальше; затем поворачивают столик микроскопа против часовой стрелки, пока снова не наступит угасание пластинки, и делают второй отсчет; после этого поворачивают столик микроскопа еще немного в том же направлении и снова вращают назад; операцию повторяют несколько раз и берут среднее из ряда отсчетов.

При определении угла угасания необходимо каждый раз указывать, имеем ли мы дело с углом, образованным данным кристаллографическим направлением с направлением колебаний луча, обладающего наибольшим показателем преломления γ или наименьшим α .

Измерение силы двойного лучепреломления

Интерференционная окраска зависит: а) от силы двойного лучепреломления и в) от толщины пластинки. Зная последнюю и интерференционную окраску, мы можем определить силу двойного лучепреломления в данном разрезе.

Наиболее быстро, хотя и не особенно точно, силу двойного лучепреломления можно определить по методу сравнения. Наиболее часто пользуются методом *Мишель-Леви*,

включающимся в следующем. На таблице нанесены вертикально расположенные интерференционные цвета первых четырех порядков. На ней же нанесены горизонтальные линии, соответствующие толщинам шлифа от 0 до 0,06 мм., через каждые 0,01 мм. толстые, через каждые 0,001 мм. тонкие. Из точки пересечения линии нулевой толщины и линии отсутствия разности хода расходятся радиально линии, на концах которых стоят числа, соответствующие той или иной силе двойного лучепреломления. Самое определение производится так: находят точку пересечения линии, соответствующей данной толщине шлифа, с вертикальной полосой того цвета, в который окрашен данный разрез минерала: через эту точку проходит одна из радиально расходящихся линий, на конце которой стоит искомая величина силы двойного лучепреломления. Так, если толщина шлифа 0,03 мм., разрез минерала окрашен в красный цвет II порядка, сила двойного лучепреломления минерала в этом разрезе будет равна 0,033. Толщину шлифа измеряют либо по методу герцога де-Шона, либо же определяя наиболее высокую интерференционную окраску минерала сила двойного лучепреломления которого известна, и по таблице Мишель-Леви определяется обратно толщина шлифа.

Для наиболее точного определения силы двойного лучепреломления по методу сравнения пользуются *компаратором* Мишель-Леви (рис. 17), состоящим из окуляра, вставляемого в тубус: в окуляр вделана горизонтальная трубка с двумя перекрещенными николями N и N' , между которыми помещается кварцевый клин A , дающий интерференционные окраски от темной до цветов IV порядка на толстом конце клина. Призма полного

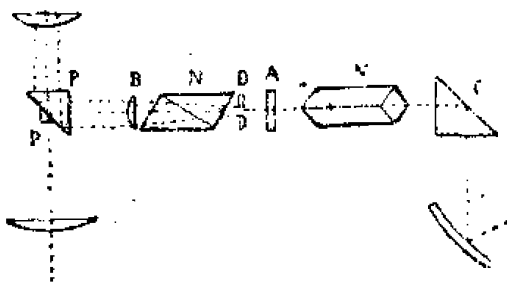


Рис. 17.

внутреннего отражения pp внутри окуляра дает возможность видеть эти интерференционные окраски. Передвигая кварцевый клин, пока не получится в нем та же интерференционная окраска, как и в исследуемом минерале, окраска

которого видна одновременно с окраской кварцевого диска, и отсчитывая на головке микрометрического винта, перемещающего этот диск, деления, можно, зная толщину шлифа, определить силу двойного лучепреломления минерала.

Сила двойного лучепреломления определяется также помощью компенсации той разности хода, которая получается при прохождении лучей через двоякопреломляющую пластинку. Приборы, служащие для определения силы двойного лучепреломления по этому способу, носят название *компенсаторов*. Часто употребляется компенсатор *Бабинне*. Очень просто устроен компенсатор *Федорова*.

Компенсатор Федорова (рис. 18) состоит из длинной стеклянной пластинки, на которой наклеивается 16 ступенчато палочкообразных одна на другую пластинок слюды, причем толщина их такова, что при прохождении через каждую из них получается разность хода, равная $\lambda/4$ желтого цвета, т. е. почти около 150 μ . Следовательно, при прохождении света



Рис. 18.

через 4 пластинки получается разность хода в одну волну, через две — пол-волны, и т. д.

Самое определение силы двойного лучепреломления производится таким образом: испытуемую пластинку минерала поворачивают так, чтобы в ней направление колебаний образовывали угол в 45° с сечениями николей; затем в отверстие под анализатором вдвигают компенсатор так, чтобы направление наибольшей упругости в нем совпадало с направлением наименьшей упругости в минерале; тогда наблюдается понижение интерференционной окраски; когда разности хода в минерале и в компенсаторе будут равны, то они будут компенсированы; получится черная или темная окраска минерала. Разность хода в минерале будет равна в таком случае $\lambda/4$, помноженному на число пройденных слюдяных пластинок. Зная толщину пластинки, по таблице определяют силу двойного лучепреломления (табл. 1).

Компенсатор Бабинне (рис. 19), при употреблении которого получаются наиболее точные результаты, состоит из двух наложенных один на другой одинаково острых квар-

цевых клиньев, причем оптическая ось в верхнем идет перпендикулярно к острому ребру ad , в нижнем—параллельно ему (bc). Верхний клин неподвижен, нижний может передвигаться, и величина передвижения отсчитывается при помощи делений на головке микрометрического винта.

При нулевом положении в середине поля зрения, которая дается небольшим перекрестом, толщина обоих кварцевых клиньев одинакова; здесь при скрещенных николях и положении кварцевых клиньев в 45° к сечениям их наблюдается черная по-

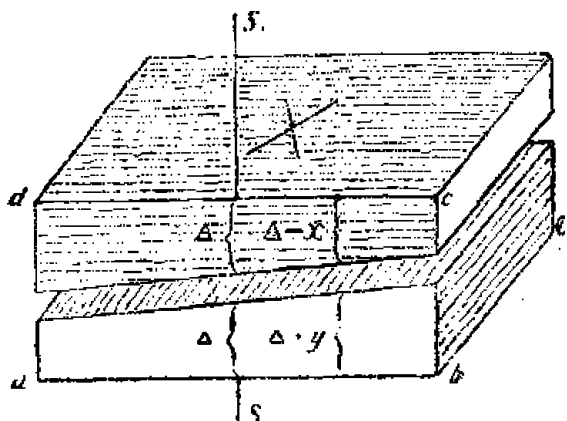


Рис. 19.

лоса, благодаря тому, что одинаковые оптические направления в обоих клиньях взаимно перпендикулярны, и разность хода, полученная в нижнем клине, компенсируется разностью хода, полученной в верхнем. По обе стороны этой полосы при употреблении белого света симметрично располагаются интерференционные цвета все более и более высокого порядка. Если на столике микроскопа поместить разрез двойкопреломляющего минерала, то черная полоса смещается, притом тем более сильно, чем больше сила двойного лучепреломления. При помощи микрометрического винта передвигают нижний кварцевый клин, пока он не компенсирует той разности хода, которая получена в пластинке минерала; в таком случае в центре поля зрения будет наблюдаться темная полоса. Если повернуть разрез минерала на 90° , то черная полоса передвигается в другую сторону; снова вращая микрометрический винт, ее возвращают на перекрест и делают отсчет; среднее из двух отсчетов и служит мерой для силы двойного лучепреломления. При употреблении однородного света (напр. желтого) получается ряд черных полос, располагающихся в тех местах, где раз-

ность хода равна λ или же $2 \text{ и } \frac{\lambda}{2}$. Сила двойного лучепреломления $\gamma - \alpha$ определяется по формуле $\gamma - \alpha = \frac{l \cdot \lambda}{\delta \cdot d}$, где l — перемещение винта, которое производится, чтобы средняя темная полоска в присутствии минерала пришла в центр поля зрения, λ — длина волны употребляемого света (для желтого цвета натрия $\lambda = 0,000589$), δ — число делений микрометрического винта, соответствующее передвижению клина от средней темной полосы до ближайшей левой или правой при употреблении однородного света (напр. желтого); δ определяется для данного компенсатора раз навсегда; для этого в отсутствии минерала в однородном свете устанавливают одну из черных полосок в центре поля зрения, делают отсчет, затем вращают винт, пока соседняя черная полоса не станет в центре; разность двух отсчетов дает нам $\delta \cdot d$ — толщину пластинки.

При определении силы двойного лучепреломления минералов в шлифах необходимо иметь в виду, что один и тот же минерал может давать различную интерференционную окраску, в зависимости от того, в каком направлении проведен разрез. Наиболее характерна при этом для каждого данного минерала наиболее высокая интерференционная окраска, соответствующая наибольшей силе двойного лучепреломления, т.-е. разнице $\gamma - \alpha$ между наибольшим и наименьшим показателями преломления его.

Определение оптического характера главной зоны минерала.

Минералы, присутствующие в горных породах, часто удлинены (или пластинчатые), преимущественно в определенных кристаллографических направлениях, с которыми в одних минералах совпадает ось наибольшей упругости α , в других ось наименьшей упругости ϵ . В первом случае говорят об *отрицательном* удлинении минерала и об *отрицательном оптическом характере* главной зоны минерала, во втором — о *положительном* удлинении и *положительном характере* главной зоны. Для определения оптического характера главной зоны или удлинения пользуются гипсовой пластинкой, кварцевым клином и т. д.

Употребление их основано на том, что интерференционная окраска обуславливается известной разностью хода, и она тем выше, чем больше последняя, и наоборот. Поэтому, если над данным разрезом двоякопреломляющего минерала поместить другой, ориентированный так же, как первый, т.е. с совпадением в обоих соответствующих осей упругости, то интерференционная окраска повышется; если же они ориентированы не одинаково, и совпадают одна с другой различные оси упругостей (ось наибольшей с осью наименьшей упругости), то окраска понижается.

Гипсовая пластинка.—Употребляется гипсовая пластинка такой толщины, что она дает чувствительную фиолетовую или фиолетово-красную окраску I или II порядка. Малейшее изменение разности хода проходящих через нее лучей вызывает в ней появление либо желтой (если разность хода уменьшается), либо синей (если разность хода увеличивается) окраски при небольшой разности хода в разрезе минерала; в противном случае наблюдается вообще повышение или понижение интерференционной окраски в самом минерале. Гипсовая пластинка заклеивается между двумя стеклышками, на одной из которых или на металлической обойме отмечается направление наибольшей оси упругости a в гипсовой пластинке. Определение оптического характера удлинения производится так: сперва устанавливают минерал на угасание, затем поворачивают столик микроскопа на 45° , чтобы получить наибольшее просветление. После этого в соответствующий разрез в тубусе вдвигают гипсовую пластинку и наблюдают за изменением окраски минерала или гипсовой пластинки. Если наблюдается понижение интерференционной окраски—удлинение минерала положительное; если повышение—стрикатное. Для проверки минерал поворачивают на 90° , тогда с его длиной будет совпадать направление оси наименьшей упругости c в гипсе, и вместо понижения в первом случае получатся повышение интерференционной окраски и наоборот.

Кварцевый клин. Кварцевый клин, вырезанный из кварца параллельно или косо к оптической оси его, заклеивается между стеклами; между скрещенными никольями он дает все интерференционные цвета от темно-серого на тонком конце

до цветов по крайней мере IV порядка на толстом. На нем алмазной иглой наносится направление наибольшей упругости α . Вдвигают его в отверстие в тубусе микроскопа так, чтобы ось его была параллельно длине минерала, и следят за тем, происходит ли повышение или понижение окраски. Дальнейшее определение знака производится так же, как и с гипсовой пластиной.

Исследование в сходящемся свете.

При исследовании минералов в сходящемся свете изучают те явления, которые получаются вследствие прохождения поляризованного света через минерал в различных направлениях одновременно. Ход лучей изображен на рис. 20.

Для получения интерференционной фигуры в сходящемся свете поступают так: найдя при малом увеличении подходящий разрез минерала, приподнимают поляризатор с помещенной на его поверхности линзой так, чтобы верхняя поверхность последней вплотную подопла бы к предметному стеклу, после чего вставляют коротко-фокусный объектив (№ V в микроскопах Зейберта, № 7 в микроскопах Фюсса и т. д.); опускают тубус, пока не будет отчетливо виден минерал и центрируют микроскоп. Затем применяют один из следующих методов.

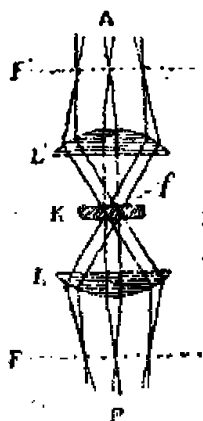


Рис. 20.

1. **Метод Лазо.** Вынимают окуляр; тогда над поверхностью объектива появляется маленькая, но очень отчетливая интерференционная фигура, для которой характерно то, что она не перевернута, но имеет то же расположение оптических осей, как и в самом минерале. Чтобы видеть эту фигуру в самых мелких разрезах минералов, на конец тубуса вместо окуляра вставляется диафрагма с узким центральным отверстием.

2. **Метод с линзой Бертрана.** Оставляют окуляр и вдвигают в тубус или при помощи рукоятки наверху тубуса помещают поперек оси микроскопа линзу Бертрана. Получается более расплывчатая, чем при применении метода Лазо, но сильно увеличенная интерференционная фигура, имеющая обратное положение сравнительно с той, которая

видна при применении первого метода (повернута на 180°). Линза Бертрана может быть применена лишь в том случае, когда минерал занимает более или менее значительную часть поля зрения (почти все поле зрения при сильных увеличениях). В противном случае соседние минералы сильно нарушают ясность получаемой фигуры, или она даже совершенно не видна.

3. Метод Клейна заключается в том, что на окуляр, имеющий внутри присовую диафрагму, накладывают специальную трубку с лупой; получается увеличенное изображение той интерференционной фигуры, которая видна над окуляром простым глазом, если несколько поднять глаз над последним. Благодаря диафрагме, можно получать отчетливую фигуру и от весьма малых разрезов минералов.

Оптически одноосные минералы.

1. Разрезы перпендикулярные к оптической оси, при малом увеличении при вращении столика микроскопа остаются все время темными; в сходящемся свете они дают характерный черный крест, не распадающийся на гиперболы при вращении столика. Кроме того в минералах со значительной силой двойного лучепреломления в поле зрения наблюдаются изохроматические кольца, центром которых является середина креста: толщина изохроматических колец и их радиус тем меньше, чем больше сила двойного лучепреломления минерала, и чем больше толщины шлифа и наоборот. В слабо двойкопреломляющих минералах при обычной толщине шлифа крест кажется сильно расплывчатым.

2. В разрезах, косо направленных к оптической оси, получаются фигуры в зависимости от того, под каким углом к оптической оси вырезана пластинка. Если оптическая ось находится в поле зрения, получается черный крест, центр которого находится в поле зрения и при вращении столика описывает окружность, при чем через центр проходит одна балка за другой (рис. 21а). Если же разрез проведен настолько косо, что оптическая ось находится вне поля зрения микроскопа, то тогда в поле зрения появляется то одна, то другая балка черного креста, причем балки, проходя че-

через центр поля зрения, всегда параллельны сечениям николей (рис. 21б).

3. В разрезах, параллельных оптической оси, лежащих при том так, что оптическая ось образует с сечениями николей угол в 45° , в центре поля зрения наблюдается та или иная интерференционная окраска, которая по направлению оптической оси понижается, перпендикулярно к ней повышается. При вращении столика в поле зрения появляются два пятна, которые покрывают все поле зрения и при дальнейшем вращении уходят в направлении оптической оси.

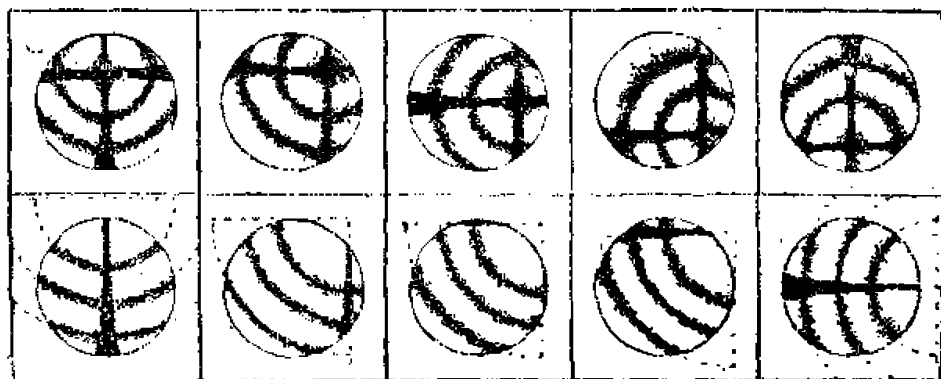


Рис. 21.

Определение оптического характера минералов.

Интерференционная фигура одноосных минералов в сходящемся свете в разрезах, перпендикулярных к оптической оси, получается вследствие прохождения через препарат лучей по различным направлениям, причем те лучи, которые проходят через центр, идут параллельно оптической оси, остальные же образуют тем большие углы с ней, чем дальше от центра поля зрения они выходят.

Для лучшего и более легкого выяснения явлений интерференции в сходящемся свете Бейжэ (1903) предложил чрезвычайно наглядный метод. На шаровой поверхности, описанной вокруг эллипсоида упругости, с этого эллипсоида проектируются направления возможных колебаний. Эти направления с шаровой поверхности проектируются на плоскость, перпендикулярную оптической оси в виде линий, кото-

рье Бекке назвал *скиндромами*. Так как у одноосных минералов колебания возможны либо в главной оптической плоскости, либо в направлении перпендикулярном, то эти направления на шаровой поверхности дадут, как бы мериди-

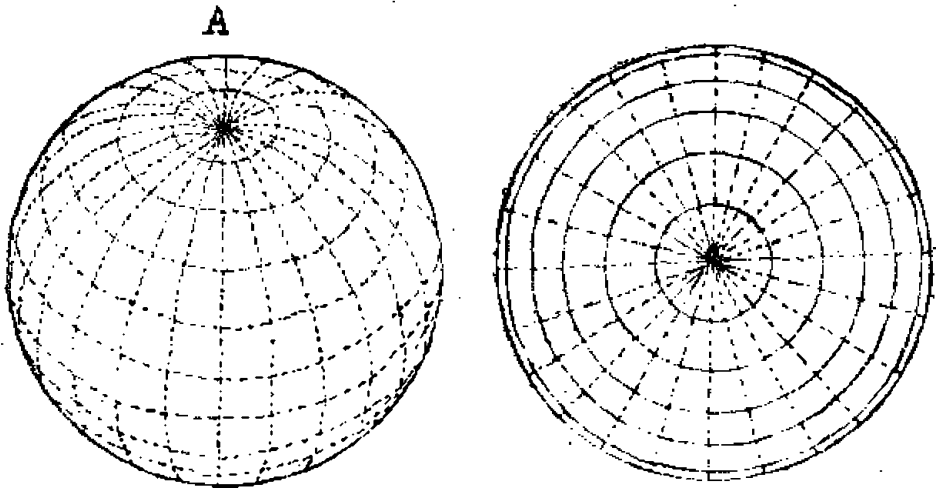


Рис. 23а. Скиндромы в разрезе, координированном к оптической оси одноосного кристалла. Рис. 23. Скиндромы одноосного кристалла в разрезе, перпендикулярном к оптической оси.

аны и широтные круги, если брать аналогию в географических изображениях земли. На плоскости получится соответственно радиусы и круги (рис. 22), при чем центр представит собой место выхода оптической оси. Получается сетка, аналогичная географической.

Если обозначим PP направление колебаний в поляризаторе (рис. 23), AA в анализаторе, получим то, что лучи, выходящие в точках $a, a_1, a_2, \dots$, не пройдут через анализатор, так как в них колебания могут происходить лишь в направлении колебаний поляризатора (в направлении колебаний луча необыкновенного, т. е. в главной оптической плоскости); получается черная балка, параллельная сечению поляриза-

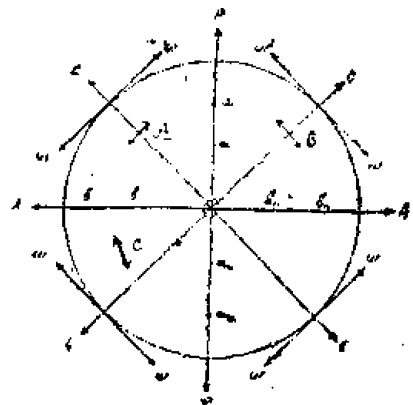


Рис. 23.

тора. Лучи, выходящие в точках $b, b_1, b_2, \dots$, также будут погашены, так как они не выйдут из поляризатора (они должны были бы совпадать с направлением колебаний луча обыкновенного, т. е. происходить перпендикулярно оптической оси). Что касается тех лучей, которые выходят в точках A, B, C и т. д., то каждый из них в кристалле распадается на два луча; один обыкновенный, колебания которого всегда совершаются в направлении oo , перпендикулярном главному оптическому сечению и оптической оси, и необыкновенный, колебания ee которого совершаются в главном оптическом сечении кристалла. Эти два луча отстают один от другого тем больше, чем дальше отстоят выходы их от центра поля зрения. Поэтому после прохождения через анализатор они будут интерферировать с тем большей разностью хода, чем далее от центра поля зрения они выходят — отсюда изохроматические кольца.

Зная, в каких направлениях происходят в таких разрезах колебания лучей обыкновенного и необыкновенного, легко определить оптический характер минерала следующим образом. Получив достаточно ясную интерференционную фигуру (лучше всего в разрезах, возможно более перпендикулярных к оптической оси), вдвигают гипсовую пластинку так, чтобы ось наибольшей упругости в ней делила пополам угол между балками креста. Если кристалл оптически положителен, то в нем в направлении оптической оси лежит ось наименьшей упругости c , в перпендикулярном — ось наибольшей упругости a ; но в последнем направлении колеблется луч обыкновенный oo ; поэтому, если мы вдвинем гипсовую пластинку в тех квадрантах, которые лежат по направлению оси a гипса, будет наблюдаться понижение окраски, т. е. вместо фиолетовой получится желтая, так как направление оси a гипса будет совпадать с направлением наименьшей упругости c минерала. В квадрантах, лежащих перпендикулярно к оси a гипса, будет наблюдаться повышение окраски — ось наибольшей упругости в гипсе совпадает с осью наибольшей упругости в минерале (направление колебаний необыкновенного луча). Черный крест при этом заменяется фиолетовым. В кристаллах, оптически отрицательных, т. е. таких, в которых с направлением оптической оси совпадает ось наибольшей упругости, наблюдается обратное распределение окраски. Следовательно,

если мы вдвинем гипсовую пластинку и будем наблюдать синюю окраску в квадрантах, перпендикулярных к оси наибольшей упругости в гипсовой пластинке, — минерал оптически положителен (рис. 25); если синяя окраска получается в квадрантах, лежащих по направлению оси наибольшей упругости гипсовой пластинки, — минерал оптически отрицателен. (Рис. 24).

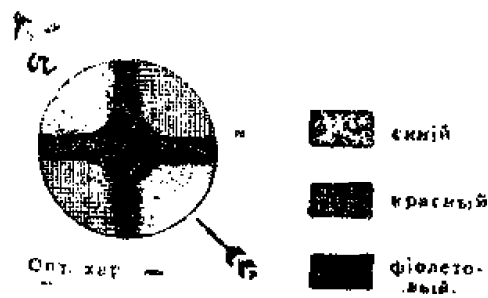


Рис. 24.

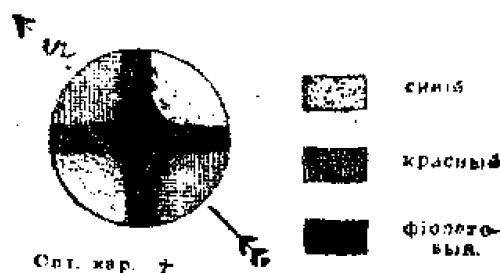


Рис. 25.

Оптический характер может быть определен также при помощи слюдяной пластинки в $\frac{1}{4} \lambda$. Такая пластинка между скрещенными николями дает серовато-белую окраску. Пластинка заклеивается между двумя стеклами, и на верхнем стекле или на металлической обойме намечается направление наибольшей упругости. Если такую пластинку вдвинуть в тубус тогда, когда видна интерференционная фигура одноосного минерала, черный крест распадается на два черных пятна, которые лежат в оптически положительных кристаллах в направлении оси слюдяной пластинки, в оптически отрицательных — перпендикулярно к этой оси.

Оптически двуосные минералы в сходящемся свете.

Разрезы, перпендикулярные к острой биссектрисе. При пользовании методом скиндром Бекке очевидно, как это видно на рис. 26, что в разрезах, перпендикулярных к острой биссектрисе, колебания происходят в направлениях, параллельных в каждой данной точке к касательным к опре-

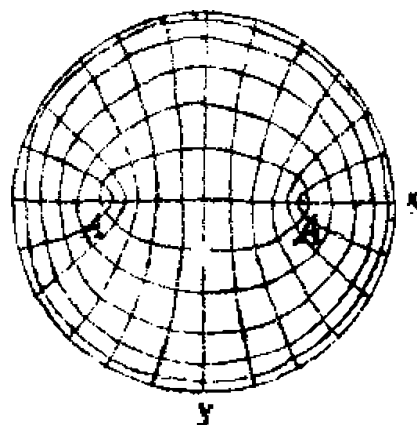


Рис. 26. Скиногномы разреза, перпендикулярного острой биссектрисе

деленным эллипсам и гиперболам, в фокусах которых располагаются выходы оптических осей. Если провести из данной точки линии, соединяющие эту точку с выходами осей, то линии, делящие пополам угол между первыми линиями, будут направлениями колебаний в данной точке (рассуждая обратно, можем построить фигуру скиндром). Из фигуры скиндром можно вывести, что, если мы будем наблюдать минерал в сходящемся свете в разрезе, перпендикулярном острой биссектрисе, причем разрез минерала повернуть так, что плоскость оптических осей делит пополам угол между николями, в сходящемся свете мы прежде всего должны увидеть черный крест; анализируя фигуру скиндром, мы должны прийти к заключению, что наиболее суженной полосой будет та, которая идет перпендикулярно к плоскости оптических осей; идущая же параллельно этой плоскости будет значительно шире и сужена будет лишь в месте выхода оптических осей (рис. 27, стр. 45). Вокруг выходов оптических осей очевидно, наблюдается постепенное увеличение разности хода тем большее, чем дальше уходим от этих выходов: в результате должны получаться изохроматические кольца вокруг каждой оптической оси отдельно: кольца эти будут темные и светлые в монохроматическом свете, окрашенные и черные в смешанном; чем больше диаметр их, тем более они вытягиваются по направлению к месту выхода острой биссектрисы, а затем, достаточно расширившись, сливаются в общие, сжатые в средней части кольца, носящие название *лемнискат*. При меньшей силе двойного лучепреломления и при меньшей толщине препарата кольца и лемнискаты шире и наоборот. При особенно малой толщине препарата или малой силе двойного лучепреломления лемнискаты и кольца могут совершенно отсутствовать, и остается видимым лишь черный крест с не вполне одинаковыми балками.

Если столик повернуть на 45° , крест распадается, как это можно вывести и из фигуры скиндром, сравнивая направления колебаний на этой фигуре с направлением колебаний в николях, на две черные гиперболы, выпуклыми сторонами обращенные к острой биссектрисе. Асимптомами этих гипербол являются направления колебаний в николях. Оптические

оси выходят в вершинах этих гипербола, где они наиболее сужены (рис. 28).

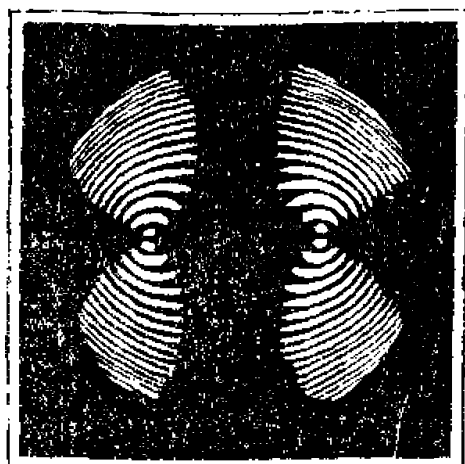


Рис. 27.

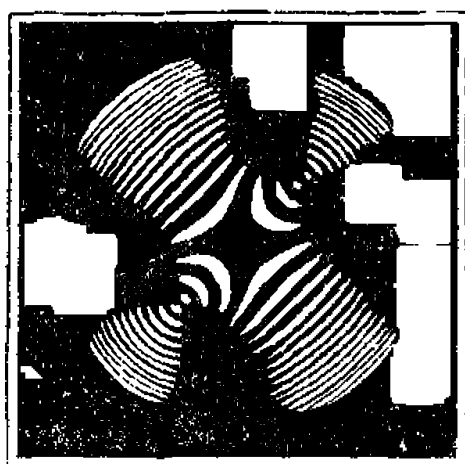


Рис. 28.

Разрезы, перпендикулярные к оптической оси, характеризуются тем, что в параллельном свете между скрещенными николями они остаются все время при вращении препарата одинаково слабо освещенными, что обусловлено явлениями конической рефракции. В сходящемся свете получается черная гипербола, которая при вращении препарата *против часовой стрелки* вращается *по часовой стрелке*; в том случае, когда плоскость оптических осей образует с сечениями николей угол в 45° , гипербола сильно изогнута и обращена выпуклостью своей к месту выхода острой биссектрисы. При

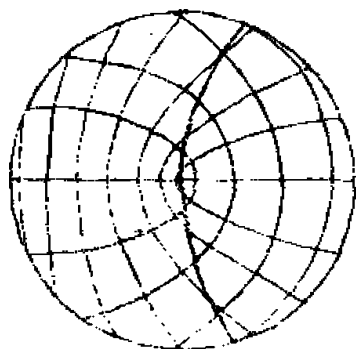


Рис. 29.

вращении она изменяет форму, и тогда, когда плоскость оптических осей параллельна сечению одного из николей, она превращается в прямую линию. При наложении в 45° к сечениям николей гипербола тем более сильно изогнута, чем угол между оптическими осями меньше; при угле, равном 90° , гипербола переходит в прямую полосу. Та точка, вокруг которой вращается гипербола, есть место выхода оптической оси. Если сила двойного лучепреломле-

ния минерала достаточна велика, то в поле зрения появляются одна или большее число изохроматических колец, несколько сжатых с боков. Так как толщина шлифов очень мала, то изохроматические кольца в большинстве случаев не видны, и сама гипербола очень широка.

Разрезы, направленные носо и оптической оси и биссектрисам, дают в шлифах и при обычной силе двойного лучепреломления породообразующих минералов гиперболу (изогирю), которая, согласно Некке (1908), при вращении препарата при прохождении через центр поля зрения образует обычно косой угол с сечениями николей, что характерно для двuosных минералов, в отличие от одноосных (рис. 30). Если

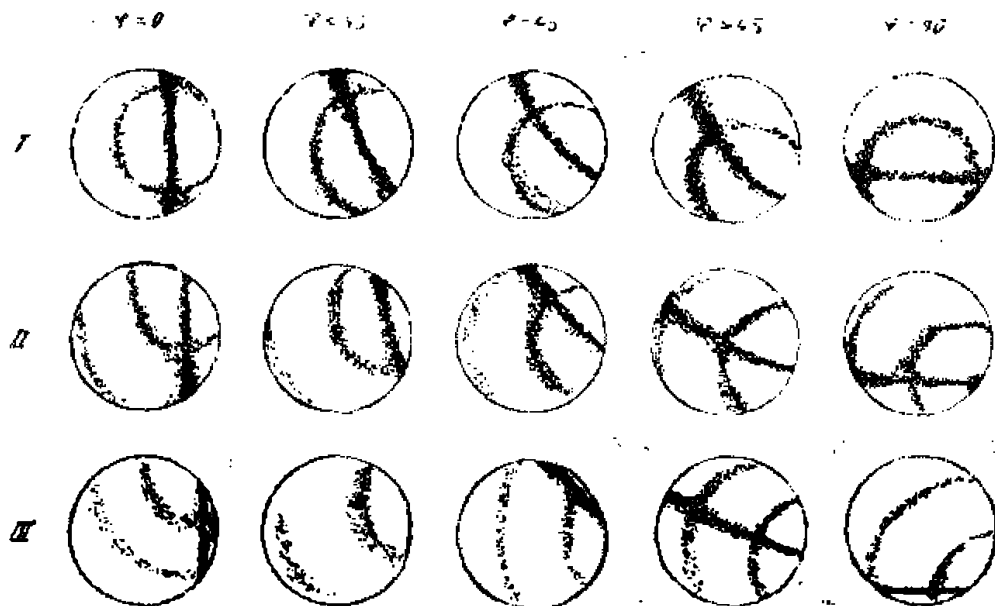


Рисунок 30.

же плоскость оптических осей перпендикулярна к плоскости разреза минерала, то изогира, проходя через центр поля зрения, параллельна сечению одного из николей (рис. 31), что отчасти напоминает те явления, которые в аналогичном случае наблюдаются в минералах одноосных. Отличие заключается, как видно из сравнения рис. 21 и рис. 31, в характере прохождения изогир через поле зрения.

Разрезы, параллельные плоскости оптических осей, отличаются тем, что в них располагаются направления колебаний лучей с наибольшим γ и наименьшим ϵ показателями преломления. Поэтому они в параллельном свете между скрещенными николями окрашены в наиболее яркие интерференционные цвета, сравнительно с другими разрезами того же минерала. В сходящемся свете наблюдается та же картина, что и в минералах одноосных в разрезах, параллельных оптической оси.

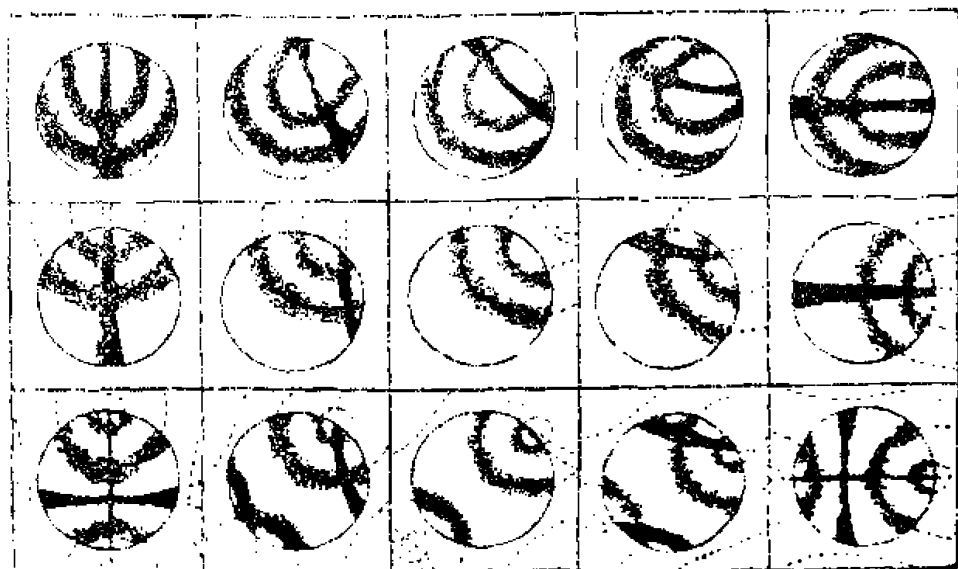


Рисунок 31.

Определение оптического характера двuosных минералов производится в разрезах, перпендикулярных либо к острой биссектрисе, либо к оптической оси, или же параллельных плоскости оптических осей.

Разрезы, перпендикулярные к *острой биссектрисе*, поворачивают так, чтобы плоскость оптических осей располагалась под углом в 45° к сечениям николей. Тогда в оптиче-ски положительных минералах острая биссектриса, перпендикулярная к разрезу и параллельная оси микроскопа, будет осью наименьшей оптической упругости ϵ ; с направлением

тупой биссектрисы, которая располагается в плоскости препарата и интерференционной фигуры, и проекция которой пересекает обе вершины гиперболы, совпадает ось наибольшей

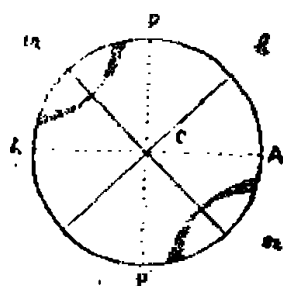


Рис. 32.

шей оптической упругости a ; линия, перпендикулярная к этой последней, совпадает с оптической нормалью и осью средней упругости b (рис. 32 и 33). Если вдвинуть гипсовую пластинку так, чтобы ось наибольшей упругости в ней расположилась параллельно плоскости оптических осей, то ось a ее будет в то же время параллельна оси наибольшей упругости

минерала; в центре поля зрения поэтому будет наблюдаться повышение интерференционной окраски (рис. 32). Если минерал оптически отрицателен, то с тупой биссектрисой в нем совпадет ось наименьшей оптической упругости, и, благодаря этому, при том же положении гипсовой пластинки, получается в центре поля зрения понижение интерференционной окраски (рис. 33). Следовательно, если при таких условиях в центре поля зрения получается синяя окраска, минерал оптически положительен, если желтая — оптически отрицателен.

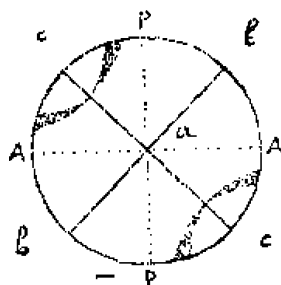


Рис. 33.

В разрезах, перпендикулярных оптической оси, оптический характер определяется следующим образом. Минерал поворачивают так, чтобы гипербола приобрела вид прямой линии, параллельной сечению одного из николей, затем поворачивают препарат на 45° и вдвигают гипсовую пластинку так, чтобы ось наибольшей упругости ее a была перпендикулярна гиперболе. Тогда, если повторить то же рассуждение, которое было сделано для разреза, перпендикулярного к острой биссектрисе, можно сделать вывод, что в оптически положительных минералах на выпуклой стороне при данных условиях получается синяя окраска, на возгнутой — желтая (рис. 34), в оптически отрицательных — наоборот: на возгнутой синяя, на выпуклой желтая окраски (рис. 35).

С разрезами, параллельными плоскости оптических осей поступают таким образом: ставят пластинку на угасание, поворачивают ее на 45° то направление, в котором наблюдается понижение интерференционной окраски, есть направление острой биссектрисы; если вдвинуть гипсовую пластинку так, чтобы ось a ее была параллельна острой биссектрисе минерала, в оптически положительных минералах получается понижение интерференционной окраски, в оптически отрицательных—повышение ее.

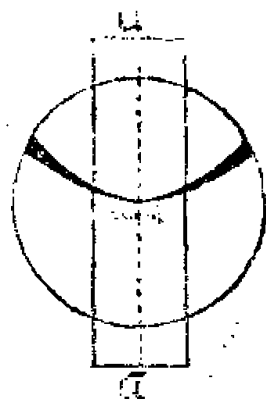


Рис. 34.

Дисперсия оптических осей и биссектрис.

Угол оптических осей для различных цветов в ряде минералов не остается одинаковым; в одних случаях угол оптических осей для красного цвета больше, чем для синего ($\varepsilon > \gamma$), в других наоборот ($\varepsilon < \gamma$). Такого рода явления носят название *дисперсии оптических осей*. Характер дисперсии оптических осей определяется в сходящемся свете в разрезах, перпендикулярных к оптической оси, или вообще в разрезах, в которых достаточно ясно видна гипербола. Если дисперсия $\varepsilon > \gamma$, то на вогнутой стороне гиперболы наблюдается сильная окраска (погашены красные лучи, на выпуклой—красная (погашены синие лучи, явление наблюдается без гипсовой пластинки); при дисперсии $\varepsilon < \gamma$ наблюдается обратное распределение окрасок.

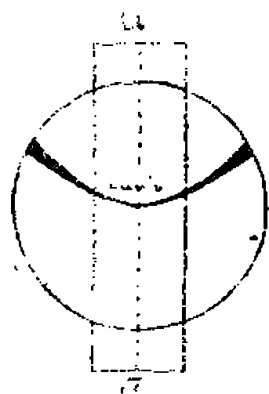


Рис. 35.

В *радиальных* минералах обе биссектрисы и оптическая нормаль для лучей всех цветов совпадают с направлениями кристаллографических осей. Поэтому в них может наблюдаться лишь дисперсия оптических осей. В минералах *моноклинических* с одним из главных оптических направлений совпадает одна из кристаллографических осей (ось b); остальные оптические направления будут независимы от кристаллографических направлений и меняют свое положение в мине-

рале в зависимости от образа тучей, получается *дисперсия биссектрис*. Может быть три случая: 1) *нечетная дисперсия*, когда e ось b совпадает оптической осью, плоскость оптических осей лежит в плоскости симметрии минерала (010); поэтому в падающем и в exitingем свете фигура плоскости симметрии не параллельна плоскости оптических осей; 2) *четная чужая дисперсия*, когда e ось b совпадает тучей биссектриса; плоскость оптических осей перпендикулярна к (010), фигура в exitingем свете симметрична по отношению к плоскости, перпендикулярной в плоскости оптических осей; 3) *перекрестная дисперсия*, когда e ось b совпадает острой биссектриса; плоскость оптических осей перпендикулярна к (010), фигура в exitingем свете симметрична по отношению к линии, перпендикулярной к плоскости препарата. В *ортотининовой* системе положение всех главных оптических направлений для различных цветов различно и несимметрично.

Измерение биссектрис обыкновенно выражается в градусах, а в цифрах обозначивается и большинство случаев, а именно от нуля

Измерение угла оптических осей.

Угол, образуемый оптическими осями в верхней степени, характерен для большого количества минералов, и измерение его во многих случаях необходимо. Различают *действительный* угол оптических осей $2V = A$; e A , образуемый оптическими осями внутри минерала (рис. 36), и *кажущийся*, $2V' = A_1/D$, который образуется при выходе из минерала. Отношение между величинами обоих углов выражается формулой: $\sin V' = \frac{\sin V}{n}$, где n есть средний показатель

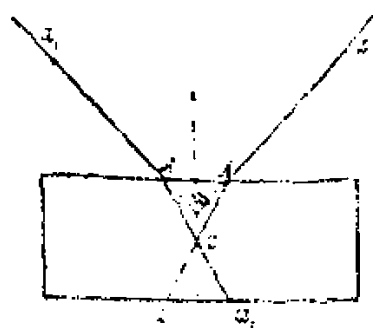


Рис. 36.

преломления данного минерала. В шифре угол оптических осей может быть определен двумя способами, путем измерения в exitingем свете расстояния между выходами оптических осей ($2E$), либо между выходом оптической оси и биссектрисой (E). При этом пользуются формулой Малларе: $\sin E = D/K$, где D — линейное расстояние между

ство микроскопа и вершинной гиперболы, K — некоторая постоянная, вычисляемая раз навсегда для данной оптической системы. Для определения K берут разрез минерала, перпендикулярный к острой биссектрисе, угол оптических осей которого заранее точно определен (напр. арагонита или слюды). Для измерения координатным путем угла оптических осей можно пользоваться *лупой Клейна*, которая помещается на окуляр и имеет соответствующие деления; последующий разрез, перпендикулярный к острой биссектрисе, ставят так, чтобы плоскость оптических осей в нем образовывала угол в 45° с сечениями никотей, и считывают число делений микрометрической линейки, соответствующее линейному расстоянию между вершинами гипербол. То же делается при помощи линзы *Гирарана* и окулярного микрометра.

Метод Бекке. В том случае, когда в сходящемся свете видны одновременно сход и расход оптической оси и биссектрисы (вокруг выхода оптической оси вращается гипербола, в месте выхода острой биссектрисы сходятся и расходятся гиперболы), пользуются *рисовальным столиком Бекке*. Вынув окуляр и центрировав при помощи винтов столик, скрепляют никотей и, вращая одновременно на одинаковые небольшие углы столик микроскопа и рисовальный столик, зарисовывают различные положения гиперболы и выход острой биссектрисы светлым карандашом на черном картоне; после этого линейкой измеряют расстояние между вершиной гиперболы и выходом биссектрисы и вычисляют угол по формуле Малаляра. Несколько позже Бекке упростил свой метод в том смысле, что он зарисовывает гиперболы и выход биссектрисы на неподвижном столике, одновременно вращая на одинаковые углы поляризатор и вращающийся на рисовальный прибор анализатор. Кроме того он пользуется той же цели микроскопом с одновременно вращающимися никотей и вращаемым сверху рисовальным прибором.

Угол оптических осей может быть определен также по

формуле: $\frac{1}{2} = \frac{\beta^2 - \gamma^2}{1 + \alpha^2 - \gamma^2}$ если известны по-

казатели преломления α , β и γ , или же по формулам:

$$\sin V = \sqrt{\frac{Bc}{\gamma - a}} \quad \text{или} \quad V = \sqrt{\frac{Bc}{\gamma - a}}, \text{ если}$$

с помощью компенсатора (цангр. Бабиня) точно определена сила двойного лучепреломления в разрезах, перпендикулярных острой биссектрисе ($= Ba$) или тупой ($= Ba$) и сила двойного лучепреломления минерала $\gamma - a$.

Универсальный столик Федорова (рис. 37) состоит из металлической пластинки G , устанавливаемой на столике микроскопа. При помощи ручки k вокруг горизонтальной оси вращается кольцо T_1 , которое может быть поворачиваемо

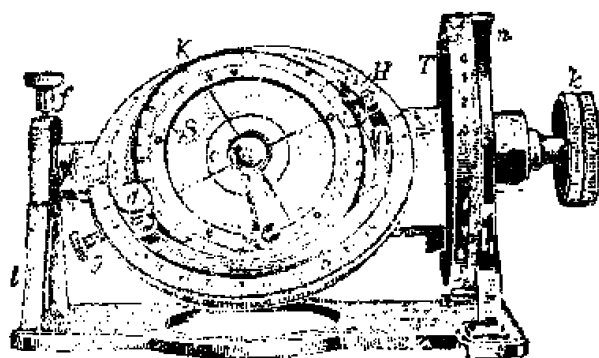


Рис. 37.

также вокруг оси, перпендикулярной к горизонтальной оси и к плоскости кольца; повороты вокруг обеих осей могут считываться при помощи делений, нанесенных на краю лимба T_1 и на краю кольца T_2 , и при помощи

винтов f и g . Внутри кольца T_1 помещается еще одно кольцо K , которое может вращаться вокруг оси Hd . Это кольцо вставляется в металлической обойме с делениями на краях круглое предметное стекло S , которое вместе с обоймой может вращаться вокруг оси, перпендикулярной к нему. Вращение вокруг всех осей может быть задержано винтами f , g и d .

При помощи капля глицерина к предметному кольцу, обладающему показателем преломления 1,523, приклеивается исследуемая тонкая пластинка минерала; с помощью того же глицерина сверху на препарат и снизу под предметное стекло приклеивают два стеклянных сегмента с показателем преломления 1,523, диаметром около 8 мм., которые приготовлены таким образом, что их центр находится в середине препарата. В том случае, когда показатель преломления велик, берут стекла и склеивающую жидкость с соответственно большим показателем преломления.

При помощи такого столика, вращая препарат при малых увеличениях в параллельном свете между скрещен-

ными никольями. можно определять положение оптических осей по отношению к плоскостям, ограничивающим минерала, находить кристаллографическое положение осей оптической упругости, измерять углы между оптическими осями и т. д., наносить затем все оптические направления на сферическую проекцию.

Двойники. Если в шлифе имеются двойниковые кристаллы, то в минералах правильной системы они могут быть узнаны по входящим углам или по расположению трещин спайности в обеих половинах двойника. Что касается минералов всех остальных систем, то в них обе половины двойников между скрещенными никольями угасают обычно неодновременно; при попятитетическом двойниковом сложении получается ряд полосок, неодновременно угасающих, причем в то время, как четные угасают, нечетные остаются светлыми; при дальнейшем вращении шлифа наблюдается обратное явление. Иногда наблюдается двойниковое сложение по двум и более законам одновременно.

Оптические аномалии. В ряде минералов, входящих в состав горных пород, в шлифе иногда наблюдаются оптические явления, которые не свойственны той системе, в которой кристаллизуется тот или иной минерал; такого рода явления носят название оптических аномалий. Оптические аномалии в большинстве случаев обусловлены теми механическими напряжениями, которые возникают в данной кристаллической среде под влиянием присутствующих в минералах включений. Главным же образом обуславливается тем, что ряд минералов представляют собой изоморфные смеси веществ, обладающих неодинаковыми примерами кристаллической молекулы. В некоторых случаях вследствие напряжений, получаемых при затвердевании жидких расплавленных масс, частью вследствие присутствия включений, вулканическое стекло действует на поляризованный свет, обычно весьма слабо. В ряде двуосредных минералов по тем же причинам, о которых было сказано выше, имеет место более или менее сильно выраженное двойное лучепреломление; так, в некоторых случаях обнаруживают такого рода оптические аномалии гранаты, часто представляющие собой изоморфные смеси. В некоторых

минералах, кристаллизующихся в квадратной или гексагональной системе, наблюдается вследствие тех же причин присутствия двух оптических осей.

Схема определения кристаллической системы минерала под микроскопом.

1. Все индивидуумы данного минерала при вращении столика микроскопа на 360° между скрещенными николями остаются темными.	Минералы аморфные и правильной системы.
2. Большинство индивидуумов при вращении столика на $360^\circ + 4$ раза просветляется и 4 раза угасают.	Минералы всех осевых систем.
2а. Направления колебаний <i>всегда</i> параллельны или симметричны по отношению к линиям ограничения или трещинам спайности.	Минералы квадратной, гексагональной и ромбической систем.
2б. Направления колебаний <i>частично</i> параллельны или симметричны по отношению к тем же направлениям, частично образуют с ними <i>косые</i> углы.	Минералы моноклинической системы.
2в. Направления колебаний <i>почти</i> всегда образуют <i>косые</i> углы с теми же направлениями.	Минералы триклинической системы.
2а'. В сходящемся свете получается фигура одноосного кристалла.	Минералы квадратной и гексагональной систем.
2а''. В сходящемся свете получается фигура двуосного минерала.	Минералы ромбической системы.
Минералы квадратные отличаются от гексагональных лишь очертаниями; оптически не различимы.	

Ход исследования породообразующих минералов с помощью поляризационного микроскопа.

А. Исследование в обыкновенном свете.

1. Исследование внешней формы минерала.
2. Изучение спайности и измерение углов между трещинами спайности.

3. Исследование включений.
4. Изучение прозрачности и цвета минералов.
5. Исследование непрозрачных минералов в отраженном свете.

В. Исследование при одном поляризаторе.

6. Исследование плеохроизма и плеохроичных оболочек.
7. Определение показателей преломления.

С. Исследования при скрещенных николях.

а) В параллельном свете.

8. Распознавание двойного лучепреломления.
9. Определение направлений истончений; угасание прямое, косое и симметричное.
10. Измерение силы двойного лучепреломления.
11. Определение оптического характера главной зоны минерала.
12. Исследование двойников.
13. Исследование оптических аномалий.

б) В скрещенном свете.

14. Определение принадлежности минерала к оптически одноосным или двуосным минералам (нахождение разрезов, перпендикулярных оптической осей).
15. Определение оптического характера минерала.
16. Исследование дисперсии оптических осей и биссектрис.
17. Измерение действительного и кажущегося угла оптических осей.
18. Оптическая ориентировка простых и двойниковых кристаллов.

В. Микрохимический анализ.

Микрохимический анализ основывается на получении характерных осадков, осадков и т. д., причем некоторые микрохимические реакции отличаются особенно высокой чувствительностью. В качестве растворителей пользуются при исследовании силикатов HF , вообще же H_2SiF_6 (метод Божинского), смесью HF с H_2SO_4 (метод Беренса), смесью

HCl с H_2SO_4 и др. Для микрохимического анализа часто достаточно осколка минерала не более 0,2 мм в пеперетнике.

Метод Божицкого. Осколок минерала вкладывают на стекло, покрытое тонким слоем не вполне затвердевшего канадского бальзама или на пластинку барита, или плавикового шпата и покрывают капельной плавиковой или кремнефтористоводородной кислотой, последнюю употребляют в том случае, если в самом минерале отсутствует кремнекислота. После растворения минерала (некоторые минералы, например, растворяются лишь после многократной обработки их кислотой) раствору дают испариться в сухом воздухе и после полного удаления HF смачивают водой получившиеся при этом легко растворимые в воде кремнефтористые соли щелочных и щелочно-земельных металлов; после вторичного испарения и кристаллизации препарат покрывают тонким слоем канадского бальзама и приступают к исследованию полученных характерных кристалликов, которые изучаются под микроскопом при увеличениях до 200–300 раз.

Метод Беренса Беренс предложил несколько более сложный метод. Порошок минерала в количестве около 0,5 мгр. растворяют в чистой дымящей азотной кислоте; прибавив серной кислоты, раствор выпаривают до появления белых паров серной кислоты; не удавая вполне последнюю, прибавляют небольшое количество воды (прибл. 1 куб. см. на 0,1 мгр. вещества); к капле такого раствора прибавляют, не покрывая препарата стеклом, различные реагенты и получают те или иные характерные окрашивания или кристаллические осадки.

Микрохимические реакции отдельных элементов.

Калий. По методу Божицкого получают характерные слабо преломляющие свет кристаллики в виде кубов, октаэдров и комбинаций обеих форм, состава K_2SiF_6 . При прибавлении к раствору, полученному по методу Беренса, PbCl_2 получают медно-желтые кристаллики K_2PbCl_6 в виде октаэдров и комбинаций куба с октаэдром.

Натрий. Кристаллики Na_2PbCl_6 представляют собой бесцветные гексагональные призмочки и таблочки, оптически отрицательные. В присутствии больших количеств калия

они сильно вытянуты в длину. Реакция весьма чувствительная. Наиболее чувствительна следующая реакция Штренга: при прибавлении к уксуснокислоте раствору соли натрия уксуснокислой соли окисл урана получаются мелкие, резко очерченные тетраэдры и их комбинации уксуснокислой натрово-урановой окиси. В присутствии магния получаются желтые почти бесцветные ромбоэдрические кристаллы уксуснокислого ураново-железного натрия — магния.

Кальций. Моноклинические кристаллы Ca Si F_4 обладают разнообразной формой, часто веретеновидны и собираются в розетки; они бесцветны, сила их двойного лучепреломления велика. По методу Беренса, непосредственно получают небольшие удлиненные кристаллы типа $\text{Ca SiF}_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ с большой силой двойного лучепреломления, с косым угасанием. В кислых растворах кристаллы типа гипса растворяются также и пучками, в средних растворах образуют нормальные кристаллы типа гипса, иногда в виде двойников.

При решении вопроса, принадлежит ли данный углекислый кальций арагониту или кальциту, можно пользоваться двумя методами, предложенными Мейгером. После кипячения тонкого порошка арагонита в разбавленном растворе азотнокислого кобальта порошок приобретает оперзав светлорозовую, при дальнейшем кипячении темно фиолетовую окраску, между тем как такой же порошок кальцита остается бесцветным и лишь после 5—10 минут кипячения приобретает светлорозовую окраску. Другой метод заключается в том, что на поверхность минерала помещают холодный концентрированный раствор мармеловой соли соды $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 \cdot \text{FeSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. На этого раствора на поверхности кальцита выпадает осев железный, окрашенный в желтый цвет, на поверхности арагонита темноватый осадок гидроксида окиси железа.

Магний. При прибавлении к раствору соли Mg аммиака, фосфатизма и канан сильно основного, благодаря присутствию аммиака, раствора фосфорно-железного натрия, при нагревании на водяной бане получают ромбические кристаллы в виде трапезий и тробиков состава, тождественного с составом минерала струвита $\text{NH}_4 \text{Mg PO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Железо. Из феррифтористого осадка после высушивания получают кристаллы $\text{Fe Si F}_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, вполне изоморфные с

такими же кристаллами магния и обладающие теми же оптическими свойствами: при действии на них железисто-цинкостого калия получается синяя, при действии сернистого аммония—черная окраска, в отличие от соответствующей соли магния.

Присутствие *сплодного железа* и плавфе узнается при обработке поверхности плавфе раствором медного купороса, при чем образуется тонкая пленка металлической меди для избежания явления окисления. Часто предложено употреблять при разделении минералов плавфевый борново-фтористый раствор, который около зерен металлического железа окрашивается в темный фиолетовый цвет.

Алюминий. При прибавлении к канале раствора, содержащего алюминий и подкисленного серной кислотой небольшого количества CS_2 , который наносится на платиновый проводок, предварительно нарушенный в расплавленную массу этого вещества, получают резко окрасленные октаэдры и кубооктаэдры девственных кристаллов.

Марганец. Мелчайшие следы марганца обнаруживаются, если мы смесь минерала с содой обработаем на платиновой пластинке с селитрой. Получается зеленая окраска, при малых количествах переходящая в небесно-голубую. В кремнефтористом растворе образуются кристаллы $Mn, Si, F_2 + 6H_2O$, изоморфные с магниевой солью, с теми же оптическими свойствами, при известной толщине обладающие светло-розовой окраской: при смалывании этих кристалликов сернистым аммонием они становятся красноватыми или буровато-белыми.

Кремнекислота. В присутствии натрия и плавиковой кислоты кремнекислота дает кремнефтористый натрий.

Бор. Минерал растворяют по методу Геренса или же (как напр. турмалин) сплавляют с содой. В последнем случае сплав нагревают с HF и H_2SO_4 до появления паров, в платиновом тигле, на крышке которого находятся капли воды, собирающая в себя выделяющиеся SiF_4 и BF_3 ; после переноса капли на поверхность канадского бальзама, прибавления HCl и выпаривания получают ромбические и шестигугольные таблочки калиево-фтористого бората, с двойным лучепреломлением, с отрицательным характером главной зоны.

Углекислота. узнается по вскипанию с кислотами.

Титан. Минералы, в которых подозревается присутствие титана, сплавляют H_2SO_4 и прибавляют к водному раствору перекиси водорода. При следях титана раствор окрашивается в желтый цвет, при большем количестве его — в желто-бурый.

Цирконий. Пробу сплавляют с двойным количеством углекислого натрия-калия, сплав растворяют в горячей воде. Окись циркония остается в виде шестиугольных кристалликов, показатель которых меньше, чем канадского бальзама.

Фосфорная кислота. Узнается по образованию осадка после подщелачивания азотной кислотой раствора и осаждения его молибденовокислым аммиаком. Получаются мелкие желтые ромбические призматиды или же скелетные формы. Так как в присутствии кремнекислоты получаются такие же образования, необходимо сперва выпариванием и нагреванием перевести послетнюю в нерастворимое состояние и затем снова растворить осадок.

При действии аммиака и сернокислого магния получают характерные кристаллики фосфорнокислого магния и аммония.

С. Методы разделения минералов.

При изучении горных пород нередко приходится прибегать к разделению минералов, входящих в их состав, в одних случаях для определения относительного количества их, в других — для получения возможности химического анализа какого-либо из минералов, присутствующего в породе иногда в небольшом количестве и т. д.; при этом применяются методы как физические, так и химические.

Физические методы разделения.

Если горная порода не рыхлая, ее раздробляют в ступке и полученные мелкие зерна просеивают сквозь сито с отверстиями до 0,2 мм. с целью получения зерен возможно более однородного поперечника. Просеянные зерна взбалтывают в каком-либо сосуде с водой для отмучивания тонкой пыли и затем просушивают. Для разделения мине-

ралов друг от друга полученный порошок обрабатывают струей воды, уносящей по мере усиления тока воды все более и более тяжелые частицы. Чаще же всего в петрографии пользуются тяжелыми жидкостями или электромагнитом.

Методы тяжелых жидкостей основаны на применении более тяжелых, чем по крайней мере часть порошка породы, минералы более тяжелые, чем жидкость, падают на дно сосуда, более легкие всплывают на поверхность; уменьшая удельный вес жидкости, путем прибавления к ней другой более легкой жидкости, смешивающейся с первой, можно последовательно отделять одни минералы от другого.

При определении удельного веса тяжелых жидкостей часто пользуются весами *Вестфала*, состоящими из коромысла, заканчивающегося на одном конце острием, которое приходится против нулевой точки шкалы, неподвижно прикрепленной к столбiku весов, если на другом, более длинном и разделенном на 10 частей, конце коромысла привешан на тонкой проволоке термометр, объем которого равен 1 куб. см.; столбик, на котором покоится коромысло, можно поднимать и опускать в обойме, укрепленной на тяжелой подставке. Если термометр погрузить в воду при 4°C ., то равновесие нарушится и для восстановления его к концу коромысла необходимо привесить груз в 1 гр., соответственно весу вытесненной термометром воды. Для определения удельного веса других жидкостей служат рейтеры в 1 гр., 0,1 гр., 0,01 гр. Если равновесие коромысла устанавливается в том случае, когда на коромысле привешены грузы: на конце 2 гр., на 7-м делении—1 гр., на 5-м делении—0,1 гр. и на 6-м делении—0,01 гр., то удельный вес жидкости будет равен 2,756. Точность определения при этом достигает единицы в третьей десятичной.

Значительно более грубые результаты получаются при употреблении так называемых *индикаторов Гольдшмидта* (1884), которыми пользуются лишь в том случае, когда желательно выделить группы минералов близкого удельного веса и определять их средний удельный вес возможно быстрее. С этой целью берут ряд осколков или кристаллов минералов различного, заранее точно определенного удельного веса и, прибавляя более легкую жидкость, следят за

тем, когда один из осколков будет плавать внутри жидкости; очевидно тогда удельный вес жидкости равен удельному весу осколка. Гольдшмидт предлагает пользоваться следующими минералами:

1. Сера. Цаирджентн.	2 070.
2. Гипалит. Вальт	2 160.
3. Опал. Шейба.	2 212.
4. Натролит. Бревиг.	2 240.
5. Пехштейн. Мейссен	2 284.
6. Обсидиан. Липари	2 362.
7. Церлит. Венгрия	2 397.
8. Лейцит. Везувий.	2 465.
9. Адуляр. С.-Готард	2 570.
10. Элеолит. Бревиг.	2 617.
11. Кварц. Миддльвилль	2 650.
12. Лабрадорит. Лабрадор	2 689.
13. Кальцит. Рабенштейн.	2 715.
14. Доломит. Мурвинкель	2 733.
15. Доломит. Раурне	2 868.
16. Пренит. Бильпатрик.	2 916.
17. Арагонит. Билия	2 933.
18. Актиполит. Циллерталь.	3 020.
19. Андалузит. Боденмайе	3 125.
20. Апатит. Эренфриденсдорф.	3 180.

Наиболее удобно разделение минералов при помощи тяжелых жидкостей производится в небольших, высоких узких стаканчиках, величина которых зависит от количества порошка горной породы. Жидкость с порошком взбалтывают и помещивают стеклянной палочкой; поднявшиеся на поверхность минералы осторожно переливают в другой стакан. Вылив из первого стакана, по возможности, всю жидкость, остающиеся минералы тщательно промывают для получения возможно лучших результатов; самую операцию повторяют несколько раз.

Более сложны, но дают лучшие результаты и более удобны предложенные различными лицами специальные приборы. Одним из наиболее удобных является прибор *Хараба*, видоизмененный *Бреггером*. Он состоит из несколько изогнутой стеклянной трубки, закрывающейся на верхнем конце притертой стеклянной пробкой. Внизу она вытянута

в узкую трубку. Нижний конец отделен от широкой части плотно притертым краем. Внизу суженной части прибора находится второй такой же край. В расширенную часть наливают густую жидкость, насыпают порошок и несколько раз сильно взбалтывают; когда одни минералы оседут на дно сосуда, а другие всплывут, открывают верхний край и жидкость вместе с осевшими минералами переливается в суженную часть прибора; снова закрывают край и взбалтывают — происходит новое разделение минералов, после чего открывают нижний край и жидкость вместе с осевшими на дне суженной части минералами выпускается в стакан с водой; прибавляя к оставшемуся в приборе раствору некоторое количество более легкой жидкости, ту же операции, в присутствии индикаторов Гольдшмидта, повторяют снова и отделяют таким образом одну группу минералов от другой.

Наиболее употребительными жидкостями являются жидкость Туле и иодистый метилен.

Жидкость Туле предложена в 1874 году Зонштадтом и сделалась общезвестной благодаря трудам Туле (1870); ее свойства подробно изучил в 1884 г. Гольдшмидт, который получил наибольший удельный вес ее (3,196). Для получения последнего берется смесь иодистого калия и иодистой ртути в отношении 1:1,24, что соответствует приблизительно $2KJ.HgJ_2$ с небольшим избытком иодистого калия. Эта смесь растворяется в холодной воде (на 500 гр. смеси 30 куб. см. воды), и раствор выпаривается до тех пор, пока в нем не всплывает кристаллик плавикового шпата уд. в. 3,18; после охлаждения и фильтрования получается прозрачная желтая жидкость, удельный вес которой зимой равен 3,196, летом—3,17. При долгом стоянии раствора может выделиться иод, и раствор темнеет; для удаления иода раствор выпаривают в присутствии металлической ртути. Раствор разбавляют водой в различных отношениях, причем разбавление производят сперва быстро, затем медленно, внимательно следя за индикаторами, прибавляя в последние моменты воду или лучше разбавленный раствор той же жидкости по каплям. Недостатком жидкости является: сильно ядовитые свойства ее (разъедает кожу), действие на металлы (железо предварительно должно быть удалено электромагнитом или

магнитом), трудность отмыкания раствора от порошка; к числу достоинств относятся сравнительная легкоподвижность, индифферентное отношение к большинству минералов, большой удельный вес.

Достоинствами *подпорого метилена* $C H_2 I_2$, предложенного Браунсом (1886), являются его легкоподвижность, неизменяемость на воздухе, безразличное отношение к металлам и карбонатам. Он представляет собой сильно преломляющую свет жидкость удельного веса при 16° 3,3243, разбавляемую во всех отношениях спиртом, бензолом, толуолом. Для получения наибольшего удельного веса жидкость оставляют высушить в открытой чашке, над которой пропускают струю воздуха; однако с улавлением бензола и др. улетучивается также некоторое количество подпорого метилена. Недостатками его являются дороговизна, разлагаемость на свету. Для увеличения его удельного веса в нем растворяется под, причем получается непрозрачная жидкость удельного веса 3,60—3,65.

Кроме того пользуются жидкостью *Клейна*, представляющей собой раствор соли $H_2 O, 26 H O, K_2 O, 3 H O, \frac{1}{2} 16 H_2 O$ в воде, с удельным весом 3,36, разбавляемый водой; далее сплавом $Ta NO_3$ с $Ag NO_3$, плавящимся при 75° C, с удельным весом 4,8, причем меньший удельный вес получается путем разбавления сплавка водой, и другие.

Разделение магнитом и электромагнитом. Хорошо просушенный порошок горючей породы высыпают на бумагу и хорошим магнитом, приложенным к бумаге снизу, отделяют от остальных минералов появившиеся в порошок осколки железа, далее присутствующие в нем магнетит и шпирит. Для дальнейшего разделения применяется сильный электромагнит, имеющий подковообразную форму, к полюсам которого прикрепляются пластины из мягкого железа с острыми концами, которые могут удаляться и сближаться, что регулирует силу электромагнита. Постепенно увеличивая силу электромагнита, можно отделить один минерал от других.

Химические методы разделения основаны на неодинаковой растворимости минералов при действии на них различного рода растворителей. В качестве растворителей пользуются соляной, уксусной, серной, плавиковой, кремнефтористоводородной и другими кислотами, также щелочами. Прерывая

в известный момент действие растворителя, напр., приливая воду, можно достигнуть того, что одни минералы будут разрушены, между тем как другие останутся еще не тронутыми растворителем.

Разбавленная *соляная кислота* служит обычно для отделения карбонатов от силикатов. Если же присутствуют легко растворимые в ней силикаты, как напр. исолитовый форстерит и др., ее заменяют *уксусной* или иной (крепко, органической кислотой). В соляной кислоте растворимы без остатка апатит, магнетит исл., прибавления *K/L*, сильно распыленный железный блеск, карбонаты, последние с выделением углекислоты; с выделением сероводорода, большей частью и серы, растворяются сульфиды; с выделением порошковой кремнекислоты—лейцит, скаполиты, основные плагиоклазы; с выделением коллоидальной кремнекислоты—содалитовые минералы, нефелин, мелилит, оливин, восластонит, большинство ислитов.

Серная кислота употребляется для отделения кварца от большинства минералов: разбавленный раствор серной кислоты заправляют в стеклянной трубке с порошком исследуемой горной породы и нагревают до 150°—200°.

Плавиковая кислота легко разрушает лейцит, полевые шпаты, притом плагиоклазы легче ортоклаза и микроклина, содалитовые минералы, стекло; с трудом—анатаз, адалузит, диастен, железный блеск, корунд, магнетит, перовскит, рутил, силициманит, шпинель, ставролит, хрупкие слюды, топаз, турмалины, касситерит, циркон.

Смесью плавиковой и соляной или серной кислот можно из глинистых сланцев выделить тонкие пролочки рутила; той же смесью можно воспользоваться при отделении нерастворимых в ней циркона, шпинели, адалузита, диастена и др. от остальных силикатов.

Ламберт (1883) предложил пользоваться концентрированной щелочью $Na OH$, которая переводит полевые шпаты и сходные с ними силикаты в неолитообразное состояние; они затем легко растворяются в соляной кислоте. Этим именно способом ему удалось выделить из фюдолита авгит. *Кайзер* тем же способом отделял от других минералов кварц, корунд, анатаз, рутил, циркон и др.

Удельный вес.

При определении удельного веса породообразующих минералов чаще всего пользуются тяжелыми жидкостями или же пикнометром; последним пользуются и при определении удельного веса самих горных пород.

Первый способ заключается в том, что исследуемый минерал погружается в тяжелую жидкость; ватем, постепенно уменьшая ее удельный вес, доводят его до удельного веса, равного удельному весу минерала. Удельный вес жидкости определяется при помощи весов Вестфала. Точность определения удельного веса по этому способу равна 0.001.

Не менее точно определение удельного веса с помощью пикнометра, который представляет собой небольшой стеклянный флакон, вместимостью около 2—3 куб. см. или более, плотно закрываемый притертой стеклянной пробкой с термометром внутри. Сбоку находится длинная вертикальная капиллярная трубочка, с колпачком на конце. В такого рода пикнометр наливается вода, вставляется пробка, причем излишек воды вытекает через капиллярную трубку. Высушив пикнометр, его взвешивают и получают вес его p . В пикнометр вносят взвешенный минерал (вес его g); он вытесняет часть воды, равную ему по объему, и при вторичном взвешивании пикнометра с минералом получается вес p_1 . Удельный вес d минерала будет:

$$d = \frac{g}{g + p - p_1}$$

ОТДЕЛ II

Породообразующие минералы.

Минералы непрозрачные.

Непрозрачные минералы отличаются один от других блеском и цветом в отраженном свете и очертаниями. Кристаллизуются в правильной и гексагональной системах преимущественно, при чем очертания первых изометричны, (т.е. имеют одинаковые размеры по всем направлениям), гексагональные же по большей части таблитчатые, и поэтому часть разрывов их имеет форму более или менее удлиненную.

Пирит.

FeS_2 . Система кубическая, класс пентагонального додекаэдра; образует большею частью кубы и пентагональные додекаэдры и комбинации обоих, различных размеров, часто также и неправильные зерна. В отраженном свете наблюдается сильный металлический блеск и янтарно-желтая окраска. При разрушении переходит в бурый железняк. Встречается в самых разнообразных горных породах: изверженных, осадочных и метаморфических.

Магнитный колчедан.

FeS с примесью пирита. Система гексагональная, класс тригональной пирамиды. Встречается почти исключительно в виде неправильных зерен.

Характеризуется металлическим блеском и бронзово-желтой окраской в отраженном свете. Как первичная составная часть, присутствует в основных изверженных породах (напр. тафироидериты, базальты) и в породах метаморфических, образовавшихся из них (напр., в амфиболитах), реже в гранитах

и нефейсах, также в зонах контактного метаморфизма, а иногда также в нефилиновых породах.

Магнетит.

Fe_3O_4 иногда с примесью TiO_2 (72,4% Fe). Система правильная. Уд. в. 4,9—5,2. Образует большей частью изометричные зерна и кристаллики, в большинстве случаев октаэдры, иногда скелеты (рис. 38). Он непрозрачен, с металлическим блеском и синева-черной окраской в отраженном свете. Обладает магнитными свойствами. Широко распространен в изверженных породах и кристаллических сланцах, иногда присутствует и в осадочных породах, в некоторых случаях в значительном количестве (магнетитовый песок). При разрушении переходит в бурый железняк и в отраженном свете приобретает желтую окраску.



Рис. 38.

Титанистый железняк (пльменит).

$(Fe, Ti)_2O_3$. Система гексагональная, класс скаленоэдра. Уд. в. 5. Чаще всего встречается в кристаллах, реже в плотных массах. В отраженном свете дает железночерную окраску, со слабым металлическим отблеском. Характерно то, что при разрушении он переходит в мелкозернистый

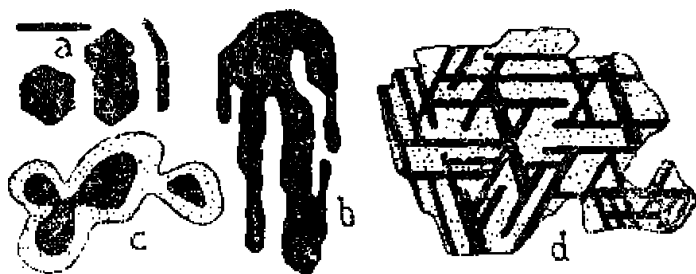


Рис. 39.

агрегат лейкоксепа, который представляет собой тонкозернистую смесь зерен различных титан-содержащих минералов. Лейкоксен образует вокруг зерен титанистого железняка обломки, белые в отраженном свете, проникающие внутрь минерала; иногда почти весь минерал переходит в агрегат лейкоксепа (рис. 39). Главная область его распростра-

нения—изверженные породы, как глубинные (от гранитов до габбро), так и их излившиеся аналоги. Иногда присутствует также и в кристаллических сланцах (гнейсах, слюдяных сланцах, амфиболитах).

Железный блеск (Гематит).

Fe_2O_3 . Система гексагональная, класс скалепозедра Уд. в. 5,19—5,28. В горных породах образует большей частью мелкие зерна или чешуйки; иногда присутствует в землистом виде. В отраженном свете обнаруживает часто весьма сильный металлический блеск и черпую окраску, реже он красный без блеска. В особенно тонких пластинках просвечивает красным цветом и обнаруживает плеохроизм от буровато-красного до желто-красного; оптически одноосен и отрицателен; $\omega = 3,22$; $\epsilon = 2,94$; $\omega - \epsilon = 0,28$. Часто встречается во всевозможных горных породах, как первичная составная часть, иногда и как вторичная.

Графит.

C. Система гексагональная. Образует прекрасные мелкие кристаллики в известняках, также же встречается в виде мелких листочков и чешуек неправильной формы. В отраженном свете он черный с металлическим блеском. Характерно то, что, благодаря своей малой твердости, при шлифовании листочки графита песколько размазываются и, благодаря этому, иногда бывают окружены мельчайшим порошком его. Редко встречается в изверженных горных породах, как первичная составная часть их, напр., в различных гранитах, сиенитах, пегматитах, фойаитах. (Сибирь Ботугольское месторождение), базальтах (Овибак в Гренландии) и др. Часто встречается в кристаллических сланцах и подчиненных им породах (гнейсах, известняках и т. д.). В некоторых случаях заполняет трещины в кристаллических породах, образуясь в таком случае пневматолитическим путем.

Оптически изотропные минералы.

Плавленый шпат.

CaF_2 . Система правильная, класс сорокавосьмигранника. Уд. в. 3,1—3,2. Редко образует кристаллы, в большинстве случаев встречается в виде неправильных зе-

рен и заполняет промежутки между другими минералами. Чрезвычайно характерна для него спайность по октаэдру в виде многочисленных трещин, пересекающихся под различными углами и идущих по 2—3 направлениям. Бесцветен, в других случаях окрашен в фиолетовый, красновато-фиолетовый, синеватый цвет, иногда обладает зонарной окраской. Показатель преломления 1,43. Благодаря этому резко выраженная шагреневая поверхность на нижней поверхности шлифа. Оптически изотропен. Встречается во всевозможных горных породах, обыкновенно в небольшом количестве.

Сходен с опалом и минералами группы содалита: отличается от опала спайностью, от последних — направлением спайности, меньшим показателем преломления, нерастворимостью в кислотах.

Опал.

$\text{SiO}_2 + n \text{H}_2\text{O}$; большей частью $3^{10}_{10} - 3^{10}_{10} \text{H}_2\text{O}$. Уд. в. ок. 2. Аморфный. Цвет белый, желтый, бурый, зеленый, серый; в шлифе бесцветный. Показатель преломления его равен 1,368—1,458; следовательно — меньше канадского бальзама. Изотропен, но в некоторых случаях наблюдается аномальное двойное лучепреломление. Сходен с лейцитом и содалитом, от которых отличается меньшим показателем преломления и нахождением, главным образом, в качестве выполнения пустот или же в качестве цемента некоторых осадочных пород. Встречается чаще всего, как продукт выветривания или как цемент в ряде осадочных пород, напр., в песчаниках; входит в состав кремней в мергелях, мела и т. д., выполняет иногда трещины в изверженных породах.

Группа содалита.

Содалит $3 \text{Na Al SiO}_4 + \text{Na Cl}$ 37,2% SiO_2

Нозван $3 \text{Na Al SiO}_4 + \text{Na}_2 \text{SO}_4$ 31,7% SiO_2

Гаяин $3 \text{Na Al SiO}_4 + (\text{Na}_2, \text{Ca}) \text{SO}_4$ 32,0% SiO_2 (при отношении $\text{Na}_2 : \text{Ca} = 3:2$).

Уд. в. 2,3—2,5. Система правильная, класс сорокавосьмигранника. Чаще всего встречаются в виде ромбических додекаэдров, большей частью с округленными углами, реже в виде неправильных зерен. Величина зерен часто настолько

велика, что они различимы простым глазом. В шлифе все они в одних случаях бесцветны, в других окрашены в различные цвета, от синего до зеленого, желтоватого, красноватого, красного. Оптически изотропны, с показателем преломления 1,483 (содалит) до 1,503 (гаюин). В минералах группы содалита часто присутствуют многочисленные непрозрачные и тонкие иголки, включенные в них в огромном количестве, пересекающиеся друг с другом; на краях они собираются иногда в особенно большом количестве. Благодаря чему края становятся непрозрачными. При разрушении эти иголки дают начало гидратам окиси железа бурого цвета. Содалит присутствует главным образом в глубинных породах, богатых щелочами и бедных кремнекислотой, как, напр., в эвтеолитовых и щелочных сиенитах. Он либо бесцветен, либо окрашен в светло-синий или зеленоватый цвет; под микроскопом бесцветен. Гаюин и позеан редко входят в состав глубинных пород, главным же образом в состав излившихся вулканических пород, причем в них гаюин нередко окрашен в ярко синий цвет даже в шлифе. Обычно они сопровождают нефелин и лейцит в бедных кремнекислотой и богатых щелочами породах. Последние два минерала характеризуются тем, что при прибавлении к соляно-кислоту раствору их хлористого кальция получают кристаллики гипса, что отличает их от содалита. Они сходны с вулканическими стеклами, от которых отличаются иногда заметной спайностью и формой; от плаваикового шпата—отсутствием сколько-нибудь совершенной спайности; от лейцита—отсутствием полисинтетической двойниковой структуры, заметной в этом минерале при скрещенных николях; сходны с анальцимом, от которого отличаются способностью легко желатинизироваться при действии соляной кислоты и химическими реакциями.

Л е й ц и т.

$KAlSi_3O_8$, 55,0 % SiO_2 ; 23,5 % Al_2O_3 ; 21,5 % K_2O . У. в. ок. 2,5. Темп. плавления 1420° . Система правильная при температуре выше $500^\circ C$, ромбическая при обыкновенной и до $500^\circ C$. Встречается почти исключительно в виде кристаллов, имеющих форму икоситетраэдра (211), большей частью с округленными углами, иногда в скелетных формах;

в некоторых случаях в виде мелких микролитов. В породе он белого цвета, со стекляннм блеском, на плоскостях излома блеск жирный. В шлифе совершенно бесцветен. Показатели преломления его: $n = 1,508$; $z = 1,509$; $\epsilon - n = 0,001$. Оптически положительн. Чрезвычайно слабо действует на поляризованный свет; для того, чтобы обнаружить действие его на поляризованный свет, в тубус вдвигают гипсовую пластинку чувствительного фиолетового цвета, благодаря которой при вращении препарата наблюдается смена синеваатой и желтоватой окрасок в лейците; чрезвычайно характерны для лейцита его полисинтетическая решетчатая двойниковая структура, затем включения, которые иногда присутствуют в огромном количестве и располагаются в высшей степени характерно (рис. 40); — включения эти принадлежат либо стеклу, либо различным минералам, и располагаются то радиально, то концентрически. Лейцит легко изменяется и переходит, сохраняя свою внешнюю форму, в агрегат апатита или других цеолитов. От сходных с ним анальгита и содалита отличается большим показателем преломления и действием на поляризованный свет. Присутствует исключительно в изверженных породах,

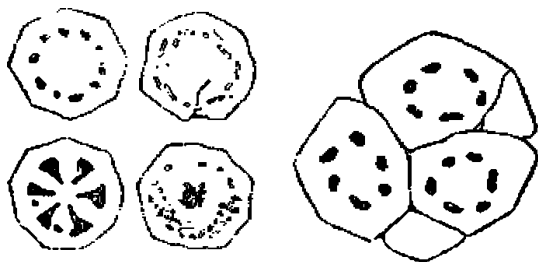


Рис. 40.

при том редко в глубинных (в миссурите), чаще всего в излившихся бедных кремнекислотой и богатых щелочами и глиноземом третичных и четвертичных лавах. Именно в лейцитовых базальтах, лейцитифирах и т. д.

Шп и н е л и.

$MgO \cdot Al_2O_3$, собственно шпинель. $(Mg Fe) O \cdot (Al Fe)_2 O_3$ — плеопаст. Система правильная, класс сорокавосмигранника. Нередко образует резко очерченные кристаллы, всегда в виде октаэдра, и двойники по октаэдру; реже встречается в виде неправильных изометричных зерен. Окрашены в различные цвета — красные, зеленые, черные; в шлифе бесцветны, с большим показателем преломления, равным 1,72, что обу-

сложивает резко выражающую шагреневую поверхность их. Оптически изотропны. Наиболее сходны с гранатами, от которых отличаются при значительно меньшем распространении внешней формой, если ограничены плоскостями октаэдра: в некоторых случаях необходима химическая реакция (на отсутствие кремнекислоты). Встречается в изверженных и контактных породах, в кристаллических сланцах.

Группа граната.

Общая формула $R''_3 R'''_2 (SiO_4)_3$, где R'' замещается Ca, Mg, Fe, Mn ; $R''' = Al, Fe, Cr$, редко Ti .

Альмандин $Fe_3 Al_2 (SiO_4)_3$.

Гроссуляр (тессонит) $Ca_3 Al_2 (SiO_4)_3$.

Пироп (Mg, Fe) $_3 (Al, Fe)_2 (SiO_4)_3$.

Спессартин $Mn_3 Al_2 (SiO_4)_3$.

Известковожелезистый гранат $Ca_3 Fe_2 [(Si, Ti) O_4]_3$.

Уваровит $Ca_3 Cr_2 (SiO_4)_3$.

Часто образуют изоморфные смеси друг с другом.

Удельный вес 3,2 — 4,3. Система правильная, класс сорокаосьмигранника. Кристаллы чаще всего в виде ромбических додекаэдров (110) или же икоситетраэдров (211), иногда в виде комбинации (211), (110). В других случаях образуют неправильные зерна. Спайность либо не наблюдается, либо выражена весьма слабо по (110), в виде извивающихся трещинок.

Окраска разнообразна: наиболее часто встречающийся альмандин окрашен в красные и желто-красные цвета: чаще всего он мало прозрачный и богатый трещинами; пироп окрашен в кровавокрасный цвет до черного; известковые гранаты — в желтоватые, зеленоватые, буроватые, красноватые цвета; содержащая Ti разновидность известковожелезистых гранатов, меланит, в черный с смоляно блестящим изломом; уваровит — изумрудно-зеленый с ясно выраженной зонарной структурой. В шлифе меланит окрашен часто в бурый цвет различных оттенков, уваровит — зеленый, остальные гранаты либо бесцветны, либо окрашены в светло-розоватый цвет. Показатель преломления гранатов колеблется в пределах между 1,744 и 1,890, благодаря чему обнаруживается резкая шагреневая поверхность и заметный рельеф зерен граната. Оптически изотропны и лишь в

некоторых случаях обнаруживают оптические аномалии зерно граната распадается в таком случае на несколько участков, часто ограниченных прямыми линиями, неодновременно угасающих; оптические аномалии наблюдаются почти исключительно в известковых гранатах, не содержащих титана, и в марганцовых гранатах. В горных породах иногда выветриваются и, в таком случае, переходят в хлорит или серпентин, реже в роговую обманку, биотит и другие минералы. *Альмандин* и близкие к нему по составу гранаты присутствуют иногда в гранитах и андезитах, сопровождая кордиерит; особенно же часто присутствуют в гнейсах, графюлитах, гранатовых амфиболитах и др. кристаллических сланцах; нередко переполнены включениями различного рода минералов (роговой обманки, рутила, кварца и др.). *Пиrop* встречается в основных изверженных оливиновых породах и получающихся из них серпентинах; иногда окружен оболочкой зеленого цвета, носящей название келифитовой, имеющей радиально лучистое сложение и состоящей в значительной степени из роговой обманки. *Гроссуляр* и *гессонит*—преимущественно в метаморфизованных известняках и в некоторых кристаллических сланцах. *Спессартин*—в граните, с топазом в пустотах риолита, иногда в метаморфизованных кварцитах. Черный *меланит*—в богатых натрием изверженных породах, напр. в нефелиновых сyenитах, фонолитах, лейцитовых и нефелиновых лавах. *Обыкновенный гранат*, представляющий собою смесь альмандина, гроссуляра и меланита, обычно присутствует в кристаллических сланцах, амфиболитах, эглогитах, цироксеновых породах, также в фонолитах.

Одноосные минералы.

Нефелин (элеолит).

$\text{Na Al Si}_3 \text{O}_8$. SiO_2 — 42,3%, $\text{Al}_2 \text{O}_3$ — 35,9%, $\text{Na}_2 \text{O}$ — 21,8%.
У. в. ок. 2,6.

Система гексагональная; класс бипирамиды 3-го рода. Образует либо довольно правильные кристаллы и тогда в виде гексагональной призмы в комбинации с базисом, с короткими четырехугольными и шестиугольными разрезами (рис. 41), либо же неправильная, иногда довольно

крупные зерна, они заполняют промежутки между другими элементами в так наз. нефелинитовой основной массе некоторых излившихся горных породах. Спайность по призме (1010) и базису (0001) заметна лишь в свежем нефелине в тонких шлифах. Характеризуется стекляным блеском у свежего нефелина, жирным у отчасти разрушенного (элеолита); собственно нефелин бесцветен до серовато-

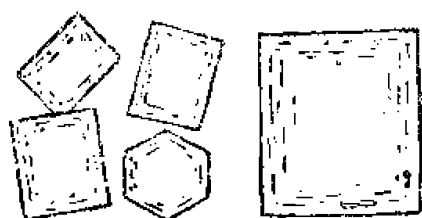


Рис. 11.

белого цвета; элеолит белый, серый, желтоватый, зеленоватый, красноватый до кирпично-красного цвета. В шлифе совершенно бесцветен. Показатели преломления: $n = 1,542 - 1,547$, $n = 1,537 - 1,542$, что обуславливает слабую матовую поверхность на нижней поверхности шлифа. Сила двойного лучепреломления $0,004 - 0,005$, поэтому между скрещенными николими наблюдается всякая, сероватая интерференционная окраска, более низкая, чем окраска присутствующих в том же шлифе вблизи полевых шпатов. Угасание прямое. В сходящемся свете в разрезах, перпендикулярных оптической оси, наблюдается широкий крест, без изохроматических колец. В соляной кислоте легко растворяется. Легко разрушается и переходит то в волокнистый цеолит (натронит), то, в других породах, в содалит, анацитим, слюду. Отличия от сходных минералов: от содалитовых минералов отличается двойным лучепреломлением и большим показателем преломления; от апатита, геммита и меллита — меньшим показателем преломления; от скаполитов — иной спайностью и слабым двойным лучепреломлением; от санидина и ортоклаза — легкой желатинизацией с кислотами и большим показателем преломления. Встречается исключительно в изверженных породах, как глубинных, так и излившихся, напр. в элеолитовых сиенитах, в ряде основных изверженных пород (фенолитах, тефритах и др.), как первичная составная часть; встречается в некоторых гнейсовидных и сланцеватых породах (Норвегия, Канада), где он испытал явления глубинной перекристаллизации. Никогда не встречается одновременно с кварцом.

Кварц.

8% O_2 . У. в. 2,65. Темп. пл. 1685°. Система гексагональная, класс тригонального трапецоэдра. В порфировых породах иногда образует ясные кристаллы, ограниченные плоскостями основного ромбоэдра и призмы, при чем углы округлены, иногда кристаллы сильно корродированы, т. е. после образования произошло частичное растворение их (рис. 42); отчасти заметные кристаллографические очертания наблюдаются также в кварце, входящем в состав некоторых изверженных пород, как, напр., анситов, частью и гранулитов. Большой частью образует неправильные зерна. Без спайности, с раковистым изломом, часто с жирным блеском. Он бесцветен, до молочно-белого, часто дымчато-серый, редко голубой или красный; в сильно механически раздробленных породах он белый и имеет тонкопесчанистый характер. В шлифе совершенно бесцветен и прозрачен. Часто содержит значительное количество включений, преимущественно газов и жидкостей (нередко последние с подвижным газовым пузырьком), располагающихся то в полном беспорядке, то полосами и рядами (рис. 43). Показатели преломления его невелики: $\omega = 1,541$, $\epsilon = 1,553$, благодаря чему лишен шатреневой поверхности. Так как показатель преломления его все же несколько больше кападского бальзама, то на границе между ним и последним можно наблюдать бекковскую линию. Сила двойного лучепреломления $\epsilon - \omega = 0,009$, благодаря чему между скрещенными николями получается белая окраска, в более толстых шлифах — желтая. Разрезы, перпендикулярные оптической оси, не действующие на поляризованный свет, в сходящемся свете дают черный крест. Оптически положителен. Угасание в нем не всегда происходит так, что все зерно сразу угасает; в механически измененных горных породах в кварце наблюдается так наз. волнистое угасание, при котором часть зерна угасает, другая часть еще остается светлой, и при вращении препарата угасание передвигается

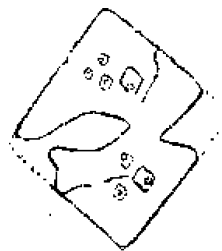


Рис. 42.



Рис. 43.

по зерну как бы в виде волны; при более сильном раздроблении зерна кварца последнее распадается на большее или меньшее число неодновременно угасающих зерен, получается агрегатное угасание и самая структура кварца называется мозаичной. Плавится при 1685° , но уже при 900° теряет устойчивость и переходит в тридимит, последний при 1685° в христобалит, переходящий при 1685° в стекло. Отличия от сходных минералов: от полевых шпатов отличается отсутствием спайности и одноосностью; от кордиерита — отсутствием спайности, одноосностью и отсутствием плеохроичных оболочек; если, напр., в мелкозернистой породе, отличить его от указанных минералов нельзя, то со шлифа (или части его) снимают покровное стекло, смывают спиртом и эфиром канадский бальзам, и шлиф обрабатывают плавиковой кислотой, после чего шлиф снова обмывают водой и окрашивают синей анилиновой краской: кварц остается бесцветным, полевые шпаты и кордиерит, частью разрушенные HF , окрашиваются в синий цвет (Бекке). Присутствует в огромном числе разнообразных пород, изверженных, осадочных и метаморфических, часто как одна из главных составных частей.

Модификации кремниекислоты.

Ни одно вещество не встречается в природе в таком числе модификаций, как кремниекислота; помимо кварца, известны еще тридимит, халцедон, люссатит, лютецит, псевдохалцедон, кварцин.

Тридимит образует характерные бесцветные или светлоокрашенные шестиугольные пластинки, черепитчато налегающие друг на друга (в пустотах некоторых излившихся пород, именно трахитов и андезитов), которые при температуре выше 130° гексагональны; при более низких температурах и обыкновенной — вещество его принадлежит, по видимому, триклинической системе. Уд. в. 2,3. Характеризуется очень малым показателем преломления, $n^{\text{орт}} = 1,477$, $\gamma - \alpha = 0,00185$, $2E$ непостоянно — от 22° (Овернь) до $65^{\circ} - 70^{\circ}$. Постепенно, медленно переходит в кварц.

Кварцином Мишель Леви и Мюнье-Шальма называли волокнистый минерал, образующий оболочки на шариках халцедона на границе с кварцем. Удлинение волокон поло-

жительное; оптически он положителен, с углом оптических осей 35° и менее; следовательно, острая биссектриса параллельна длине волокон. Найден во Франции (Лонгпон и др.), Богемии, России (Орловская губ.).

Халцедон. SiO_2 с малой примесью воды, что обусловлено примесью опала. Уд. в. 2,59—2,64. Образует характерные конкреционные формы, цементирует зерна кварца в песчаниках. Обладает волокнистым сложением. Показатель преломления 1,537; $\gamma - \alpha = 0,011$, $2V = 40^\circ$; угол оптических осей иногда значительно меньше. Оптический характер удлинения отрицательный; минерал оптически положителен.

Лютецит образует псевдогексагональные пирамидки, состоящие из волокон. Угасание в них косое, оптически двуосны. В грубом известняке окрестностей Парижа Валлеран нашел присутствие в одном и том же агрегате волокна кварца, халцедона и лютецита.

Псевдохалцедоном Лакруа называет халцедон из В. Лютеции, близ Парижа; волокна обладают отрицательным характером удлинения; оптический характер отрицателен. $2V$ мал; $\gamma - \alpha = 0,0045$; всегда в смеси с опалом и кварцем.

Люссатит. Вещество его всегда волокнисто-листовато; $n = 1,446$; $\gamma - \alpha$ мала. Встречается в Зибенбюргене с опалом, в Западной Моравии с серпентином и опалами, на Пюи-де-Дом (Франция), в Орловской губ.

Христовалит. У. в. 2,27—2,34. Октаэдр. форма, пок. пр. $1,484 \pm 0,003$; $\omega - \varepsilon = 0,00053$. Выше 175° изотропен, в тридитах, в пустотах андезита Христовала (Мексика).

От цеолитов все эти разновидности SiO_2 отличаются нерастворимостью в кислотах.

Отличия одних от других:

Оптический характер главной оси.		Оптический характер минерала.	
+	—	+	—
Кварцин	Халцедон	Кварцин	Псевдохалцедон
Люссатит	Псевдохалцедон	Люссатит	—
—	—	Халцедон	—

Лютецит отличается от всех них косым угасанием.

Брусит.

$Mg(OH)_2$. Уд. в. 2,388. Система гексагональная, класс

скалепоздра. Кристаллы таблитчатые по (0001), обычно в виде неправильных зерен. Весьма совершенная спайность по (0001). В шлифе бесцветен или зеленоватый. Одноосен, но иногда оптически аномален; оптически положителен; $\omega = 1.559$; $\epsilon = 1.579$; $\epsilon - \omega = 0.0205$. Присутствует в некоторых филлитах и сланцах, главн. обр. содержащих карбонаты; в доломитах и известняках сопровождается другими магnezияльными минералами.

Скаполиты.

Изоморфные смеси $Ca_4Al_6Si_6O_{28}$ (молекулы мейонита, *Me*) и $Na_4Al_3Si_6O_{28}Cl$ (молекулы мариалита, *Ma*). Уд. в. около 2,7. Система квадратная. Образуют неправильные зерна или же пестоватые агрегаты со спайностью по призме, со стеклянным блеском, бесцветные, белые, серые, синеватые, зеленоватые, красноватые до бурых. В шлифе бесцветны. Спайность по призме в виде довольно многочисленных тонких трещинок. Показатели преломления: $\omega = 1.566$; $\epsilon = 1.545$ приблизительно; сила двойного лучепреломления велика: $\omega - \epsilon = 0.018$ до 0,036, чем обусловлена часто яркая поляризационная окраска I и II порядков. Угасание параллельно трещинам спайности в разрезах по вертикальной оси. В разрезах, перпендикулярных оптической оси — ясный крест в сходящемся свете. Оптический характер отрицательный. Отличия от сходных минералов: от полевых шпатов и кордиерита отличаются одноосностью и интерференционной окраской, от кварца — интерференционной окраской и отрицательным характером, также спайностью; от апатита — интерференционной окраской и меньшим показателем преломления. Распространены в метаморфизованных габбро и диабазлах (Норвегия), в гнейсах, метаморфизованных известняках и др., часто в контактах.

Ромбоэдрические карбонаты.

Из ромбоэдрических карбонатов наибольшее значение имеет кальцит, на втором месте стоит доломит; остальные встречаются редко. Состав кальцита — $CaCO_3$, доломита — $CaMgC_2O_4$. Уд. в. 2,6 — 2,8. Система гексагональная, класс дитригонального скаленоздра (кальцит), ромбоэдра III₁ рода (доломит). Почти всегда в виде непра-

вильных зерен, обыкновенно образующих агрегаты: в виде кристалликов кальцит известен в графитах центральных Альп. Кальцит окрашен в различные цвета, чаще всего он белый. Легко растворяется в кислотах, вскипая; в отличие от него доломит при обработке его слабой HCl не вскипает. Прекрасно выраженная спайность по ромбоэдру. Под микроскопом бесцветен, при чем доломит и кальцит в шлифе оптическими методами не различимы. Характеризуются резко выраженными многочисленными трещинами спайности по ромбоэдру, пересекающимися часто под косыми углами. Показатели преломления $\omega = 1,459$, $\epsilon = 1,487$ у кальцита; $\omega = 1,682$, $\epsilon = 1,503$ у доломита; при вращении препарата при одном поляризаторе то наблюдается нагретая поверхность, то она совершенно незаметна. Сила двойного лучепреломления $\omega - \epsilon = 0,172$ у кальцита, $0,179$ у доломита; поэтому между скрещенными николями получается белый цвет высшего порядка. В разрезах, перпендикулярных оптической оси — черный крест и несколько изохроматических кругов. Оптический характер отрицательный. В кальците часто наблюдаются полисинтетические двойники по $\frac{1}{2}R$, видимые между скрещенными николями в виде многочисленных, пересекающихся друг с другом полосок: в доломите они редки. Кальцит часто встречается в изверженных породах, как продукт разрушения минералов, в состав которых входит кальций; кроме того присутствует в ряде метаморфических пород и входит в состав, как главная составная часть, различных известняков. Распространение доломита еще не вполне выяснено, он образует самостоятельные породы, занимающие иногда значительные пространства (доломиты).

Апатит.

$(CaF)(Ca)_2P_3O_{10}$. Уд. в. 3,17—3,23. Система гексагональная, класс гексагональной бипирамиды (пирамидальная гексаэдра). Часто вытянут в длину по вертикальной оси и образует столбчатые и игольчатые кристаллы, в других случаях более короткостолбчат; нередко образует неправильные зерна. В кристаллических известняках и сланцах иногда образует зернистые агрегаты; в виде радиально лучистых агрегатов в фосфорите. В шлифах можно наблюдать помимо

указанных форм, также мелкие микролиты его; в кристаллах и удлиненных зернах можно видеть разделение их поперечными трещинами на отдельные части, при чем иногда эти части несколько сдвигаются одна по отношению к другой. Поперечные разрезы — характерной шестиугольной формы (рис. 44). На плоскостях спайности наблюдается стеклянный блеск, на плоскостях излома жирный. Апатит то бесцветный, то белый, зеленый, синий, красный, бурый. В шлифе обыкновенно совершенно бесцветен; иногда, благодаря при-

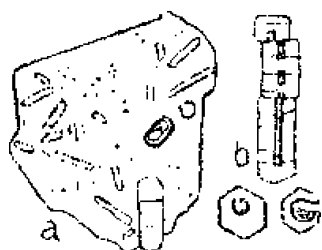


Рис. 44.

сутствию многочисленных включений, бурый или серый. $n_{\omega} = 1,646$, $n_{\epsilon} = 1,642$, благодаря чему обладает сильным рельефом и ясной шагреповой поверхностью. Сила двойного лучепреломления $\omega - \epsilon = 0,004$, поэтому получают серо-белые интерференционные цвета. Угасание прямое. Оптический характер отри-

цательный, и, так как минерал вытянут по вертикальной оси, характер удлинения его отрицателен. В сходящемся свете соответствующие разрезы дают сильно размазанный черный крест. В некоторых случаях в поперечных разрезах наблюдается аномальное распадение поля на шесть сегментов, действующих на поляризованный свет. В породах почти всегда присутствует в совершенно свежем виде. От сходных — везувиана, мелилита, геленита, цоизита, турмалина — отличается отсутствием окраски, значительным показателем преломления, слабым двойным лучепреломлением, легкой растворимостью в соляной кислоте; от симлиманита и тремолита — слабым двойным лучепреломлением; от пирокена — меньшим показателем преломления и слабым двойным лучепреломлением; от зернистых полевых шпатов — большим рельефом и одноосностью, от нефелина — большим показателем преломления. Присутствует в большом числе изверженных, метаморфических и осадочных пород.

Подолит.

$3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3$. Система гексагональная, класс гексагональной бипирамиды. Образует мелкие шестиугольные призмочки, тождественные с апатитом, бесцветные и

прозрачные, с показателем преломления 1,635. Сила двойного лучепреломления его значительно больше, чем у апатита: $\gamma - \alpha = 0,0075$; оптически отрицателен. Наблюдаются оптические аномалии, тождественные с аномалиями в апатите. Присутствует в некоторых фосфоритах, главным образом, Подольской г.

Турмалин.

B_2O_3 содержащий алюмосиликат K_2 , Mg и друг. Пен-фильд выводит его из формулы $H_{20}B_3Si_4O_{21}$. Система гексагональная, класс дитригональной пирамиды. Уд. в. 2,94—3,24. Хорошо образованные кристаллы обыкновенно призматические, то сильно удлиненные, то укороченные и толстые; иногда образует также веретенновидные или боченковидные формы: во многих случаях игольчатый и длинно-столбчатый, реже неправильными зернами. Удлиненные индивидуумы его иногда собираются в радиально лучистые агрегаты. В горных породах обыкновенно почти черный, то с буроватым, то с зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный, иногда с блеском смоляного камня. Без заметной спайности. В шлифе окрашен в коричневые, реже зеленые цвета, различных оттенков, с резко выраженным плеохроизмом и весьма сильным поглощением обыкновенного луча, благодаря чему удлиненные разрезы его, стоящие длинной осью своей перпендикулярно к главному сечению поляризатора, кажутся темными, что отличает турмалин от биотита; иногда окраска зонарная. В редких случаях наблюдаются плеохроичные оболочки. Показатель преломления довольно велик: ω от 1,6386 до 1,6870, ϵ от 1,6202 до 1,6412; благодаря этому довольно резкий рельеф и шагреневая поверхность; $\omega - \epsilon$ от 0,0184 до 0,0234, в содержащих хром до 0,0458. Благодаря этому интерференционная окраска его чаще всего II порядка, притом, благодаря плеохроизму, нечистая. Угасание прямое. Оптически одноосен и отрицателен; в сходящемся свете ясный крест. Удлинение отрицательное. Всегда в свежем состоянии. Внешняя форма, отсутствие спайности, плеохроизм, неразрушаемость при действии кислот отличают турмалин от всех остальных минералов; если (что очень редко) он бесцветен, то от сходного апатита отличается силой двойного лучепре-

ломления. Распространение очень широкое в кристаллических сланцах, часто встречается в изверженных породах, преимущественно в пегматитах и вблизи жил, в гнейсах, слюдяных сланцах и т. д.; часто в контактах с изверженными породами; иногда замещает слюду, также и полевые шпаты в гранитах, подверженных действию газов при извержениях; не особенно часто в гранитах, некоторых порфирах и других изверженных породах, преимущественно в крайних зонах, изредка в осадочных породах.

Группа геленита и мелилита.

Геленит: $Ca_3Al_2Si_2O_{10}$, 30,9% SiO_2 . Уд. в. 2,9—3,07.

Мелилит: $Ca_2Si_2O_6$ в изоморфной смеси с $(Ca, Mg, Fe)_2(Al, Fe)_2Si_2O_6$. Уд. в. ок. 2,9.

Система квадратная.

Геленит встречается исключительно в контактно-метаморфических породах в виде коротких призм, иногда таблиц; кристаллы его часто похожи на кубы; также в виде неправильных зерен. Спайность по (001) несовершенная. Цвет от серовато-зеленого до светло-бурого; в шлифе бесцветен. Показатели преломления $\omega = 1,663$; $\epsilon = 1,658$. $\omega - \epsilon = 0,005—0,0062$. Оптически одноосен и отрицателен. Сходен с мелилитом и везувианом, от которых отличается меньшим показателем преломления, интерференционной окраской; от апатита отличается кристаллической системой.

Мелилит в горных породах образует таблички, часто с округлыми концами; спайность по базису несовершенная. Иногда образует неправильные зерна. Характерна так называемая волокнистая структура его в некоторых горных породах. Бесцветен, оптически то положительный, то отрицательный. Показатели преломления $\gamma = 1,6389$; $\alpha = 1,6291$; $\gamma - \alpha = 0,003—0,005$. Удлинение положительное в одних случаях, отрицательное в других. Легко разрушается в волокнистый цеолитовый минерал или в плотную землистую мелкоподобную массу. Легко желатинизируется с соляной кислотой. Отличия от сходных минералов: от цоизита и везувиана при сходстве интерференционной окраски отличается меньшим показателем преломления и кристаллической формой; от геленита—меньшей силой двойного лучепреломления; от

полевых шпатов и нефелина—большим показателем преломления. Присутствует лишь в некоторых основных излившихся породах, например, в лейцитовых и нефелиновых породах и замещает полевые шпаты в мелилитовом базальте.

Везувиан.

$Al_2(SiO_3)_2Ca_3(AlOH)$, при чем Al замещается отчасти Fe , $Ca—Mg$ и Mn , $OH—F$. Уд. в. 3,35—3,45. Система квадратная; класс тетрагональной бипирамиды. Образует призматические кристаллы и неправильные зерна в зернистых известняках и контактно-метаморфических породах. окрашенные преимущественно в бурые до светло-зеленых цвета. В шлифе почти бесцветен до красноватого; показатель преломления 1,721, поэтому сильный рельеф и резкая шагреневая поверхность; $\gamma—\alpha=0,006—0,0009$, при чем наблюдается аномальная интерференционная окраска. Разрезы, параллельные (001), либо изотропны, либо, благодаря оптической аномалии, слабо действуют на поляризованный свет. Оптический характер в большинстве случаев отрицательный. От сходного с ним цоизита отличается отсутствием спайности; от мелепита—большим показателем преломления и нерастворимостью в кислотах; от апдалузита—силой двойного лучепреломления; от эпидота и корунда—меньшей силой двойного лучепреломления.

Корунд.

Al_2O_3 . Уд. в. 3,95—4,10. Система гексагональная, класс дитригонального скаленоэдра. Образует призматические или остропирамидальные формы, иногда таблитчатые, в некоторых случаях неправильные зерна. Спайность под микроскопом наблюдается лишь редко. Он то бесцветен, то окрашен в различные цвета, бурые, желтые, зеленые, синие (сафир), красные (рубин); блеск алмазный до стеклянного. В шлифе чаще бесцветен или же слабо окрашен в тот или иной цвет и тогда плеохроичен. $\omega—\epsilon=1,768; \epsilon=1,759$; резкий рельеф и шагреневая поверхность. $\omega—\epsilon=0,008—0,009$ и потому интерференционная окраска родственна с окраской кварца. Угасание прямое. Оптически отрицателен. По силе двойного лучепреломления сходен с кварцем, нефелином, апатитом, от которых отличается большим показателем пре-

ломления; от последних двух также силой двойного лучепреломления, а от кварца оптическим характером. При выветривании переходит в различные минералы: мусковит, шпинель, силлиманит, цеолиты и др. Как первичная составная часть присутствует в богатых алюминием изверженных породах (гранитах, сиенитах, эфеонитовых сиенитах), также в пегматитах, в некоторых порфирах. Встречается также и в контактно-метаморфических породах (напр., в известняках).

Циркон.

$ZrSiO_4$. Система квадратная. Уд. в. 4,68 — 4,70. В некоторых изверженных породах образует довольно крупные кристаллы (некоторые сиениты), обыкновенно же присутствует в виде микроскопически малых кристалликов, ограниченных плоскостями (110), (100), (111) и (331); реже в виде длинных призмочек; в изверженных породах иногда в неправильных зернах, в осадочных и метаморфических — часто. Спайность по (110) несовершенная, иногда ясно заметная. В шлифе бесцветен, с очень большим показателем преломления; $n_{\omega} = 1,924 — 1,957$, $n_{\varepsilon} = 1,968 — 1,993$; рельеф и шагреневая поверхность чрезвычайно резкие. $n_{\varepsilon} - n_{\omega} = 0,044 — 0,062$, что обуславливает появление цветов III и IV порядков в разрезах, параллельных оптической оси. В разрезах, параллельных основному пинакoidу, наблюдается в сходящемся свете резкий черный крест и изохроматические кривые. Угасание прямое, удлинение положительное. Оптически положителен, иногда оптически аномален (оптически двуосен). При выветривании теряет силу двойного лучепреломления. От сходного, почти тождественного с ним ксенотима (хим. сост. YPO_4) отличается лишь химически; от касситерита — меньшей силой двойного лучепреломления; от титанита — одноосностью; от рутила — окраской; от апатита — силой двойного лучепреломления. Широко распространен в изверженных горных породах, образуя включения в других минералах, далее в метаморфических породах и в осадочных.

Анализ.

TiO_2 . Уд. в. 3,82 — 3,95. Система квадратная, класс дигетрагональной бипирамиды. Чаще всего образует очень мелкие, остропирамидальные кристаллики, или мелкие пе-

правильные зернышки, бесцветные, с чрезвычайно большим показателем преломления ($n = 2,452 - 2,526$, $\omega = 2,185 - 2,606$), что обуславливает крайне сильную шагрепевую поверхность при опущенном осветителе. $\omega - n = 0,073$, поэтому цвета IV порядка и выше. Оптически положителен, что весьма характерно для него. Спайность совершенная по (001) и (111), заметная в шлифе при достаточно больших размерах зерен его. Встречается во всевозможных породах различного происхождения, образуясь часто при разрушении титан содержащих минералов (напр. в гранитах, сиенитах, гнейсах, кварцитах, известняках, песках и др.).

Р у т и л.

TiO_2 . У. в. 4,18 — 4,25. Система квадратная; класс дигетрагональной в бипирамиды. Кристаллы его часто длинно-призматичны, в других случаях игольчатые и даже волосовидные. Характерны коленчатые и сердцевидные двойники по (101), редко по (301) (рис. 45 и 46) и скелетные формы (сагениит) (рис. 47), нередко полисинтетические двойники. Спайность ясная по (110) и (100). Цвет коричневый, различных оттенков; в шлифе чаще всего окрашен в коричневый, желтоватый, реже в фиолетовый цвет; обладает плеохроизмом, не особенно резко

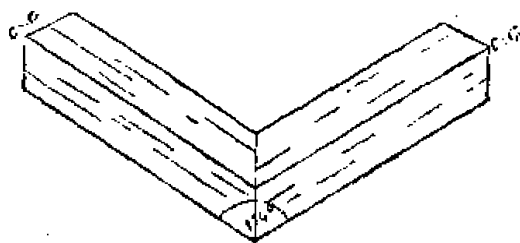


Рисунок 45.

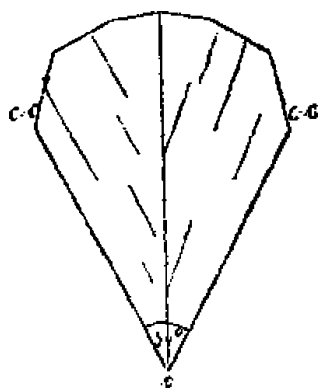


Рисунок 46.

выраженным; ω желтый до коричневого, n коричнево-желтый до желто-зеленого. Показатель преломления чрезвычайно (большой: $\omega = 2,567 - 2,6725$, $n = 2,8415 - 2,9817$. $n - \omega =$

— 0,287; поэтому интерференционная окраска белая высшего порядка, но вследствие окраски самого минерала, последняя не изменяется. Угасание прямое. Оптически положителен. Наиболее сходен с касситеритом и цирконом, от которых отличается, между прочим, значительно большими показателями преломления и силой двойного лучепреломления. Встречается в породах изверженных (напр. в гранитах, некоторых андезитах в виде иголок), в метаморфических (гнейсах, слюдяных сланцах, иногда в кристаллических известняках и др.). и в осадочных, так как с трудом разрушается; в качестве вторичного продукта образует иглы в биотите.

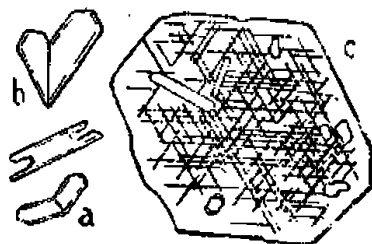


Рисунок 47.

Минералы двусосные.

Группа цеолитов.

Водные алюмосиликаты Na, Ca (и тогда по составу близки к плагиоклазам), реже K, Ba, Sr. Кристаллизуются в различных системах. Представляют собою, главным образом, продукты разрушения и особенно часто встречаются в изверженных породах, как продукты изменения определенных первичных составных частей их, главным образом, полевых шпатов, лейцита, пелелина и содалитовых минералов; в редких случаях они первичны (анальдим в фополите Кампицы в Богемии). Присутствуют в пустотах и трещинах внутри горных пород, главным образом, изверженных. Чаще всего образуют пластинчатые и радиально лучистые агрегаты. Все они характеризуются малым показателем преломления, меньшим, чем показатель преломления канадского бальзама (исключение составляет филлипсит, 1,57). Они бесцветны, обладают силой двойного лучепреломления в большинстве случаев близкой к силе двойного лучепреломления кварца.

Анальдим. $NaAl(SiO_3)_2 + H_2O$. Уд. в. 2,22 — 2,29. Система кубическая. Встречается иногда в виде прекрасно образованных кристаллов в форме икоситетраэдра (211), также и в виде плохо образованных кристаллов и агрегатов зерен,

заполняющих пустоты; образует псевдоморфозы по лейциту, содалиту и нефелину. От других цеолитов отличается тем, что он изотропен и лишь в свободных кристаллах обнаруживает весьма слабое двойное лучепреломление. Показатель преломления 1,487. Помимо пород, содержащих лейцит, содалит и нефелин, присутствует иногда и в обыкновенных базальтах. В некоторых случаях он первичный, (напр. апальцимовые базальты Монтаны и др.).

Шабазит. $(Ca, Na_2) Al_2 (SiO_3)_4 + 6H_2O$ и **гмелинит** $(Na_2, Ca) Al_2 (SiO_3)_4 + 6H_2O$. Уд. в. 2,04—2,18. Система гексагональная, класс дитригонального скаленоида. Оба оптически одноосны то с положительным, то с отрицательным оптическим характером; иногда наблюдаются оптические аномалии, выражающиеся в том, что в сходящемся свете наблюдается небольшой угол оптических осей. Показатель преломления 1,46, у гмелинита иногда до 1,48; $\gamma - \alpha$ колеблется между 0,0015 и 0,009. Отличаются один от другого химическим составом и спайностью, которая идет по призме $(10\bar{1}0)$ у гмелинита, по ромбоэдру $(10\bar{1}1)$ у шабазита. Чаще всего в базальтовых породах, иногда также в других изверженных породах и в кристаллических сланцах (гнейсах и др.).

Гидронефелит $HN a_2 Al_3 Si_3 O_{12} + 3H_2O$. Уд. в. 2,263. Система гексагональная(?). Часто с волокнистой структурой и неясной спайностью по призме. Оптически одноосен и положительна. Показатель преломления около 1,49; $\gamma - \alpha = 0,012$.

Натролит. $Na_2 Al_2 Si_2 O_{10} + 2H_2O$ (уд. в. 2,20—2,25) и **томсонит** $(Ca, Na_2)_2 Al_4 (SiO_4)_4 + 5H_2O$ (уд. в. 2,3—2,4). Система ромбическая. Обыкновенно в виде призматических кристаллов, радиально-лучистых и волокнистых, иногда плотных агрегатов; первый в некоторых случаях зернистый. В обоих наблюдается прямое угасание; натролит оптически положительный, показатели преломления от 1,47 до 1,49; $\gamma - \alpha = 0,012 - 0,018$, угол оптических осей велик, $2V =$ около 62° ; томсонит оптически положительный, показ. преломления: $\alpha = 1,497$, $\gamma = 1,525$; $\gamma - \alpha = 0,028$; угол оптическ. осей велик, $2V$ около 54° , $2E = 82^\circ - 93\frac{1}{2}^\circ$. Оба представляют собою продукты изменения нефелина, лейцита, минералов группы содалита и известково-натровых полевых шпатов.

Стильбит $H_4(Na_2, Ca) Al_2 (SiO_3)_6 + 4H_2O$. Уд. в. 2,094—2,205. Система моноклиническая. Часты радиально-лучистые и

волокнистые агрегаты; иногда образует сповидные агрегаты и сферолиты. Спайность по (010) совершенная. Показатель преломления около 1,5; $\gamma - \alpha = 0,006$. Плоскость оптических осей (010). Тупая биссектриса образует с вертикальной осью угол около 31° в тупом угле β , $2E = 52^\circ - 53^\circ$, $2V = 33^\circ$. Оптически отрицателен. Чаще всего в базальтах, иногда в графитах, габбро, гнейсах и др.

Сколецит $CaAl_2Si_3O_{10} + 3H_2O$. Уд. в. 2,16 — 2,4. Система моноклиническая. Образует радиально-лучистые и волокнистые агрегаты. Спайность по призме (110) довольно совершенная. $\beta = 1,502$, $\gamma - \alpha = 0,0083$. Плоскость оптических осей и острая биссектриса перпендикулярны к (010), при чем острая биссектриса образует угол 17° с вертикальной осью в тупом угле β . Оптический характер главной зоны и минерала отрицательный. $2V = 35^\circ 22'$. Присутствует в базальтах и некоторых кристаллических сланцах (Альпы).

Филлипсит $(K\alpha_2, Ca) Al_2(SiO_3)_4 + 4\frac{1}{2}H_2O$. Уд. в. 2,2. Система моноклиническая. Часто образует радиально-лучистые агрегаты. Показатель преломления $\beta = 1,51 - 1,57$; $\gamma - \alpha = 0,003$. Плоскость оптических осей и тупая биссектриса перпендикулярны (010); острая биссектриса образует с клинодиагональную угол, равный 20° в тупом угле β . Оптический характер главной зоны и минерала положительный. Чаще всего в базальтах.

Ломонтит $H_4CaAl_2Si_4O_{11} + 2H_2O$. Система моноклиническая. Образует призматические кристаллы и радиально-лучистые агрегаты. Спайность весьма совершенная по (010) и (110). Показатель преломления $\beta = 1,524$; $\gamma - \alpha = 0,012$. Угол оптических осей $2E = 52^\circ 24'$. Плоскость оптических осей (010); острая биссектриса образует с вертикальной осью угол, равный $20^\circ - 25^\circ$ в тупом угле β . Оптический характер главной зоны положительный, минерала — отрицательный. Особенно часто в базальтах, иногда и в других породах, напр. в сланцах.

Эпистильбит $H_4CaAl_2(SiO_3)_6 + 3H_2O$. Уд. в. 2,25. Система моноклиническая. Встречается в виде призматических кристаллов, радиально-лучистых и зернистых агрегатов. Спайность совершенная по (010). $\beta = 1,51$, $\gamma - \alpha = 0,010$. Плоскость оптических осей (010). Тупая биссектриса образует с вертикальной осью угол, равный $8\frac{1}{2}^\circ - 9\frac{1}{2}^\circ$ в тупом

Таблица оптических свойств цеолитов.

I. Однопреломляющие.

	Спайность	n	
Анальцим.		1.487	иногда оптически аномален.

II. Одноосные.

	Спайность	n	$\gamma - \alpha$	Опт. хар.	
Анофиллит.		1.53	0.001—0.003	$\pm$	иногда оптически аномален.
Гидрофеллит.		1.49	0.012	$\pm$	

III. Двухосные.

	Спайность	β	$\gamma - \alpha$	$2V$	$2E$	Опт. хар.	Дисп.	Пл. о. о.	I бис.	II бис.
Гмелинит.	—	1.47	0.001—0.002	—	—	$\pm$	—	—	—	—
Филлипсит.	(010), (001)	1.51—1.57	0.003	—	85°	$\pm$	$\rho < \nu$	1(010)	a:c = 11°—20°	1(010)
Гармотом.	(010), (001)	1.506	0.005	—	—	$\pm$	—	1(010)	b = c	a:a = + 28°ca
Стильбит.	(010)	1.498	0.006	33°	52°	—	$\rho < \nu$	//(010)	a:a = 0°—10°	c:c = 31°ca
Гейландит.	(010)	1.499	0.007	—	0°—55°	$\pm$	$\rho < \nu$	1(010)	b = c	a//1(001)
Сколецит.	(110)	1.495	0.008	36½°	50°—60°	—	ясная перекр. $\rho < \nu$	1(010)	b = a = 17°	b = c
Эпистильбит.	(010)	1.51	0.010	—	67°—83°	$\pm$	си. бн.к. $\rho < \nu$	1(010)	c:c = 9°	—
Брюстерит.	—	1.45	0.012	65°	—	$\pm$	$\rho < \nu$	1(01C)	b = c	c + a = 22°
Ломонтит.	(010), (100)	1.524	0.012	—	54°ca	$\pm$	сильная $\rho < \nu$	(010)	c:c = 20°—25°	—
Натролит.	(110)	1.48	0.012—0.014	60°—62°15'	—	$\pm$	сильная $\rho < \nu$	(010)	c = c	a = a
Шабазит.	—	1.503	0.002—0.028	—	—	$\pm$	—	—	—	—
Томсонит.	(010), (100)	1.503	0.028	54°ca	87°ca	$\pm$	$\rho < \nu$ сильная	(010)	b = c	a = a

гуле β . $2E = 71^\circ - 75^\circ$. Оптический характер отрицательный.

Гейландит. $H_4CaAl_2(SiO_3)_6 + 3H_2O$. Уд. в. 2,18—2,22. Система моноклиническая. Спайность совершенная по (010). $\beta = 1,499$; $\gamma - \alpha = 0,007$. Угол оптических осей $2V$ колеблется от 0° до 92° ; оптически положительн. Угасание почти прямое. Плоскость оптических осей и острая биссектриса параллельны (001), в других случаях плоскость оптических осей почти перпендикулярна к (001) и тогда довольно резко выражена перекрещенная дисперсия.

Брюстерит. $H_4(Sr, Ba, Ca) Al_2(SiO_3)_6 + 3H_2O$. Уд. в. 2,45. Система моноклиническая. Спайность совершенная по (010). Показатель преломления $= 1,45$; $\gamma - \alpha = 0,012$. Плоскость оптических осей перпендикулярна к (010). $2V = 65^\circ$. Острая биссектриса образует с вертикальной осью угол, равный 22° в тупом угле β . Встречается в базальтах, с кальцитом в гнейсах и сланцах и др.

Гармотом. $H_2(K, Ba) Al_2(SiO_3)_5 + 4H_2O$. Система моноклиническая. Оптически сходен с филлипситом, плоскость оптических осей и острая биссектриса перпендикулярны к (010), и угол между тупой биссектрисой и клиподиагональю равен приблизительно 60° . $\alpha = 1,503$, $\gamma = 1,508$; $\gamma - \alpha = 0,005$.

Апофиллит. $H_7KCa_4(SiO_3)_8 + 4\frac{1}{2}H_2O$. Система квадратная. Встречается в виде кристаллов, зерен, таблиц, редко в виде радиально располагающихся призм. Спайность весьма совершенная по (001). $\omega = 1,531 - 1,536$; $\epsilon = 1,533 - 1,537$; $\epsilon - \omega = 0,0012 - 0,0028$; оптически положительный, редко отрицательный. Оптический характер главной зоны то положительный, то отрицательный. Иногда наблюдаются оптические апомалии. Присутствует в базальтах, иногда в гранитах и гнейсах.

Гипс.

$CaSO_4 + 2H_2O$. Система моноклиническая. Образует кристаллы, зернистые и волокнистые агрегаты. Спайность наблюдается в виде многочисленных трещинок по (010), иногда заметны трещинки и по другим направлениям. В шлифе бесцветен, реже окрашен присутствующими органическими веществами, окислами железа и т. д. Показатель преломления $\beta = 1,5225 - 1,5229$; поэтому наблюдается слабая шагреневая поверхность. $\gamma - \alpha = 0,009 - 0,010$, т. е.

близка к кварцу. Плоскость оптических осей (010), при чем угасание в разрезах, перпендикулярных спайности, прямое. Угол оптических осей $2V = 58^\circ$; $2E = 95^\circ$, оптически положительный. Образует иногда самостоятельные горные породы, часто в связи с известняками, глинами и др.

Полевые шпаты.

Полевые шпаты образуют группу минералов, отдельные члены которой представляют собою алюмосиликаты калия, натрия, кальция, реже бария; эти алюмосиликаты могут смешиваться друг с другом в различных отношениях, образуя изоморфные смеси. Полевые шпаты кристаллизуются в формах частью моноклинической системы, частью триклинической, при чем величина углов между равнозначными или соответствующими гранями у всех членов колеблется в ограниченных пределах немногих градусов. Все члены обладают совершенной спайностью по второму пинакловиду M (010), и по третьему пинакловиду P (001) с прямым углом между этими плоскостями в моноклинических (псевдомоноклинических) членах и углом в $87^\circ - 88^\circ$ в триклинических. Твердость всех их 6, удельный вес колеблется между 2,54 и 3,34.

Различают следующие отдельные члены группы:

Ортоклаз (Or)	$KAlSi_3O_8$	у. в. 2,54 — 2,56	$SiO_2 64,7\%$	псевдомоноклиническая триклинический
Микроклин	"	"	"	
Альбит (Ab)	$NaAlSi_3O_8$	" 2,605	" 68,7%	
Анортит (An)	$CaAl_2Si_2O_8$	" 2,765	" 43,2%	
Цельсиан (Ce)	$BaAl_2Si_2O_8$	" 3,34	" 32,0%	

Кроме того известны в природе следующие изоморфные смеси:

Натровый ортоклаз	(K, Na) $AlSi_3O_8$	псевдомонокл.
Анортоклаз	(Na, K) $AlSi_3O_8$	триклин.

$$\text{Плагиоклазы} \quad \left\{ \begin{array}{l} n(NaAlSi_3O_8) \\ m(CaAl_2Si_2O_8) \end{array} \right\} = nAb + mAn$$

$$\text{Гиадофаны} \quad \left\{ \begin{array}{l} n(KAlSi_3O_8) \\ m(BaAl_2Si_2O_8) \end{array} \right\} = nOr + mCe$$

Полевые шпаты играют в высшей степени важную роль в составе земной коры, являясь главными составными ча-

стями большинства изверженных пород, большого количества кристаллических сланцев и присутствуя в некоторых осадочных породах; исключение составляют бариевые полевые шпаты, которые настолько редко встречаются в горных породах, что их можно оставить без рассмотрения.

Калиевые полевые шпаты.

Псевдомоноклинический — ортоклаз, триклинический — микроклин обладают одним и тем же составом. Простым, глазом неразличимы. Окрашены в белый цвет, серый розовый, нередко в мясокрасный, иногда в зеленый. Встречаются иногда в виде крупных, прекрасно образованных кристаллов в некоторых гранит-порфирах и кварцевых порфирах, при чем они в них ограничены по большей части следующими плоскостями: M (010), P (001), m (110), x (101), y (201) и др. Благодаря сильному развитию плоскостей M кристаллы их иногда приобретают пластинчатый характер, в других случаях таблитчатый. Нередко наблюдаются двойники по следующим законам: 1) Карлсбадский закон: двойниковая ось — вертикальная ось c , плоскость двойникового сращения — M ; так как спайность идет по плоскостям P , а в карлсбадском двойнике плоскости P повернуты в противоположные стороны, то при поперечном изломе таких двойников простым глазом можно наблюдать при известном наклоне одной из плоскостей P отблеск от нее, между тем как другая половина двойника не блестит; 2) Бавеновский закон: двойниковая плоскость — (021) — она же и плоскость двойникового сращения; такие двойники встречаются значительно реже карлсбадских; 3) то же можно сказать и про третий закон — манебахский: двойниковая плоскость в нем P (001).

Спайность в калиевых полевых шпатах весьма совершенная по P (001) и несколько менее совершенная по M (010), плоскости спайности образуют друг с другом прямой угол в ортоклазе и $89^{\circ} 30'$ — $89^{\circ} 45'$ в микроклине.

а) Ортоклаз.

Очертания ортоклаза в некоторых случаях ясно кристаллографические (в порфировых породах), чаще неправильные; иногда встречается в виде округлых зерен; размеры разнó-

образны: от мелких микролитов, почти неразличимых при самых сильных увеличениях, до крупных индивидуумов в метры в диаметре. В шлифе бесцветен, прозрачность различна; стекловидный в некоторых новейших лавах (санидин), или в друзах некоторых крист. сланцев (адуляр). Обыкновенно содержит продукты разрушения и мутноват, иногда даже мало прозрачен. Спайность обнаруживается в виде тонких трещинок, идущих либо по одному направлению, либо по двум взаимно перпендикулярным (рис. 48). В несколько разрушенных ортоклазах наблюдается иногда зонарная структура. Количество включений обыкновенно велико, они в некоторых случаях располагаются зонами.

Показатели преломления: $\gamma = 1,526$, $\beta = 1,524$; $\alpha = 1,519$, благодаря чему наблюдается слабо выраженная шагреневая поверхность. Заметна слабая бекковская линия на границе между ортоклазом и канадским балъзамом, передвигающаяся при поднятии тубуса в канадский балъзам.



Рис. 48. Трещины спайности в ортоклазе.

Сила двойного лучепреломления $\gamma - \alpha = 0,007$, поэтому интерференционная окраска несколько ниже кварца и обыкновенно серовато-белая. В санидине $\gamma - \alpha$ иногда понижается до 0,005.

Направление угасания в разрезах, параллельных P , параллельно трещинам спайности по M (рис. 49), в разрезах, параллельных M , образует с трещинами спайности по P угол в 50° (рис. 50).

Плоскость оптических осей располагается в ортоклазе в плоскости, перпендикулярной M , и образует с основным пинаклом $\{P\}$ угол в $+5^\circ$ (дисперсия горизонтальная

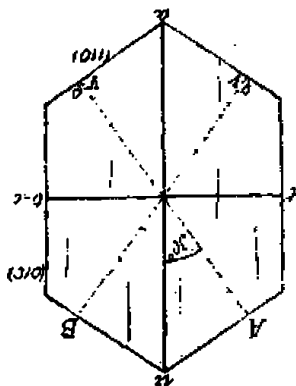


Рис. 49. Ортоклаз.

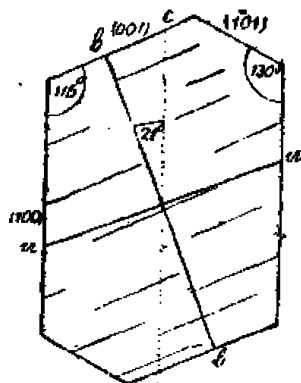


Рис. 50. Ортоклаз.

рис. 49 и 50), в санидине плоскость оптических осей располагается в плоскости M (дисперсия наклонная рис. 51 и 52). Угол оптических осей $2V$ в ортоклазе равен приблизительно 88° , и оптический характер в большинстве случаев

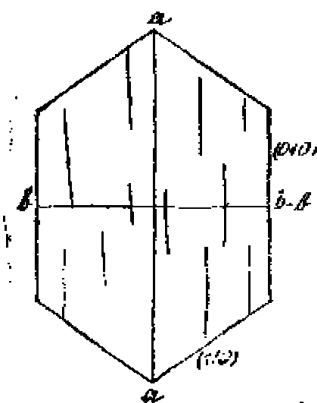


Рис. 51. Санидин.

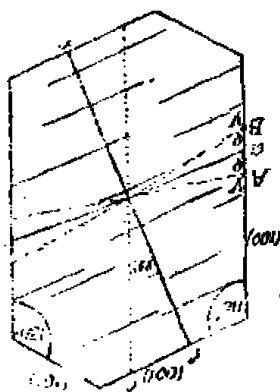


Рис. 52. Санидин.

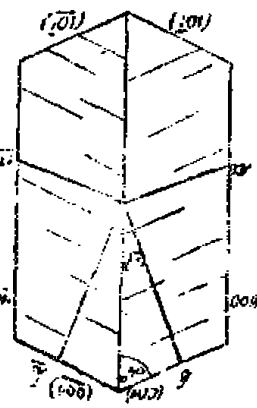


Рис. 53.

отрицательный; изредка положительный (и ортоклаз); в санидине он значительно меньше, достигая иногда 28° , 18° и менее.

Присутствие двойников узнается по тому, что все зерно угасает в простом кристалле сразу на всем протяжении, в

двойнике—половина угасает, между тем как другая остается светлой и наоборот.

Оптическая ориентировка в карлсбадских (рис. 53) и баварских двойниках (рис. 54) видна на прилагаемых рисунках.

Продуктами разрушения часто является неразложимая под микроскопом муть из тончайших чешуек серицита, бесцветных и довольно ярко поляризующих, из чешуек мусковита, каолина и др.

Для отличия полевых шпатов от кварца применяют действие плавиковой кислоты; вытравленная этой кислотой поверхность ортоклаза (как и других полевых шпатов) окрашивается метиленовой синью в отличие от кварца.

Ортоклаз часто находится в закономерном сростании с плагиоклазами, главным образом с альбитом и кислыми плагиоклазами, которые проникают в виде то более толстых, то более тонких неправильных полосок или лент массу ортоклаза; такого рода проростания называются пертитом. Сростание это закономерно, так как общими в обоих минералах являются плоскости (010) и в общем они ориентированы взаимно параллельно. Если вросстки плагиоклаза мелкие, микроскопических размеров—получается микропертит, (рис. 55) при чем в таком случае вместо полосок получаются мелкие веретеновидные волоконца плагиоклаза, придающие ортоклазу морщинистый характер; если же эти вросстки настолько мелкие, что присутствие их узнается лишь по не вполне равномерному угасанию зерна ортоклаза, получается криптопертит. В пертитовых сростаниях у ортоклаза и плагиоклаза общими плоскостями являются плоскости (010) В других случаях наблюдаются проростания ортоклаза кварцем, причем образуется характерная пегматитовая структура, когда в ортоклаз врастают длинные, параллельные друг другу столбы кварца, в поперечном разрезе остроугольные и напоминающие еврейские письмена; если эти взаимные проростания ортоклаза кварцем обладают микроскопически малыми размерами, получается микропегматит; в некоторых случаях это проростание становится совершенно

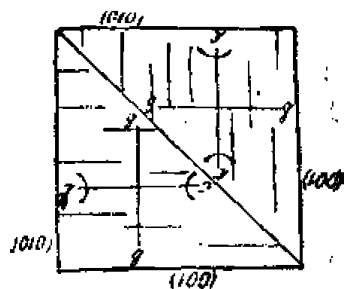


Рис. 54.

неясным, образуется тонкий, часто несколько радиально-лучистый агрегат, носящий название гранофира, пока не получится тончайший, почти не действующий на поля-

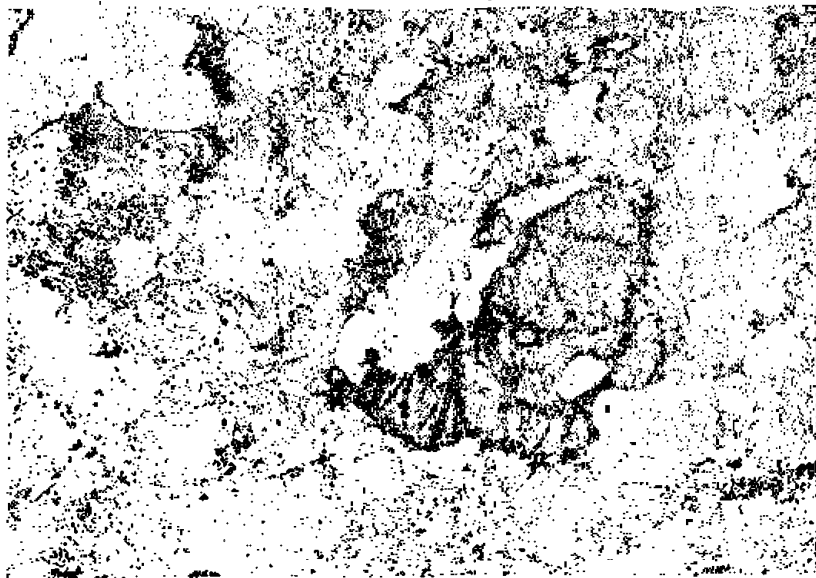


Рис. 55. Микропертит.

ризованный свет агрегат, микрофелъзит. Иногда наблюдается проростание ортоклаза нефелином, причем структура этого проростания весьма сходна с пегматитовой.

б) Микроклин.

Микроклин в полифе в общем в высшей степени сходен с ортоклазом и отличается от него лишь между скрещенными николями. В последнем случае можно наблюдать на плоскостях спайности по P угасание, равное 15° по отношению к трещинам спайности по M ; угасание на M , как и у ортоклаза, равно 5° . Наиболее характерным и бросающимся в глаза отличием микроклина от ортоклаза и других полевых шпатов является его обыкновенно резко выраженная, решетчатая структура, обусловленная тем, что все зерно микроклина состоит из громадного количества веретеновидных толстых волоконцев, неодновременно угасающих и пересекающихся по двум взаимно перпендикулярным направлениям; решетчатая структура особенно резко высту-

пает на разрезах, параллельных P (рис. 56). В разрезах, проведенных параллельно M , наблюдается волокнистая структура без решетки. Появление решетчатой структуры обусловлено сложным полисинтетическим двойниковым сложением микроклина по альбитовому и периклиновому законам.

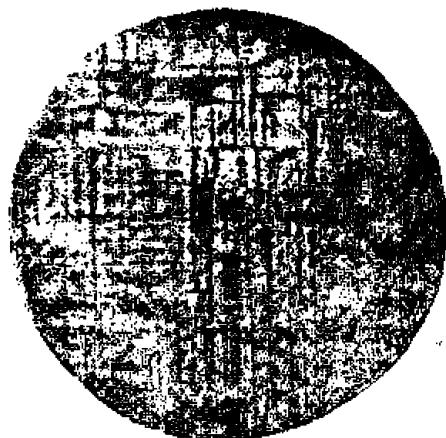


Рис. 56.

Все остальные свойства микроклина тождественны с вышеописанными свойствами ортоклаза.

✓ Плагииоклазы.

Плагииоклазы представляют собою изоморфную смесь двух членов, альбита Ab и анортита An . Их физические свойства, именно удельный вес, оптические свойства, также кристаллографические и др. постепенно изменяются с изменением химического состава. Различают следующие типы плагииоклазов:

Альбит	$Ab_1An_0 - Ab_6An_1$	Лабрадор	$Ab_1An_1 - Ab_1An_3$
Олигоклаз	$Ab_6An_1 - Ab_3An_1$	Витонит	$Ab_1An_3 - Ab_1An_6$
Андезин	$Ab_3An_1 - Ab_1An_1$	Анортит	$Ab_1An_6 - Ab_0An_1$

Промежуточные кроме того, можно называть: альбит-олигоклаз, олигоклаз-андезин и т. д.

Все они кристаллизуются в триклинической системе. Образуют то ясные кристаллы, ограниченные теми же плоскостями, как и калиевые полевые шпаты, и также нередко таблитчатые по M ; в других случаях образуют неправильные зерна. Размеры их колеблются от микролитовых до крупных. Окраска разнообразна: белая, зеленоватая, зеленая, почти черная, иногда (редко) красноватая и красная; большей частью простому глазу кажутся непрозрачными или

мало прозрачными, и лишь в некоторых новейших излившихся лавах они водянопрозрачны (микротинный характер).

Образуют двойники помимо тех законов, которые встречаются у калиевых полевых шпатов, также по альбитовому, периклиновому и другим законам.

1) Альбитовый закон: двойниковая плоскость — плоскость $M(010)$, двойниковая ось ей перпендикулярная; закон этот всегда полисинтетический и узнается простым глазом по многочисленным взаимно параллельным полоскам (штриховке) на плоскостях спайности по $P(001)$.

2) Периклиновый закон: двойниковая ось — кристаллографическая ось b (брахидигональ); плоскость двойникового сращения — ромбическое сечение, образующее с базопинакоидом в различных плагиоклазах различные углы; так, у альбита двойниковая плоскость по периклиновому закону образует в разрезах, параллельных M , с ребром M/P угол $22^\circ - 13^\circ$, у олигоклаза — 4° , у андезина — 0° , у лабрадора — $2^\circ - 9^\circ$, у анортита — 18° ; периклиновые двойники тоже полисинтетические, но встречаются реже альбитовых, нередко одновременно с ними.

Спайность весьма совершенная по базису $P(001)$, несколько менее совершенная по брахипинакоиду $M(010)$, причем угол между этими плоскостями изменяется от $86^\circ 24'$ у альбита до $85^\circ 48'$ у анортита.

В шлифе плагиоклазы в обыкновенном свете весьма сходны с калиевыми полевыми шпатами; они тоже бесцветны, часто водянопрозрачны, или же содержат продукты выветривания, придающие им мутноватый характер. Трещины спайности по P и M выступают часто очень ясно, и тогда, когда разрез проведен перпендикулярно к обеим системам трещин спайности (перпендикулярно MP), угол между трещинами равен приблизительно 94° , соотв. 86° . Нередко присутствуют включения, между прочим, в виде непрозрачных тонких палочек титанистого железняка, в виде тончайших листочков железного блеска, иногда и в виде стекла.

Показатели преломления плагиоклазов и их двойное лучепреломление:

	% анор- тита.	α	β	γ	$\gamma - \alpha$	$2V^{\text{опт.}}$ харак.
Альбит	5	1,5285	1,532	1,5387	0,0102	77° +
Олигоклаз-альбит.	13	1,5341	1,538	1,543	0,0090	87° +
Олигоклаз.	20	1,5388	1,543	1,5463	0,0075	86° —
Олигоклаз.	25	1,5417	1,546	1,5490	0,0073	82° —
Лабрадор.	52	1,5553	1,558	1,5632	0,0079	75° +
Битовнит	75	1,564	1,569	1,573	0,0091	93° —
Анортит.	100	1,5756	1,583	1,5885	0,0129	103° —
Кварц.	$\omega =$	1,5442	$\epsilon =$	1,5533	0,0091	

Таким образом показатели преломления различных плагиоклазов неодинаковы, в одних они меньше, в других равны, в третьих больше канадского бальзама, хотя разница не особенно велика; поэтому в плагиоклазах, близких к олигоклазу, шагреневая поверхность не наблюдается, в остальных слабо выражена, особенно сильно в анортите.

Между скрещенными николями наблюдается интерференционная окраска, почти тождественная с окраской кварца — в большинстве случаев серовато-белая, реже желтая, и лишь в плагиоклазах, близких к анортиту, она достигает желтого и в более толстых шлифах оранжевого I порядка. Чрезвычайно характерна для плагиоклазов почти всегда наблюдаемая в них полисинтетическая двойниковая структура по альбитовому закону, благодаря которой зерна плагиоклаза кажутся состоящими из неодновременно угасающих полосок, при чем, когда четные угасают, нечетные кажутся еще светлыми и наоборот. Иногда к штриховатости по одному направлению присоединяется штриховатость и по другому перпендикулярному, обусловленная полисинтетическим двойниковым сложением по периклиновому закону; в присутствии обоих законов наблюдается как бы решетчатая структура, напоминающая такую же структуру микроклина, но отличающаяся тем, что полоски всегда ограничены прямыми или почти прямыми линиями, а не имеют вида, как в микроклине, веретепец (рис. 57). Если одновременно с альбитовыми двойниками присутствует и двойник по карлсбадскому закону, то присутствие последнего узнается так: вращают препарат до тех пор, пока не исчезает двойниковая структура по альбитовому закону; в таком случае одна половина

карлсбадского двойника будет казаться более светлой, чем другая.

Угол оптических осей, как видно из приведенной на стр. 99 таблицы, изменяется от альбита до анортита неправильно, также и оптический характер.

Положение осей упругости, оптических осей, плоскостей оптических осей в плагиоклазах изменяется постепенно, по мере перехода от альбита до анортита, что ясно видно из стереографической проекции оптических направлений плагио-



Рис. 57. Плагиоклаз с двойниками по альбитовому и периклиновому законам.

клазов (рис. 58). На этой проекции нанесены выходы оптических осей, из которых одна обозначается A , другая B . Кружки между A и A_0 между B и B_0 указывают места выходов соответствующих осей для различных плагиоклазов от альбита A_1 и B_1 до анортита A_0 и B_0 ; α , β и γ — места выходов осей наибольшей, средней и наименьшей упругости; (010) — проекция полюса плоскости M (010) , (001) — плоскости P (001) . Положение оптических постоянных в других плагиоклазах определяется путем интерполирования. Если принять горизонтальный диаметр за проекцию экватора, вертикальный — за проекцию первого меридиана, градусы широты обозначать через φ (считая от полюса), а градусы долготы через λ (считая от первого меридиана), то для опти-

ческой ориентировки плагиоклазов получится следующая таблица:

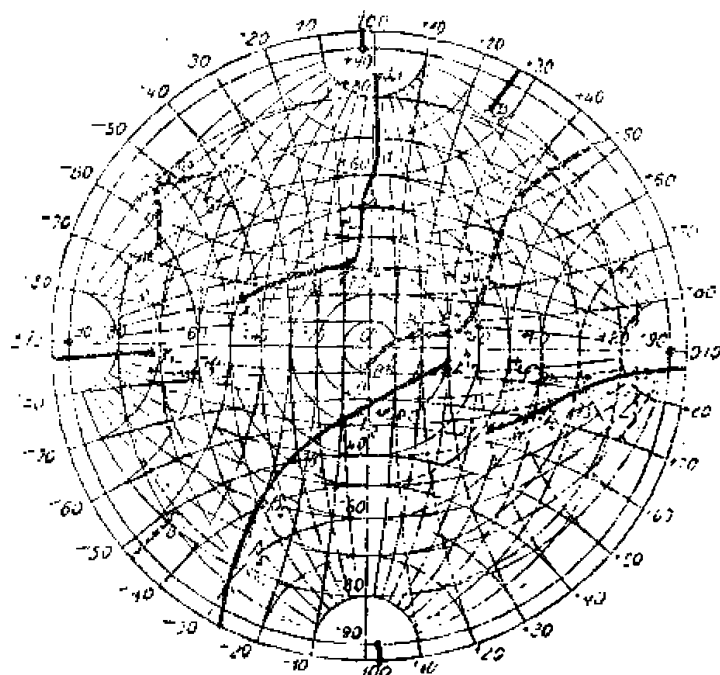


Рис. 58.

	% содержание анортита.	А		В	
		Л	Ф	Л	Ф
Альбит	5	+ 64,7°	- 49,5°	- 78,8°	- 47,9°
Олигоклаз-альбит . .	13	+ 67,5°	- 46°	+ 85,5°	+ 47,5°
Олигоклаз	20	+ 69,0°	- 42°	+ 70°	+ 44°
Олигоклаз	25	+ 72,0°	- 40°	+ 60°	+ 41°
Анвезит	37	+ 80,0°	- 43°	+ 36,5°	+ 38,5°
Лабрадор	52	+ 76,7°	- 56,6°	+ 15,7°	+ 35°
Лабрадор-битовнит . .	63	+ 76,0°	- 50°	+ 8°	+ 23°
Битовнит	75	+ 64,0°	- 56°	+ 1,8°	+ 12,7°
Анортит	100	+ 57,8°	- 63,2°	- 6,2°	- 2,6°

При разрушении плагиоклазы дают в одних случаях каолин, в других—серицит или мусковит. Если же плагиоклаз принадлежит к более основным членам ряда, то в нем

часто получаются в числе продуктов разрушения мелкие и мельчайшие зернышки ярко поляризующего кальцита; в других случаях получаются мелкие зернышки, сильно преломляющие свет и слабо поляризующие, принадлежащие поизиту и клинопоизиту, образующие мелкозернистый, мало прозрачный, благодаря большому показателю преломления, агрегат, носящий название соссюрита. Так как очень часто кристаллы и зерна плагиоклазов не обладают одинаковым составом в средней своей части и в наружной части, и часто (в изверженных породах) в середине содержат большее количество апортитового, легче разрушаемого, вещества, то нередко эта часть сильнее разрушена; иногда разрушение идет также концентрическими зонами, что также связано с неодинаковым составом отдельных зон.

✓ Методы определения плагиоклазов.

Наиболее точным методом является непосредственный количественный химический анализ плагиоклаза, но метод этот весьма кропотлив и требует затраты большого количества времени.

При действии соляной кислотой можно наблюдать, что альбит не разлагается ею, олигоклаз разлагается весьма слабо, андезин заметно, лабрадор не вполне, битовнит и апортит вполне.

Удельные веса плагиоклазов в высшей степени тесно связаны с их составом (стр. 91): поэтому, определяя удельный вес чистого и нетрещиноватого осколка плагиоклаза, лишенного включений, можно определять и самый плагиоклаз.

Наиболее легко и быстро, в то же время и точно, определяются плагиоклазы при помощи чисто оптических методов, число которых в настоящее время довольно велико.

Метод определения плагиоклазов по их показателю преломления. — Помимо метода погружения в высшей степени удобен предложенный Векке метод сравнения показателей преломления плагиоклазов с показателями преломления соприкасающихся с ними зерен кварца. В кварце показатель преломления обыкновенного луча $\omega = 1,544$, показатель преломления необыкновенного луча $\varepsilon = 1,553$. В шлифе находят зерно кварца, соприкасающееся с зерном плагиоклаза, притом одновременно с ним угасающее. Очевидно, в таком случае

ось наибольшей упругости в данном разрезе кварца должна совпадать либо с осью наибольшей, либо с осью наименьшей упругости в плагиоклазе; ставят оба зерна на наибольшее просветление и определяют положение этих осей в обоих зернах, вводя гипсовую пластинку. Затем, поставив сперва на наибольшее затемнение и опустив конденсатор, при одном поляризаторе следят за передвижением бекковской линии; получается шесть различных случаев:

Группа.	Параллельное положение		Перекрещенное положение			% Ан.
I.	$\alpha' < \omega$	$\gamma' < \varepsilon$	$\alpha' < \varepsilon$	$\gamma' < \omega$	Альбит и олигоклаз-альбит.	0—16
II.	$\alpha' < \omega$	$\gamma' < \varepsilon$	$\alpha' < \varepsilon$	$\gamma' = \omega$	Кислый олигоклаз	16—22
III.	$\alpha' = \omega$	$\gamma' < \varepsilon$	$\alpha' < \varepsilon$	$\gamma' > \omega$	Основной . . .	22—30
IV.	$\alpha' > \omega$	$\gamma' = \varepsilon$	$\alpha' < \varepsilon$	$\gamma' > \omega$	Андезин . . .	30—41
V.	$\alpha' > \omega$	$\gamma' > \varepsilon$	$\alpha' = \varepsilon$	$\gamma' > \omega$	Основной андезин.	41—48
VI.	$\alpha' > \omega$	$\gamma' > \varepsilon$	$\alpha' > \varepsilon$	$\gamma' > \omega$	Более осн. плагиоклазы . . .	49—100

Параллельное положение получается тогда, когда ось наибольшей упругости кварца и плагиоклаза совпадают, перекрещенное—когда с осью наибольшей упругости кварца совпадает ось наименьшей плагиоклаза и наоборот. Метод применим лишь для определения плагиоклазов от альбита до кислого лабрадора.

Таблица угаданий плагиоклазов.

($M = (010)$; $P = (001)$; α = кристаллографическая ось; клинодиагональ $\perp \alpha$ = перпендикулярно к M и P одновременно σ = след двойниковых пластинок по периклиповому закону = ромбический разрез).

		Направление разреза:							
		//M	//P	MP	α	γ	β	δ	M
		Направление угасания:							
		α'	α'	α'	α'	α'	α'	α'	α'
		По отношению к:							
		P	M	M	M	α	P	M	P
Альбит. . .	5	+19,8°	-3,2°	-14°	-15,5°	-11,5°	+20°	—	-15°
Альбит-оли-									
гоклаз. .	13	+13	+2	-8	-9,5	-6	+12	—	-8
Олигоклаз. .	20	+6	+1	-0,5	-0,5	+3	+6	—	+5
Олигоклаз. .	25	+3	+0,7	+7	-7	+10,5	+2,5	—	-9
Андезин. .	37	-5,5	-1,6	+23	+23	+27	-6,5	-7°	+17
Лабрадор. .	52	-17,2	-6	+27,7	+25	+34	-26	-27,5	+27
Лабрадор. .	63	-22	-10	-35	+31	+46	-37,5	-34	+36
Битовнит. .	75	-31	-18	+38	+32	+50	-50	-40,5	+43
Анортит. .	100	-38	-40	+45	+31	+55,5	-67	-55	+56

Метод определения угасания на плоскостях спайности. — Откалывают пластинку плагиоклаза из куска горной породы, приклеивают ее при помощи канадского бальзама или другого вещества на предметное стекло так, чтобы верхняя поверхность пластинки была бы параллельна поверхности стекла; для этого необходимо видеть в приставленной близко к глазу пластинке минерала, приклеенной к стеклу, накладывающиеся друг на друга оба изображения отдаленного предмета, напр., электрической лампочки, отраженные от верхних поверхностей плагиоклаза и стекла. На приводимой выше таблице угасаний плагиоклазов в первом и втором столбцах даны углы угасаний на плоскостях *P* и *M*; знаки + и — указывают на то, что на верхней плоскости *P* и правой *M* угасание в одних плагиоклазах происходит по часовой стрелке (+), в других против нее (—).

Определение симметрического угасания. — В разрезах, перпендикулярных плоскости *M* и обладающих так называемым симметричным угасанием, находят наибольшие углы угасания, характерные для отдельных плагиоклазов. Для этого находят разрезы с резко выраженной двойниковой структурой

по альбитовому закону, в которых между скрепченными никотамп двойниковая структура кроме того исчезает, когда след плоскости M (т. е. направление границы между двойниковыми полосками) параллелен нити микроскопа; заметив деление против нониуса, вращают препарат в одну сторону до угасания одной системы пластинок и отмечают угол поворота; затем вращают в обратную сторону до угасания второй системы полосок; углы, полученные в первый и во второй раз, должны быть равны друг другу; определяя симметрическое угасание в ряде разрезов, находят характерный и наибольший угол. Метод применим ко всем плагиоклазам, если только одновременно определяется показатель преломления; без этого характерен лишь для плагиоклазов от андесина до лабрадора и, отчасти, для олигоклаза.

Метод Бенке и Бенкера.—Определяется характерное угасание в разрезах, перпендикулярных одновременно к M и к P ($\perp MP$). Такие разрезы, как проведенные перпендикулярно к M , двойниковой плоскости по альбитовому закону, характеризуются тем, что двойниковые полоски резко отграничены одна от другой, и в том случае, когда полоски параллельны нити микроскопа, они окрашены одинаково; кроме того, в них заметны в обыкновенном свете и при опущенном конденсаторе тонкие трещины по P и по M , не сдвигающиеся в стороны при поднятии и опускании тубуса микроскопа. Углы приведены в табл. (стр. 104), столбец обозначен $\perp MP$, а лежит либо в остром углу между трещ. сп. по P и M (+), либо в тупом (—) P . Метод этот весьма точен.

Метод Фуке основан на определении угасаний в разрезах, перпендикулярных биссектрисам α и γ . Разрезы, перпендикулярные биссектрисе α , характеризуются тем, что почти перпендикулярно им идет плоскость M , так как ось a в плагиоклазах почти совпадает с M ; поэтому двойниковые полоски выступают весьма резко; кроме того, эти разрезы характеризуются средней интерференционной окраской между наиболее яркой в данном пдифе и наиболее темной. Разрезы, перпендикулярные к γ , характеризуются тем, что в них также наблюдается средняя интерференционная окраска, по двойниковые полоски сильно размазаны, так как ось c в одних плагиоклазах почти перпендикулярна к M , в дру-

гих идет косо к этой плоскости. Найдя подходящий разрез плагиоклаза, его помещают в центре поля зрения, устанавливают сильный объектив и, центрировав столик, наблюдают фигуру в сходящемся свете; если разрез перпендикулярен биссектрисе, то при вращении препарата в центре поля зрения то сходятся, то расходятся две черные изогирь; если они сходятся в самом центре поля зрения, то столик поворачивают и следят, в какую сторону уходят обе изогирь и в направлении их расхождения вставляют ось α гипсовой пластинки; если поле зрения при этом окрашивается в синий цвет — разрез перпендикулярен биссектрисе ϵ , если в желтый — биссектрисе α . После этого снова вставляют слабое

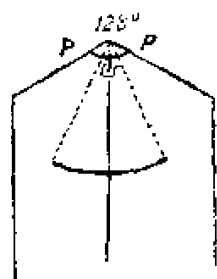


Рис. 59.

увеличение и определяют угасание. Самый же плагиоклаз определяют по таблице (стр. 104), столбцу либо $\perp \alpha$, либо $\perp \gamma$. При этом необходимо определять в каждом шлифе углы угасания перпендикулярно как α , так и ϵ , так как лишь в таком случае получаются несомненные результаты.

Определение угасания в карлсбадском двойнике.—Очень хорошие результаты получаются

при определении угла между осями наибольшей упругости α в разрезах плагиоклазов, параллельных M и принадлежащих карлсбадскому двойнику; угол между обоими осями наибольшей упругости обозначается ω (рис. 59). Такого рода разрезы характеризуются тем, что обе половины угасают одновременно, в каждой из половин трещины спайности по P стоят почти вертикально и образуют друг с другом угол около 128° . Угол ω для различных плагиоклазов след.:

альбит	166°
олигоклаз-альбит	152°
олигоклаз	130,5°
аццезин	110,5°
лабрадорит	90,5°
битовнит	64,5°
апортит	51°

При определении плагиоклазов можно пользоваться, как показал Мишель-Леви, **комбинированными двойниками** карлсбадскими с альбитовыми. Разрезы должны быть перпен-

дикулярны к M , и, следовательно, угасания альбитовых полосок в каждой половине карсбадского двойника должны быть симметричны; сперва определяют угасания, симметричные в одной половине двойника, получают числа для 1 и 1', затем во второй половине—получают числа 2 и 2' и по составленным Мишель-Леви таблицам определяют состав исследуемого плагиоклаза.

Методы определения плагиоклазов Федорова основаны на употреблении универсального стола, устанавливаемого на столике микроскопа и дающего возможность вращать препарат, делая соответствующие отсчеты, вокруг двух взаимно перпендикулярных осей.

При помощи этого столика можно определять в полевых шпатах положение осей A и B , также направления a , b и c , наносить положение их на стереографическую проекцию и т. о. определить самые полевые шпаты.

При определении полевых шпатов по методу Федорова можно пользоваться, между прочим, следующим способом: прежде всего устанавливают горизонтальную ось прибора параллельно главному сечению одного из николей, ось dH внутреннего столика параллельно сечению другого николя и прикрепляют на небольшом круглом предметном стекле шлиф при помощи глицерина к стеклянной пластинке; центрируют полевой шпат, глицерином приклеивают под столиком и над ним, точно в центре, плосковыпуклые линзы. Вращая стеклянную пластинку S , устанавливают след двойниковой плоскости по альбитовому закону параллельно горизонтальной оси dH внутреннего столика; затем вращают вокруг этой оси, пока обе половины двойника не будут обладать одинаковой интерференционной окраской; измеряют угол вращения, который и наносят на стереографическую проекцию; после этого вращают внутренний столик вокруг двух его осей, пока при одновременном вращении обоих николей пластинка не будет оставаться все время одинаково окрашенной; делая отсчет, определяют полюс оптической оси, которая теперь совпадает с осью микроскопа; тем же способом определяют положение второй оси и, таким образом, определяют положение осей A и B по отношению к двойниковой плоскости M (010) и тем самым и самый плагиоклаз.

Анортоклаз.

Кристаллы его призматические по вертикальной оси или же по оси a или таблитчатые по $M(010)$; иногда в поперечных разрезах имеют форму ромба, благодаря развитию плоскостей $T(110)$, $l(\bar{1}\bar{1}0)$ и $y(201)$; часто наблюдается очень тонкое полиситетическое двойниковое сложение по альбитовому закону, которое иногда едва заметно даже при самых сильных увеличениях; реже присоединяется двойниковое сложение по периклиновому закону, изредка по карлсбадскому и манебахскому. Показатель преломления $\beta=1,504-1,549$; $\gamma-a=0,006$ в среднем. Угасание на плоскости $P(001)=1\frac{1}{2}^\circ-6^\circ$, на плоскости $M(010)=6^\circ-10^\circ$; тупая биссектриса направлена косо к $M(010)$, острая—перпендикулярна к $y(201)$; $2E=72^\circ-88^\circ$, $2V=47^\circ-53\frac{1}{2}^\circ$; дисперсия оптических осей $\rho > \nu$. При температуре между 86° и 264° бедные кальцием анортоклазы o . Пантеллерии приобретают моноклинический характер (натровый ортоклаз), при охлаждении снова становятся триклиническими. От плагиоклазов отличаются малым углом оптических осей; от санидина—положением плоскости оптических осей перпендикулярно к (010) ; если не определен угол оптических осей, легко смешивается с микроклином. Присутствует во многих богатых натрием изверженных породах.

Распространение полевых шпатов чрезвычайно широкое. Известково-натровые и калиевые полевые шпаты входят в состав очень многих изверженных пород, как главные составные части, часто присутствуют в метаморфических породах и передки, хотя и в небольшом обыкновенно количестве, и в осадочных. Ортоклаз и микроклин образует одну из главных составных частей гранитов и сиенитов, также кварцевых порфиров, липаритов, трахитов и др.; в метаморфических породах чаще присутствует микроклин. Еще чаще чем калиевые полевые шпаты, в изверженных породах присутствуют плагиоклазы, которые отсутствуют лишь в немногих из них; реже, чем калиевые, они присутствуют в метаморфических породах; из плагиоклазов чаще встречаются более богатые натрием (более кислые). В осадочных породах присутствуют в особенно больших количествах в аркозовых песчаниках и серых вакках.

Неталит.

$Li Al (Si_2 O_5)_2$. Уд. в. 2,39—2,46. Моноклиническая система. Совершенная спайность по (001). Бесцветный или серый, иногда красноватый или зеленоватый. Блеск стеклянный, на плоскости (001) перламутровый. В шлифе бесцветный. $\gamma = 1,516$; $\alpha = 1,504$; $\gamma - \alpha = 0,012$. Оптически положительн. Плоскость оптических осей и острая биссектриса перпендикулярны к (010); плоскость оптических осей наклонена под углом $87^\circ 30'$ к (001); слабая перекрещенная дисперсия, $\rho < 1,2 V$ около 83° . Сходен с ортоклазом. Присутствует в гранитовых пегматитах совместно с другими литиевыми минералами.

Кордиерит.

$H_2 (Mg, Fe)_4 Al_8 Si_{10} O_{37}$. Уд. вес 2,60 — 2,66. Система ромбическая. Сравнительно редко в кристаллах или короткопризматических формах, обычно в виде неправильных зерен; в кристаллах углы часто округлены или корродированы. Нередки двойники по призме (110), иногда также по (130), причем получают псевдогексагональные кристаллы. Спайность почти незаметна, в шлифе в большинстве случаев совершенно отсутствует. Цвет серый, часто голубоватый и голубой, иногда желтый, буроватый, беловатый. Блеск на плоскостях излома жирный и сильно напоминает блеск кварца.

В шлифе в обыкновенном свете чрезвычайно сходен с кварцем: бесцветен, редко голубоват, воднопрозрачен (если отсутствуют включения или продукты разрушения). Показатели преломления его приблизительно: $\alpha = 1,535$, $\gamma = 1,544$, иногда несколько больше, в других случаях несколько меньше, и, следовательно, близки к показателям преломления кварца и канадского бальзама. Шагреновая поверхность почти незаметна или отсутствует. При одном поляризаторе наблюдается в более толстых шлифах заметный плеохроизм: чаще от бесцветного до голубоватого (рис. 60); иногда заметны резко выраженные ярко-желтые плеохроичные оболочки, весьма характерные для кордиерита. Сила двойного лучепреломления: $\gamma - \alpha = 0,006 - 0,010$, чаще 0,009, следовательно, почти тождественна с кварцем, и

интерференционная окраска кордиерита та же, что и у последнего минерала. Если видны трещины спайности, то

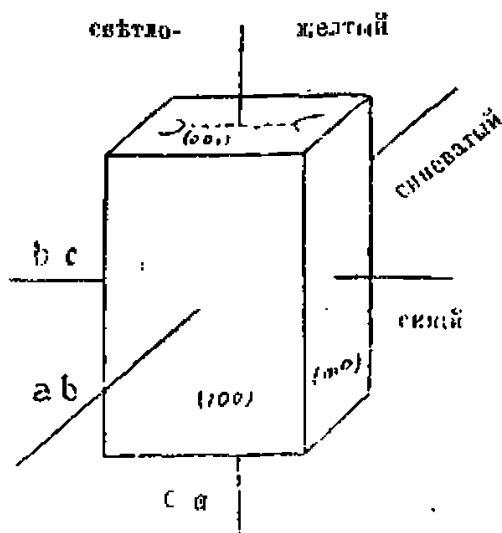


Рис. 60.

угасание параллельно им. В сходящемся свете в разрезах, перпендикулярных оптической оси, видна изоггира то более, то менее сильно изогнутая, так как угол оптических осей неодинаков у кордиеритов различных месторождений; оптический характер отрицательный. Плоскость оптических осей располагается в плоскости макроринакоида (100). Нередко кордиерит в большей или меньшей степени разрушен и переходит

в тонкочешуйчатый агрегат слюдовидных минералов, причем процесс разрушения распространяется вдоль трещин спайности или же вокруг включений. От сходного с ним кварца отличается двуосностью, присутствием плеохроичных оболочек и продуктов разрушения. Встречается в некоторых гранитах и кварцевых порфирах и иногда различим простым глазом; присутствует в некоторых гнейсах (кордиеритовых), роговиковых породах и ряде других, но по большей части в небольшом количестве.

Каолин.

$H_4Al_2Si_2O_9$. Уд. вес: 2,60 — 2,63. Система моноклиническая. Редко в виде кристаллов с шестиугольными или ромбическими очертаниями. Обыкновенно в виде тонких неправильных чешуек, образующих землистые и плотные агрегаты белого цвета. Спайность весьма совершенная по базису (001). Под микроскопом представляют собою по большей части тонкие бесцветные чешуйки, с показателем преломления, близким к показателю преломления канадского баль-

зама (1,54); $\gamma - \alpha = 0,008$, поэтому чешуйки каолина, так как они очень тонки, слабо действуют на поляризованный свет.

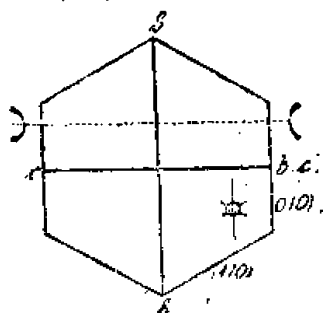


Рис. 61.—Каолин, параллельно (001).

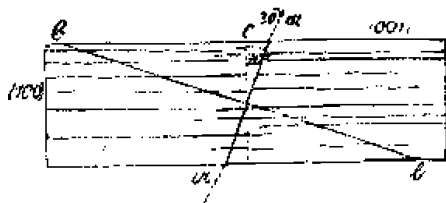


Рис. 62.—Каолин, перпендикулярно (001).

Оптически двуосны и положительные. Косо угасают (рис. 61 и 62). От сходных слюд отличается слабым двойным лучепреломлением. Каолин представляет собою продукт разрушения полевых шпатов, элеолита, скаполита и других силикатов.

Тальк.

$H_2Mg_3(SiO_4)_4$. Уд. вес 2,7—2,8. Система моноклиническая. Образует листочки, редко сколько-нибудь хорошо ограниченные, большую часть неправильные, бесцветные, белые зеленоватые, иногда голубоватые, с перламутровым блеском на плоскостях весьма совершенной спайности по базису (001). На плоскостях спайности получается фигура удара в виде шестилучевой звезды. В шлифе прекрасно выражена спайность по (001) в виде тонких трещинок; бесцветен. Показатель преломления $\alpha = 1,539$; $\gamma = 1,589$, благодаря чему заметна ясная шагреневая поверхность; $\gamma - \alpha = 0,050$, благодаря чему получается высокая интерференционная окраска, часто III порядка. Угол оптических осей мал, $2V$ от 0° до 17° , оптический характер отрицательный; плоскость оптических осей перпендикулярна к плоскости симметрии (рис. 63). Характер удлинения положительный. Угасание прямое. Очень сходен с мусковитом, от которого отличается лишь микрохимическими реакциями и меньшим углом оптических осей. Встречается, главным образом, в метаморфических породах; имеет меньшее геологическое зна-

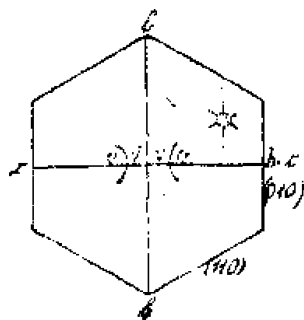


Рис. 63.—Тальк, параллельно (001).

чение, чем предполагалось ранее, так как многие чешуйчатые агрегаты, относившиеся ранее к тальку, оказались принадлежащими серициту. Часто входит в состав тальковых сланцев, присутствует в некоторых изверженных породах (перидотитах и др.), всегда как вторичный минерал.

Группа хлорита.

Изоморфная смесь $H_4(MgFe)_3Si_2O_{10} = (Sp = \text{молекула серпептина})$ и $H_4(Mg, Fe)_3Al_2SiO_9 = (At = \text{молекула атомита})$. Уд. вес клинохлора 2,65—2,78; пеннина 2,6—2,85. Система моноклиническая. По большей части в виде неправильных зеленых листочков и чешуек, изредка с кристаллографическими очертаниями. Спайность весьма совершенная по базису. На плоскостях спайности перламутровый блеск; листочки гибки, но не упруги. В шлифе в большинстве случаев в виде мелких листочков и чешуек неправильной формы, вытянутых в направлении спайности, с тонкими трещинами спайности. Показатели преломления: γ от 1,576 до 1,596, $\alpha = 1,575$ до 1,585, благодаря чему заметна ясная шагреневая поверхность. Окраска листочков зеленая различных оттенков; резко выражен плеохроизм, большею частью от светло-желтого в направлении, перпендикулярном спайности, до зеленого в направлении, параллельном ей; иногда бесцветен. $\gamma - \alpha$ у различных хлоритов неодинакова и колеблется от 0,001 до 0,011, благодаря чему интерференционная окраска всегда I порядка, серовато-белая и желтоватая; в хлоритах со слабым двойным лучепреломлением наблюдается индигово-синяя, иногда ржаво-бурая аномальная и субнормальная интерференционная окраска. Угасание большею частью прямое, но иногда (в клинохлоре) косое, до 15° (рис. 64), причем в последнем случае наблюдается иногда тонкое полисинтетическое двойниковое строение (двойниковая плоскость—базис 001). В разрезах, параллельных спайности, наблюдается выход оптической оси в одноосных хлоритах (т. е. в таких, в которых угол $2V$ равен 0°), или же выход острой биссектрисы меняющегося угла оптических осей двуосных хлоритов (рис. 64 и 65). Оптический характер минерала то положительный, то отрицательный; в клинохлоре положительный; характер главной зоны также то отрицательный, то положительный. От



сходных слюд отличаются слабым двойным лучепреломлением; от хрупких слюд меньшим показателем преломления

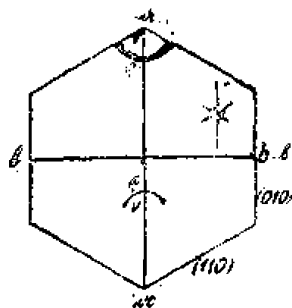


Рис. 64. — Клинхлор, параллельно (001).

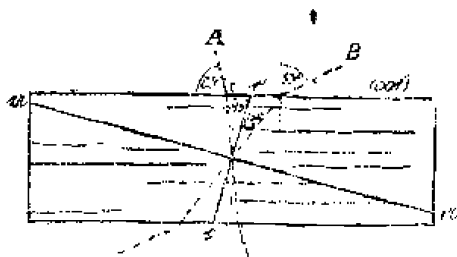


Рис. 65. — Клинхлор, перпендикулярно (001).

и плеохроизмом; от серпентина (антigorита) часто почти не отличимы; необходима в крайнем случае реакция на Al_2O_3 , отсутствующую в антigorите. Широко распространены, как вторичные минералы, в качестве продуктов выветривания и разрушения слюд, роговых обманок и др., в ряде изверженных пород (гранитах, диоритах и мн. других), в хлоритовых сланцах, различных метаморфических породах и т. д.

Серпентин.

Mg (Mg , Fe , Si , O). Уд. вес 2,50—2,65. Система вероятно ромбическая. Образует плотные, волокнистые (хризотил) или листоватые (антigorит) агрегаты. Окраска в большинстве случаев зеленая различных оттенков, иногда буроватая, красноватая. Матовый или со слабым блеском. В шлифе видны либо тонкие волокна, либо мелкие листочки, бесцветные или окрашенные в светло-зеленый цвет. Показатель преломления 1,560—1,571, поэтому лишь слабо заметна шпательная поверхность. Плеохроизм либо не заметен, либо очень слаб. $\gamma - \alpha = 0,009 - 0,011$; интерференционная окраска 1 порядка: сероватая, белая, желтоватая; аномальная окраска не наблюдается. Антigorит оптически отрицателен, хризотил — положителен; характер удлинения в обоих положительный (рис. 66 и 67). Угол оптических осей у первого: $2E = 16^\circ - 98^\circ$, $\rho > \alpha$; у хризотила $2E = 16^\circ 30' - 50^\circ$. Угасание прямое. Сходны с хлоритами, от кото-

рых отличаются отсутствием аномальных окрасок, отсутствием плеохроизма, цветом. Очень сходен с иеннитом, от которого ступитим, главным образом, химическим анализом. Серпентин представляет собою продукт изменения, главным образом, оливины, рых пироксенов и роговых обманок. Образование серпентина часто сопровождается образованием актинолита, тремолита, реже талька.

Группа слюд.

К группе слюд принадлежит не-

сколько минералов, играющих важную роль в составе многих горных пород. Все они кристаллизуются в моноклинической системе с углами, очень близкими к углам, характерным для гексагональной системы; листочки их часто имеют форму правильных шестиугольников. Спайность весьма совершенная по базису (001); листочки всегда гибки и упруги. Во всех слюдах острая отрицательная биссектриса перпендикулярна или почти перпендикулярна к базису. В зависимости от положения плоскости оптических осей различают слюды I и слюды II рода. К слюдам I рода принадлежат те, в которых плоскость оптических осей перпендикулярна к плоскости симметрии; в слюдах II рода—обе плоскости взаимно параллельны. Определяется принадлежность слюд к тому или другому роду следующим образом: листочек слюды кладут на мягкую подставку (кусочек кожи, бумагу), приставляют к нему иголку и производят легкий удар небольшим молотком по иголке; последняя вонзается в слюду, и от получаемого отверстия расходятся шесть лучей; из этих шести лучей, образующих друг с другом углы в 60° , два лежат в плоскости симметрии; положение последней узнается между скрещенными николями: пластинку слюды ставят на угасание, и в таком случае два луча фигуры удара, лежащие в плоскости симметрии минерала, будут параллельны нитям микроскопа. Найдя плоскость симметрии, поворачивают пластинку слюды на 45° и рассматривают при большем увеличении фигуру в

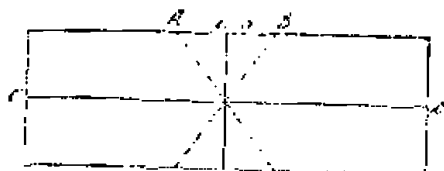


Рис. 66—Антигорит.

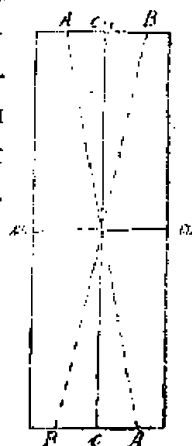


Рис. 67—Хризотил.

ходящемся свете; в слюдах первого рода гиперболы располагаются перпендикулярно к лучам фигуры удара, лежащим в плоскости симметрии (рис. 68), в слюдах II рода — они располагаются параллельно (рис. 69).

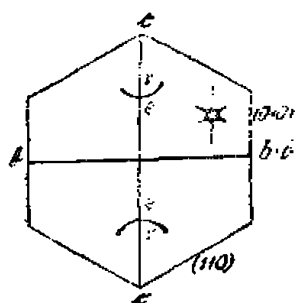
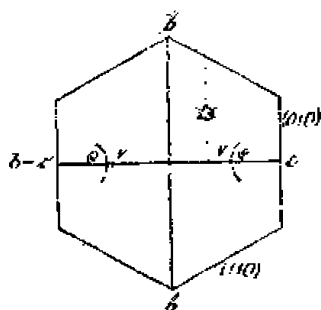


Рис. 68—Слюда I рода.

Рис. 69—Слюда II рода.

Наиболее важное петрографическое значение имеют биотит, мусковит, серицит, менее важны аномит, лепидомелан, флогопит и инивальдит с литием.

Биотит.

$(H,K)_2 (Mg,Fe)_2 (Al,Fe)_2 (SiO_4)_2$; богатые железом и Ti_2O разновидности называются лепидомеланом. Уд. вес 2,7—3,1 Биотит образует черные и темнорубые, иногда темпозеленые, неправильные, реже шестиугольные листочки, с сильным блеском на плоскостях спайности. В шлифе характеризуются коричневой, различных оттенков, реже зеленой окраской, многочисленными тонкими трещинами спайности, идущими по одному направлению; очертания листочков обыкновенно лапчатые, неправильные; в некоторых изверженных породах ясно шестиугольные; в разрезах, перпендикулярных спайности, более или менее сильно удлинены параллельно спайности. Наблюдается резко выраженный плеохроизм с изменением интенсивности окраски, но не характера ее; наиболее сильно поглощаются лучи, колеблющиеся параллельно спайности и след. оси наименьшей упругости c ; наименее сильно—колеблющиеся перпендикулярно спайности и параллельно оси наибольшей упругости a ; схема абсорбции или степени поглощения света в направлениях различных упругостей: $a > b > c$; c и b темно-коричневый, красно-коричневый, темно-зеленый почти до

черного, а светло-желтый, светло-зеленый. Угасание прямое интерференционная окраска очень высокая—III и более высоких порядков, так как сила двойного лучепреломления $\gamma - \alpha = 0,033 - 0,058$; показатель преломления α около 1,580, γ около 1,638. В разрезах, параллельных спайности, сила двойного лучепреломления $\gamma - \beta$ понижается иногда до 0, и такие разрезы почти совершенно не действуют на поляризованный свет. Биотит принадлежит к слюдам II рода (моноксен), (если I рода—аномит). Оптически одноосный, или угол оптических осей $2V$ очень мал, но иногда (темный биотит окр. Шемпица) достигает $2E = 72^\circ 30'$. Отличается от окрашенных щелочных слюд окраской, плеохроизмом, присутствием плеохроичных оболочек, малым углом оптических осей, положением плоскости оптических осей; от темного литионита—отсутствием реакций на лигит. При выветривании биотит часто переходит в зеленый хлорит, причем переход то постепенен и сопровождается постепенным изменением окраски и уменьшением силы двойного лучепреломления, то внезапен; в биотитах, содержащих окись титана, наблюдается иногда переход окраски биотита в более светлую с выделением большого количества титанистого железняка в виде мелких зерен; иногда образуется и игольчатый рутил (сагениит). Широко распространен, как первичная составная часть, в различных изверженных породах, в кристаллических сланцах, контактных породах и др.

Мусковит.

$H_2KAl_2(SiO_4)_3$, но состав не вполне постоянный. Уд. в. 2,76—3,0. Бесцветные, светло-серые, светло-желтые, светло-зеленые, светло-фиолетовые, редко красноватые до буроватых листочки, со стекляннм до перламутрового блеска на плоскостях спайности. В шлифе обладает формой неправильных листочков, сплюснутых по базису, совершенно бесцветных или окрашенных в светлые упомянутые цвета, с тонкими трещинами спайности по базису. Показатель преломления α около 1,562, $\gamma = 1,603$, поэтому ясно выраженная шагреневая поверхность. Плеохроизм отсутствует или слабо заметен. $\gamma - \alpha$ около 0,033—0,049, следовательно, несколько меньше, чем у биотита. Интерференционные цвета часто II и I порядка, чрезвычайно чистые, благодаря отсутствию

собственной окраски мусковита. Угасание прямое или мало отличающееся от прямого, в последнем случае видно иногда двойниковое сложение по закону: двойниковая плоскость — (001). Угол оптических осей $2R=56^{\circ}-75^{\circ}30'$, $2V$ около $30^{\circ}-50^{\circ}$, острая биссектриса всегда отрицательная (рис. 70); слюда I рода. Характер удлинения положительный. Дисперсия

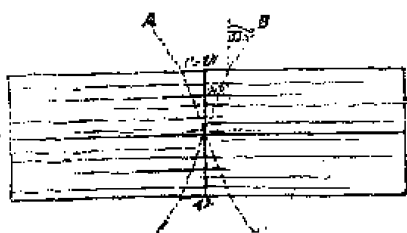


Рис. 70 — Мусковит, перпендикулярно базису (001).

$\rho > v$. От биотитов отличается положением плоскости оптических осей и углом между ними, от лепидолита и паргонита — окраской пламени и тем, что при обработке HCl дает почти исключительно кристаллики H_2SiF_6 и мало Na_2SiF_6 ; от талька — большим углом оптических осей. Входит в состав некоторых богатых калием и алюминием изверженных пород, как, напр., мусковитовых и двуслюдяных гранитов, пегматитов и др., частью как первичный, частью как вторичный минерал. В большом количестве, но меньшем, чем биотит, присутствует во многих гнейсах, слюдяных и других кристаллических сланцах, встречается в некоторых осадочных породах (песчаниках и др.). К мусковиту принадлежит также и серицит, образующий мельчайшие и мелкие чешуйки, представляющий собою вторичный продукт изменения и разрушения, главным образом, полевых шпатов, нефелина, лейцита и др.; по видимому, более богат водой, чем мусковит; ярко поляризует.

Флогопит.

(H, K) (Mg, Fe) $Mg_3Al(SiO_3)_2$. N_d вес 2,78—2,85. Образует кристаллы или листоватые массы бурого и желтого цвета. В шлифе бесцветен до желтоватого и тогда плеохроичен. Показатель преломления и сила двойного лучепреломления очень сходны с мусковитом: $\alpha=1,562$, $\gamma=1,606$; $\gamma-\alpha=0,044$.

Разрезы, параллельные базису, почти совершенно изотропны; угол оптических осей $2V=0^{\circ}-15^{\circ}$; слюда II рода; дисперсия слабая. Угасание почти прямое. От биотита с несомненностью отличается лишь по химическим реакциям. Присутствует главным образом в кристаллических известняках и доломитах, также в серпентинах, редко в извержен-

ных горных породах (напр. в виомингите, эвектолите), иногда в серпентинах.

Циннвальдит и лепидолит.

Циннвальдит: $(F, OH)_2 (Li, K)_2 FeAl_3Si_3 O_{16}$. Уд. вес 2,82—3,2; лепидолит: $(F, OH)_2 (Li, K)_2 Al_2Si_3O_{10}$; Уд. вес—2,8—2,9. Циннвальдит окрашен в зеленовато-серый цвет, лепидолит чаще всего в буроватый. Напоминают биотит и мусковит. Слюды II рода. Угол оптических осей $2E$ от 0° до 90° . Слабая дисперсия $\rho > \gamma$. Угасание мало отличается от прямого в разрезах, перпендикулярных к спайности. В лепидолите наблюдается плеохроизм, но гораздо более слабый, чем у биотита; наблюдаются плеохроичные оболочки вокруг включений циркона, касситерита и др. Главным образом присутствуют в содержащих оловянный камень (касситерит) и топаз, часто и турмалин гранитах Рудных гор, Фихтеля, Корнуэльса, центральной Франции; в грейзене.

Главконит.

По составу своему главконит представляет собою силикат калия, алюминия, закиси и окиси железа, магния и кальция, содержащий воду, причем состав его непостоянен. Уд. вес 2,2—2,4. Чаще всего плотный или тонкозернистый, реже топкилистватый. Цвет его зеленый, в листоватых разновидностях обнаруживает ясный плеохроизм от темно-зеленого параллельно листочкам до светло-желтого перпендикулярно им. Показатель преломления небольшой, $n_a = 0,020$; оптически отрицателен; угол оптических осей $2E$ колеблется от 0° до 40° . В горячей соляной кислоте с трудом растворяется, причем остается шарик из кремнекислоты. Встечается исключительно в осадочных породах (песках, известняках, мергелях и т. д.), образуя в них небольшие до 3 мм. в диаметре зерна различной формы, часто шарообразные, яйцевидные и т. д.; нередко выполняет пустоты спикuleй губок, раковин фораминифер и др.

Селадонит по составу своему очень близок к главкониту, представляя собою богатый калием слудовидный силикат зеленого цвета, с ясным плеохроизмом: а светлый зеленовато-желтый, с темно-зеленым; повидимому, оптически одноосен; оптически отрицателен. Встречается исключительно в основ-

ных изверженных породах и их туфах, образуя иногда псевдоморфозы по авгиту.

Топаз.

$Al_2SiO_4(OH, F)_2$. Уд. в. 3,532—3,574. Система ромбическая. Встречается либо в виде прекрасно образованных кристаллов, обычно коротко призматических, либо в виде неправильных зерен. Бесцветный, иногда желтый различных оттенков, голубой и др. Часто водянопрозрачен. Спайность весьма совершенная по базису. В шлифе бесцветен, иногда с заметными трещинами спайности; показатели преломления его непостоянны: α от 1,607 до 1,629, γ от 1,618 до 1,637; благодаря этому очень ясный рельеф и отчетливо выраженная шагреневая поверхность; $\gamma - \alpha = 0,008 - 0,011$; интерференционная окраска — цвета I порядка. Угол оптических осей велик $2V = 50^\circ - 67^\circ$; $2E = 84^\circ - 129^\circ$, оптический характер минерала и удлинения положительный. Плоскость оптических осей — (010), острая биссектриса совпадает с вертикальной осью; $\rho > v$. При разрушении переходит иногда в агрегат мусковита или каолина. Сходен с кварцем, от которого отличается значительно большим показателем преломления, трещинами спайности и двуосностью; от силлиманита отличается меньшим показателем преломления и силой двойного лучепреломления. Часто присутствует в грейзенах и содержащих оловянный камень гранитах, в некоторых риолитах, также в контактных зонах.

Волластонит.

$CaSiO_3$. Уд. в. 2,8—2,9. Система моноклиническая. Образует столбчатые индивидуумы, вытянутые по оси b или листоватые по (100). Спайность совершенная по (001) и (100) под углом в $84^\circ 30'$ несколько менее совершенная по (101) и (102); в шлифе спайность обнаруживается в виде топких прямолинейных трещин. Нередки двойники по (100), причем (001) обоих индивидуумов образуют друг с другом угол 169° . В шлифе бесцветен. $\gamma = 1,635$, $\alpha = 1,621$; $\gamma - \alpha = 0,014$ и несколько больше. Плоскость оптических осей (010), причем тупая биссектриса с образует угол около 32° с вертикальной осью с (рис. 71). $2E$ около 70° ; оптический характер минерала отрицательный. От сходных минералов

группы эпидота отличается показателем преломления и легкой растворимостью в горячей HCl , также меньшей силой двойного лучепреломления; от цоизита большей силой двойного лучепреломления. Встречается преимущественно в кристаллических известняках, особенно в контактно-метаморфных; реже в кристаллических сланцах, напр. в некоторых авгитовых гнейсах; еще реже присутствует в качестве первичного минерала в некоторых нефелинитах, также в нефелиновых сиенитах

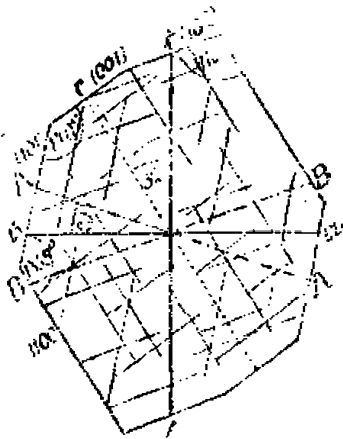


Рис. 71—Волластонит. Ально), дитроитах (Дитро).

Пренит.

$H_2Ca_2Al_2(SiO_4)_2$. Уд. в. 2,80—2,95. Система ромбическая. Обыкновенно образует агрегаты таблитчатых кристалликов, соединенных друг с другом по плоскости (001), также и лучисто-листоватые, иногда зернистые агрегаты. Спайность ясная по (001). В шлифе бесцветен; $\gamma=1,649$, $\alpha=1,616$; $\gamma-\alpha=0,033$, благодаря чему получается яркая интерференционная нормальная (иногда аномальная) окраска, причем особенно характерно то, что при скрещенных николях наблюдается как бы паркетовидный характер минерала; оптически положителен; $2E=123^\circ-136^\circ$. Часто обнаруживает оптические аномалии и полисинтетическую двойниковую структуру, напоминающую структуру микроклипа; иногда наблюдается перекрещенная дисперсия. От сходных андалузита, топаза и волластонита отличается большей силой двойного лучепреломления. Присутствует, как вторичный минерал, в пустотах основных изверженных пород (базальтов, габбро и др.), часто совместно с датолитом, цеолитами и др., иногда в трещинах в кристаллических сланцах, главным образом в авгитовых гнейсах, амфиболитах, волластонитовых породах, иногда в метаморфизированных известняках и доломитах.

Данбурит.

$CaB_2(SiO_3)_2$. Уд. в. 2,97—3,02. Ромбическая система. Кристаллы сходны с кристаллами топаза; иногда зернами.

Ясная спайность по (001). В шлифе бесцветен или желтоватый. $\beta=1,634$; $\gamma-\alpha=0,0046$, $2V$ около 90° . Плоскость оптических осей (001), а перпендикулярно к (010); оптически отрицателен для красного, желтого и зеленого цветов, положительн для синего. Сходен с топазом, отличаясь от него меньшим показателем преломления и меньшей силой двойного лучепреломления также и оптической ориентировкой. Присутствует изредка в гравитах с кварцем, турмалином, титанитом, пироксеном, кальцитом, доломитом.

Андалузит.

Al_2SiO_5 . Уд. вес 3,16—3,2. Система ромбическая. Сравнительно редко образует светло-красные, красно-бурые, иногда зеленоватые кристаллы с почти квадратными поперечными сечениями, чаще образует неправильные зерна, иногда весьма малых размеров, или же короткостолбчатые расходящиеся агрегаты. Спайность по призме (110) слабо выражена. В шлифе бесцветен, иногда светлорозовый, в последнем случае за счет плеохроизма от светло-розового до бесцветного; иногда присутствуют плеохроичные оболочки.

Показатели преломления: $\gamma=1,643$, $\alpha=1,632$, благодаря чему наблюдается довольно резко выраженная шагреневая поверхность и довольно сильный рельеф. $\gamma-\alpha=0,011$. Угасание прямое. Оптически двуосен и отрицателен, причем ось наибольшей упругости α совпадает с вертикальной осью, плоскость оптических осей (010). $2V=\text{ок. } 84^\circ$. Оптический характер главной зоны отрицательный. При разрушении переходит в мелкочешуйчатый слюдистый агрегат. От сходного силлиманита отличается меньшей силой двойного лучепреломления и отрицательным оптическим характером главной зоны минерала, от топаза характером спайности и оптическим характером; от цонзита характером спайности и большей силой двойного лучепреломления; от диопсида меньшей силой двойного лучепреломления, спайностью и прямым угасанием. Чрезвычайно характерно распространение его в метаморфических породах, в частности в контактах глинистых сланцев с гравитом, и отсутствие в породах, образовавшихся под влиянием давления. Присутствует также в гнейсах, слюдяных сланцах, филлитах вместе с силлиманитом и дистепом, иногда с кордиеритом, гранатом и др.

Переполюсженный углистым веществом андалузит носит название хиастолита; углистые частицы сосредоточиваются преимущественно во внутренних частях кристаллов, и в поперечных разрезах такие кристаллы иногда дают четырехугольник, от которого расходятся по четырем направлениям черные полосы, образуя в общем крест.

Силлиманит.

Al_2SiO_5 . Уд. в 3,23—3,24. Система ромбическая. Редко встречается в виде более толстых призм (110), обычно в виде волокнистых, иногда с шелковистым отливом, агрегатов. В шлифе чаще всего в виде тонких призмочек, длинных иголочек, палочек, волосков, совершенно бесцветных, иногда в спутанных агрегатах. Показатели преломления α 1,660, γ 1,682, что обуславливает сильный рельеф; $\gamma - \alpha = 0,20 - 0,022$, поэтому окраска желтая I порядка, иногда в более толстых индивидуумах, различная окраска II порядка. Угасание прямое. Оптический характер минерала и главной зоны положительный. Угол оптических осей $2E = 30^\circ - 42^\circ$, дисперсия $\rho > 1$; острая биссектриса совпадает с длинной минерала (рис. 72 и 73). Отличается от андалузита и апатита положительным характером удлинения; от тремолита — прямым угасанием. Встречается, главным образом, в богатых алюминием контактных породах, затем в различных гнейсах, кристаллических сланцах, часто вместе с кордиеритом, графитом, андалузитом и др.



Рис. 72.—Силлиманит; разрез парал. (100).

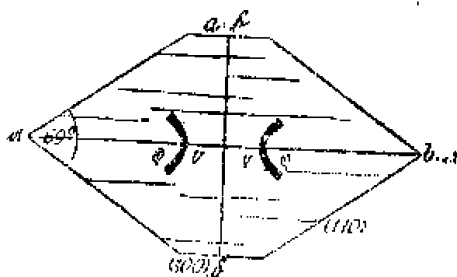


Рис. 73.—Силлиманит; разрез параллельно базису (001).

Отличается от андалузита и апатита положительным характером удлинения; от тремолита — прямым угасанием. Встречается, главным образом, в богатых алюминием контактных породах, затем в различных гнейсах, кристаллических сланцах, часто вместе с кордиеритом, графитом, андалузитом и др.

Группа амфиболов.

Петрографическое значение имеют только моноклинические амфиболы, среди которых можно различать амфиболы не содержащие Al и содержащие его.

Тремолит $\text{CaMg}_2(\text{SiO}_3)_4$. (Уд. в. 2,93 — 3,027) и актинолит. $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{SiO}_3)_4$. (Уд. в. 2,99). Бесцветный или белый тремолит образует удлиненные кристаллы и длинные столбы, нередко радиально-лучисто располагающиеся; актинолит окрашен в светло-зеленый до темно-зеленого цвета. В шлифе либо бесцветны, либо слабо или более интенсивно-зеленые, с ясно выраженными трещинами спайности по призме (110), причем трещины в поперечных разрезах пересекаются под углом в $124^\circ 11'$; в продольных разрезах видна только одна система трещин спайности. Показатели преломления $\alpha = 1,601 — 1,609$; $\gamma = 1,624 — 1,689$; благодаря этому получается заметная шагреневая поверхность. $\gamma - \alpha = 0,025 — 0,028$, поэтому интерференционная окраска различ-

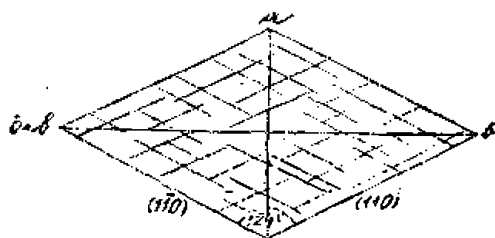


Рис. 74. Роговая обманка; разрез перпендикулярно вертикальной оси.

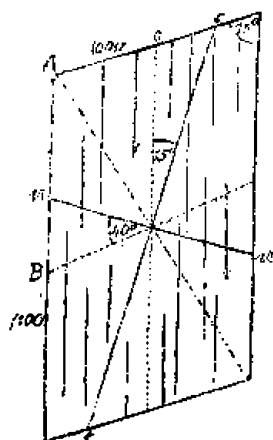


Рис. 75.—Актинолит; разрез параллельно (010).

ная I и II порядка; угасание в поперечных разрезах симметричное (рис. 74), в разрезах, перпендикулярных плоскости симметрии—прямое, в разрезах, параллельных плоскости симметрии (010)—косое; направление наименьшей упругости с образует с вертикальной осью угол в $10^\circ — 20^\circ$ (рис. 75). Плеохроизм в окрашенных разновидностях довольно резко выраженный. $2V$ около 80° ; оптический характер отрицательный; плоскость оптических осей (010). Наблюдаются двойники, иногда полисинтетические (по 100). Распространены в контактных породах, в кристаллических сланцах; образуются также при переходе оливина в серпентин.

Роговая обманка.

$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{SiO}_3)_4$ с примесью $\text{Na}_2\text{Al}_2(\text{SiO}_3)_4$ и $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{SiO}_6$. Уд. в. около 3,2.

Окрашена в черный цвет с заметным то зеленоватым, то коричневым оттенком. Спайность по призме с углом $124^{\circ}11'$ выражена очень хорошо, причем на плоскостях спайности наблюдается довольно сильный блеск. Образует то ясно очерченные кристаллы, часто более или менее сильно вытянутые в длину, то неправильные зерна, тоже по большей части вытянутые по вертикальной оси, иногда скелетные; в некоторых случаях носит волокнистый характер (урали-товая). В шлифе спайность по призме выступает весьма резко в виде характерных трещин, как и в актинолите. Окраска зеленая и коричневая различных оттенков; плеохроизм выражен очень резко: в зеленой роговой обманке $c =$ синевато-или буро-зеленый, довольно темный; $b =$ желтовато-зеленый, $a =$ светло-желтый; в коричневой $c =$ темно-коричневый, $b =$ коричневый, $a =$ светло-желтоватый. Показатели преломления: $\gamma = 1,653 - 1,656$; $\alpha = 1,629 - 1,639$; $\gamma - \alpha = 0,016 - 0,025$, чем обуславливаются интерференционные цвета I порядка, иногда и II-го, но не чистые, благодаря собственной окраске минерала. Угасание косое, причем угол между осью наименьшей упругости c и вертикальной осью $c : c = 12^{\circ} - 20^{\circ}$. Плоскость оптических осей $(010) \cdot 2V = 85^{\circ}$, иногда (рапакиви Клевской г.) значительно меньше. Оптический характер минерала отрицательный; оптический характер главной зоны положительный. Наблюдаются двойники, иногда полисинтетические, по (100) .

К обыкновенной роговой обманке примыкает базальтическая роговая обманка, богатая Fe_2O_3 , часто и TiO_2 , образующая черные или темно-коричневые кристаллы с очень сильным блеском на плоскостях спайности по (110) . В шлифе всегда бурая, с сильным

плеохроизмом от $c =$ темно-коричневого до $a =$ светло-желтого; показатель преломления несколько больше, чем в обыкновенной роговой обманке: $\gamma = 1,752$, $\alpha = 1,680$; сила двойного лучепреломления $\gamma - \alpha = 0,072$, чем обусловлены очень яркие интерференционные окраски. $2V = 30^{\circ}$; плоскость

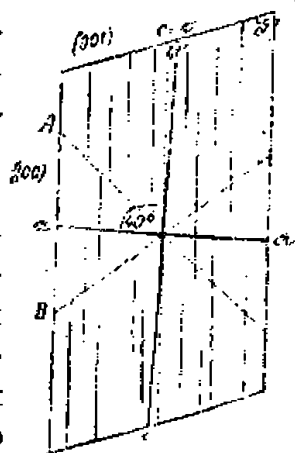


Рис. 76. — Базальтическая роговая обманка; разрез параллельно (010) .

оптических осей (010); $c : c = 1^\circ - 10^\circ$, след. иногда почти прямое угасание (рис. 76). Оптический характер минерала отрицательный; главной зоны — положительный. Часты двойники по (100). Присутствует в некоторых бедных кремнекислотой излившихся горных породах.

В богатых натрием изверженных породах присутствует близкий к базальтической роговой обманке — баркевикит с большим содержанием, между прочим, TiO_2 и щелочей, тоже темная, с пок. пр. $= 1,71$, $\gamma - z = 0,021$, с угасанием около 14° .

От сходного пироксена роговая обманка отличается более сильным плеохроизмом, углом между плоскостями спайности, тождественной со спайностью тремолита и актинолита, притом более совершенной, чем у пироксенов, малыми углами угасания; от ромбических амфиболов — косым угасанием; от хлорита более высокой интерференционной окраской, характером спайности и угасанием. Обыкновенная роговая обманка широко распространена в различных изверженных глубинных и излившихся горных породах, также в кристаллических сланцах (амфиболитах, гнейсах и др.) Первичная роговая обманка иногда переходит в волокнистую светло-зеленую роговую обманку, уралит, которая образуется также при изменении (уралитизации) пироксена.

В кислых, богатых натрием изверженных породах присутствуют иногда рибекит (уд. в. 3,44) и арфведсонит (уд. в. 3,454), принадлежащие к роговым обманкам, состава гл. обр. $NaFeSi_3O_8$, черного цвета, не отличимые простым глазом от других роговых обманок. Характеризуются в шлифе первый сине-зеленой, второй темно-синей окраской и абсорпцией, обратной обычной в роговых обманках: $a > b > c$. Плеохроизм в первом: a — темно-синий, b синий, c сине-зеленый; во втором: a зелено-синий, b синий, c серо-зеленый. Показатель преломления 1,7; сила двойного лучепреломления малая: в первом 0,013, во втором едва 0,003. Угасание: ось наибольшей упругости a образует с вертикальной осью в арфведсоните угол 14° , в рибеките 5° . Оптический характер рибекита отрицательный.

Обыкновенная роговая обманка и тремолит тесно связаны постепенными переходами с глаукофаном состава $NaAlSi_3O_8$ (уд. в. ок. 3), окрашенным в темный индигово-синий цвет до черно-синего, встречающимся в некоторых мета-

морфических породах в виде призматических индивидуумов, с совершенной спайностью по призме (угол $124^{\circ}44'$). В шлифе светлосиний. Показатель преломления около 1,64. Плеохроизм резко выраженный: с небесно-голубой, в фиолетовый, а светло-желтоватый. $\gamma - \alpha = 0,018$; угасание $c : c = 4^{\circ} - 6^{\circ}$. Угол оптических осей $2V = 44^{\circ}$, $2E = 85\frac{1}{2}^{\circ}$; оптический характер отрицательный (рис. 78).

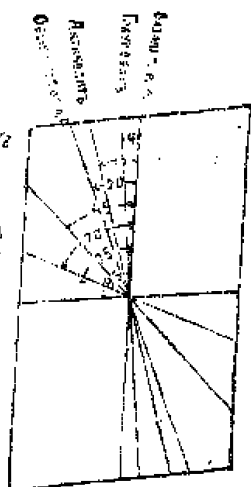


Рис. 77. — Углы угасания в различных амфиболах; разрезы параллельно (010).

К амфиболам, не содержащим глинозема, принадлежит грюнерит $(Fe, Mg)SiO_3$ (уд. в. 3,7) и куммингтонит $(Mg, Fe)SiO_3$. Грюнерит характеризуется своим сходством с эпидотом; его плеохроизм: $a = b$ — бесцветный, c — светло-желтый; $\beta = 1,7$;

$\gamma - \alpha = 0,030 - 0,056$, след, интерференционная окраска его очень высокая, в отличие от других роговых обманок. Угол угасания $c : c = 11^{\circ} - 15^{\circ}$, $2E = 95^{\circ}$. Часто двойники по (100). Образует бурые листоватые лучистые агрегаты в некоторых слюдяных сланцах Франции, сопровождает железные руды В. Озера (С. А.), также и в области Кривого Рога, образуя здесь местами грюнеритовые сланцы. Сходный с грюнеритом совершенно бесцветный амфибол (киевит) присутствует в рапакиви; угол угасания $c : c =$ до 15° , $\gamma - \alpha = 0,045$; $2V$ близок к 80° , оптически отрицателен. Куммингтонит занимает промежуточное положение между грюнеритом и обыкновенной роговой обманкой: $a = b$ — светло-желтый, c — светло-коричневый; $\gamma - \alpha = 0,022$; угасание $c : c = 15^{\circ}$.

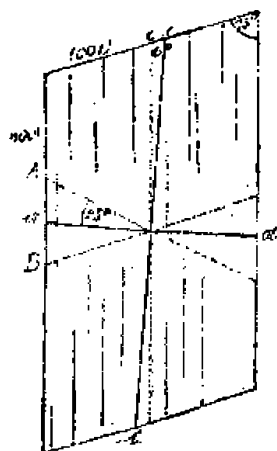


Рис. 78. — Глаукофан; разрез параллельно (010).

Иронидолит, присутствующий иногда в трещинах амфиболитов, представляет собою асбестовидный синий амфибол; сильный плеохроизм синих, фиолетовых и желтых цветов;

$\epsilon : \alpha = 1,54 - 2,0^{\circ}$; $2N = 95^{\circ}$, оптически положительный, $\gamma - \alpha = 0,025$. Состав его: $NaFe(SiO_3)_2 \cdot FeSiO_3$; уд. в. 3,2.

Автофиллит и гедрит.

Автофиллит $(Mg, Fe) SiO_3$, гедрит тот же состав с примесью $(Mg, Fe) Al_2SiO_6$. Уд. в. 3,1 — 3,2. Система ромбическая. Обычно призматичны, нередко волокнисты или таблитчаты. Спайность весьма совершенная по (110), с углом $125^{\circ}37'$. Цвет бурый или зеленый, в шлифе бесцветны, иногда желтоваты, красно-буры, или желтовато-зеленые; в окрашенных заметен плеохроизм. $\beta = 1,63 - 1,64$; $\gamma - \alpha = 0,011 - 0,024$. Автофиллит оптически положителен, лишь иногда для желтых и зеленых цветов отрицателен, гедрит отрицателен. Оптическая ориентировка следующая: плоскость оптических осей (010); $a - a$, $b - b$, $c - c$. Угол оптических осей близок к 90° . Присутствует в гнейсах и слюдяных сланцах, иногда в значительном количестве также в актинолитовых сланцах, иногда сопровождает басит в габбро.

Группа пироксенов.

Важное петрографическое значение имеют как ромбические, так и моноклинические пироксены.

Ромбические пироксены.

$(Mg, Fe)SiO_3$. Представителями их являются энстатит (уд. в. 3,1 — 3,3) с содержанием $0\% - 5\% FeO$, бронзит $6\% - 13\% FeO$ и гиперстен более $15\% FeO$ (уд. в. 3,4 — 3,5). Все они обладают спайностью по призме с углом в $88^{\circ}20'$; их удельный вес, твердость, цвет, плеохроизм, угол оптических осей, показатель преломления и сила двойного лучепреломления изменяются постепенно с изменением содержания железа. В изверженных глубинных породах образуют иногда крупно-листоватые агрегаты, либо светло-коричневого цвета (энстатит и бронзит), либо черно-бурого (гиперстен); нередко наблюдаются характерные бронзовый металлический отлив и совершенная отдельность по (100), чем ромбические пироксены сходны с моноклиническим диаллагом. В излившихся породах образуют мелкие черные кристаллы, не отличимые простым глазом от авгита. Спайность совершенная по призме (110) с углом 88° , вообще

характерная для всех пироксенов; кроме того, наблюдается спайность по (010). В шлифе энстатит бесцветен, гиперстен окрашен в коричневый цвет; спайность выражена в виде тонких трещинок, пересекающихся под углом около 86° в поперечных разрезах, в продольных, идущих по одному направлению. Кроме того, в поперечных разрезах наблюдаются тонкие трещины отдельности по (100) и спайности по (010), пересекающиеся друг с другом под прямым углом; нередко видны включения в виде тонких бурых пластинок, ориентированных параллельно друг другу и обуславливающих на плоскостях спайности характерный бронзовый отлив. Показатели преломления изменяются α от 1,660 у энстатита до 1,692 у богатого железом; гиперстена β от 1,650 до 1,713, γ от 1,665 у первого и до 1,725 у второго; шагреневая поверхность ясно выражена. Плеохроизм наблюдается у гиперстена и усиливается по мере увеличения содержания железа: α — красновато-желтый, β — красновато-бурый, γ — серовато-зеленый, $\gamma - \alpha$ изменяется от 0,009 у энстатита до 0,013 у гиперстена; поэтому интерференционная окраска обыкновенно не выше I порядка, по несколько выше, чем у кварца. Угасание параллельное трещинам спайности в продольных разрезах, симметричное в поперечных разрезах (по отношению к трещинам спайности по призме). Плоскость оптических осей лежит в плоскости (010). Угол оптических осей у энстатита $2V = 77^\circ$ и оптический характер положительный; по мере увеличения содержания железа угол оптических осей увеличивается и при содержании FeO 10% он достигает 90° ; при дальнейшем увеличении содержания железа минерал становится отрицательным, и угол между оптическими осями становится все меньше и меньше уже около другой (отрицательной) биссектрисы; в гиперстене, наиболее богатом железом, он уменьшается до 50° (рис. 79). При разрушении переходит в бастит, в серпентин, иногда в тальк. От сход-

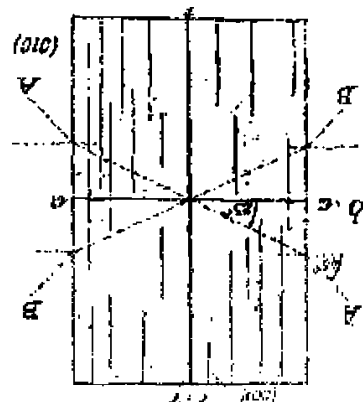


Рис. 79.—Гиперстен; разрез параллельно (100).

ных моноклинических пироксенов отличаются угасанием, более слабым двойным лучепреломлением и тем, что на поперечных разрезах виден выход оптической биссектрисы c (рис. 80), в моноклинических же — выход оптической оси. Входят в состав бедных кремнекислотой глубинных изверженных пород, как габбро, нориты, пироксениты и др., иногда и в гранитах (гиперстеновых), во многих излившихся изверженных породах. Отсутствуют в породах, содержащих нефелин или лейцит.

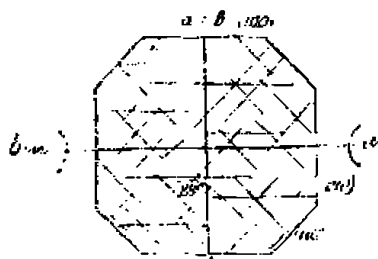


Рис. 80. — Гиперстен; разрез перпендикулярно вертикальной оси.

Бастит представляет собою волокнистый зеленый или желтоватый продукт изменения ромбических пироксенов, состава $H_4Mg_3Si_4O_{12}$, с совершенной спайностью по (010), несовершенной по (110) с углом в 87° . В шлифе бесцветен. Чрезвычайно сходен с ромбическими пироксенами, от которых отличается, главным образом, волокнистым характером и оптической ориентировкой: плоскость оптических осей (100), ось b (J) — острая биссектриса. $2v = 20^\circ - 90^\circ$, оптический характер отрицательный.

Диопсид, авгит и диаллаг.

Диопсид $Ca(Mg, Fe)(SiO_3)_2$; уд. в. ок. 3,11. Авгит представляет собою изоморфную смесь $CaMgSi_2O_6$ и $CaFeSi_2O_6$ с примесью различных количеств $MgAl_2SiO_6$, $FeAlSi_2O_6$, $MgFe_2SiO_6$, $FeFe_2SiO_6$, частью также с примесью нескольких процентов TiO_2 уд. в. 3,23. Диаллаг занимает промежуточное положение между диопсидом и авгитом и содержит лишь небольшое количество Al_2O_3 . Система моноклиническая. Диопсид образует бесцветные или зеленые различных оттенков кристаллы и неправильные зерна, диаллаг — большую частью неправильные зерна черного или черно-зеленого цвета с характерными бронзовым металлическим отливом и отдельностью. Обыкновенный авгит встречается также в виде кристаллов, иногда прекрасно образованных, часто же в виде неправильных черного цвета коротких зерен. Спайность во всех несколько менее совершенная, чем у

роговой обманки, по призме (110) с углом около 87° . Иногда наблюдаются двойники по (100).

В шлифе диопсид совершенно бесцветен или же окрашен в светлый зеленоватый цвет; диаллаг часто зеленоватый или буроватый; авгит несколько темнее, чем диаллаг; в присутствии TiO_2 авгит приобретает иногда более интенсивную буроватую или красновато-фиолетовую окраску. Плеохроизм весьма слабый, что отличает авгиты от роговых обманок. Показатель преломления непостоянный, в среднем $\gamma = 1,700 - 1,733$, $\alpha = 1,671 - 1,712$. $\gamma - \alpha$ колеблется между 0,021 и 0,029; интерференционная окраска чаще желтая I порядка до синего II порядка, иногда несколько выше; притом она значительно чище, чем в роговых обманках, благодаря почти полному отсутствию окраски; $\gamma - \alpha$ в бесцветных разновидностях несколько больше, чем в окрашенных. Угасание в поперечных разрезах симметрическое, в раз-

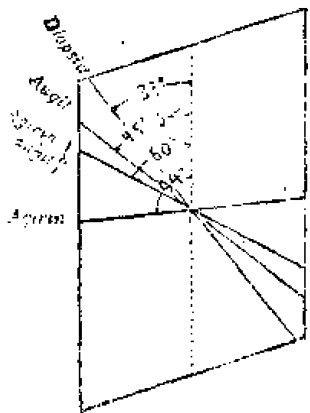


Рис. 81.—Углы угасания в различных пироксенах; разрезы параллельно (010)

резах, перпендикулярных плоскости симметрии — прямое, в остальных косое, причем наибольший угол угасания наблюдается в разрезах, параллельных (010); в зависимости от химического состава минерала, угол ϵ с изменяется от $36^\circ 30'$ до 54° , при этом (рис. 81) принимается всегда во внимание угол, образованный вертикальной кристаллографической осью с осью наименьшей упругости ϵ . Благодаря наблюдаемому иногда неодинаковому составу отдельных кристаллов авгитов в различных частях их, получается зонарная структура авгитов, иногда так называемая структура песочных часов.

Последняя структура, как и зонарная, обнаруживаются в одновременном угасании различных частей индивидуальных авгита и в различной интерференционной окраске их. Между скрещенными николями в авгитах можно наблюдать двойники по (100), иногда полисинтетические. в диаллаге же характерную для него тонкую полисинтетическую двойниковую штриховатость по (100), параллельную наблюдаемой в обыкновенном свете отдельности по тому же направлению

Плоскость оптических осей располагается в плоскости симметрии. Угол оптических осей $2V$ непостоянный и колеблется около 60° . В некоторых авгитах, богатых $MgSiO_3$ и $FeSiO_3$, носящих название энстатитавгитов и гиперстенавгитов, угол $2V$ очень мал, нередко менее 20° и до 0° ; в некоторых случаях в таких авгитах плоскость оптических осей располагается перпендикулярно к (010) (нормально симметрическое положение). Оптический характер всегда положительный. Одна из оптических осей почти параллельна вертикальной кристаллографической оси, и поэтому на поперечных разрезах в сходящемся свете наблюдается выход оптической оси, причем гипербола значительно изогнута. Дисперсия оптических осей $\rho > \gamma$ и наклонная дисперсия оптических биссектрис выражены иногда довольно сильно. В авгитах, богатых TiO_2 , благодаря дисперсии биссектрис вместо угасаний получается смена окрасок синева и буроватой. При разрушении авгитов получается хлорит, в других случаях серпентин или же иногда волокнистый зеленый амфибол (уралит); последний процесс носит название уралитизации; одновременно с уралитизацией происходит и некоторое изменение химического состава пироксена. От сходных ромбических пироксенов авгиты и диопсиды отличаются угасанием, большей силой двойного лучепреломления; от гиперстена кроме того отсутствием резкого плеохроизма; диаллаг сходен с бронзитом и гиперстеном отдельностью, иногда волокнистым сложением и тождественными буроватыми пластинчатыми включениями, но отличается угасанием, интерференционной окраской и положением плоскости оптических осей, одна из которых почти параллельна вертикальной оси c ; от эпидота и оливина отличаются свойствами в сходящемся свете; кроме того желтая окраска эпидота не наблюдается в авгитах. Наряду с полевыми шпатами авгиты играют весьма важную роль в составе горных пород, образуя главные составные части ряда изверженных пород, как глубинных (некоторые граниты, габбро, пироксениты и т. д.), так и излившихся (базальты, андезиты и др.). Диопсид часто присутствует как в контактных породах, так и в изверженных (излившихся и глубинных) породах. Диаллаг особенно распространен в крупнозернистых изверженных породах, напр. в габбро, поритах и др., отсутствует в лавах. Моно-

клинный пироксен, обыкновенно светло-окрашенный (малаколит), входит в состав различных кристаллических сланцев (амфиболитов, гнейсов, эклогитов и др.); еще мало изучен. Энстатит и гиперстенавиты присутствуют в некоторых диабазе, бедных CaO .

Эгирин и эгирин-авгит.

Эгирин: $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$; уд. в. 3,51. Система моноклиническая. Между эгирином и авгитом существуют переходные ступени в виде эгирин-авгита. Эгирин образует длинные темно-зеленые, почти черные призматические кристаллы со спайностью по призме с углом 87° . В шлифе эгирин окрашен в ярко-зеленый цвет. Плеохроизм выражен чрезвычайно резко: с буровато-желтый, б желтовато-зеленый, а травяно-зеленый. Показатель преломления значительно выше, чем у авгитов: $\alpha = 1,763 - 1,777$, $\gamma = 1,812$, чем обусловлен очень сильный рельеф минерала. $\gamma - \alpha = 0,050$, поэтому интерференционная окраска очень высокая; угасание с: $\alpha = 6^\circ$, т.-е. с вертикальной кристаллографической осью почти совпадает ось наибольшей упругости, в отличие от других авгитов; в эгирин-авгитах угасание является промежуточным (рис. 81). Плоскость оптических осей (010); резко выражена наклонная дисперсия биссектрис. Оптический характер минерала и главной зоны отрицательный. Угол оптических осей $2V = 62^\circ$. Иногда наблюдается параллельное срастание авгита с эгирином, причем чаще всего эгирин обростает авгитом. Распространен исключительно в богатых щелочами излившихся и глубинных изверженных породах (щелочных гранитах, сиенитах, элеолитовых сиенитах, фояолитах, некоторых трахитах и др.).

Группа оливина.

Mg_2SiO_4 (форстерит) (уд. в. 3,27 — 3,33), $(\text{Mg}, \text{Fe}_2)\text{SiO}_4$ (собственно оливин) (уд. в. 3,27 — 3,37), $(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{SiO}_4$ (гортонолит) (уд. в. 3,57), Fe_2SiO_4 (файалит) (уд. в. 4 — 4,14) и CaMgSiO_4 (монтичеллит) (уд. в. 3,03 — 3,25). Система ромбическая.

Наиболее важное петрографическое значение имеет оливин. По большей части он образует неправильные зерна, сильно блестящие, большей частью желтовато-зеленого до бутылчато-зеленого цвета, иногда почти черные, при разру-

шении бурые (выделение окислов железа); в других случаях образует такого же цвета коротко призматические или таблитчатые кристаллы. Спайность по большей части незаметна и излом раковистый. В шлифе бесцветен или, при большом содержании железа, отчасти красноватый, трещины спайности идут иногда по (010), менее заметны по (100) (рис. 82), большей частью видны лишь при более или меньшей степени разрушения оли-

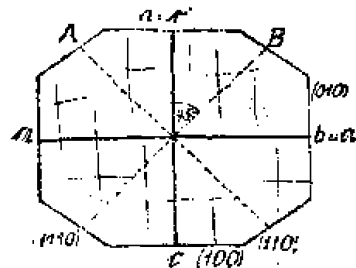


Рис. 82.—Оливин; разрез параллельно (001).

вина. Чаще-же видны неправильные трещины. Показатели преломления $\gamma = 1,689$, $\beta = 1,709$, $\alpha = 1,653 - 1,672$, благодаря чему получается резкая шагреневая поверхность. $\gamma - \lambda = 0,036$, что обуславливает яркую поляризационную окраску II и III порядков. Угасание прямое по отношению к трещинам спайности. Плоскость оптических осей параллельна базису (001). Угол оптических осей велик. $2V$ близок к 90° ; оптический характер положительный в оливинах, бедных FeO , в богатых им оптический характер отрицательный; угол $2V$ в последних тем меньше, чем больше содержание FeO : при содержании FeO около 11% $2V = 90^\circ$, FeO 47,3% (ортонолит) — $2V = 69^\circ 24'$, FeO 68,7% (файлит) — $2V = 49^\circ 50'$. Дисперсия оптических осей в оптически положительных $\rho < \gamma$; в отрицательных $\rho > \gamma$. Для оливина характерны явления превращения его в серпентин; серпентинизация идет двумя путями; чаще всего она начинается на краях зерна оливина и распространяется внутрь его по извивающимся трещинкам, в которых отлагается параллельно-волокнистый агрегат хризотила, причем волокна стоят перпендикулярно к стенкам трещин; так как при этом объем минерала увеличивается, образуются новые трещинки, в которых также происходит образование того же хризотила; в результате получается характерная сетчатая структура, в ячейках которой остаются участки неразрушенного оливина; в конце концов все зерно оливина переходит в волокнистый агрегат хризотила; одновременно происходит выделение окислов железа, часто дающих начало мелким зернышкам магнетита (рис. 83). В других случаях в оливине

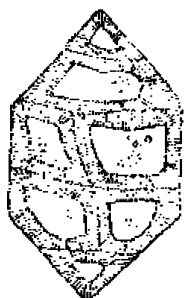


Рис. 83. — Оливин, переходящий в серпентин.

появляются небольшие листочки антигорита, располагающиеся большей частью параллельно (011) оливина, в результате получается характерная решетчатая структура. В некоторых случаях вместо серпентина в оливинце образуется слюдястый минерал, листоватый, ржавобурого или зеленоватого цвета (иддингсит), довольно ярко поляризующий; переход в иддингсит наблюдается главным образом в богатых железом оливинах. От сходных моноклинических пироксенов оливин отличается характером спайности, яркой интерференционной окраской, прямым угасанием, в сходящемся свете тем, что гипербола б. ч. почти прямая; кроме того легко разрушается при действии соляной кислоты. Пользуется широким распространением среди бедных кремнекислотой (основных) изверженных пород, как, напр., в перидотитах, диабазах, габбро, базальтах и др. В метаморфических породах и осадочных отсутствует совершенно. Реже, чем оливин, в основных изверженных горных породах встречаются гортонолит (богатый железом оливин) и фаялит, характеризующиеся желтой и бурой окраской, с большими показателями преломления, чем у оливина (γ до 1,874), с большей силой двойного лучепреломления: в фаялите $\gamma - \alpha$ достигает 0,050; угол оптических осей в фаялите равен 50° ; оптический характер отрицательный. Остальные свойства те же, что и у оливина.

Форстерит, оптические свойства которого весьма близки к свойствам оливина, присутствует исключительно в кристаллических известняках и доломитах. Гораздо реже встречается, также исключительно в тех же породах, моптичеллит, отличающийся от форстерита значительно меньшей силой двойного лучепреломления ($\gamma - \alpha = 0,017$), малым углом оптических осей ($2V = 38^\circ$) и отрицательным оптическим характером.

Хлоритонд и оттрелит.

Хлоритонд: $H_2(Fe, Mg)Al_2Si_2O_7$ (уд. в. 3,52 — 3,57). Оттрелит: $H_2(Fe, Mn)Al_2Si_2O_7$ (уд. в. 3,8). Система моноклиническая.

По листоватому характеру, весьма совершенной спайности по (001) они приближаются к слюдам и хлоритам, от которых отличаются большей твердостью (5—7). Цвет зеленый различных оттенков, то же и в шлифе; обнаруживают иногда ясный плеохроизм от оливково-зеленого до индигово-синего и бесцветного; оптические свойства непостоянны: $\beta = 1,74 - 1,77$; $\gamma - \alpha = 0,007 - 0,010$; $2V \ 45^\circ - 55^\circ$ и более; оптически то положительны, то отрицательны; угол угасаний колеблется от 0° до 21° ; острая биссектриса почти перпендикулярна к (001), плоскость оптических осей перпендикулярна к (010). Встречаются исключительно в кристаллических сланцах, главным образом, в филлитах и кварцитах, частью и в слюдяных сланцах.

Маргарит.

$H_2CaAl_4Si_2O_{12}$; уд. в. 2,99 — 3,08. Система моноклиническая. Спайность весьма совершенная по (001). В шлифе бесцветен. $\beta = 1,64 - 1,65$; $\gamma - \alpha = 0,009$; $2E = 76^\circ - 129^\circ$; оптически отрицателен. От слюд отличается слабым двойным лучепреломлением; от бесцветных хлоритов показателем преломления; от хлоритоидов в шлифе отличим лишь с большим трудом, главным образом, отсутствием окраски и плеохроизма; решает вопрос определение твердости (3,5—4). Присутствует исключительно в метаморфических породах, часто сопровождаая корунд.

Астрофиллит.

TiO_2 — содержащий щелочно-железистый силикат с марганцем. Уд. в. 3,3 — 3,4. Ромбическая система. Образует кристаллы, удлиненные по оси c или a , таблитчатые по (010), иногда неправильные зерна. Спайность совершенная по (010), весьма несовершенная по (001). Окрашен в бронзово-желтый до золотисто-желтого цвета, в шлифе обнаруживает плеохроизм: а темно оранжево-желтый, б лимонно-желтый, с оранжевый, причем абсорбция выражается так. $a > b < c$. Показатели преломления его: $\alpha = 1,678$, $\beta = 1,703$, $\gamma = 1,733$, $\gamma - \alpha = 0,055$. $2E = 160^\circ$. Оптический характер минерала и главной зоны положительный. Астрофиллит присутствует в щелочных изверженных породах, как, напр., в щелочных и нефелиновых сиенитах, гнейсах и др.

	Показатель преломления	Двойное лучепреломл.	Угасание	Угол оптич. осей
Астрофиллит	} большой	сильное	прямое	средней величины
Хлоритоиды		среднее до слабого	} косое	довольно большой
Маргарит	довольно большой	слабое		большой
Слюды	} не- большой	сильное	прямое и почти прямое	очень малый до среднего
Хлорит		слабое		малый
Клиноклор		среднее	косое	средний
Тальк		сильное	прямое	небольшой
Каолин		слабое	косое	большой

Лаусонит.

$H_4CaAl_2Si_2O_{10}$. Уд. в. 3,09. Ромбическая система. Встречается в виде призматических кристаллов, таблитчатых по (001) и в виде неправильных зерен. Спайность по (010) совершенная, менее совершенная по (001), еще менее по (110). Бесцветный до серовато-синего, в шлифе бесцветен. Показатели преломления его: $\alpha = 1,665$, $\gamma = 1,684$; $\gamma - \alpha = 0,020$, $2V = 84^\circ$, оптический характер положительный. От сходного оливина отличается меньшей, от андалузита и доунзита большей силой двойного лучепреломления; сходен с некоторыми скаполитами, от которых отличается двуосностью. Входит в состав метаморфизованных пород, особенно часто тех, которые получились при преобразовании габбро и базальтов.

Дистен.

Al_2SiO_5 . Уд. в. 3,36—3,67. Система триклиническая. Образует широко таблитчатые индивидуумы, благодаря преобладанию (100), с косо-четырёх—или шестиугольными попе-

речными разрезами; иногда в радиально лучистых агрегатах или в виде снопов. Окраска часто беловатая и светло-голубая, в других случаях черная, благодаря примеси пылеобразных частиц графита. Спайность совершенная по (100), менее совершенная по (010). В шлифе либо бесцветен, либо окрашен в голубоватый цвет и тогда плеохроичен (а бесцветный, б светло-фиолетовый, с светло-голубой). Трещины спайности по (100) выражаются тонкими длинными трещинками; менее совершенны трещинки по (010) и, наконец, наблюдается как бы волокнистая отдельность по (001). Показатели преломления: $\gamma = 1,728$, $\alpha = 1,712$, что обуславливает резкую шагреневую поверхность. $\gamma - \alpha = 0,012$, — $0,016$. Угасание косое, но на базисе (001) почти параллельное спайности по (100). На плоскости (100) угасание достигает максимума в 30° с (010), и острая биссектриса почти перпендикулярна к (100). Угол $2V$ около 82° ; оптически отрицателен. От силлиманита и андалузита отличается прежде всего косым угасанием, в отдельных случаях также цветом и плеохроизмом. Распространен в некоторых гнейсах, гранулитах, слюдяных сланцах, метаморфических породах, обыкновенно вместе с гранатом; часто сопровождает корунд.

Ставролит.

$HFeAl_3Si_2O_{13}$. Уд. в. 3,65—3,75. Система ромбическая. Образует плоскопризматические кристаллы темного красновато-коричневого цвета; часто в двойниках прорастания, причем прорастающие кристаллы пересекаются друг с другом либо почти под прямым углом [дв. по (032)], либо под углом в 60° [дв. по (232)], или же образует неправильные зерна. Под микроскопом окрашен в коричневатый цвет до желтого; спайность по (010) то ясно выражена, то почти незаметна; иногда имеются трещины спайности по призме (110). Часто содержит включения, главным образом кварца, иногда переполняющего зерна и кристаллы ставролита. Плеохроизм ясный, с изменением интенсивности окраски, но не характера ее; с желтый до красновато-бурого, а светло-желтый. Показатели преломления: $\gamma = 1,746$, $\alpha = 1,736$, поэтому резкая шагреневая поверхность. $\gamma - \alpha = 0,010$, интерференционная окраска белая, и поэтому между скрещенными николями сохраняется вполне окраска самого минерала. Угасание

прямое или симметричное. Плоскость оптических осей совпадает с плоскостью (100). Угол оптических осей $2V = 85^\circ - 90^\circ$; оптический характер минерала и удлинения положительный. Разрушается редко, иногда переходит в чешуйчатый агрегат слоистых минералов. Присутствует исключительно в кристаллических сланцах, главным образом в слюдяных сланцах, некоторых гнейсах, часто сопровождается гранатом, дистоном и виллиманитом.

Группа эпидота.

В состав группы входят: ромбический цоизит $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$ (уд. в. 3,25-3,37) и моноклинические: клиноцоизит, того же состава, как и цоизит; эпидот, (уд. в. 3,25-3,5), отличающийся от клиноцоизита лишь тем, что часть алюминия замещена железом; пиемонтит (уд. в. 3,404)—эпидот, в котором часть алюминия замещена железом и марганцем, и ортит, того же состава, как и эпидот, но часть алюминия замещена цезием (уд. в. 3,5-4,2).

Цоизит.

В шлифе совершенно бесцветен. Образует небольшие зерна неправильной формы, часто удлиненные по определенному направлению; передки также неправильно образованные удлиненно-призматические кристаллики. Совершенная



Рис. 84—Цоизит α и β .

спайность по брахипинаксоиду (100), несовершенная по (001). Бесцветен; в присутствии марганца розоватый и плеохроичный (*тулит*). Показатель преломления близок к 1,70 или темного больше, что

обуславливает резкую шагреновую поверхность. $\gamma - \alpha = 0,005 - 0,009$, поэтому интерференционная окраска б. ч. серая, часто также аномальная ржаво-коричневая или индигово-синяя, реже белая. Угасание прямое. Оптически положителен, и плоскость оптических осей то параллельна трещинам наиболее совершенной спайности (цоизит α), то перпендикулярна им (цоизит β) (рис. 84). Угол оптических

осей у цоизита α мал, у цонзита γ больше, в общем изменяется от почти равного 0° до $2E = 90^\circ$ и даже 100° . Присутствует, как составная часть, во многих метаморфических породах (гнейсах, амфиболитах, эклогитах); как продукт вторичный, образующийся при разрушении плагиоклазов и др. минералов, он присутствует также и в изверженных породах.

Эпидот и клиноцоизит.

Очертания зерен и кристаллов этих двух минералов гождественны с очертаниями цоизита. Клиноцоизит образует часто тонкозернистые агрегаты серовато-зеленого цвета, иногда и шестоватые агрегаты того же цвета или светло-зеленого, до красноватого. Эпидот окрашен в характерный фисташково-зеленый, то более темный, то более светлый цвет, обуславливая в некоторых случаях соответственную окраску горных пород, если присутствует в более значительном количестве. Под микроскопом клиноцоизит бесцветен, эпидот окрашен в светло-желтый цвет, тем более интенсивный, чем больше содержит железа. Довольно совершенная спайность в виде тонких трещинок идет параллельно (001), несовершенная параллельна (100); трещины по (001) обыкновенно параллельны удлинению зерен эпидота. Плеохроизм эпидота тем более резко выражен, чем больше в нем содержание железа: с желтый, иногда лимонно-желтый, в светлый желтоватый, иногда зеленовато-желтый до бесцветного, а светло-желтоватый до бесцветного. Показатели преломления: α у клиноцоизита 1,718—1,724, у эпидота 1,724—1,730; γ 1,723—1,734 и 1,734—1,77; поэтому очень резкая шагреневая поверхность, особенно у эпидота. $\gamma - \alpha$ у чистого клиноцоизита очень малая—0,005, по мере увеличения содержания железа она увеличивается и у богатого железом эпидота достигает 0,061; интерференционная окраска у клиноцоизита низкая—серая или серовато-белая, нередко также аномальная, главным образом, индигово-синяя; для эпидота чрезвычайно характерна супернормальная интерференционная окраска, притом пятнистая, крайне неравномерная на протяжении одного и того же разреза. Угасание прямое во всех разрезах, параллельных b (рис. 85), в других—косое (рис. 85). Плоскость оптических осей—

(010) (рис. 86); острая отрицательная биссектриса в эпидоте (тупая в клиноцоизите) образует с вертикальной осью угол в 2° - 3° . Оптический характер клиноцоизита положительный, эпидота отрицательный. Угол оптических осей $2V$ у эпидота достигает 70° , у клиноцоизита близок к 90° . От сходных оливина и пироксена эпидот отличается плеохроизмом, спайностью и оптической ориентировкой. Эпидот и клиноцоизит представляют собою, главным образом, вторичные минералы, получающиеся при разрушении полевых шпатов,

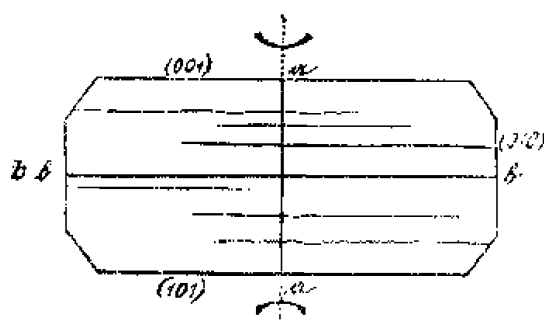


Рис. 85.—Эпидот и клиноцоизит; разрез параллельно (100).

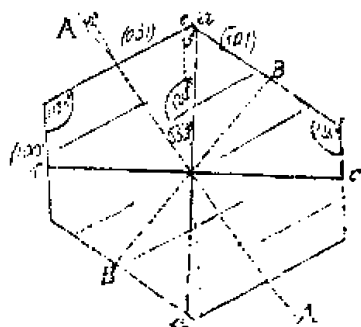


Рис. 86.—Эпидот; разрез параллельно (010).

пироксенов, амфиболов и др. Входят в состав кристаллических сланцев (гнейсов, амфиболитов и др.). Встречаются в контактно-метаморфических породах. Редко эпидот первичен (гранит Ильчестра в С. Америке).

Пиомонит характеризуется красным цветом в отдельных зерках; обладает теми же формами, как и эпидот. В шлифе чрезвычайно характерен благодаря своему плеохроизму: а лимонно-желтый до оранжевого, б аметистово-синий или розовый, с ярко карминово-красный. Плоскость оптических осей, как и у эпидота, (010); $2V = 88^{\circ}$ и больше. Присутствует в некоторых сланцах (пиомонитовых, глаукофановых и др.), иногда в порфиритах (Porfido rosso antico).

Ортит черно-бурый до смоляно-черного, со стеклянным блеском на плоскостях иалома. В шлифе красно-бурый и коричневый, иногда зеленовато-коричневый. Плеохроизм выступает резко: а каштаново-коричневый, б светлый желтовато-коричневый, с темный серовато-коричневый, в других разновидностях а зеленовато-коричневый, б красновато-

коричневый, с желтовато-коричневый. Показатель преломления $\beta = 1,78$ и более; $\gamma - \alpha$ от 0,002 до 0,032, но интерференционная окраска обыкновенно затемнена собственной темной окраской минерала. Нередко наблюдается параллельное срастание его с эпидотом и клиноцоизитом. От сходных мелапита и бурой шпинели отличается двойным лучепреломлением; кроме того, мелапит никогда не встречается в кристаллических сланцах и кислых изверженных породах, ортит не присутствует в основных изверженных породах, от биотита и бурой роговой обманки отличается отсутствием спайности. Встречается, как второстепенная составная часть, в некоторых изверженных породах (гранитах, сиенитах и др.), также и в кристаллических сланцах (гнейсах, амфиболитах и т. д.), также в кристаллических известняках.

Таблица для определения минералов группы эпидота по Вейлшенку:

	Двойное лучепрел.	Интерфер. окраска.	Пол. пл. оптич. осей.	Угол опт. осей.	Угасание.
Цонзит α	слабое	аномаль- ная	спайности и длине	средний	прибли- зитель- но или вполне прямое
Цонзит β		нормаль- ная	спайности и длине	малый	
Клиноцоизит		сильно аномаль- ная		очень большой	
Эпидот	сильное	супер-нор- мальная пятнистая			
Ортит	среднее до слабого	обыкновен- но нор- мальная	меняется	меняется	косое 36°

Титанит.

$\text{Ca}(\text{Ti Si})_2\text{O}_6$. Уд. в. 3,4—3,56. Система моноклиническая. Образует во многих случаях прекрасные кристаллы, часто также и неправильные зерна; в микроскопически малых зернах наблюдается иногда характерная удлиненная форма, напоминающая яйца насекомых; в некоторых случаях отчасти скелетные зерна. Окраска чаще всего коричневая, различных оттенков. В шлифе по большей части коричневый различных оттенков, то более темный, то светлый, иногда

II. Таблица для определения мине-

Двойное лучепр. → Показа- тель пре- ломления.		< 0,005	до 0,010	до 0,015	до 0,020
+ < 1,55	Филлисит Тридимит Апофиллит Шабазит Гмелинит	Гармотом Гейландит Гмелинит Кварц, гипс	Гидронефелин Латролит Брюстерит Петалит	Гидромагнетит	
-	Нефелин Апофиллит Шабазит Гмелинит	Десмин Сколецит Халцедон Кордиерит Цеоциты Гмелинит Каолин	Ломоптит Эпистильбит		
1,55 до 1,60	+ Клинохлор Ценнин	Кварц Хризотил	← Клинохлор Вагнерит	Алузит Брусит	
-	Ценнин	Маргарит Берилл Каолин Антигорит → Кордиерит	Скаполит → Хризотил	→ Антигорит	
1,60 до 1,65	+ Мелилит Эвдиалит Данбурит	Целестин Топаз	Барит Топаз Антофиллит	Пренит → Паргасит	
-	Апатит Мелилит Данбурит		Андалузит Волластонит Антофиллит	Глаукофан Турмалин →	
1,65 до 1,70	+ Цоизит Тулит	Цоизит Тулит Энстатит	Мозандрит Норталит	Лаусонит Ринкит Сподумен Фенакит	
-	Рибекит Арфведсонит Ортит →	Геденит Аксинит Рибекит	Ксантафиллит Призматин Гиперстен	Монтичеллит Глаукофан	
1,70 до 1,80	+ Клиноцоизит → Хлоритонд Везувиан	Хризоберилл Ставролит	Клиноцоизит ← Хлоритонд	Геденберит Хлоритонд	
-	Везувиан Сапфирин	Корунд	Эндот → Дистен Гиперстен	Дистен	
+ > 1,80		(Вурцит)			
-					

ралов в шлифе (по Вейншенку).

до 0,025	до 0,030	до 0,050	до 0,075	до 0,100	>0,100
Вавеллит	Томсонит				Арагонит ↓
Канкринит					Кальцит Доломит ↓
Гидраргиллит		Ангидрит			
Нонтронит Берtrandит		← Скаполит Пирофиллит Слюды ↓	Тальк		
Антофиллит Крокидолит Гомилит	Хондродит Розенбушит Гумит	← Пренит Шектолит			
Антофиллит Гедрит Рог. обманка	Тремолит Актинолит	Датолит Слюды ↑			
Диаллаг Фассаит Силлиманит Соретит	Форстерит Диопсид Жадеит Эгирин-ав-сит	Оливин			↑ Арагонит
Рог. обманка		← Турмалин Датолит			↑ Кальцит Доломит
Авгит	Эгирин-ав-гит Диопсид	Диаспор Монацит	Астрофиллит	Гуссакит Ксенотим	
Баркевикит	Грюнерит. Лопенит ← Ортит Велерит	Пиемонтит Эгирин Гортонолит	← Эпидот Базальтич. рог. обманка		
		Циркон	Циркон	Касситерит Титанит	Рутил Брукит Титанит
		Файалит	Анатаз	Гетит	Сера Гематит

красновато-коричневый, желтый, и зеленоватый. Спайность параллельно призме с углом 134° слабо выражена. Плеохроизм отчетливый, часто от светло-желтого до красноватобурого и др. Показатели преломления очень велики $n = 1,883 - 1,913$, $\gamma = 1,917 - 2,054$; поэтому даже при слабо спущенном конденсаторе получается чрезвычайно резко выраженная шагрепевая поверхность и сильный рельеф. $\gamma - n = 0,090$ до $0,141$; интерференционная окраска очень высокая, чаще всего получается белый цвет высшего порядка. Углы угасаний мало характерны. Плоскость оптических осей располагается в плоскости (010). $2E$ непостоянный, чаще всего от 45° до 60° ; в сходящемся свете в разрезах, перпендикулярных острой биссектрисе, видна прекрасная фигура двусного минерала; оптически положитель; дисперсия оптических осей очень сильная: $\rho > \nu$.

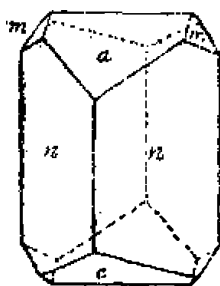


Рис. 87—Титанит.

Иногда наблюдаются двойники по (100). От сходного ставронита отличается силой двойного лучепреломления и фигурой в сходящемся свете; от рутила двуспостью; от калыцита помимо интерференционной фигуры отличается значительно большим показателем преломления. Как второстепенный минерал присутствует во многих породах; в изверженных (гранитах, сиенитах) он часто обладает формой, напоми-

нающей запечатанный конверт (рис. 87); отсутствует в породах особенно богатых магнием; часто в кристаллических сланцах (гнейсах, амфиболитах и др.). Как вторичный минерал, встречается в виде псевдоморфоз по титанистому железню.

ОТДЕЛ III.

Горные породы.

Горные породы, которые входят в состав земной коры или литосферы, в зависимости от своего происхождения, разделяются на три большие группы: а) изверженные, в) осадочные и с) метаморфические и кристаллические сланцы. Эти три группы горных пород в большинстве случаев резко отличаются одна от другой условиями залегания в земной коре, своим химическим и минералогическим составом, расположением в них породообразующих минералов и структурой, обусловленной формой этих минералов и их размерами.

А. Изверженные породы.

Изверженные породы образовались путем застывания расплавленных при высокой температуре силикатных масс (магм), поднявшихся из глубин земной коры и либо застывших внутри последней, не достигнув поверхности земли (породы глубинные или интрузивные), либо же вылившихся на поверхность земли (породы излившиеся или эффузивные). От осадочных и метаморфических пород они отличаются тем, что почти никогда не располагаются слоями, массивны; они состоят из тех минералов, которые образовались там, где порода застыла или застывала. Образование некоторых изверженных пород наблюдается нами и в настоящее время при извержениях вулканов (лавы).

Магмы, которые дают начало тем или иным изверженным породам, рассматриваются, как сложные силикатные растворы. Минералогический состав и структура извержен-

ных пород, получающихся из этих магм, находится в самой тесной связи, с одной стороны, с химическим составом соответствующих магм, с другой—с теми физическими условиями, при которых эта магма застывала: одна и та же магма при различных физических условиях может дать различные изверженные породы. О составе магм можно судить по составу изверженных пород.

Химический состав изверженных пород. В состав изверженных пород входит преимущественно следующие восемь окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O ; кроме того в небольших количествах могут присутствовать TiO_2 , BaO , TrO , MnO , ZrO_2 , La_2O_3 , Cs_2O , PbO , CO_2 , P_2O_5 , Cl и др. Вода H_2O в свежих породах присутствует обыкновенно лишь в небольших количествах; в исключительных случаях, именно в некоторых вулканических стеклах, она присутствует в свежих породах в количестве до 10%; обыкновенно присутствие как воды, так углекислоты CO_2 указывает на большую или меньшую степень разрушения изверженной породы.

Наиболее важной составной частью всех изверженных пород без исключения является SiO_2 , которая входит в состав их от 24% в наиболее бедных ею до свыше 85% в наиболее богатых. На основании содержания SiO_2 можно различать следующие пять групп изверженных пород:

1. Ультракислые породы SiO_2 свыше 75%
2. Кислые породы „ 75%—65%
3. Средние породы „ 65%—52%
4. Основные породы „ 52%—40%
5. Ультраосновные породы „ менее 40%

Относительные количества остальных окислов не являются произвольными, но подчиняются некоторым правилам: так, нам неизвестны изверженные породы, которые содержат много кремнекислоты и в то же время много окисей магния и кальция; неизвестны породы, содержащие много окиси магния и закиси железа; известен ряд пород, состоящих почти исключительно из силикатов магния с небольшим количеством железа; соответствующие породы, богатые окисью кальция и щелочами, неизвестны; богатые щелочами породы и в то же время богатые кремнекислотой всегда бедны окисью магния. Все эти, как и другие аналогичные

факты, можно объяснить, лишь предположив, что те магмы, из которых путем кристаллизации (или застывания) получились различные изверженные породы, представляют сложные растворы, подчиняющиеся законам физической химии.

Состав магм во всяком случае значительно более сложен, чем определяемый нами путем химического анализа состав полученных из них изверженных пород; наблюдения над извержениями вулканов показывают, что одновременно с поднятием магм из них выделяются в огромном количестве пары воды и различные газообразные продукты, среди которых особенно важную роль играют углекислота, различные серпистые, хлористые, фтористые и другие соединения. Эти вещества, входящие вместе с упомянутыми выше окислами в состав жидкой массы, которая при своем затвердевании дает изверженные породы и называется магмой, носят название минерализаторов. При охлаждении и затвердевании магмы минерализаторы удаляются из нее либо непосредственно в воздух, либо же, если охлаждение происходит в недрах земли, в окружающие магму горные породы. Анализируя изверженную породу, мы определяем состав магмы без минерализаторов.

Химический состав горных пород изображается чаще всего в виде чисел, указывающих на процентное содержание весовых количеств различных окислов; однако, во многих случаях удобнее выражать состав породы в числах, соответствующих молекулярным количествам окислов; для этого каждое из первых чисел делится на молекулярный вес соответствующего окисла; перечисляя эти числа на 100, получают числа, соответствующие процентному содержанию молекул каждого окисла в породе. Числа, соответствующие молекулярным количествам, удобны в том отношении, что при помощи их можно вычислять относительные количества различных минералов в породе, изображать состав пород в виде определенных формул, строить графические изображения состава пород.

Пример перечисления. В столбце *a* даны числа, соответствующие процентному содержанию весовых количеств окислов в рапакиви Киевской г. Для получения моле-

кулярных количеств каждое из этих чисел делится на молекулярный вес соответствующего окисла; 68,33 делится на молекулярный вес $\text{SiO}_2 = 60$; (атомный вес $\text{Si} = 28$, атомный вес $\text{O} = 16$; молекулярный вес $\text{SiO}_2 = 28 + 2 \cdot 16 = 60$); получается 1,139; 14,77 делится на 102 (молекулярный вес Al_2O_3), получается 0,145; поступая тем же способом далее, получают числа столбца *b*; числа этого столбца пересчитываются обычным способом на 100 (столбец *c*) по пропорции (напр. для SiO_2)

$$x = \frac{1,139 \cdot 100}{1,516} = 75,13$$

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>
SiO_2	68,33%	1,139	75,13%	60
Al_2O_3	14,77	0,145	9,57	102
Fe_2O_3	1,32	0,008	0,53	160
FeO	5,14	0,071	4,68	72
MgO	0,17	0,004	0,26	40
CaO	3,15	0,056	3,69	56
Na_2O	3,25	0,052	3,44	62
K_2O	3,87	0,041	2,70	94
	100,00	1,516	100,00	

Числа в столбце *d* соответствуют молекулярным весам окислов.

Для того, чтобы данные химического анализа представить возможно более наглядно и иметь возможность более легко сравнивать получаемые результаты с другими и классифицировать их, были предложены различные способы.

Графический метод Мишель-Леви и Бреггера. На бумаге, разделенной на миллиметровые клеточки, из какой-либо точки строится восьмилучевая звезда (рис. 88); на лучах

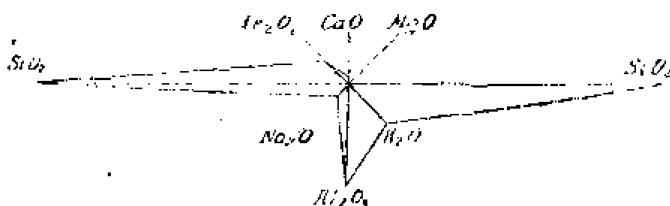


Рис. 88.—Графическое изображение химического состава гранита (Миллену, Бавария) по Мишель-Леви.

последней откладываются отрезки, длины которых, выраженная в миллиметрах, равняется процентному содержанию в

породе восьми главных окислов; при этом на горизонтальном луче направо и влево от центра откладывают число миллиметров, пропорциональное процентному содержанию молекул SiO_2 , вниз— Al_2O_3 , вверх— CaO , направо вверх— MgO , влево вверх— Fe_2O_3 (на этом же луче откладывается и соответствующее количество FeO), направо вниз— K_2O и влево вниз— Na_2O . Неудобство этого метода, при всех его выгодах, особенно в смысле наглядности, заключается в том, что состав каждой породы необходимо изображать отдельно, а при большом количестве анализов изображения их занимают много места (рис. 88 и 89).

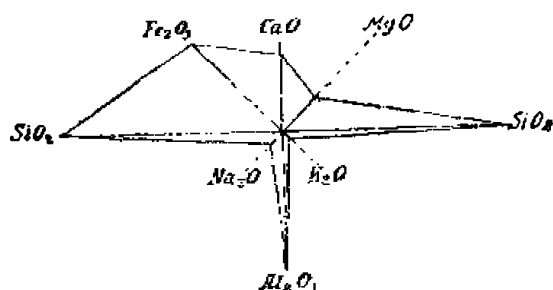


Рис. 89.—Графическое изображение химического состава габбро. (По Мюллеру, Леви).

Графический метод Озанна.

Указанное неудобство предыдущего метода устраняется применением метода Озанна, основанного на следующем окислении и натрия в изверженных породах входят главным образом в состав

щелочных полевых шпатов (ортоклаза и альбита) и их заместителей (лейцита, нефелина), причем во всех этих минералах на одну молекулу щелочи приходится одна молекула глинозема. Окись кальция идет на образование апортита, причем также каждая молекула CaO соединяется с одной молекулой Al_2O_3 ; избыток окиси кальция идет, вместе с остальными окислами, на образование темных минералов, т. е. минералов гл. обр. группы слюд, амфиболов и пироксенов. Озанн обозначает сумму молекулярных количеств щелочей, идущих на образования щелочных полевых шпатов буквой A , молекулярное количество CaO , идущее на образование апортита—буквой C , и сумму молекулярных количеств всех остальных окислов— F , причем Fe_2O_3 причисляется к FeO . Количество молекул SiO_2 он обозначает s ; очевидно, что $s + 2A + 2C + F = 100$. Полученные таким образом числа A , C и F Озанн перечисляет на сумму 20 и получаемые при этом числа, обозначает a, c и f ; в конце концов получается химическая формула горной породы, в которой сразу бросаются в глаза относительные

количества тех или иных окислов, идущих на образование соответствующих силикатов. Кроме того Озани перечисляет отношение щелочей $X_2O : H_2O$ на 10 и полученное число обозначает буквой n .

Для приведенного выше рапакиви получаются числа: $A = 6,14$, $C = 8,48$, $F = 5,61$, сумма которых равна 15,18; пересчитав эти числа на сумму 20 и вычислив отношение щелочей, получаем химическую формулу рапакиви Кисековой г.

$$Si_{10}Al_8O_{81}Ca_6F_{14}n_{20.6}$$

Для графического изображения получаемых химических формул, независимо от содержания SiO_2 и отношения щелочей, которые отмечаются особо, Озани пользуется равнобедренным треугольником, каждая из сторон которого разделена на 20 частей, и в котором проведена система параллельных каждой стороне линий. На вершинах треугольника ставятся знаки $20a$, $20c$ и $20f$ или соответственно A , C и F . Проекция состава породы наносится на такой треугольник в виде точки; от стороны, противоположной вершине A ($20a$), отсчитывают столько линий, сколько единиц заключается в a , от стороны C ($20c$)—сколько единиц заключается в c ; на пересечении обеих линий получается искомая точка; чем дальше точка проекции находится от вершины треугольника, тем меньше соответствующих окислов находится в данной породе и наоборот; если проекция помещается в одной из вершин, порода состоит исключительно из соответствующих окислов; если же проекция находится на противоположной стороне—она их не содержит; если в центре треугольника—она содержит одинаковое количество окислов групп a , c и f .

Проекция авгитового диорита и рапакиви помещается в точках, нанесенных на прилагаемом чертеже (рис. 90).

Пользуясь проекцией Озани, возможно на одном треугольнике нанести проекции состава большого количества горных пород; но во всяком

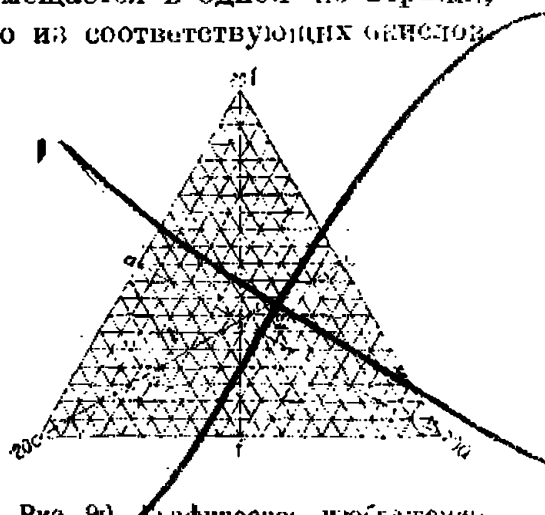
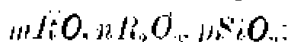


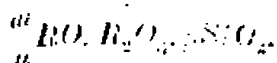
Рис. 90.—Графическое изображение химического состава (по Озани): 1—авгитового диорита, 2—рапакиви.

случае проекция Озанна дает лишь общее представление о составе породы, так как на проекции не наносится ни содержание кремнекислоты, ни относительные количества закиси и окиси железа, ни относительные количества щелочей. Первое неудобство можно устранить, проводя перпендикуляры к одной из сторон треугольника и откладывая на них отрезки, пропорциональные молекулярному количеству кремнекислоты в соответствующих породах, которые отмечаются номерами.

Метод Левинсона-Лессинга—Метод Левинсона-Лессинга дает возможность сравнивать с большой легкостью состав пород. Оставляя в стороне H_2O , TiO_2 , P_2O_5 , CO_2 , Cl и др., вычитая вместе с CO_2 , P_2O_5 и др., то количество извести, которое должно пойти на образование соответствующих минералов (кальцита, апатита и др.), весовые количества главных окислов перечисляются на 100. Деля процентное содержание окисла на его молекулярный вес, получают их молекулярные количества. Левинсон-Лессинг соединяет затем окислы R_2O и RO в общую сумму, обозначаемую RO , окислы R_2O_3 в другую и получает магматическую формулу породы:



для упрощения коэффициент при R_2O_3 принимается за единицу:

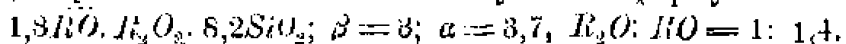


Кроме магматической формулы характерными для горных пород является еще: 1) отношение $R_2O:RO$, 2) число частиц оснований, приходящихся на 100 частиц кремнекислоты:

это число обозначается β ; $\beta = \frac{(m + n) 100}{p}$ и 3) коэффициент

кислотности α , который получается делением числа атомов кислорода, соединенных с кремнием, на число атомов кислорода, соединенных с основаниями: $\alpha = \frac{2p}{m + 3n}$.

Для ранакиви Киевской г. получается формула:



Минералогический состав.—В самой тесной связи с химическим составом той магмы, из которой образовались изверженные породы, находится их минералогический состав.

Окислы, присутствующие в магме, при кристаллизации ее образуют различные минералы, главным образом силикаты: эти минералы разделяются, в зависимости от того значения, которое они играют в составе горной породы, на главные и второстепенные.

Роль главных минералов играют особенно часто кварц, полевые шпаты и их заместители, пироксены, амфиболы, слюды и оливин.

1. Кварц присутствует в изверженных породах лишь в том случае, когда в магме имеется достаточное количество кремнекислоты, которая остается свободной, т. е. не идет на образование полевых шпатов, пироксенов, амфиболов и др. силикатов: силикаты, богатые щелочами, в то же время богаты кремнекислотой, силикаты же, богатые Mg, Ca и Fe, сравнительно бедны ею: поэтому, чем богаче магма окислами, входящими в состав группы / Озанна, тем в породе может присутствовать меньшее количество кремнекислоты, и все же получится кварц, так как окислы группы / соединяются с небольшим сравнительно количеством кремнекислоты.

2. Щелочные полевые шпаты (ортоклаз и микроклин $64,7\% \text{ SiO}_2$ и альбит $68,6\% \text{ SiO}_2$) и их заместители (лейцит $55\% \text{ SiO}_2$, нефелин около $44\% \text{ SiO}_2$, содалит $37\% \text{ SiO}_2$, покеан $32\% \text{ SiO}_2$, гаюин $32\% \text{ SiO}_2$) в наибольшем количестве присутствуют в породах, особенно богатых щелочами; поэтому, чем более богата порода окислами группы « Озанна, тем она богаче этими минералами: в присутствии достаточного количества кремнекислоты выделяются щелочные полевые шпаты; если же в породе присутствует сравнительно небольшое количество кремнекислоты, то ее может быть недостаточно для образования щелочных полевых шпатов, и в таком случае вместо последних выделяются минералы, замещающие их, главным образом, лейцит и нефелин; при особенно малом количестве кремнекислоты и большом содержании щелочей могут присутствовать только их заместители: если присутствуют эти последние, то кварц всегда отсутствует.

3. Анортит ($43,3\% \text{ SiO}_2$) присутствует в изверженных породах тем в большем количестве, чем больше содержится в ней CaO (с Озанна); он почти всегда входит в состав плагиоклазов, образуя изоморфные смеси с альбитом; состав

плагноклазов зависит от относительного количества обоих

полевых шпатов.

Кварц, полевые шпаты и их заместители в общем обла-
дают светлой окраской; те породы, которые особенно богаты
этими минералами, в то же время обладают и наиболее
светлой окраской; их поэтому и называют лейкократо-
выми составными частями (*Leukos* — белый).

4. Пироксены, амфиболы, биотит и оливин
в наибольшем количестве выделяются из тех магм, которые
особенно богаты окислами группы / Озана: причем, чем
более бедна магма кремнекислотой, тем в большем коли-
честве взамен метасиликатов (пироксенов) выделяется более
бедный кремнекислотой ортосиликат оливин. Минералы этой
группы обыкновенно обладают темной, почти черной окраской
и присутствие их сообщает темную окраску породе (мела-
нократные составные части, от *melanos* — черный);
породы, содержащие в значительном количестве эти мине-
ралы, обыкновенно окрашены в черный цвет. В породах,
особенно богатых натрием, видную роль играют содержащие
натрий амфиболы и пироксены. В наиболее богатых кремне-
кислотой породах, напр., в гранитах, из темных минералов
чаще всего присутствует биотит; в породах, содержащих
меньшее количество кремнекислоты и щелочей, чаще присут-
ствует роговая обманка; в основных породах наиболее
видную роль играют пироксены.

Второе место в составе изверженных пород занимает
мусковит, иногда играющий роль одной из главных со-
ставных частей: при этом герциновый мусковит никогда не
встречается одновременно с роговой обманкой и пироксе-
нами. Что касается граната, турмалина, титанита,
то они чаще всего присутствуют в изверженных породах,
как второстепенные составные части, и лишь в исключитель-
ных случаях играют важную роль (турмалин в турмалино-
вых гранитах, гранат в гранатовых гранитах и т. д.).

Ряд минералов: апатит, циркон, магнетит, рутил,
корунд, пирит, титанистый железняк, желез-
ный блеск, особенно первые три, присутствуют в извер-
женных породах очень часто, но почти всегда в небольшом
количестве, лишь крайне редко играя более или менее видную
роль в составе породы. Наконец, шпинель, кордиерит,

ортит, эпидот, плавиновый шпат и некоторые другие присутствуют лишь в небольших количествах и всегда играют роль второстепенных минералов.

Помимо перечисленных первичных минералов в изверженных породах могут присутствовать минералы вторичные, т.е. образовавшиеся путем изменения ранее образовавшихся в породе первичных минералов; к числу вторичных минералов относятся частью кварц, затем халцедон, опал, кальцит, цеолиты, хлорит, таляк, частью мусковит, серпент, каолин, серпентин, эпидот, клиноцоизит, цоизит, гранат, везувин, препит, анатаз, брукит и др.

В зависимости от характера ограничения различают минералы идиоморфные, т.е. обладающие формой, обусловленной внутренними свойствами самого минерала, часто с ровными плоскостями, и минералы аллотриоморфные, т.е. такие, форма которых обусловлена исключительно очертаниями тех минералов, с которыми они соприкасаются. Кроме того различают минералы гипидиоморфные, обладающие частью собственными очертаниями, частью же очертаниями, обусловленными формой соседних минералов.

Структура изверженных пород.— Структура изверженных пород обусловлена формой составных частей, их расположением и способом заполнения этими составными частями пространства. На структуру породы, помимо химического состава той магмы, из которой она кристаллизуется, оказывают влияние также физические условия, при которых затвердевала магма, среди которых особенно важное значение имеют температура, давление, скорость затвердевания и масса породы. Насколько большое значение имеет химический состав, видно из того, что ряд структур, характерных для кислых пород, не наблюдается в основных изверженных породах, и наоборот.

В зависимости от степени кристаллизации магмы различают породы полнокристаллические, полукристаллические и стекловатые. В первых все составные части кристаллизованы: такого рода полная кристаллизация вообще характерна для глубинных пород, кристаллизация которых происходит при особенно благоприятных условиях; в излившихся она особенно часто наблюдается в породах основных. В полукристаллических породах

магма частью кристаллизовалась, частью же застыла в виде стекла, что обусловлено менее благоприятными условиями для кристаллизации (быстротой охлаждения, отсутствием минерализаторов). В стекловатых породах вся магма застыла в виде стекла. Последние две структуры характерны для многих излившихся пород, магма которых затвердела на поверхности земли. В некоторых случаях наблюдается вторичная кристаллическая структура, обусловленная кристаллизацией с течением времени первичного стекла, входящего в состав породы.

В тесной связи с условиями затвердения магмы стоит разделение изверженных пород на породы с зернистой и с порфировой структурой.

Зернистая структура (рис. 91, 102), особенно часто на-

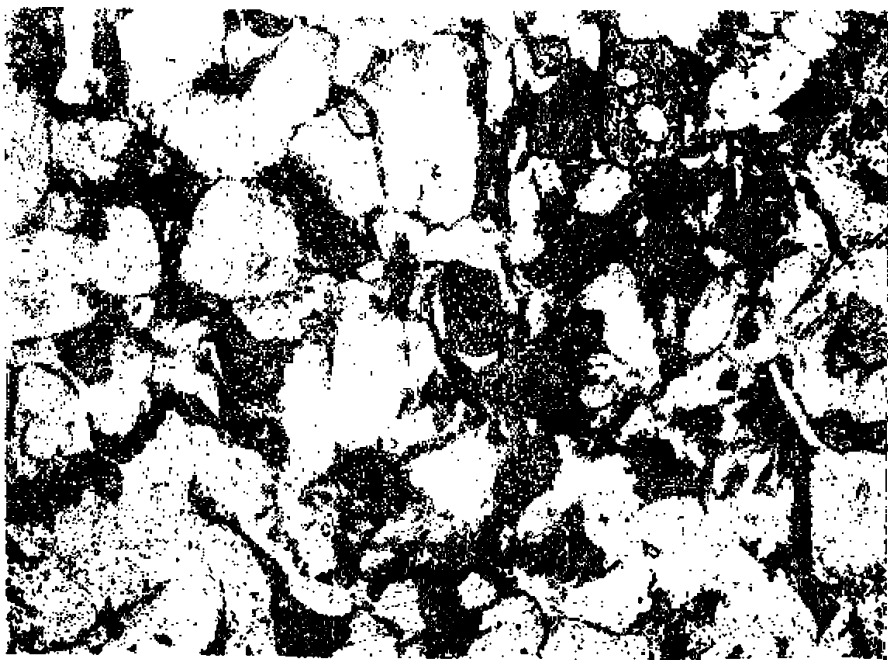


Рис. 91. — Зернистая структура. Биотитово-гиперстеновый гранит.

блюдаемая в глубинных породах, характеризуется тем, что главные составные части породы обладают в общем одинаковыми размерами, нет отдельных индивидуумов, которые выделялись бы своей величиной среди остальной массы породы. В зависимости от условий кристаллизации получаются крупнозернистые, среднезернистые, и

при менее благоприятных условиях, тонкозернистые структуры. Крупнозернистые структуры получаются нередко в тех случаях, когда кристаллизация магмы происходит в присутствии особенно большого количества минерализаторов.

Порядок кристаллизации в зернистых породах определяется а) по степеням идиоморфизма минералов и в) по образованию одними минералами включений в других. Минералы идиоморфные образовались ранее минералов аллотриоморфных по отношению к ним: минералы, образующие включения, образовались ранее тех, которые их содержат.

Во многих глубинных изверженных породах наблюдается следующий порядок кристаллизации:

1. Первыми выделяются минералы, обыкновенно играющие подчиненную роль, именно фосфаты (апатит), железнорудные минералы (магнетит, титанистый железняк), шпинели, циркон, титанит и др.

2. После них выделяются темные минералы, именно магниевые и железистые силикаты, позже магниево-кальциевые и железно-кальциевые силикаты, как напр. оливин, пироксен, амфиболы. При этом ортосиликаты (оливин) выделяются ранее метасиликатов (пироксенов и амфиболов).

3. Вслед за темными минералами начинается выделение бесцветных силикатов, именно кальциевых, кальцево-щелочных и щелочных, в порядке возрастающей кислотности; т. е. анортит выделяется ранее известково-пластовых полевых шпатов, более основные плагиоклазы ранее более кислых, последние ранее щелочных полевых шпатов, нефелина, лейцита.

4. В конце кристаллизации выделяется остающаяся свободной кремнекислота в виде кварца и аморфные продукты затвердевания (стекло).

Начало кристаллизации каждой следующей группы минералов начинается еще до окончания выделения предшествующей ей группы: поэтому степени идиоморфизма одних минералов по отношению к другим уменьшается.

Структура, обусловленная указанным порядком кристаллизации, называется гранитной или типидиоморфной.

фио-зернистой, характерной вообще для многих более кислых глубинных пород, как граниты, сиениты, диориты.

Что касается более основных пород, то в них наблюдаются отступления от этого порядка кристаллизации; нередко известково-натровые полевые шпаты кристаллизуются раньше пироксенов, и получается офитовая или диабазовая структура. Различают также габбровую структуру, при которой степень идиоморфизма полевых шпатов и темных минералов одинакова (одновременная кристаллизация).

Кроме того, среди зернистых структур различают структуру аллитовую или панидиоморфно-зернистую, когда главные минералы обладают в общем одинаковой степенью идиоморфизма, и пегматитовую, при которой отдельные крупные кристаллы одного минерала прорастают многочисленными неделимыми другого (напр., ортоклаз кварцем); при малых размерах взаимно прорастающих минералов получается микропегматитовая структура.

В отличие от зернистой порфировая структура характеризуется тем, что в мелко или тонкозернистой, плотной или стекловатой основной массе присутствуют в большем или меньшем количестве более крупные кристаллы различных минералов, называемые вкрадленниками или порфировыми выделениями (рис. 92). Получение порфировой структуры во многих случаях объясняется тем, что во время охлаждения магмы происходили изменения в окружающих ее условиях. Сперва магма охлаждается на более или менее значительной глубине, при условиях, особенно благоприятствующих ее кристаллизации; в ней начинают образовываться кристаллы различных минералов, которые и достигают той или иной величины; затем происходит извержение магмы, после чего затвердевание ее происходит при совершенно иных условиях—она быстро охлаждается, благодаря уменьшению давления из нее удаляются минерализаторы, и в результате остаток еще не затвердевшей магмы застывает в мелкозернистую до плотной или стекловатую массу.

Так как при извержении магмы одновременно удаляются из нее минерализаторы, условия растворимости минералов в магме изменяются; некоторые из ранее образовавшихся

минералов могут снова раствориться либо вполне, либо отчасти; происходит полная или частичная ресорпция. Так, иногда кварц, который начал уже выделяться в более глубоких горизонтах, в период извержения магмы начинает растворяться, и магма проникает внутрь кристаллов его, растворяя их.

В зависимости от степени кристаллизации основной массы, различают структуры полнокристаллически-

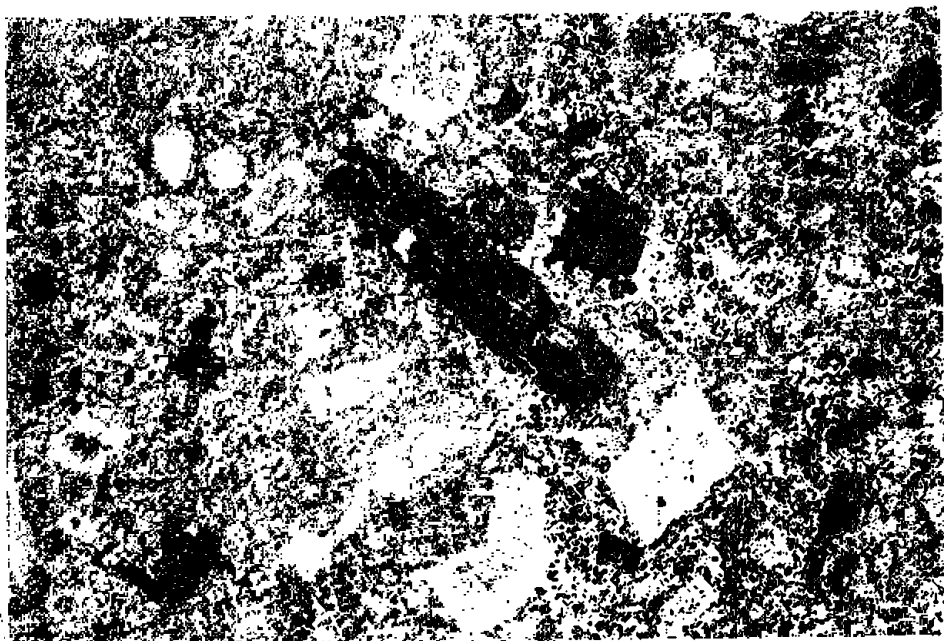


Рис. 92. Порфировая структура. Роговообманковый андезит.

порфировую, полукристаллически-порфиро-
вую, если в основной массе присутствует стекло, и сте-
кловато-порфировую (витропорфировую) или витро-
(фировую), если основная масса не успела кристаллизироваться;
следует иметь в виду, что в некоторых случаях полнокри-
сталлическая основная масса получается, как вторичный
продукт, после перекристаллизации стекла (вторично-
кристаллическая основная масса). Полукристаллически-
порфировая структура может быть интерсертальная,
если преобладают кристаллические индивидуумы, и стекло
выполняет лишь остающиеся промежутки, и гиалопиль-
ная, когда преобладает стекловатая масса, и в ней пла-

вают более или менее многочисленные микролиты: кроме того различают трахитовую структуру, когда основная масса состоит главным образом из микролитов полевых шпатов, образующих флюидальные потоки (в ней стекло может и отсутствовать); если эти микролиты располагаются в полном беспорядке, получается ортофирова́я структура: андезитовая получается тогда, когда основная масса состоит как бы из войлока мелких микролитов, преимущественно полевого шпата, и зернышек, пропитанного стеклом.

При чередовании участков не вполне одинакового состава получается такситовая структура, причем различают етакситовую структуру, когда эти участки располагаются полосами и атакситовую, если участки обладают неправильными очертаниями и порода напоминает брекчию.

Среди структур, обусловленных расположением минералов внутри породы, различают структуры безразлично-зернистые, когда все минералы располагаются независимо от какого-либо определенного направления, флюидальные, когда составные части породы располагаются как бы в виде потоков, обусловленных течениями внутри магмы во время ее остывания, и шаровые структуры; последние могут быть нескольких родов; иногда встречаются граниты, диориты и другие изверженные породы, которые состоят из шаров, в которых отдельные скорлупы обладают неоднородным сложением (рис. 98); в других случаях составные части шаров располагаются радиально лучисто, напр. турмалин в некоторых гранитах.

Степень выполнения пространства минералами обуславливает в свою очередь определенные структуры изверженных пород, именно компактные и пористые; если пустоты заполняются вторичными минералами, получается миндалевидная структура.

Экспериментальные исследования кристаллизации магм.—При решении вопросов о причинах образования тех или иных горных пород большое значение имеют экспериментальные исследования. Исследования, произведенные Лаворио, Этлингом, Фогтом и другими, показали, что во время кристаллизации магм важную роль играет способность магмы переохладаться; нередко магма остается жидкой, хотя

температура ее значительно ниже, чем температура, при которой она должна кристаллизоваться; погружение в такую магму кристалла, встряхивание ее и т. д. вызывает быструю кристаллизацию. Опыты А. Лагорио показали, что различные вещества, входящие в состав магм, обладают не одинаковой способностью переохлаждаться; на основании своих опытов Лагорио установил следующий ряд веществ, входящих в состав магм, в последовательности все большего и большего стремления их к переохлаждению: окислы. Fe —



Рис. 33. Шаровый шферит (корсит). О. Корсиа.

силикаты, Mg — силикаты, $(Fe + Ca)$ — силикаты, $(Mg + K)$ — силикаты, $(Fe + K)$ — силикаты, Ca — силикаты, $(Ca + Na)$ — силикаты, Na — силикаты, K — силикаты. Выделяющиеся в указанной последовательности минералы вызывают кристаллизацию следующих за ними и тем уменьшают степень их переохлаждения. В некоторых случаях, когда кристаллизация переохлажденной магмы еще не началась, под влиянием какой-либо причины может произойти одновременная кристаллизация всей магмы; при особенно сильном переохлаждении кристаллизация может совершенно не произойти.

и тогда получаются такие же стекловатые породы, как и при быстром охлаждении.

В области влияния давления на кристаллизацию магм были сделаны опыты между прочим Этлингом и Тамманом, которые показали, что давление задерживает кристаллизацию, так как способствует переохлаждению; наоборот, понижение давления способствует кристаллизации; но это относится лишь к магмам, лишенным минерализаторов; в сущности, давление способствует кристаллизации, поскольку оно задерживает в магме эти последние.

Особенное значение при кристаллизации магм имеют химические сродства различных веществ, растворенных в магме, друг к другу и их относительные количества. Согласно Лагорио, при одинаковых физических условиях последовательность кристаллизации определяется исключительно действиями масс и сродством оснований между собой и с кремниевой кислотой. Новейшие исследования, главным образом, Мейергофера и Фогта показали, что при кристаллизации магм большое значение должны иметь относительные количества не столько сами по себе, сколько по отношению к так называемой эвтектической смеси. Пусть два вещества A и B дают сплав; температура плавления последнего обычно ниже, чем температура плавления каждого вещества, входящего в состав сплава, в отдельности. Смесь $xA + yB$, которая плавится при наиболее низкой температуре, носит название эвтектической смеси. Эвтектическая зависимость двух веществ графически изображается следующим образом: на ординатах наносятся температуры плавления, на абсциссе — процентные количества веществ в сплаве. Если одно из веществ, напр. A , находится в избытке по отношению к эвтектической смеси, то при охлаждении до температуры более высокой, чем температура эвтектическая, начинает выделяться в твердом виде то вещество A , которое находится в избытке; когда жидкий остаток достигнет состава эвтектической смеси, то при дальнейшем охлаждении оба вещества затвердевают одновременно; получается эвтектика состава $xA + yB$ с характерным для нее строением. При этом, однако, большое влияние может оказывать переохлаждение, под влиянием которого задерживается в большей или меньшей степени выделение второй составной

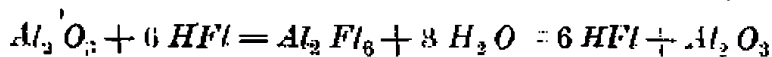
части; первая составная часть, раз начав выделяться, продолжит выделяться и после того, как смесь достигла эвтектического состава, вторая же часть остается еще некоторое время в жидком состоянии.

Фогт исследовал большое количество смесей различных минералов, которые часто образуют эвтектические смеси. Примерами таких смесей могут служить: 70% авгита с 30% оливина; 25% магнетита с 75% оливина; 65% меллита с 35% апортита; 74,25% калиевого полевого шпата с 25,75% кварца и т. д. В том случае, когда магма при кристаллизации дает 74,25% кварца и 25,75% ортоклаза, при затвердевании такой эвтектики оба минерала кристаллизуются одновременно и дают характерную петматитовую структуру; если же в магме имеется избыток SiO_2 по сравнению с эвтектической смесью, именно более 74,25%, сперва выделяется кварц в виде идиоморфных зерен (гранулитовая структура); при избытке калиевого полевого шпата он выделяется раньше, кварц аллотриоморфен по отношению к нему, и получается гранитовая структура.

Эвтектические смеси получаются также и при трех и более компонентах, но при этом изображение таких смесей и их изучение сильно затрудняется. Хотя явления эвтектики играют большую роль в кристаллизации магм, они еще мало изучены, благодаря чрезвычайной сложности состава большинства магм.

Насколько важное значение при кристаллизации магм имеют минерализаторы, доказано экспериментальными работами преимущественно французских минералогов Добре, Фуке, Готфейля, Мишель-Леви и др. Они показали, что целый ряд минералов, как, напр., кварц, ортоклаз, мусковит, амфиболы, нельзя получить в отсутствии минерализаторов, к которым относятся хлористые, фтористые щелочи, вольфраматы, углекислые щелочи, водяные пары, углекислота и др. Какую роль при этом исполняют минерализаторы, до сих пор не выяснено; во всяком случае она может быть тройкого рода: 1) вещество минерализатора существенно необходимо, так как оно входит в состав самого минерала; так, корунд получается при взаимодействии AlF_3 и H_2O или B_2O_3 ; Дельтер получил литиловую слюду, сплавив апдалузит, SiF_4 , KCl и AlF_3 с небольшим количеством

$LiOH$; апатит $Ca_3(PO_4)_2Cl$ кристаллизуется из сплава фосфата и поваренной соли; 2) минерализатор по отношению к образующемуся минералу играет роль растворителя; так, оливин кристаллизуется при сплавлении SiO_2 и $2MgO$ в сплаве хлористого магния; 3) минерализатор играет роль в промежуточной реакции и по окончании ее снова выделяется; так, аморфный глинозем действием плавиковой кислоты и водяного пара переходит в кристаллический корунд; аморфная SnO_2 в присутствии тех же минерализаторов — в кристаллический оловянный камень. Формулы реакций следующие:



для оловянного камня:



Формы залегания изверженных пород.

Магма во время своего поднятия из глубоких частей земной коры в одних случаях достигает поверхности земли, в других застывает на большей или меньшей глубине; в первом случае получаются наземные изверженные породы (эффузивные или излившиеся), во втором — подземные (интрателлурические, интрузивные или глубинные).

В зависимости от того, какую пустоту, образующуюся во многих случаях под давлением самой магмы, заполняет интрателлурическая порода, получаются жилы, лакколиты, штоки, батолиты.

Жи́лы получаются при заполнении изверженной породой трещин (рис. 94); размеры их колеблются в значительных пределах, от нескольких миллиметров до сотен метров толщины, при длине от нескольких метров и менее, до 100 и более километров. В Шотландии вдоль Лох-Ломонда и Лох-Катрина жила базальта тянется на протяжении 100 кил.; жила порфира в Кливленд-Кокфильде и Арматвайте достигает длины до 150 кил.; дифференцированная на гранит — порфир внутри и оливиновый диабаз снаружи жила Брефвена в Швеции имеет длину до 27 кил. при мощности почти до 1¹/₂ кил.

Жилы нередко дают ответвления, апофизы, которые, в свою очередь, могут разветвляться.



Рис. 94.—Жила базальта в песчанике в Арцае.

К ланколитам причисляются хлебообразные (караванеобразные) массы, залегающие среди осадочных пород; они втиснуты между слоями последних и приподнимают их в виде свода. Особенно типичны ланколиты гор Генри в С. Америке; в России ланколиты известны в Крыму (горы Аю-Даг, изверженные породы у Партенита, Кучук-Талбата, м. Плаки, Алушты) (рис. 95), также и на северном Кавказе в окрестностях Пятигорска (гг. Бештау, Развалка, Железная и другие) (рис. 96). Если та магма, которая дала начало ланколиту, была достаточно легкоподвижна, то от ланколита могут отходить в окружающие его породы жилы; в против-



Рис. 95.—Ликколит, м. Пляжа, южный берег Крыма.

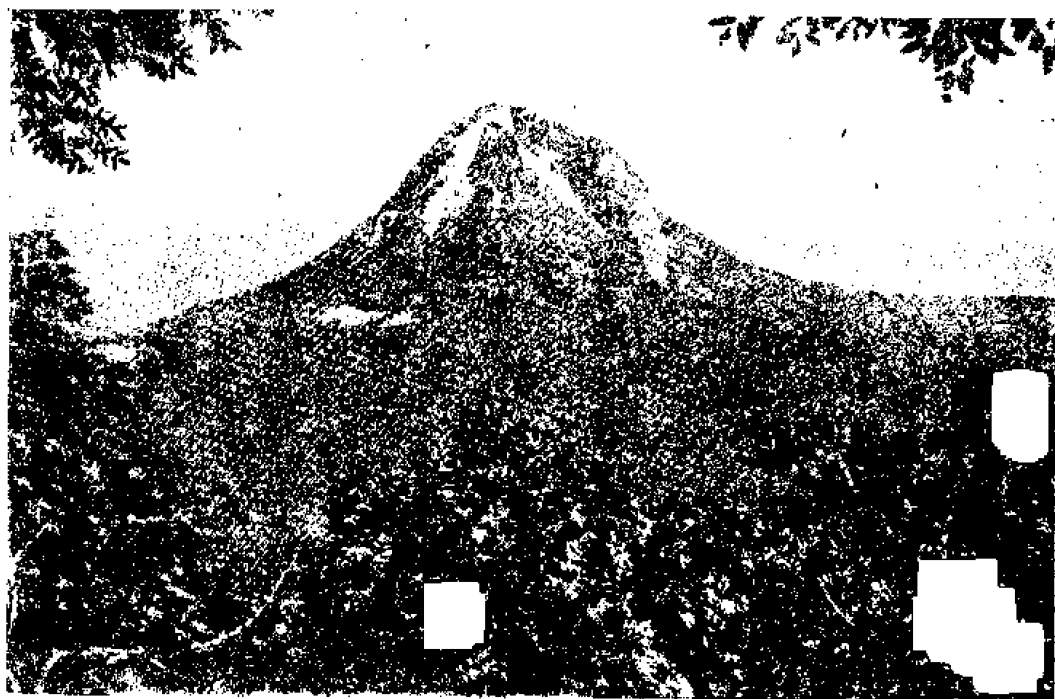


Рис. 96.—Ликколит, г. Развалка, Кавказ.

ном случае жилы почти совершенно отсутствуют (лакколиты Крыма, окр. Пятигорска).

Штоками называются неправильные, больших, нередко громадных размеров массы изверженных пород, имеющие в поперечном разрезе в общем округлую или эллипсоидальную форму, с очень неправильными очертаниями. В некоторых случаях можно наблюдать переходы от штоков к жилам; штоки нередко дают ответвления в виде жил различной мощности и длины; некоторые изверженные породы, как, напр., граниты, особенно часто образуют штоки.

Батолиты представляют собою часто громадных размеров интрузивные массы, занимающие пространство свыше 100 кв. км.

При внедрении в окружающие осадочные породы батолиты не нарушают их напластования и, следовательно, самое поднятие их происходило спокойно: края батолитов в общем не особенно сильно извилисты и дают не особенно большие, сравнительно с величиной самих батолитов, апофизы. Наблюдались верхние части батолитов, также края их, образующие с горизонтом углы в 45° — 60° , иногда более градусов; основание не наблюдалось ни разу даже в тех случаях, когда батолит чрезвычайно сильно денудирован. Все говорит в пользу того, что в противоположность лакколитам, батолиты расширяются по направлению вниз и соединяются с еще жидкими частями земного шара; по всей вероятности, батолиты получаются вследствие проплавления магмой тех пород, с которыми они соприкасаются (граниты Фламманвилья во Франции); они как бы заменяют собой часть слоев, в которые они внедряются.

Батолиты (также и штоки) могут быть не дифференцированы, в других случаях дифференциация магмы может быть и сильно выражена. Можно различать простые батолиты и штоки, образовавшиеся из материала, получившегося во время одного периода извержения, и сложные, получившиеся во время двух или более периодов извержения. Распространение штоков и батолитов самым тесным образом связано с горообразующими процессами; они часто располагаются параллельно тектоническим линиям (Урал, Ю. Америка, западная часть Сев. Америки и т. д.), параллельно

простирацию складок. Самые образования батолитов следовали вслед за окончанием складчатых горообразующих процессов. Состоят батолиты, главным образом, из гранитов, реже из гранодиоритов, диоритов и сиепитов.

Батолиты небольших размеров носят название штоков.

Среди форм залегания излившихся пород различают потоки, покровы, купола.

Образование потоков обусловлено тем, что жидкая легкоподвижная магма при своем излиянии течет по наклонной поверхности; чем круче склон, тем уже поток. Покров получается при излиянии такой же магмы на более или менее ровную поверхность. Если в одном и том же месте происходит многократное образование потоков или покровов, получается система потоков или покровов. Покровы иногда достигают огромных размеров; в Декане известны покровы базальта, покрывающие поверхность в 60.000 кв. кил., при мощности до 1,830 м.; в Исландии они достигают мощности до 3.000 м. и занимают площадь свыше 100.000 кв. кил.

В том случае, когда магма в момент своего излияния очень густа и малоподвижна, она не растекается, но образует так наз. купол, имеющий вид колокола, холма или конуса; типичными представителями таких куполов являются купола фополитов в Рене, в Лужицких горах и др. базальтовые купола в Эйфеле и т. д. Во время извержения Пелевой горы на о. Мартинике в 1902 г. образовалась игла, то же почти и на о. Богослова в 1906—1907 г.г.

Характерную форму залегания представляют **трубки взрыва** (воронки) (рис. 97); это трубкообразные или ворончатые каналы в земной коре, заполненные проникнувшими в них

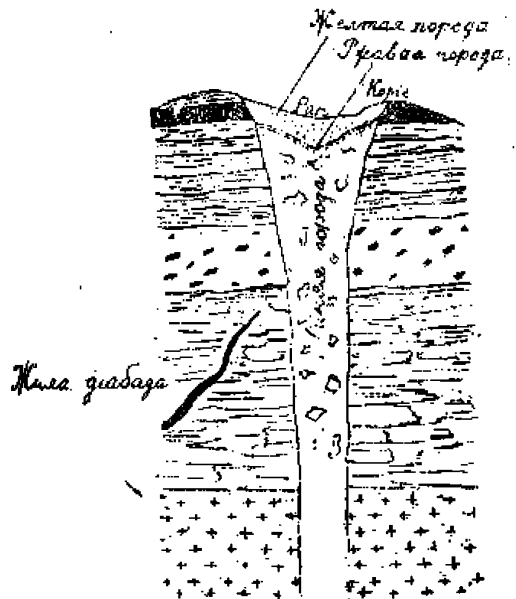


Рис. 97.—Разрез через воронку с азматической породой близ Кимберлея.

после их образования либо рыхлыми продуктами извержений (вулканическими туфами), либо же изверженными породами; такие формы залегания наблюдаются в Швабии, в области Эйфеля (западная Германия), в южной Африке (месторождении алмазов) и др.

Если из одного и того же места потоки выливаются один за другим и растекаются с течением времени по различным направлениям от места своего излияния, и притом извержение происходит спокойно, без взрывов и почти без образования рыхлых продуктов извержения, могут получиться щитообразные вулканы, щиты, характерные для вулканов Гавайских островов.

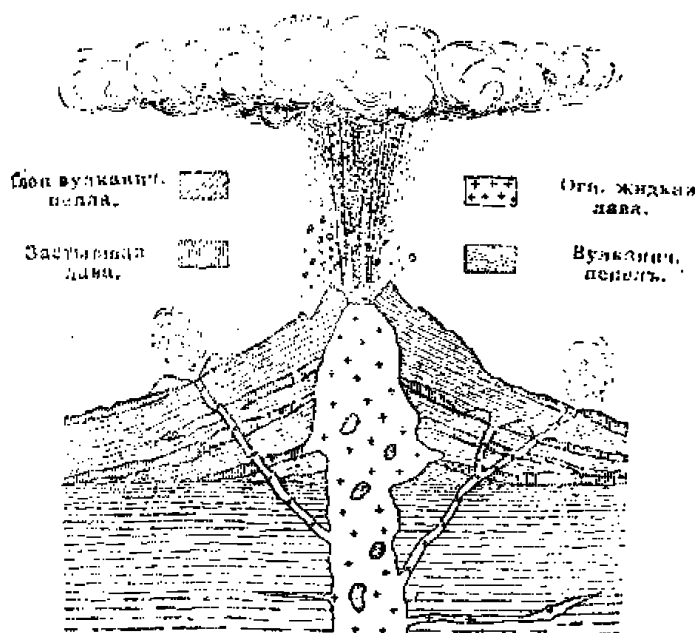


Рис. 98—Строение слоистого вулкана.

В том случае, когда при извержении, благодаря выделению большого количества паров воды и газов, происходят взрывы, и получаются рыхлые продукты извержения, с течением времени образуется слоистый вулкан, внутри которого лава при застывании может образовать так называемое гнездо (рис. 98); в таком вулкане рыхлые продукты извержения чередуются с потоками лавы. Типичным представителем

такого вулкана является Везувий. К рыхлым продуктам извержения относятся вулканические бомбы (рис. 99), достигающие иногда значительных размеров, лапилли (рапилли)—небольшие обломки и кусочки застывшей лавы, вулканический песок и вулканический пепел, нередко чрезвычайно тонкий.

Причина извержений или поднятий магм из более глубоких частей земной коры в более высокие горизонты еще не вполне разъяснена. Наблюдаемые и в настоящее



Рис. 99.—Вулканическая бомба.

время опускания частей земной коры производят сильное давление на нижележащие магмы; одновременно с опусканиями в земной коре образуются трещины, представляющие собою те места, по которым магма, находящаяся под сильным давлением вышележащих масс, имеет возможность подниматься вверх. Помимо опусканий большое значение при поднятии магм играют также выделяющиеся при охлаждении магмы пары воды, которые при более высокой температуре были растворены в магме; выделение паров вызывает увеличение давления внутри магмы и также способствует ее поднятию. Кроме того весьма вероятно, что перед затвердеванием магма несколько увеличивает свой объем, что также способствует увеличению давления и извержению магмы. Поднятие магмы происходит во всяком случае с громадной силой, и она, проникая в трещины, может раздвигать их все больше и больше.

Отдельность изверженных пород. При охлаждении изверженные породы сокращаются, чем вызывается образование в них трещин, разделяющих породу на отдельность.

Различают отдельность пластовую, когда имеются горизонтальные трещины, разделяющие породу как бы на пласты;



Рис. 100—Глыбовая отдельность гранита.

если к этим трещинам присоединяются еще две системы взаимно перпендикулярных вертикальных трещин, порода разделяется или на параллелепипеды (параллелепипедальная отдельность или глыбовая отдельность, если порода распадается на неправильной формы глыбы; рис. 100); трещины могут идти и независимо от горизонтальной плоскости. Иногда образуются трещины, разделяющие породу на четырех, пяти и шестигугольные столбы

(столбчатая отдельность) (рис. 101). Наконец, шаровая отдельность получается в том случае, когда концентрические трещины разделяют породу на шары большей или меньшей величины.

Классификация и номенклатура изверженных пород. Современные классификации изверженных пород находятся еще на стадии развития и далеко не удовлетворительны; среди них можно различать классификации минералогические и классификации химические. Наиболее удобной в настоящее время является классификация горных пород, основанная на минералогическом составе, тем более, что самый минералогический состав является непосредственным отражением химического состава их. При классификации и выборе номенклатуры изверженных пород большие затруднения представляет то, что между различными породами имеются постепенные переходы. В последнее время предложена новая классификация горных пород, основанная на химическом составе их, и самая номенклатура пород, совершенно преобразована; но эта классификация, созданная американскими петрографами, не нашла почвы для своего дальнейшего развития и, являясь крайне искусственной, не может быть

припята в том виде, в каком она существует в настоящее время.

Среди изверженных пород мы можем различать глубинные и излившиеся, причем каждой из глубинных пород может соответствовать сходная с ней по составу излившаяся порода. Но, наряду с этими породами имеется ряд изверженных пород, встречающихся в небольшом количестве, тесно связанных в большинстве случаев с извержеп-

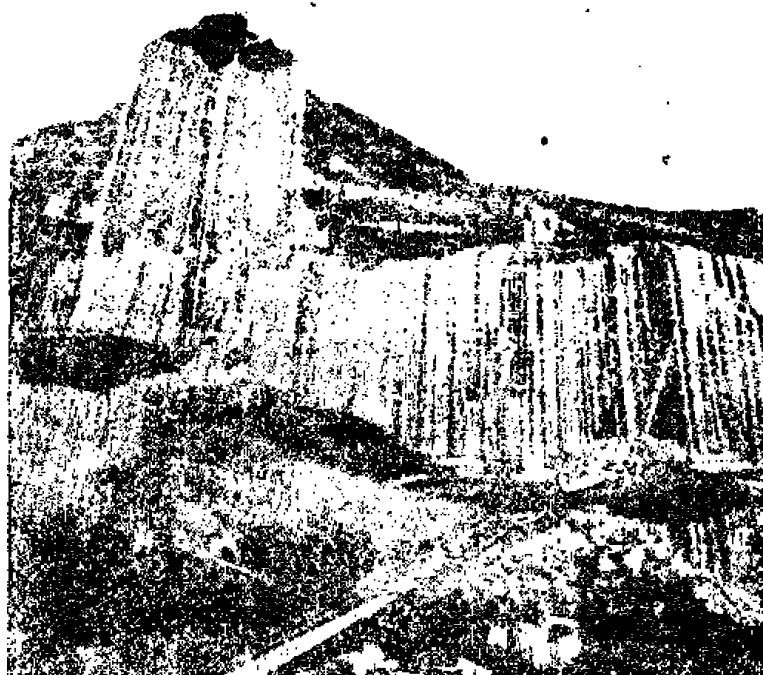


Рис. 101—Столбчатая отдаленность базальта.

ными глубинными породами, то являющихся продуктами расщепления первичной магмы того или иного состава, то образующихся на краях массивов глубинных пород; так как эти породы очень часто образуют жилы сравнительно небольших размеров, они получили название жил; они стоят несколько особняком от излившихся и глубинных пород и сохраняются в настоящее время некоторыми петрографами для большого удобства в описаниях и классификации ряда разнообразного состава пород, играющих второстепенную роль.

Так как в горных породах наибольшее значение имеют полевые шпаты, минералы разнообразного состава и притом легко определяемые, то самая классификация может быть основана на распределении в породах этих минералов и их заместителей. Различают:

1. Породы, богатые ортоклазом или ортоклазовые.
2. Породы с преобладающим плагиоклазом или плагиоклазовые.
3. Породы, содержащие заместителей полевых шпатов или фельдшпатитовые.
4. Породы без полевых шпатов и их заместителей.

Дальнейшие подразделения основаны на присутствии или отсутствии кварца, затем на присутствии тех или иных минералов из числа главных составных частей.

I. Глубинные породы.

A. Преобладает калиевый полевой шпат:

- a) С кварцем. Семейство гранитов.
- b) Без кварца. Семейство сиенитов.

B. Полевой шпат почти исключительно плагиоклаз:

- a) Плагиоклаз кислый. Семейство диоритов.
- b) Плагиоклаз основной. Семейство ~~даббро~~ и норитов.

C. Наряду с калиевым полевым шпатом присутствуют заместители его. Семейство элевонитовых и лейцитовых сиенитов.

D. Щелочные полевые шпаты замещены лейцитом, нефелином и др. в большей или меньшей степени: семейства эссекситов, тералитов и шонкинитов.

E. Щелочные полевые шпаты совершенно замещены их заместителями. Семейство ийолитов и миссуритов.

F. Полевые шпаты и их заместители отсутствуют: семейство перидотитов и пироксенитов.

II. Излившиеся породы.

A. Излившиеся аналоги семейства гранитов: липариты, пантеллериты, комендиты; кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры.

B. Излившиеся аналоги сиенитов: трахиты, бескварцевые порфиры и кератофиры.

С. Излившиеся аналоги диоритов:

а) с кварцем: дациты и кварцевые порфи-
риты.

б) без кварца: андезиты и порфириты.

Д. Излившиеся аналоги габбровых пород: базальты, мелафиры и диабазы.

Е. Излившиеся аналоги элеолитовых и лейцитовых сиенитов: фонолиты и лейцититофиры.

Ф. Излившиеся аналоги эссекситов: трахидолериты.

С. Излившиеся аналоги тералитов: тефриты и базальтиты.

Н. Излившиеся аналоги миссуритов: лейцитовые породы.

Ж. Излившиеся аналоги ийолитов: нефелиповые породы.

К. Излившиеся аналоги перидотитов: пикритовые порфириты.

Л. Кроме того существуют мелилитовые базальты, лимбургиты и авгититы, не имеющие глубинных аналогов.

Что касается жильных пород, то среди них можно различать две большие группы:

А. Аплитовые породы и пегматиты.

В. Тампрофировые породы.

1. Глубинные породы.

Граниты.

Граниты представляют собою глубинные зернистые (гипидиоморфно-зернистые), иногда порфировидные массивные породы, состоящие из кварца, щелочного полевого шпата и какого-либо темного минерала, чаще всего биотита, реже амфибола, еще реже пироксена, к которым присоединяются, часто как главные составные части, плаггиоклазы иногда также мусковит. В числе второстепенных минералов имеются графат, апатит, циркон, титанит, магнетит, кордиерит и некоторые другие. Благодаря тому, что количество темных минералов в гранитах обыкновенно очень невелико, окраска

большинства гранитов светлая и обусловлена окраской полевых шпатов. Особенно темно окрашены обыкновенно граниты с пироксенами.

Из щелочных полевых шпатов чаще всего присутствуют ортотлаз и микроклин в виде неправильных зерен или плохо ограниченных таблитчатых по *М* кристаллов, особенно хорошо образованных в порфировидных разновидностях. Характеризуются блеском на плоскостях спайности по *Р* и по *М*; окраска их разнообразна: белая, синевато-серая, красновато-фиолетовая, часто мясокрасная различных оттенков; иногда окраска темная, почти черная (рамакиви окр. м. Городища Черкасского у., Киевской г.). Нередки карлсбадские двойники. Под микроскопом характеризуются помимо описанных выше свойств тем, что часто содержат вросстки альбита и олигоклаза-альбита (пертит и микропертит) и обыкновенно более или менее сильно разрушены; иногда содержат в большом количестве идиоморфные включения кварца.

Плагноклазы в большинстве случаев принадлежат к кислым членам ряда (олигоклаз до андезина); в богатых щелочами и бедных CaO гранитах плагноклазы заменяются альбитом. Плагноклазы образуют обычно меньшей величины зерна, но более идиоморфные, чем микроклин и ортоклаз. Характеризуются блеском на плоскостях спайности по *Р* и по *М* и тонкой двойниковой штриховатостью на плоскости *Р*, лучше всего видимой в лупу. Окраска плагноклазов белая, серая, иногда зеленоватая и желтоватая, реже красноватая или темная до почти черной. Под микроскопом характеризуется между прочим штриховатостью по альбитовому закону, реже по периклиновому; иногда заметна слабо выраженная зонарная структура, обусловленная неодинаковым составом отдельных зон в кристаллах их, что заметно по неодновременному угасанию зон при скрещенных николях. В общем содержание плагноклазов в гранитах увеличивается с увеличением содержания темных минералов (биотита, пироксенов).

Кварц образует по большей части неправильные зерна, представляя собой последний по времени продукт кристаллизации. Он идиоморфен в двуслюдяных и особенно в мусковитовых гранитах, где кристаллизация его шла одновременно с

продолжавшейся кристаллизацией полевых шпатов. Окраска его обычно дымчато-серая или белая; в раздробленных гранитах напоминает сахар; реже окраска его красная (граниты Мейсена в Саксонии) или голубая (гранатовые граниты Винницы Подольской губ., с. Белиловки Киевской губ. и др.). Под микроскопом воднопрозрачен и богат включениями жидкостей; обычно угасает на всем протяжении зерна одновременно; в раздробленных или спрессованных гранитах обнаруживает волнистое угасание, нередко также агрегатное угасание.

Биотит образует небольшие таблитчатые по базису листочки, с сильным блеском на плоскостях спайности. Окрашен в темно-бурый, почти черный цвет, под микроскопом коричневый различных оттенков (плеохроизм!), реже наблюдается зеленая окраска его. Иногда переходит в зеленый хлорит и др. минералы. Мусковит лишь в немногих гранитах присутствует, как первичная составная часть, в виде неправильных перламутрово-белых, иногда зеленоватых или желтоватых листочков: иногда в параллельном сростании с биотитом.

Из амфиболов чаще всего присутствует обыкновенная черная роговая абманка с довольно сильным блеском на плоскостях спайности (угол $124^{\circ} 30'$), чаще всего несколько вытянутая в длину по вертикальной оси, чем, между прочим, отличается от авгита; в шлифе окраска то, чаще, зеленая, то коричневая; нередко двойники по (100). В щелочных гранитах присутствуют натровые-амфиболы, арфведсонит и рибекит.

Пироксены представлены в большинстве случаев авгитом, в некоторых гранитах ромбическими пироксенами (гиперстеном); сходны с роговой обманкой по окраске, отличаясь несколько менее совершенной спайностью по призме с углом в 87° — 88° ; под микроскопом отличия резкие. В щелочных гранитах на ряду с авгитом присутствуют, иногда совершенно заменяя его, эгириин-авгит и эгириин, не отличимые простым глазом от пироксенов другого состава.

Содержание железно-рудных минералов (магнетита в виде черных неправильных зернышек, железного блеска и др.) в гранитах невелико; титанит образует округлые

зерна или же ясные кристаллы темнокоричневого цвета, сильно блестящие; апатит в виде мелких столбиков и удлиненных зерен микроскопических размеров вместе с цирконом обыкновенно образует включения в биотите; кроме того присутствуют голубые зерна кордиерита (в редких случаях), иногда также гранат в виде красных изометричных зерен, турмалин в виде черных зерен или игольчатых кристаллов, в некоторых гранитах собирающийся в отдельных участках в наибольшем количестве, окрашивая эти участки в черный цвет (турмалиновые солнца).



рис. 102. — Гранит. Гнивань.

Структура гранитов зернистая (гипидиоморфно-зернистая) (рис. 102) иногда порфировидная; последовательность выделений минералов та, которая приведена выше (стр. 156); иногда, как, напр., в гранитах, богатых мусковитом, частью в рапакиви, наблюдаются отступления от этого правила: кварц обладает довольно резко выраженным идиоморфизмом по отношению к калиевым полевым шпатам.

Удельный вес гранитов в общем не велик, близок к 2,660 (Гэли)—2,682 (Бекке).

Химический состав. В зависимости от химического состава граниты можно разделить на две большие группы. К первой группе принадлежат граниты, богатые одновременно и щелочами, и окисью кальция, т. е. *а* и *с* по Озайну; эти граниты характеризуются присутствием в них как калиевых полевых шпатов, так и плагиоклазов (кислых); они широко распространены в Европе и Азии; их называют нормальными или щелочно-кальциевыми гранитами. В противоположность им в ряде других гранитов, пользующихся довольно широким распространением в Америке, в Африке, *CaO* почти совершенно отсутствует и преобладают щелочи; граниты такого рода называются щелочными; в минералогическом отношении они характеризуются тем, что в них присутствует наряду с калиевым полевым шпатом в большом количестве почти чистый альбит, плагиоклазы отсутствуют.

Содержание кремнекислоты в гранитах обыкновенно велико, *S* по Озайну колеблется между 65 и 83,5. Весовое содержание различных окислов в гранитах следующее: SiO_2 около 70% сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ колеблется около 8% обыкновенно несколько меньше; *CaO* обыкновенно меньше 3%; содержание *MgO* большей частью меньше 1%. В щелочных гранитах количество *CaO* понижается до десятых и сотых процента. При этом в гранитах, богатых пироксеном, обыкновенно содержится меньшее количество кремнекислоты, большее *MgO*, *FeO* и *CaO*, чем в богатых биотитом.

Примеры анализов гранитов.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
I.	77,61	11,94	0,55	0,87	сл.	0,31	3,80	4,98	0,23
II.	73,30	12,33	2,58	1,28	0,26	0,46	4,55	4,20	0,86
III.	73,31	12,41	3,85	0,21	0,30	0,20	3,72	3,93	1,05
IV.	74,03	13,60	0,09	0,05	0,15	0,30	3,71	2,14	1,17
V.	68,23	16,42	2,67	2,06	0,35	1,25	3,34	3,62	0,86
VI.	71,93	15,27	0,59	2,10	0,46	1,60	2,61	5,30	0,69
VII.	68,47	14,91	2,34	0,64	1,26	2,95	3,96	4,42	0,59
VIII.	67,34	15,05	1,62	2,14	1,30	3,11	3,37	3,60	1,00
IX.	70,41	16,14	—	1,19	0,87	2,47	2,70	5,64	1,28
X.	65,65	16,84	4,01	—	0,13	2,47	5,27	5,64	0,30
XI.	67,25	17,66	3,76	—	2,30	2,70	2,97	2,93	0,78

XII.	69,03	13,84	1,70	3,41	0,12	1,83	3,89	3,51	0,94
XIII.	69,53	15,48	1,40	1,22	1,18	2,77	4,20	3,98	0,42
XIV.	69,21	14,41	1,98	1,67	1,15	2,10	3,48	4,23	0,83
XV.	69,42	14,78	1,62	1,67	0,97	2,15	3,28	4,07	0,78

I. Щелочной грапит с рибекитом. Массачузетс, С. А. II. Среднее из 12 анализов щелочных гранитов по Делю: 0,11% TiO_2 ; 0,02% MnO ; 0,03% P_2O_5 . III. Биотитовый грапит, Мариупольский у., Екатеринославской г. IV. Биотитовый грапит, Яблоновский хребет. V. Биотитовый грапит. Р. Садон, Кавказ. VI. Двуслюдяной грапит. Фихтель, Германия. VII. Гранит. Р. Суатис-Доп. VIII. Гранит. Дарьянское ущелье. 0,51% TiO_2 . IX. Мелкозернистый биотитовый грапит. Дых-су. X. Гиперстеновый грапит. Нью-Йорк, С. А. XI. Гранатовый грапит. Сказаны, Ушицкого у. Подольской г. XII. Рапакиви. Малли. Радомисельский у. Киевской г. XIII. Биотитовый грапит. Дых-Су. Кавказ. XIV. Среднее из 20 анализов щелочноземельных гранитов по Делю: 0,11% TiO_2 ; 0,12% MnO ; 0,30% P_2O_5 . XV. Среднее из 236 анализов гранитов по Делю. 0,30% TiO_2 ; 0,13% MnO ; 0,06% BaO ; 0,02% SrO ; 0,24% P_2O_5 .

Граниты пользуются чрезвычайно широким развитием, выступая в громадных массах почти повсюду, где имеются кристаллические породы; особенно часто входят в состав так называемых архейских образований.

А. Норчальные граниты.

Из гранитов наиболее часто встречаются биотитовые граниты, в которых из темных элементов присутствует лишь биотит, мусковит отсутствует; в Германии они получили название гранититов. В громадных массах встречаются на Юго-Западе России, в губ. Волынской, Подольской, Киевской, Херсонской, Екатеринославской, Таврической, также Полтавской и др.; прекрасные граниты такого рода имеются, напр., в окр. Белой Церкви, Умани, Коростышева, Житомира, м. Городища и др. В больших массах биотитовые граниты выступают также на Урале, на Кавказе, в Финляндии, на Алтае, в Яблоновом, Становом хребтах и др. горах Азии; в Западной Европе выступают громадными массами на Скандинавском полуострове, в Германии (в Шварцвальде, Оден-

вальде, Фихтеле и др. горах), во многих местах Франции, в Пиринеях, Альпах, Карпатах, Аппенипах, Балканах. Известны они также во многих местах С. и Ю. Америки, Африки и др.

С биотовыми гранитами тесно связаны двуслюдные граниты, в которых наряду с биотитом присутствует также мусковит; эти граниты в Германии называются собственно гранитами. Они пользуются значительно меньшим распространением, чем биотитовые граниты: выступают в тех же областях, где выступают и последние.

Гранатовые граниты, выступающие в значительных массах в окр. Винницы, Подольской г. в некоторых местностях Киевской г. (с. Велиновка, Бердичевского у. и др.), характеризуются богатством красными зернами граната и голубой окраской кварца; они представляют собою разновидность биотитовых гранитов.

Малую роль, сравнительно с биотитовыми гранитами, играют граниты роговообманково-биотитовые; наиболее интересной разновидностью их является рапакиви, выступающие в значительных массах в Финляндии (окр. Выборга, Аландские о. и др.), в Швеции (о. Рюде, Онгерман и др.), также и в Киевской губ. (окр. м. Корсуни Капевского у., м. Городище Черкасского у., м. Малина Радомысльского у.). Рапакиви характеризуется своей большей частью крупнозернистой структурой и составом из кварца, красноватого, сероватого или бурого микроклина, образующего обыкновенно крупные округлые, ийцевидной формы зерна (порфировидные выделения), часто окруженные оболочкой из зеленого или иного цвета олигоклаза; эти же минералы вместе с роговой обманкой и биотитом образуют и основную массу породы, расположенную между овоидами микроклина; в рапакиви Киевской г. присутствует также в некоторых случаях моноклинический пироксен и бесцветная роговая обманка (киевит). Кроме того присутствуют небольшие количества плагиоклаза, апатит, циркон, магнетит и др. минералы; окраска рапакиви в общем то зеленоватая, иногда довольно темная, то розоватая и красноватая, иногда темно-коричневая.

Роговообманковые граниты встречаются довольно редко: Оденвальд, Англия, изредка в Финляндии, на юге России, также на Кавказе (Алагез близ Ардубана).

Также редко выступают **пироксеново-биотитовые граниты**, как, напр., в некоторых местах Вогез, в небольшом количестве на Кавказе (Дамерцдаг), на Суматре; довольно широким развитием пользуются они на юге России, главным образом, в Подольской губ. по берегам Буга и Днестра; выступают и в Чигиринском у. Киевской г. (окр. м. Каменки); в них пироксен по большей части гиперстен (**гиперстеново-биотитовые граниты**); в некоторых из них присутствует также и диаллаг, как, напр., в гранитах на берегу р. Мурафы Подольской г., Могилевского у.

Не чаще встречаются и **пироксеновые граниты**; **диаллаговый гранит** выступает на Магнитной г. на южном Урале; **габбровые граниты** Швеции содержат наряду с диаллагом также роговую обманку и биотит. Особенно интересны из них **гиперстеновые граниты**, выступающие в значительных массах по р. Бугу в Подольской губ., связанные с упомянутыми выше гиперстеново-биотитовыми гранитами как распространением, так и постепенными переходами; они отличаются темной, почти черной окраской, голубой окраской кварца, присутствием местами граната и диаллага. Чрезвычайно близкие породы выступают в Ост-Индии (Мадрас), тоже с голубым кварцем, диаллагом и гранатом; они получили там название **чарнокитов**.

Мусковитовые граниты встречаются большей частью небольшими жилами, в крупных массах встречаются редко (Баварский лес). **Турмалиновые граниты**, в которых биотит более или менее, иногда вполне, замещен черными, часто удлинненными, кристаллами турмалина, известны, между прочим, в окр. Житомира (Соколова гора).

В. Щелочные граниты.

Щелочные граниты, среди которых, в зависимости от присутствия того или иного темного минерала, различают **щелочные биотитовые, эгириновые, эгиринов-агитовые, арфведсонитовые, рибекитовые** и др. граниты, в Европе и в Азии играют сравнительно с нормальными гранитами вполне подчиненную роль. В Европе известны на Кольском полуострове, в окр. Христиании (южная Норвегия), в Швеции, на Корсике, на Добрудже и некоторых других местах. В больших массах встречаются в

Гренландии, Северной Америке (Массачусетс, Колорадо и др. штаты), в Африке (Мадагаскар, Абиссиния).

Формы залегания гранитов. Граниты большею частью образуют батолиты и штоки разнообразных размеров, иногда в десятки верст в поперечнике; форма некоторых штоков гранитов приближается к форме лакколитов. В некоторых случаях граниты образуют жилы крайне разнообразных размеров — от измеряемых сантиметрами до сотен метров мощности.

В гранитах нередко наблюдаются участки различной величины и формы, иного состава, чем самый гранит; среди этих участков можно различать более темные, чем гранит, характеризующийся тем, что в них собрались в особенно большом количестве темные составные части гранита (биотит, амфиболы, пироксены), также апатит, циркон, магнетит и др.; они носят название основных выделений (шпиров); в некоторых случаях образование их обусловлено присутствием в граните захваченных при извержении его глыб осадочных пород, местами сохранившихся и перекристаллизованных; в других случаях в граните наблюдаются светлые участки — в виде жил аплитов или неправильных участков и жил пегматитов, характеризующихся составом главным образом из кварца и полевых шпатов.

Формы отдельности гранитов большею частью параллелепипедальные (рис. 103), в некоторых случаях столбчатые или пластобразные; иногда неправильные. При особенно сильной степени разрушения гранита он распадается на отдельные глыбы, нагроможденные одна на другую — получается море скал (развалки). При быстром и энергичном разрушении гранитов, если граниты притом сланцеваты, получаются в высоких горах остроконечные гребни (Альпы, рис. 104), в низких, когда разрушение уже подвинулось далеко вперед и гранит массивен, — сглаженные формы гор и покатые склоны (Германии, рис. 105).

Возраст гранитов разнообразен. В большинстве случаев граниты входят в состав архейских образований, залегая в виде штоков, лакколитов, жил в древних гнейсах (Финляндия, южная Россия, Швеция, Канада и др.), и тогда возраст их в большинстве случаев архейский. В других случаях граниты образуют штоки, залежи и жилы в палеозойских,



Рис. 103. —Параллелепипедальная отдельность гранитов. М. Буки, Уманского у. Киевской г.

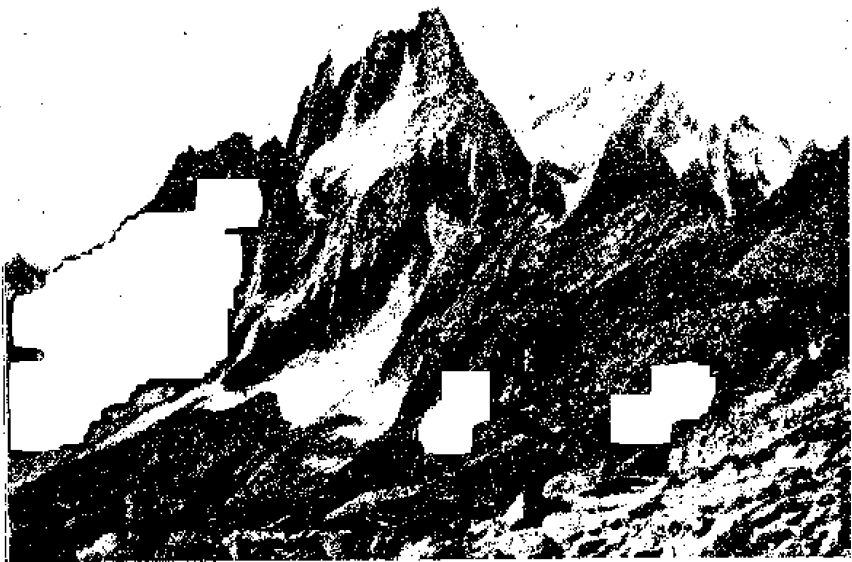


Рис. 104. —Формы разрушения сланцеватого гранита в Альпах.

большей частью наиболее древних, слоях, и местами превращают их в кристаллические сланцы; таковы многие граниты Баварии, Богемии, Рудных гор, Шварцвальда и других гор Германии, также некоторые граниты Франции и др. стран; возраст их палеозойский. Наконец, в некоторых местах граниты проникают в более юные слои и изменяют их; возраст их то мезозойский (граниты Альп, Пиреней, Карпат; на о. Сахалине жилы гранитов прорезывают меловые сланцы), то даже кайнозойский (граниты Анд в южной Америке).



Рис. 105. — Округлые формы массивного гранита в Пенолиновых горах.

Изменения гранита после образования его могут быть обусловлены различными причинами: а) влиянием газов и паров, поднимающихся из недр земли — пневматолитические процессы, б) влиянием атмосферных вод (явления выветривания) и в) действием горообразующих сил (диapedометаморфизм).

Под влиянием пневматолитических процессов могут происходить глубокие изменения гранитов; в некоторых случаях они теряют полевой шпат, который замещается кварцем и литиновой слюдой — получается грейзен;

в других случаях в нем появляется в большом количестве турмалин и др. минералы; иногда он постепенно переходит в тальковый агрегат. Можно думать, что и переход гранита в каолин часто обусловлен главным образом пневматолитическими процессами.

Под влиянием выветривания в гранитах появляется буроватая окраска; граниты пронизываются массой тонких трещинок и мало изменяя свой состав, разрушаются; получается так называемая жерства. В других случаях полевые шпаты переходят, главным образом, в агрегат мелких серицитовых чешуек (серицитизация гранита), или полевые шпаты при разрушении своем могут дать начало мелким листочкам и чешуйкам белого каолина (каолинизация гранита); при серицитизации и каолинизации гранит становится мягким и легко поддается действию текучих вод, которые уносят частицу его за другой.

В некоторых случаях одновременно с образованием каолина в довольно большом количестве получается опал; смешиваясь с каолином, опал дает довольно твердую белую массу, которая ранее принималась за самостоятельный минерал и называлась пеликанитом; самые граниты получили название пеликанитовых; в больших массах такие граниты выступают в Киевской г. (Бердичевский, Уманский, Звенигородский и др. уезды); вероятнее всего, они представляют собою, судя по условиям их залегания, продукты пневматолитических процессов.

При горообразующих процессах развивается сильное одностороннее давление, под влиянием которого составные части гранитов раздробляются в большей или меньшей степени; кварц при этом прежде всего приобретает волнистое угасание: при вращении столика микроскопа между скрещенными николями зерно угасает не сразу, но угасание проходит как бы волной по зерну. При более сильном раздроблении зерно кварца распадается на большее или меньшее число отдельных, независимо одни от других угасающих участков, при чем часто наблюдается распределение этих участков столбами; получается катаклазовая структура; при более сильном раздроблении структура может быть названа мозаичной. В полевых шпатах катаклазо-

вые явления обыкновенно выражены более слабо, но и здесь иногда зерна распадаются на агрегат более мелких зерен; в плагиоклазах наблюдается изогнутость и излом двойниковых полосок; слюды расцепляются и волнисто изгибаются. В некоторых случаях граниты могут быть совершенно истерты, превращены в роговиковую, часто почти черную, плотную массу, в которой лишь с трудом можно узнавать мельчайшие зерна кварца, полевых шпатов, чешуйки слюд; такого рода раздробление гранитов наблюдается в гиперстеновых и гиперстеново-биотитовых гранитах Гниvani (Подольской г.), в некоторых биотитовых гранитах юга Киевской г. (Звенигородский и Уманский уезды). Обыкновенно же (Альпы, Пиренеи и др.) раздробление гранитов не идет так далеко; они, сохраняя свой минералогический состав, приобретают резко выраженную сланцеватую структуру, при чем сланцеватость, обусловленная главным образом расположением листочков слюды, перпендикулярна направлению давления.

Контакты гранитов с другими породами. Во время извержения и остывания гранитной магмы в породах, находящихся вблизи ее, могут происходить глубокие изменения, обусловленные как высокой температурой гранитной магмы, так и действием тех газов и паров, которые выделяются из магмы во время ее затвердевания; эти изменения тем больше: а) чем больше масса гранитной магмы и б) чем на большей глубине происходит извержение магмы. Различные породы неодинаково сильно изменяются.

Контакты с глинистыми сланцами. В контактах с гранитом глинистые сланцы испытывают глубокие изменения, в одних случаях без изменения химического состава (происходит простая перекристаллизация сланцев), в других случаях перекристаллизация сопровождается более или менее сильным изменением химического состава сланцев. В первом случае (Вогезы, некоторые места Рудных гор и др.) вдали от гранита в глинистом сланце появляются видимые простым глазом черные пятнышки, в которых скопляется пигмент (углистые частички, магнетит), сперва равномерно распределенный в глинистом сланце; получается пятнистый или узловатый глинистый сланец; иногда одновременно могут начать кристаллизоваться и некоторые новые минералы, именно андалузит (разновидность его хнастолит),

получается хиастилитовый сланец. Ближе к граниту наблюдается полная перекристаллизация сланца, в нем образуются кварц, биотит, мусковит, иногда полевой шпат, причем сохраняются как узелки, так и сланцеватость; получается узловатый слюдяной сланец. Еще ближе к граниту перекристаллизация становится еще более полной, в большом количестве появляются новые минералы, среди них особенно часто — кордиерит, ставролит, андадузит; пятнистость теряется и при сохранении сланцеватости получаются слюдяные сланцы и гнейсовидные породы; если же при этом сланцеватость исчезает, получается ясно кристаллическая роговиковая порода, называемая также корнубианитом, в которой иногда присутствует и кордиерит в виде как бы порфировидных крупных зерен (Тарбагатай бл. Алтай). Эти породы часто характеризуются тем, что зерна почти всех минералов, входящих в их состав, исключая андадузита, граната и нек. др., обладают неправильными, аллотриоморфными изометричными очертаниями; получается типичная роговиковая или мостовидная структура, весьма сходная со сложением булыжной мостовой.

Во втором случае происходят изменения химического состава главным образом благодаря тому, что в глинистые сланцы, параллельно их сланцеватости, проникают в огромном количестве прожилки гранитной магмы так наз. аплитового характера, почти совершенно лишенной темных элементов: происходит инъекция глинистых сланцев гранитной магмой; так как сланец до инъекции часто перекристаллизован, превращен в глубоких зонах земли в слюдяной сланец, в результате инъекции получаются породы, весьма сходные с некоторыми гнейсами; такого рода инъекция происходит на особенно больших глубинах внутри земной коры; примерами такой инъекции могут служить отношения между гранитами и гнейсами в области Мон-Блана (Альпы), в области Пиреней, в Бретани, в Баварском лесу.

Известняки и мергели — в контакте с гранитом перекристаллизуются и переходят: первые — в кристаллические известняки или мраморы, вторые — в богатые различными силикатами (гранатом, везувианом, эпидотом и др.) кристаллические известняки.

Пески и песчаники—в контакте с гранитом могут перейти в кварциты, но во всяком случае в контакте они изменяются сравнительно очень мало.

Глубокие изменения в контакте с гранитами могут испытывать различные другого состава изверженные породы; так диабазы и габбро могут переходить в амфиболиты и другие породы.

Выделяющиеся из гранитной магмы газы, поднимаясь в особенно больших количествах по трещинам внутри горных пород, дают начало образованию в трещинах и прилегающих породах новых минералов, как, напр., топазу, турмалину, оловянно-му камню, аксиниту и друг.; таким именно образом образуются топазовые и турмалиновые породы.

При добыче гранитов огромное значение имеет присутствие трещин отдельности, значительно облегчающих разработку этих пород; они зато мешают добыче крупных массивов. Во многих случаях при разработке гранитов обращается внимание на тончайшие трещинки, заметные только опытному глазу (*filone maestro* у итальянцев); по ним легче всего идет раскол породы. Трещины эти обусловлены в одних случаях горообразующими процессами, в других — следствием сжатия во время охлаждения.

Сопротивление давлению гранитов в среднем 1500 килогр. на 1 кв. сантим.; иногда (в крупнозернистых разновидностях) оно понижается до 500 кил. на кв. см., в других (мелкозернистых) повышается до 2200 кил. иногда даже 3000 кил. на кв. см. Сильно колеблется и сопротивление разрыву, в среднем 30 килогр. на кв. см.

Быстрые изменения температуры вредно отражаются на гранитах, и они тогда быстро разрушаются, что наблюдалось во время пожаров построек. Хорошо противостоят изменениям погоды, в особенности в более мелкозернистых разновидностях. Сравнительно легко поддаются обработке. Пористость и изнашиваемость их малы. Окраска часто красивая (белая или светлосерая, красноватая, зеленоватая, изредка—Каневский у., Киевской губ., Подольская г.—черная). В присутствии серного колчедана с течением времени появляются бурые пятна.

Применяется чрезвычайно часто в постройках (фундаменты, лестницы, колонны), при устройстве водопроводов,

железнодорожных сооружений, мостов и т. д., монументов; прекрасный камень для мостовых (булыжник и кубиковый); иногда применяются в качестве жерновов, напр., в окр. Богуслава, Киевской г. Слюдя из пегматитов широко применимы в технике (Канада, Сев. Россия), для ламповых цилиндров, печей, вместо стекол в домах и т. д.; полевые шпаты пегматитов часто применимы в керамике.

С и е н и т ы.

Сиенитами называются глубинные массивные зернистые полнокристаллические ортоклазовые породы, главными составными частями которых являются щелочной полевой шпат и какой-либо темный минерал (амфибол, пироксен или биотит).

Кварц либо совершенно отсутствует, либо присутствует в незначительном количестве с обычными для кварца гранитов свойствами.

Щелочные полевые шпаты представлены здесь так же, как и в гранитах, ортоклазом и микроклином с тем же характером. Из плагиоклазов чаще всего присутствуют члены ряда олигоклаза и андезина. В щелочных сиенитах, представляющих собою как бы продолжение таких же гранитов, плагиоклаз замещается альбитом. Из темных минералов чаще присутствует роговая обманка, реже биотит и моноклинический или ромбический пироксен, с теми же свойствами, как в гранитах; в щелочных сиенитах наблюдается присутствие пирровых пироксенов и амфиболов. Часто и в довольно большом количестве в сиенитах присутствует титанит, в виде сильно блестящих темных коричневых зерен и кристаллов. В некоторых сиенитах присутствует кроме того оливин в виде черных в темпозеленых неправильных зерен, изредка (в щелочных сиенитах) нефелин и содалит, играющие, как и оливин, второстепенную роль.

Благодаря, обычно, довольно большому содержанию темных минералов, сиениты часто более темно окрашены, чем граниты, при чем и здесь особенно темны сиениты, богатые пироксенами.

Структура очень сходна со структурой гранитов; в них также иногда наблюдается склонность к порфировидной

структуре; в некоторых случаях (сиенит Плауена и др.) наблюдается отчетливо выраженная флюидальная структура, благодаря тому, что таблитчатые кристаллы калиевого полевого шпата и плагиоклазов располагаются взаимно параллельно. Последовательность выделений та же, что и в граните.

Удельный вес. сиенитов около 2,773 (Дэли); монцонитов 2,805 (Дэли).

Химический состав.—Сиениты разделяются на две большие группы: нормальные или щелочно-кальциевые сиениты и щелочные сиениты, с теми же особенностями минералогического и химического состава, как и граниты. Содержание кремнекислоты в сиенитах меньше, чем в гранитах, и колеблется около 60%, с крайними колебаниями от 55% до 65%; Al_2O_3 в нормальных сиенитах 15%—17% и достигает 20% у некоторых щелочных сиенитов; сумма щелочей 7%—9% в первых, 10%—12% во вторых, причем в последних Na_2O обыкновенно преобладает над K_2O ; малое содержание SiO_2 обуславливает отсутствие в сиенитах кварца, или присутствие его в малом количестве, особенно малое—присутствие оливина.

Примеры анализов сиенитов:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
I.	59,37	17,92	6,77	2,02	1,83	4,16	1,24	6,68	0,38
II.	60,60	16,79	2,77	2,17	2,14	4,47	4,40	4,57	0,86
III.	59,86	16,68	2,78	3,00	3,51	3,96	3,58	4,30	1,44
IV.	51,73	19,71	6,13	3,38	4,21	7,50	4,44	2,65	0,72
V.	54,50	13,67	0,63	11,44	3,25	6,41	2,97	3,07	0,28
VI.	47,34	14,03	0,80	17,20	2,24	6,89	2,74	2,34	0,05
VII.	58,08	17,34	3,44	—	1,64	8,64	3,41	5,34	1,06
VIII.	50,43	10,21	11,57	—	5,58	14,82	1,48	3,70	0,87
IX.	49,57	15,98	5,43	5,26	2,69	5,40	5,32	2,67	4,39
X.	68,04	17,92	0,96	2,08	0,59	1,00	6,67	6,08	1,18
XI.	60,03	20,76	4,01	0,75	0,80	2,62	5,96	5,48	0,59
XII.	63,71	16,59	2,92	0,66	0,90	3,11	8,26	2,79	0,19
XIII.	52,34	34,60	0,45	—	0,16	0,20	4,77	6,58	0,40
XIV.	60,96	19,38	1,24	1,20	0,23	3,48	6,08	5,43	1,44
XV.	60,19	16,28	2,74	3,28	2,49	4,30	3,98	4,49	1,16
XVI.	61,99	17,93	2,22	2,29	0,96	2,55	5,54	4,98	0,76

I. Роговообманковый сиенит. Биелла, Пиемонт, Италия. $0,36\% TiO_2$. II. Роговообманковый сиенит. Плауен, Саксония. III. Слюдяной сиенит. Фропау, Шварцвальд $0,75\% TiO_2$. IV. Авгитовый сиенит. Гребя, Саксония $1,22\% TiO_2$. V. Пироксеновый сиенит. Горошки, Волынской г. $2,18\% TiO_2$. VI. Оливиново-пироксеновый сиенит. Там же $4,17\% TiO_2$, $1,07\% P_2O_5$. VII. Монцонит (бедный темными минералами). Монцони, Ю. Тироль. VIII. То же (богатый темными минералами). Там же. IX. Щелочной сиенит. О. Сахалин $2,75\% TiO_2$, $0,25\% MnO$. X. Нордмаркит. Окр. Христиании, Норвегия. $0,62\% TiO_2$. XI. Пуласкит. Арканзас, Сев. Америка. XII. Умптекит. Кольский полуостров. XIII. Нордмаркит. Николаевская сопка. Окр. Кыптыма, Урал. XIV. Среднее из 50 анализов по Дели $0,07\% TiO_2$, $0,14\% MnO$, $0,28\% P_2O_5$. XV. Среднее из 23 щелочных сиенитов по Дели $0,53\% TiO_2$, $0,18\% MnO$, $0,14\% P_2O_5$.

Сиениты встречаются значительно реже, чем граниты, играя всегда подчиненную роль по отношению к гранитам, с которыми они связаны постепенными переходами. Среди сиенитов можно различать ряд типов.

А. Нормальные сиениты.

Главными представителями роговообманковых сиенитов являются сиениты окр. Дрездена в Плауене (Саксония), затем также сиенит из окр. Биеллы в Пиемонте (Италия). В России известны в Киевской г. (Смелянка Черкасского у.), Волынской (Новоградволынский у. бл. м. Емельчина) и др. местах, на Урале, в Финляндии, во многих местах Сибирских гор.

Биотитовые сиениты встречаются реже роговообманковых; таковы слюдяные сиениты Шварцвальда.

Пироксеновые сиениты могут быть различного характера. Известны сиениты типа Гребя, в которых пироксен представлен диопсидом. Совершенно иной характер носят пироксеновые сиениты, выступающие в нескольких местах в Котомирском у. Волынской г. (м. Горошки, с. Шершни и др.), характеризующиеся составом из ортоклаза (микропертита), диаллага и плагиоклаза, с примесью гиперстена, роговой

обманки и других минералов, мелкозернистые и темно окрашенные: в более основных типах этих сиенитов присутствует также оливин, и тогда получается оливиново-пироксеновый сиенит. К пироксеновым сиенитам принадлежат также и авгитовые сиениты, носящие название монцонитов по месту их нахождения: эти породы состоят из ортоклаза, плагиоклаза и авгита, как главных составных частей, и характеризуются между прочим: а) сильным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к микроклину и ортоклазу (рис.



Рис. 106. Идиоморфизм плагиоклаза по отношению к микроклину в монцоните (скрещенные выходы).

106) и б) крайне непостоянным, меняющимся составом—на небольшом пространстве встречаются как более основные, содержащие оливин, так и более кислые и содержащие кварц, разновидности монцонитов; они занимают промежуточное положение между нормальными и щелочными сиенитами. Главной областью распространения монцонитов являются окр. Мондони в южном Тироле и штат Монтана в Сев. Америке; встречаются на о. Сахалине.

В. Щелочные сиениты.

В своем распространении щелочные сиениты теснейшим образом связаны со щелочными гранитами; выступают они в небольших массах в южной Норвегии (окр. Христиании), где они получили название нордмаркитов; характеризуются сравнительно большим содержанием биотита, как и почти тождественные с ними пуласкиты Сев. Америки, выступающие в штате Арканзас, присутствуют также в юго-западной части Енисейской губернии; помимо биотита в них присутствуют роговая обманка и пироксен, содержащие натрий; окрашены они в сероватый цвет, довольно крупнозернисты. Нордмаркит, чрезвычайно богатый корундом, найден Морозевичем на Урале (см. анализ XIII). К числу щелочных сиенитов относятся лаурвикиты Норвегии, представляющие собой светлосерые до черносерых, иногда красные, очень крупнозернистые породы, в состав которых входят щелочные полевые шпаты, имеющие ромбические очертания и часто красивый отлив, и темный минерал, большей частью пироксен. Щелочные сиениты, содержащие из темных минералов почти исключительно натровый амфибол, получили название умптекитов (Умптек на Кольском полуострове).

Формы залегания сиенитов — штоки и жилы, аналогичны гранитам, но всегда незначительных размеров; значительных размеров достигает шток сиенита Биеллы в Италии (6 × 9 кил.). Возраст так же разнообразен, как и гранитов. Контактные изменения весьма сходны. Применение сиенитов такое же, как и гранитов. Сопротивление давлению в них от 1500 до 2000 килогр. на кв. см.

Элеолитовые сиениты.

Щелочные сиениты чрезвычайно тесно связаны как по месту нахождения, так и постепенными переходами, с группой элеолитовых сиенитов, характеризующихся, как глубинные, бескварцевые, зернистые, полнокристаллические породы, главными составными частями которых являются щелочной полевой шпат (ортоклаз, микроклин, иногда анортоклаз, альбит), элеолит, иногда лейцит, и темные минералы, именно: биотит, натровая роговая обманка, диопсид и эгирин. Они чрезвычайно непо-

стоянны по своему составу и потому получили большое количество названий. Обыкновенно крупно-зернисты.

Нефелин образует крупные зерна, то бесцветные, то красноватые или зеленоватые, с характерным жирным блеском на плоскостях излома; иногда вместо нефелина или одновременно с ним присутствует синий или зеленоватый



Рис. 107.—Элеолитовый сиенит. (Светлый—нефелин, более темный—эгирин).

содацит (содалитовый сиенит), в других случаях желтый канкринит или белый измененный лейцит (лейцитовый сиенит). В некоторых случаях присутствуют в более или менее значительном количестве меланит черного цвета и циркон в виде прекрасно образованных и блестящих кристаллов.

В химическом отношении характеризуются малым содержанием SiO_2 — 50% — 56%; большим содержанием Al_2O_3 19% — 24%; малым содержанием CaO и MgO и очень боль-

шим щелочей (сумма $15^{\circ}_0 - 17^{\circ}_0$), причем обыкновенно сильно преобладает Na_2O .

Удельный вес элеолитовых сиенитов в среднем около 2,617 (Дэли) — 2,655 (Бэкко), Примеры анализов элеолитовых сиенитов.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
I.	53,71	21,82	0,78	2,74	0,56	1,90	8,52	7,07	2,27
II.	56,30	24,14	1,99	—	0,13	0,69	9,28	6,79	1,58
III.	56,40	21,36	2,96	2,39	0,90	1,81	8,57	4,83	0,01
IV.	45,28	27,37	3,53	0,49	0,33	1,22	17,29	3,51	0,40
V.	55,17	23,25	0,69	2,95	0,48	2,02	6,33	6,19	0,17
VI.	54,98	25,05	0,81	0,24	сл.	1,35	9,99	4,10	1,25
VII.	60,30	19,88	2,62	—	0,76	1,60	7,07	5,15	—
VIII.	62,53	18,72	3,26	0,34	0,08	0,54	11,77	0,79	0,68
IX.	54,63	19,89	3,37	2,20	0,87	2,51	8,26	5,46	1,35

I. Элеолитовый сиенит. Мончико, Португалия. ($1,08\text{TiO}_2$), II. Элеолитовый сиенит. Дитро, Венгрия. III. Луйаурит. Умштек, Кольский полуостров. ($0,84\text{TiO}_2$). IV. Уртит. Там же. V. Элеолитовый сиенит (миаскит). Вишневая гора, Урал. VI. Вд. берегов Ангары. Вост. Сибирь. VII. Элеолитовый сиенит. О. Сахалин. ($0,71\% \text{TiO}_2$; $0,21\% \text{P}_2\text{O}_5$; $0,65\% \text{SO}_3$). (В. Держвиз 1915 г.) VIII. Мариуполит. Мариупольский у. Таврической губернии. ($1,08 \text{ZrO}_2$). IX. Элеолитовые сиениты, среднее из 43 анализов, по Дэли.

Типичным представителем слюдяных элеолитовых сиенитов является миаскит Ильменских гор, в окр. Миаска, крупнозернистый, иногда гнейсовидный, с белым ортоклазом, серым элеолитом, черной слюдой, с большим количеством содалита и канкрипита, иногда с циркопом; к нему близок дитроит из Дитро (Венгрия) того же приблизительно состава.

Роговообманковые элеолитовые сиениты (фойаиты частью) выступают между прочим в Бразилии; в России известны в верховьях Зеравшана в Туркестане, где огромные массы их открыты были Мушкетовым в 1880 г., в Тянь Шане, иногда громадными массами.

Пироксеновые элеолитовые сиениты (пироксеновые фойаиты) выступают жилами в окр. Христиании, в Пиренеях, Португалии, на западном побережье о. Сахалина, около русско-японской границы и др.

Лаурдолит—широко распространенный в Южной Норвегии эеолитовый сиенит, щелочной полевой шпат (нартонит ортоклаз и анартонит ортоклаз-натронный микроклин) которого, как и у близко стоящего лаурвикита, имеет ромбические очертания.

Лулаурит желтоватый, иногда с гнейсовидным сложением, состоит из альбита, микропертита и эеолита, с значительной примесью агирина и агирина-авгита, также иногда и адмалита; встречается на Кольском полуострове.

Уртит представляет собою мелкозернистую породу, лишенную полевых шпатов, состоящую из 86% нефелина, 12% агирина и 2% авгита; выступает в виде больших масс на Кольском полуострове; окраска светлая с черными пятнами.

Маршуполитом Морозович назвал другой, лишенный калиевого полевого шпата конечный член ряда эеолитовых сиенитов, состоящий из белого зернистого сахаровидного агрегата альбита (окр. 730 м, крупных кристаллов и зерен темно-серого эеолита (14%), мелкозернистого, часто располагающегося флюидально агирина (7,6%), мелкозернистого (40%) и кварца (1,6%), плотный до средней крупнозернистости; иногда присутствует микроклин и микроклин—микропертит, также арфведсонитовый амфибол и плагиоклазовый шпат. Выступает в Маршупольском у. Таврической г.

Лейцитовые сиениты, в которых лейцит узнается лишь по форме, сам же превращен в агрегат нефелитов, встречаются в Бразилии и на Кольском полуострове. Разновидность их, богатая меланитом, встречающаяся в Шотландии, названа **бороланитом**.

Эеолитовые сиениты образуют то штоки, то жилы, различных размеров, иногда и лакколиты, размеры которых б. ч. не особенно велики.

Возраст их разнообразен: часто он архейский и палеозойский (ю. Норвегия, Сан-Паоло в Бразилии). Эеолитовые сиениты Нузака в Пиренеях сильно изменяют в контакте юрские известняки, вызывая их перекристаллизацию, и, след., новее их. В горах Бразил в С. Америке (штат Монтана) они образуют штоки в меловых отложениях. Многочисленные выходы эеолитовых сиенитов в штате Арканзас (С. Америка) относятся к третичному возрасту.

Диориты.

Диоритами называются зернистые массивные глубинные породы, состоящие из кислого плагиоклаза и какого-либо темного минерала (амфибола, пироксена или биотита); кроме того, в состав диоритов нередко входят кварц, изредка калиевые полевые шпаты в небольшом, вполне подчиненном количестве, затем апатит, магнетит, титанистый железняк и др. Диориты связаны

постепенными переходами с гранитами (кварцевые диориты, более или менее богатые калиевыми полевыми шпатами) и с нормальными сиенитами (бескварцевые диориты, содержащие калиевый полевой шпат).

Главной составной частью диоритов является плагиоклаз, составляющий иногда до $\frac{3}{4}$ и более породы; обыкновенно плагиоклаз более или менее мутный, то толсто-, то тонкопластинчатый по M ; всегда наблюдается двойниковая штриховатость по альбитовому закону; он чаще всего при-

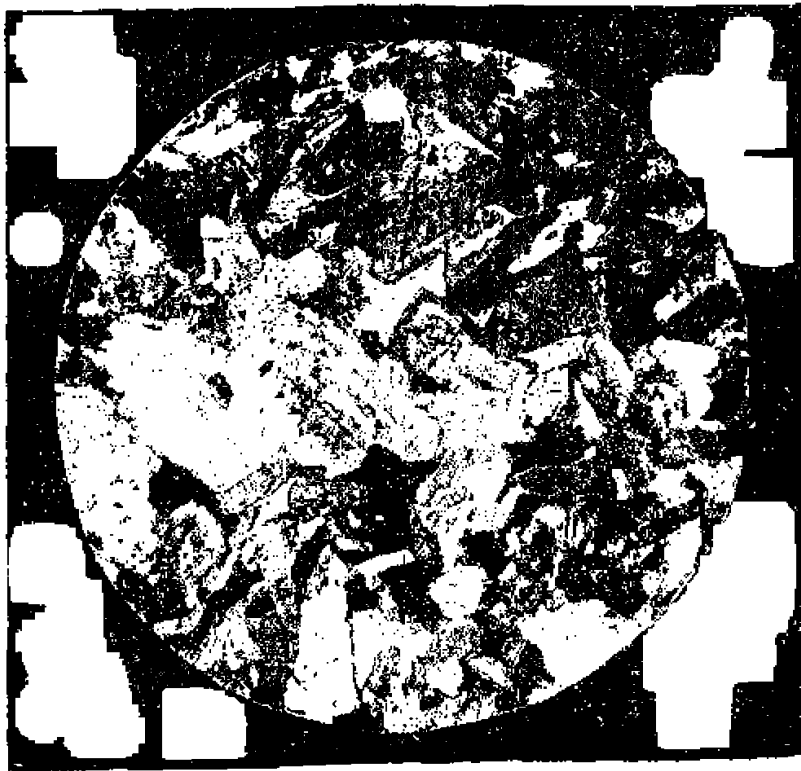


Рис. 103.—Диорит (скрещенные николи).

надлежит олигоклазу и андезину, иногда более основной; весьма характерна часто наблюдаемая и чрезвычайно резко выраженная зонарная структура плагиоклазов диоритов (рис. 108). Окраска их та же, что и в гранитах. Тот же, в общем, характер носят и остальные минералы. Общая окраска диоритов более темная, чем гранитов, что обусловлено присутствием большого количества темных минералов; она почти никогда не бывает красной или красноватой,

как гранитов, по большей частью замечен зеленоватый оттенок, в особенности в разрушенных породах.

Структура диоритов сходна со структурой гранитов; также и здесь иногда наблюдаются порфировидные разновидности. Последовательность выделений в более кислых и богатых одновременно полевыми шпатами разновидностях та же, что и в гранитах: идиоморфизм плагиоклазов по отношению к калиевым полевым шпатам и к кварцу резко выражен, темные минералы ясно идиоморфны по отношению к плагиоклазу; в более основных разновидностях, где количество плагиоклазов меньше, а количество темных минералов больше, наблюдается почти одинаковый идиоморфизм плагиоклазов и темных минералов; иногда плагиоклаз отчасти идиоморфен по отношению к темным минералам. Изредка в диоритах наблюдается и шаровая структура, особенно типично выраженная в одном из диоритов Корсики, где отдельные концентрические скорлупы шаров то более богаты, то более бедны темными минералами (рис. 94). Удельный вес в среднем: гранодиоритов 2,74 (Дэли), тоналитов 2,723 (Бекке), диоритов 2,855 (Бекке) — 2,861 (Дэли).

В химическом отношении диориты характеризуются значительно меньшим содержанием SiO_2 , чем граниты, и несколько большим — железа и магния; SiO_2 от 50% до 67%, часто около 62%; количество CaO довольно значительно — 5% — 8%, чем обусловлено присутствие значительных количеств апортитового вещества; количество K_2O уменьшается, зато увеличивается содержание Na_2O , благодаря чему калиевый полевой шпат становится на задний план и увеличивается содержание плагиоклазов; отношение $K_2O : Na_2O$ в нормальных породах колеблется между 1 : 2 и 1 : 3. Количество железа иногда превышает содержание CaO ; MgO и Al_2O_3 присутствуют приблизительно в тех же количествах, как и в сиенитах.

Примеры анализов диоритов:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
I.	66,75	15,90	3,73	1,84	1,23	3,11	3,38	1,98	1,22
II.	53,68	18,73	3,33	5,96	3,64	7,43	3,41	0,51	1,62
III.	66,91	15,20	—	6,45	2,35	3,73	3,33	0,86	0,16
IV.	53,58	19,78	3,91	2,76	3,01	7,55	5,33	3,61	0,65

V. 52,27	16,07	2,25	14,48	1,68	6,67	3,29	1,50	2,05
VI. 68,60	15,10	1,58	2,08	1,75	2,88	3,56	3,72	1,15
VII. 60,41	16,23	0,74	4,52	3,82	5,70	4,02	1,98	0,95
VIII. 52,00	15,75	3,55	12,84	3,42	7,39	3,37	1,24	0,35
IX. 56,17	16,50	10,60	—	2,21	6,97	2,94	0,75	3,01
X. 65,10	15,82	1,64	2,66	2,17	4,66	3,82	2,29	1,09
XI. 58,38	16,28	2,98	4,11	3,88	6,38	3,34	2,09	1,37

I. Кварцево-слюдяной диорит Камоника. Ю. Альпы. II. Гранодиорит, р. Напема. Сев. Урал. 0,82% TiO_2 . III. Тоналит. Адамелло, Юж. Альпы. IV. Сиенит—диорит. Березовка, Пермская г. V. Альбитовый диорит. Кавказ. VI. Впититовый бапатит. Кассарское ущелье. Кавказ. VII. Диорит. Урч-хон. Кавказ. 1,39% TiO_2 . VIII. Авгитовый диорит. Миннезота С.-А. IX. Кварц—содержащий пироксеновый диорит. Чамны-Бурун. Крым. X. Среднее из 12 анализов гранодиоритов, по Дэли. 0,54% TiO_2 ; 0,05% MnO . XI. Среднее из 89 анализов диоритов, включая и кварцевые, по Дэли 0,80% TiO_2 ; 0,13% MnO ; 0,26% P_2O_5 .

Среди диоритов различают ряд типов:

Кварцево-биотитовые диориты известны в не особенно больших массах на севере Баварии (Баварский лес), в Богемии, Шварцвальде, в некоторых местах в Альпах и др. выступают местами на Урале. Биотитовые диориты играют вполне подчиненную гранитам роль (Приладия и др.). Кварцевые роговообманковые диориты или просто кварцевые диориты, также и роговообманковые диориты или собственно диориты пользуются большим распространением, чем биотитовые и кварцево-биотитовые, выступая во многих местах, где имеются выходы гранитов; так, они известны в очень многих местах Зап. Европы, в России известны в не особенно большом количестве на юге России (губ. Волынская, Киевская, Херсонская), в большом количестве выступают на Урале, в Финляндии, на Кавказе, Алтае и прилегающих горах и т. д.

Среди пироксеновых диоритов имеются как авгитовые, так и гиперстеновые; они пользуются меньшим распространением, чем роговообманковые; встречаются, между прочим, в нескольких местах Крыма, образуя часть лакколитов южного берега.

К диоритам относятся также и некоторые разновидности их с особыми названиями, именно **тоналиты**, представляющие собою обыкновенно светло-окрашенные гранитовидные кварцево-биотитовые или роговообманковые диориты с небольшим содержанием ортоклаза и, следовательно, соединяющие диориты с гранитами; выступают они в области Адамелло в южном Тироле, известны в небольших массах на Кавказе. К ним близки также **грано-диориты**, **адамеллиты** и **банатиты**; последние более бедные, чем тоналиты, кварцем, выступают в больших массах в Банате (Моравица, Догнячка и др.), также на Кавказе (на р. Садоне) и др. местах.

Процессы изменения диоритов происходят так же, как и гранитов: часто образуются хлорит и минералы группы эпидота, как вторичные минералы, и диориты поэтому при разрушении нередко приобретают зеленую окраску.

Формы залегания—штоки различной величины, особенно большие в западных Альпах и в Карнатах; в других случаях могут образовывать и жилы.

Контактные явления в окружности диоритов сильно напоминают те же явления вокруг гранитов, но наблюдаются в меньших размерах; под влиянием их образуются иногда минералы, содержащие фтор, бор и т. д. (топазы, турмалины и др.). Прекрасные явления контактного метаморфизма наблюдаются вокруг тоналитов Тироля (Адамелло), где окружающие породы превращены частью в мраморы, частью в гранатовые, везувияновые и др. породы.

Возраст диоритов также разнообразен, от докембрийского до третичного (третичные грано-диориты и диориты Анд).

В отношении технических свойств и применения диориты тождественны с гранитами.

Габбро и нориты.

Горные породы, относящиеся к группе **габбро**, представляют собою породы глубинные, массивные, зернистые, состоящие из основного плагиоклаза и какого-либо темного минерала; чаще всего пироксена, реже роговой обманки или биотита. Среди них имеются более основные оливин—содержащие типы и более кислые—без-оливиновые. Кроме того, часто присутствуют в качестве второстепенных составных частей апатит, магнетит

(часто содержащий титан), титанистый железняк; в более основных присутствует также плеонаст.

Плагиоклазы чаще всего принадлежат лабрадору до битовинита; обычно непрозрачны, окрашены в белые, серые, нередко, благодаря присутствию включений титанистого железняка, в темные цвета до почти черного; часто таблитчатые по M . При разрушении переходят в агрегат, богатый минералами группы энидота (соссюрит); нередко также при разрушении плагиоклазов габбровых пород выделяется в довольно большом количестве кальцит. Для некоторых габбровых пород характерна яркая игра цветов на плоскости M (010) плагиоклазов (габбровые породы Киевской и Волынской г., Финляндии, Скандинавии). Ортоклаз присутствует в габбровых породах лишь изредка и лишь в некоторых типах, как напр., в габбровых породах Волынской и Киевской г. Из пироксенов чаще всего присутствует диаллаз, с металлическим отливом и отдельностью по ортопинаксоиду (100), часто таблитчатый по этой плоскости. Диаллаз иногда переходит в агрегат зеленой роговой обманки волокнистого характера (ураалит). В породе окрашен в черный или зеленый цвет, в шлифе почти бесцветен. Иногда одновременно присутствует и авгит. Из ромбических пироксенов встречаются бронзит и гиперстен, черного цвета, с такими же часто идиоморфными очертаниями, как и диаллаз, в других случаях в виде округлых зерен. Первичная роговая обманка присутствует обыкновенно в виде изометричных зерен коричневого цвета в шлифе, вторичная окрашена в зеленый цвет. Биотит образует черные листочки, в шлифе коричневые. В габбровых породах присутствует иногда оливин в виде округлых блестящих зеленоватых, желтоватых, буроватых или черпобурых зерен; часто переходит в серпентин и тогда приобретает более жирный блеск. В шлифе обыкновенно бесцветен и по большей части с характерным превращением в серпентин. Титанистый железняк часто окружен оболочками из лейкоксена; количество его иногда довольно значительно. Магнетит образует неправильные черные зерна; реже магнитный колчедан и пирит. В оливиновых габбро присутствует и хромистый железняк, черного цвета.

Структура габбровых пород непостоянна; то она приближается к структуре гранитовых пород, то склонна к так называемой офитовой, при которой плагиоклаз обладает значительной степенью идиоморфизма, авгит и другие минералы заполняют промежутки между кристаллами плагиоклаза; в общем же она равномерно зерниста, с неясно выраженной последовательностью выделения полевых шпатов и темных минералов; такого рода структуру можно назвать габбровой (рис. 109). Иногда наблюдаются порфировидные структуры. При действии горообразующих сил габ-

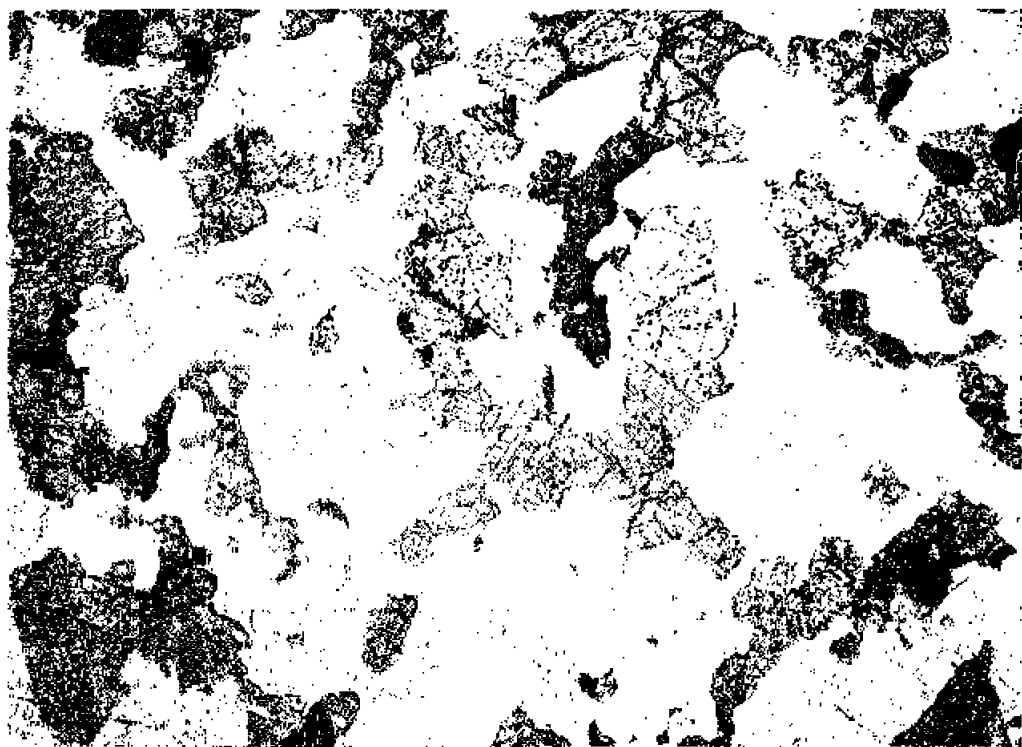


Рис. 109.—Оливиновое габбро. Каменный Брод.

бровые породы легко приобретают сланцеватую структуру, получаются так называемые габбровые сланцы; при этом авгит переходит в роговую обманку; в результате может образоваться роговообманковый сланец. Габбровая магма легко расщепляется на более темные и более светлые элементы, и нередко получается обособление этих элементов отдельными полосами; получается ленточное габбро. Удельный вес в среднем габбро 2,933 (Дели)—2,975 (Бекке), оливиновых габбро 2,948 (Дели), анортозитов 2,715 (Дели).

От диоритов габбровые породы в химическом отношении отличаются прежде всего меньшим содержанием щелочей и значительно большим двух-атомных элементов (*Ca*, *Fe*, *Mg*), что и обуславливает появление в них в особенно большом количестве, с одной стороны, основных плагиоклазов, с другой—темных минералов; содержание SiO_2 колеблется чаще всего от 45% до 50%, иногда больше, иногда несколько меньше; количество Al_2O_3 колеблется между 10% и 20%, причем большее содержание Al_2O_3 указывает на большее содержание в породе полевых шпатов; крайне непостоянно содержание FeO и MgO , первого от 4% до 16% и более, второго от 1,5% до 15% и более; меньшим сравнительно во многих габбровых породах колебаниям подвержен CaO : около 7%—15%; характерно довольно большое содержание TiO_2 . Что касается щелочей, то в огромном большинстве случаев преобладает Na_2O —5%—6%; иногда лишь преобладает, но незначительно (в ортоклаз содержащих габбровых породах) K_2O (до 1,5%).

Примеры анализов габбровых пород:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2
I.	49,14	15,90	5,88	9,49	6,64	10,50	2,26	0,28	—
II.	46,27	19,76	8,91	3,18	6,47	12,02	0,65	0,13	—
III.	48,57	18,48	0,67	7,21	9,56	12,23	3,22	0,30	0,21
IV.	44,63	21,19	2,33	4,26	8,26	17,26	0,60	0,38	—
V.	49,22	13,75	0,70	15,16	5,81	6,82	2,86	1,21	4,16
VI.	46,56	9,24	3,92	8,69	13,85	16,09	1,52	0,93	—
VII.	49,95	19,17	4,72	6,71	5,03	9,61	3,13	0,74	0,69
VIII.	51,97	16,22	1,10	10,12	5,23	8,41	2,95	1,23	2,56
IX.	52,01	18,18	1,07	8,81	4,91	7,98	3,32	0,96	2,50
X.	50,14	19,13	4,81	5,52	5,21	11,27	3,03	0,66	0,11
XI.	41,13	13,56	2,19	6,19	22,52	6,72	0,96	0,82	—
XII.	50,03	18,82	0,42	11,73	5,87	7,09	3,14	1,11	1,64
XIII.	54,45	28,05	0,45	—	—	9,88	6,25	1,06	—
XIV.	55,01	28,31	—	0,73	0,40	10,42	4,52	0,61	—
XV.	41,91	19,16	10,70	2,91	8,0	14,22	0,47	0,14	—
XVI.	45,43	9,44	4,86	7,87	16,10	15,08	1,01	0,21	—
XVII.	50,16	18,51	1,88	9,29	5,97	7,90	2,72	0,80	1,64
XVIII.	48,24	17,88	3,16	5,95	7,51	10,99	2,55	0,82	0,97
XIX.	46,49	17,73	3,66	6,17	8,86	11,48	2,16	0,78	1,17

I. Габбро. Радауталь. Гарц. Германия ($0,524\% H_2O$). II. Габбро. Верх-Исетский зав. Урал. III. Оливиновое габбро. Сулительма. IV. То же. Урал, Верх-Исетский зав. V. То же. М. Горошки, Волынская губ. VI. То же. Сев. Урал, Маленький Увал. VII. Норит. Иврея, Пиемонт. VIII. Оливиновый габбро-норит. Горошки, Волынская губ. IX. Оливиновый норит. Там же. X. Норит. Сев. Урал. Церебрянский криж. XI. Форелленштейн. Нейроде. Силезия ($8,30\% H_2O$). XII. То же. М. Гацковская Рудня, Волынской губ. XIII. Апортозит. Капада. XIV. То же. Турчинка, Волынской губ. XV. Роговообманковое габбро. Урал, Верх-Исетский зав. XVI. Тилаит. Сев. Урал. XVII. Средний состав 7 норитов по Дели. $0,14\% MnO$; $0,76\% H_2O$; $0,23\% P_2O_5$. XVIII. Средний состав 41 габбро по Дели: $0,13\% MnO$; $0,45\% H_2O$; $0,28\% P_2O_5$. XIX. Средний состав 17 оливиновых габбро: $0,17\% MnO$; $0,04\% H_2O$; $0,29\% P_2O_5$.

Среди горных пород, принадлежащих к габбровым, можно различать несколько разновидностей.

Габбро характеризуются составом из основного плагиоклаза и диаллага; при присоединении к ним оливина получают оливиновые габбро. Габбро и оливиновые габбро пользуются широким распространением, выступая во многих местах Скандинавского полуострова и Финляндии, во многих горах Германии (в Саксонии, Силезии и т. д.), в Альпах, Пиринеях, Аппенинах и т. д. В России выступают в значительных массах и очень часто во многих местах Урала, известны также в Волынской губ., Киевской (Родомысльский у. и Черкасский у., окр. м. Городища) и др.

Нориты состоят из основного плагиоклаза и гиперстена; в оливиновых норитах к ним присоединяется еще и оливин. Известны в тех же местах, где и габбро. В норитах часто присутствует диаллаг, также иногда роговая обманка и биотит (оливиновые нориты Волынской губ.).

Роговообманковые габбро пользуются значительно меньшим распространением, чем габбро и нориты; они состоят из основного плагиоклаза и роговой обманки. Такого рода габбро известны между прочим на Урале.

Богатые биотитом разновидности получили название **биотитовых габбро**.

Если в оливиновом габбро исчезает диаллаг, остается основной плагиоклаз и оливин, получается **форелленштейн**, названный так потому, что на более светлом поле, образованном плагиоклазами, разбросаны многочисленные черные и черно-зеленые округлые пятна, образованные зернами оливина, благодаря чему порода напоминает кожу форели (Силезия, м. Горшки Волынской губ. и др.).

Если почти вполне отсутствуют темные элементы, получается порода, состоящая почти исключительно из основного плагиоклаза; такая порода, часто окрашенная в белый цвет и нередко крупнозернистая, носит название **анортозита** (Капада, Рачковская Рудня Волынской г.).

Анортозиты, богатые корундом, содержащие также и роговую обманку, получили на Урале название **киштымита**.

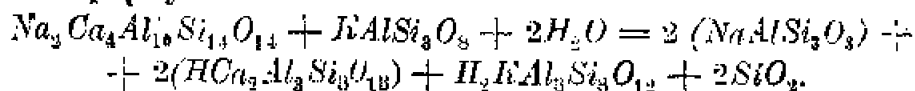
Переход от габбровых пород к более основным и лишенным полевых шпатов породам представляет **тилант** (Сен-Урад). Главными составными частями его являются оливин и авгит; основной плагиоклаз играет подчиненную роль; довольно много магнетита; примешаны в небольшом количестве пеллеит, шпинель, биотит, роговая обманка и гиперстен. Часто и на небольшом пространстве тилант переходит в габбро, с одной стороны, в пироксениты с другой.

С габбровыми породами нередко тесно связаны железные руды, которые образуют в них либо жилы, резко отграниченные от окружающей породы, либо постепенно переходящие в них участки неправильной формы (шпирь); шпирь представляют собою продукты дифференциации габбровой магмы; в них сконцентрировались железнорудные минералы. К числу таких железнорудных месторождений принадлежат магнетитовые руды в габбровых породах Таберга в Смоланде (Швеция), в габбровом диорите в Велимеки (Финляндия), магнетитовые месторождения на Урале и т. д.

После своего образования габбровые породы нередко подвергаются значительным преобразованиям под влиянием различных агентов и постепенно переходят в различные другие породы; так, пироксен в них нередко превращается в уралитовую роговую обманку, получаются **уралитовые габбро**. В том случае, когда пироксен замещается вторичной плотной роговой обманкой и одновременно происходит пе-

рекристаллизация других составных частей, в конце концов может получиться совершенно новая порода—амфиболит, то массивный, то сланцеватый, в некоторых случаях содержащий гранат (гранатовый амфиболит).

Под влиянием горообразующих сил габбровые породы нередко переходят в соскюристовые габбро, в которых первичный плагиоклаз совершенно замещен агрегатом из цоизита и альбита, причем нередко одновременно образуется слюда, гранат и др.; самое превращение происходит по следующей формуле: 2 ч. лабрадора + 1 ч. ортоклаза (он почти всегда присутствует в незначительных количествах в плагиоклазе) + 2 ч. воды = 2 ч. альбита + 2 ч. цоизита + 1 ч. мусковита + 2 ч. кварца, или выраженное в химической формуле:



Габбровые породы образуют то штоки различных, обыкновенно небольших размеров, то залежи, иногда линзовидные, в некоторых случаях также и жилы.

Многие габбровые породы встречаются среди архейских образований, другие обладают палеозойским, мезозойским, в некоторых случаях также и третичным возрастом. Апортозиты почти исключительно архейского возраста: лишь норвежские, по Кольдерупу, силурийского возраста.

В контактах с другими породами они вызывают в общем те же изменения, как и граниты, но обыкновенно в значительно меньших размерах.

Применение габбровых пород таково же в общем, как графитов. Некоторые разновидности (лабрадоровые породы с отливающим лабрадором) очень высоко ценятся, как особенно красивые породы (Киевская и Волынская г.). Часто дают высокоценный материал для кубиков мостовых. Сопротивление давлению до 1800 кил. на кв. см.

Эссекситы.

Эссекситы представляют собою типидиоморфно-зернистые бескварцевые глубинные породы, в общем темно-серого цвета, напоминающие собою диориты и пориты, занимающие по составу промежуточное положение между элеолитовыми

спенитами, с одной стороны, и тералитами и шонкинитами, с другой. Одной из главных составных частей их является основной плагиоклаз, чаще всего лабрадор, иногда андезин или же почти анортит, сопровождаемый в значительными количествами ортоклаза, нередко также нефелином, канкринитом или каким-либо минералом из группы содалита; вторая главная составная часть — темный минерал, именно зеленый или фиолетово-коричневый авгит, бурый биотит и бурая баркевичева роговая обманка, иногда также оливин. Кроме того присутствуют апатит, титанистый железняк, реже титанит. Удельный вес эссекситов в среднем 2,844 (Дели), 2,915 (Бекке).

Химический состав эссекситов ставит их в такое же положение по отношению к щелочным породам, в каком стоят габбро по отношению к щелочно-земельным породам. Они содержат около 50% SiO_2 и меньше, что также сближает их с габбровыми породами, от которых они отличаются значительно большим содержанием щелочей, достигающим 8%, хотя в особенно богатых пироксеном разновидностях содержащее SiO_2 понижается до 3%—4%.

Эссекситы выступают совершенно независимо от габбровых пород, но всегда в тесной связи со щелочными в Арканзасе, Массачусетсе, Канаде, в окр. Христианни и других местах.

Шонкиниты и тералиты.

Шонкиниты и тералиты характеризуются, как глубинные массивные типидиоморфно-зернистые породы, состоящие: первые — из нефелина и ортоклаза, вторые — из нефелина и плагиоклаза, в присутствии большого, иногда преобладающего количества темных минералов, преимущественно пироксенов. Пироксены сопровождаются часто биотитом, редко — амфиболом; нередко минералы группы содалита, именно содалит, гаюин (Монтана), позеан (Каценбукель.). Кроме того часто присутствуют титанистый железняк, апатит и др., в некоторых случаях также оливин. Из пироксенов в шонкинитах присутствует преимущественно диоксид, редко эгирин-авгит или эгирин, в тералитах — базальтический

авгит и титанистый авгит с характерной структурой песочных часов. К числу шонкинитов относится также мальинит, отличающийся особенно большим содержанием нефелина. Удельный вес тералитов в среднем 2,917 (Делл) — 2,940 (Бекке).

В химическом отношении шонкиниты и тералиты непосредственно примыкают к эссекситам.

Шонкиниты известны в Монтане (С. Америка), на г. Каценбукель близ Гейбельберга. Тералиты выступают на Кольском полуострове, в нижнеюрских отложениях в окрестностях Кутанса и Курсерви на Кавказе; эти последние отличаются содержанием анальцима, как продукта изменения нефелина, и получили название тешенитов; тешениты же известны также в окрестности Минусинска в Сибири. Известны выходы тералитов в Португалии, Силезии и др.

Миссурит и фергусит.

Миссурит, глубинный аналог лейцитово-базальтовой магмы, представляет собою гипидиоморфно-зернистую глубинную породу, состоящую из лейцита и пироксена с большим содержанием темных минералов, среди которых присутствует помимо биотита (16%) и пироксена, гл. образом дионсида (50%) также и оливин. Лейцит (16%) образует зерна или выполняет остающиеся промежутки; он свеж и лишь частью перешел в анальцим (9%) и другие цеолиты; присутствует до 5% железнорудных минералов; отношение светлых минералов к темным равно 24% : 76%. Найден в Монтане (С. Америка).

Особенно богатый бесцветными минералами миссурит был назван фергуситом (Монтана); в нем лейцит находится в разрушенном состоянии, преобразован в агрегат кристалликов полевого шпата и зерен нефелина, сохраняющий внешнюю форму лейцита (псевдолейцит), по которой он и узнается. Отношение светлых минералов к темным равняется 65% : 35%.

Ийолиты и бекинкиты.

Ийолиты (нефелиновые габбро) гипидиоморфно-зернистые глубинные породы, состоят из нефелина и пирок-

сена (базальтического авгита, с оболочкой из эггрина). Ийолиты, представляющие собой глубинные аналоги нефелинитов, примыкают непосредственно к тералитам и шопкинитам, отличаясь от них полным отсутствием полевых шпатов; они образуют жилы в элеолитовых сиенитах и в гиперстеново-кордиеритовой роговиковой породе в горах Умптек и в западных отрогах Лупаир-Урта, на Кольском полуострове; известны также в Канаде. Особенно богаты пироксеном (75% авгита) ийолиты получили название беггинквинитов (Мадагаскар); они представляют собой глубинные аналоги нефелиновых базальтов.

Химический состав эссекситов, шопкинитов, тералитов и др.:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
I.	47,94	0,20	17,44	6,84	6,51	2,02	7,47	5,63	2,79	2,04
II.	45,40	2,82	18,60	0,77	6,70	7,45	13,20	2,31	1,25	1,00
III.	46,73	0,78	10,05	3,53	8,20	9,68	13,22	1,81	3,76	1,24
IV.	46,56	2,99	14,31	3,61	8,15	6,56	12,13	4,95	1,58	0,20
V.	46,06	0,73	10,01	3,77	5,61	14,74	10,55	1,31	5,14	1,44
VI.	51,70	0,23	14,50	5,07	3,58	4,55	7,40	2,93	7,60	2,25
VII.	42,79	1,79	19,89	4,39	2,33	1,87	11,76	9,31	1,67	0,99
VIII.	40,10	2,98	15,50	6,35	7,29	8,41	12,40	3,37	1,67	0,87
IX.	46,74	1,69	16,65	2,14	8,93	1,08	9,03	7,05	4,51	0,98
X.	46,63	1,12	15,08	5,91	5,09	3,47	11,23	8,16	1,26	0,35
XI.	49,73	0,86	17,68	3,09	5,59	2,33	5,70	6,01	2,75	6,64
XII.	48,25	2,73	17,88	4,54	5,31	2,13	6,03	5,81	3,00	3,85

I. Эссексит. Салем, Массачузетс, С. Америка. II. Эссексит пироксенитовый. Мадагаскар. III. Шопкинит. Монтана, С. Америка. IV. Тералит. Умптек, Кольский полуостров. V. Миссурит. Монтана, С. Америка. VI. Фергусит. Монтана. VII. Ийолит. Ииваара, Финляндия. VIII. Бескиппинит. Амболика, Мадагаскар. IX. Ийолит. Туркестан. 0,17% MnO . X. Ийолит. Умптек, Кольский пол. XI. Авгитовый тешенит Курсеби, Кавказ. XII. Тешенит. Окр. Минусинска, Сибирь. 0,65% P_2O_5 ; 0,51% Co_2 ; 0,30% MnO ; 0,03% BaO ; 0,09% Al_2O_3 ; 0,035% Na_2O .

Перидотиты и пироксениты.

К перидотитам относятся зернистые породы, состоящие из полевых шпатов и их заместителей, и состоящие из

темных минералов, среди которых преобладает оливин; в присутствии особенно большого количества пироксена получаются пироксениты.

Перидотиты и пироксениты то среднезернисты, то иногда крупнозернисты, обыкновенно окрашены в темно-зеленый, темно-бурый до почти черного цвета.

Главными составными частями этих пород являются оливин и пироксен. Оливин нередко образует идиоморфные кристаллы, окрашенные обыкновенно в зеленые цвета, с жирным блеском в свежих зернах; в большинстве случаев он переходит в серпентин (хризотил или антигорит). Из пироксенов особенно часто присутствуют ромбические пироксены, диаллаз, авгит, хромовый диопсид; реже пироксенов примешивается первичная роговая обманка; кроме того могут присутствовать биотит, иногда гранат, шпинели, особенно же часто железнорудные минералы (титанистый железняк и др.). Удельный вес перидотитов и пироксенитов, благодаря присутствию в них особенно большого количества темных минералов, также в более или менее значительном количестве рудных минералов, в среднем равен 3,176 (Дэли)—3,30 (Бекке), иногда превышая 3,4.

В химическом отношении перидотиты и пироксениты характеризуются малым содержанием кремнекислоты и глинозема; содержание SiO_2 в свежих перидотитах колеблется в среднем около 40%, понижаясь в некоторых случаях до 34%; содержание глинозема по большей части менее 5%. В большом количестве присутствует окись магния, до 45% и более, и закись железа, до 17%; с увеличением содержания кальция (до 17%) понижается содержание окиси магния; характерно также почти постоянное присутствие окиси хрома (около 1/2%) и окиси никкеля.

Примеры анализов перидотитов и пироксенитов.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
I.	39,95	—	2,41	5,95	2,80	36,10	1,03	0,88	—	10,70
II.	42,80	—	—	—	9,40	47,88	—	—	—	0,57
III.	38,06	—	0,31	6,72	5,29	39,91	0,52	—	—	8,35
IV.	31,84	—	1,37	15,63	14,25	33,10	0,91	—	—	2,49
V.	44,94	—	4,84	4,64	6,75	23,16	14,70	—	—	1,44

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
VI. 40,15	—	4,60	12,24	10,87	15,01	17,26	—	—	—	0,40
VII. 46,13	0,73	4,69	0,73	16,87	25,17	4,41	0,08	сл.	—	1,38
VIII. 46,30	—	5,27	2,59	2,92	22,42	17,30	—	—	—	4,02
IX. 45,05	2,65	6,50	3,83	7,69	12,07	18,66	0,04	0,78	—	2,40
X. 28,65	2,55	2,30	21,61	15,93	20,67	3,45	0,63	0,29	—	3,45
XI. 41,09	1,16	4,80	3,96	7,12	32,25	4,42	0,49	0,96	—	3,53

I. Гарцбургит, сильно серпентинизированный. Р. Хинем. С. Урал. II. Дунит. Горы Дун, Н. Зеландия. III. Дунит. Сев. Урал (1,39% Cr_2O_3). IV. Дунит, богатый магнетитом. Косвинский камень, С. Урал. V. Верлит. Косвинский камень, С. Урал. (0,76% Cr_2O_3). VI. Косвит. Там же. (0,58% Cr_2O_3). VIII. Рогово-обманковый перидотит. Монтана, С. Америка. VII. Диаллагит из дунита. В. Валлис, Швейцария. IX. Пироксенит щелочного ряда. Брандберг, Норвегия. X. Перидотит щелочного ряда. Предалцо, Ю. Тироль. X. Среднее из 31 анализов, перидотитов, верлитов, гарцбургитов, перцолитов и дунитов по Дели.

В зависимости от содержания тех или иных минералов различают ряд разновидностей.

Дуниты характеризуются составом почти исключительно из оливина, к которому примешиваются в небольшом количестве пикотит (хромовая шпинель); иногда дунит окрашен в светло-зеленый цвет. Дуниты известны в горах Дун в Новой Зеландии, где они связаны с оливиновым габбро и серпентином, в Штирии, Нижней Австрии (Штейгер), на Урале (Нижний Тагил, Миасск); на Косвинском камне и Тилае, на Северном Урале дуниты образуют массивы и жилы в косвите; дуниты Северного Урала частью весьма богаты магнетитом, который образует сеть, в которой располагаются зерна оливина; получается структура, совершенно напоминающая структуру некоторых метеоритов, в которых силикатные составные части располагаются в петлях из металлического железа.

Темно окрашенный крупнозернистый верлит состоит из оливина и диаллага; выступает в Венгрии, в Оденвальде, на Северном Урале. При преобладании диаллага над оливином получается **косвит**, переходная форма от верлита к пироксенитам; в нем магнетит выпал последним,

выполнив промежутки между более ранними продуктами кристаллизации—оливином и пироксеном; косвит образует линзу в массиве габбровых пород на Косвинском камне (Урал).

Крупно-до мелкозернистого оливково-зеленый **лерцолит** образован оливином, диопсидом и энстатитом, к которым присоединяются в незначительном количестве некоторые другие минералы, в том числе пикотит, гранат и др. Выступает в Пиренеях (Ариез), в Лигурийских Аппенинах и др.

Гарцбургит состоит из оливина и ромбического пироксена (бронзита или энстатита); известен в Финляндии, в Колорадо; в Орегоне он содержит никелевые руды.

Роговообманковый перидотит (нортландит, пристгеймит) состоит из оливина и зеленой, реже коричневой роговой обманки, с примесью магнетита, шпинеллей, пироксенов, биотита; характерна структура его: более крупные зерна роговой обманки прорастают многочисленными округлыми зернами оливина (пойкилитовая структура). Выходы этой породы известны в Оденвальде (окр. Шристгейма), во многих местах Финляндии (с зеленой роговой обманкой).

Слюдяные перидотиты, состоящие из оливина и биотита, выступают близ Гарцбурга (с зеленой шпинелью и титанистым железняком), в Кентукки и др.

Среди пироксенитов, состоящих, главным образом, из какого-либо пироксена, различают **диаллагиты**, **гиперстениты**, **бронзититы**; **вебстерит** характеризуется одновременным присутствием ромбического и моноклинического пироксенов. Все эти породы обыкновенно сопровождают породы габбрового характера, как, напр., на Северном Урале, в Балтийском море и др.

Равномерно-зернистые темно-окрашенные породы, существенной составной частью которых является роговая обманка, носят название **горнблендитов**; в них подчиненную роль играют биотит, пироксен, оливин и др. Эти породы выступают в связи с лерцолитом в Пиренеях, с дунитом в Валлисе (Швейцария), с диоритами в Оденвальде (бл. Гейбельберга).

Пироксениты и перидотиты представляют собою наиболее основные конечные члены глубинных пород; перечисленные выше разновидности принадлежат к ряду щелочно-земельных пород; кроме того известны пироксениты и перидотиты ряда щелочных пород, в которых присутствуют пироксены, содержащие щелочи; перидотиты и пироксениты щелочного характера в то же время характеризуются довольно значительным содержанием TiO_2 , в отличие от таких же пород щелочно-земельного ряда.

Пироксениты и перидотиты легко разрушаются и постепенно переходят в серпентины. Серпентины: обычно плотны, матовы, с занозистым изломом, желтовато-зеленого, грязно-темно-зеленого цвета в присутствии хлорита, черного в при-

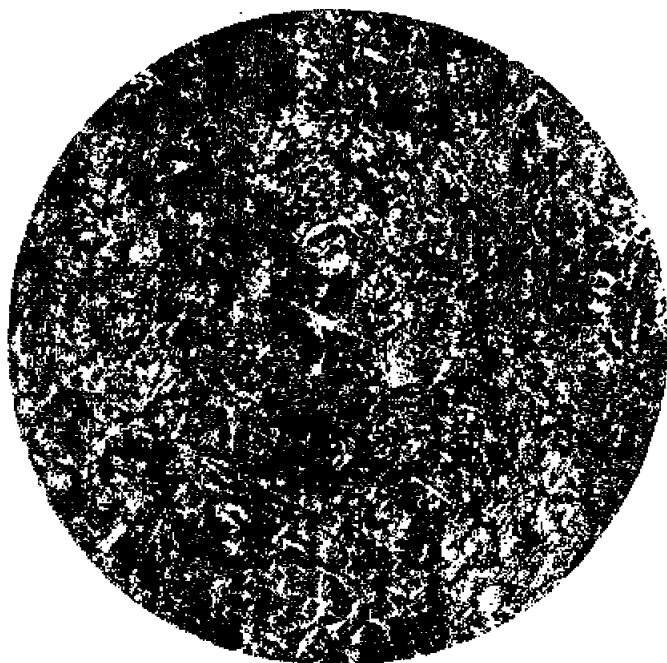


Рис. 110.—Листоватый серпентин. Бавария.

сутствии магнетита или хромистого железняка, красно-бурого в присутствии окислов железа; окраска часто пятнистая, или полосатая. Чаще всего встречается хризотилковый или волокнистый серпентин, реже—антигоритовый или листоватый серпентин (рис. 110); последний состоит из мелких листочков антигорита, располагающихся в общем параллельно (011) оливина и обуслови-

вающих этим решетчатую структуру породы. Серпентины встречаются преимущественно в областях, где развиты габбровые и перидотитовые породы; так, в большом количестве встречаются на Урале, в Финляндии, в Вогезах, Шварцвальде и др.; обнажены в окрестностях Житомира.

Оливиновые породы и породы, образовавшиеся из них имеют большое практическое значение, так как в них находятся нередко залежи и месторождения различных руд и полезных минералов. Так, в Нижне-Тагильском округе, на Урале, в них находятся многочисленные месторождения хромистого железняка; в них же здесь находится в коренном месторождении платина; в долине Миасса на Урале—месторождения хромистого железняка и золота; в южной Африке месторождения алмаза частью приурочены к сильно разрушенным оливиновым породам (кимберлитам), заполняющим трещины взрыва.

Контактные явления вблизи перидотитов и пироксенитов носят в общем тот же характер, как и вблизи других глубинных пород.

II. Излившиеся породы.

Одна и та же магма может, в одном случае, застынуть на большей или меньшей глубине внутри земной коры и дать глубинные породы, в другом—может вылиться на поверхность земли или застыть в самых высоких горизонтах внутри, земной коры и дать излившиеся породы того же химического часто и минералогического состава. И действительно, почти все глубинные породы имеют свои излившиеся аналоги; если же некоторые и не имеют пока аналогов среди излившихся пород, то последние могут быть впоследствии найдены; таким именно образом были предсказаны глубинные породы, состоящие из лейцита и авгита, находившиеся ранее среди излившихся пород, найденные лишь, в 1896 г. в штате Монтана, С. Америки (миссурит).

Среди излившихся горных пород различают две группы, именно образовавшиеся до третичного периода, так называемые древне-вулканические или палеовулканиче-

ские и ново—вулканические или неовулканические. С возрастом их тесно связана степень сохранности: вторые, обыкновенно находятся в сравнительно свежем состоянии, первые—более или менее сильно разрушены, и основная масса их значительно перекристаллизована; так как разница во внешнем виде между нео- и такими же палео-вулканическими породами часто очень велика, то многие из излившихся пород имеют два названия, одно для нео- и другое для палеовулканических разностей.

Липариты и кварцевые порфиры.

Липариты, названные так Ю. Ротом по своему пахождению на Липарских островах близ Сицилии, называемые также риолитами, третичного и послетретичного возраста, и до третичные кварцевые порфиры представляют собою излившиеся аналоги глубоких щелочно-земельных гранитов.

Они характеризуются порфировой структурой, причем порфировые выделения образованы кристаллами кварца, иногда хорошо образованными, таблитчатыми по *M* кристаллами санидина в липаритах, ортоклаза в кварцевых порфирах, к которым иногда присоединяются выделения кислого плагиоклаза; количество выделений темных минералов (чаще всего биотита, реже роговой обманки или авгита) невелико; иногда в небольшом количестве присутствуют кордиерит, гранат, турмалин и др. Основная масса по большей части плотная или тонко-зернистая, окрашенная в различные светлые цвета: белый, сероватый, красноватый, желтоватый; в присутствии большого количества стекла она темная до черной. Под микроскопом основная мас-

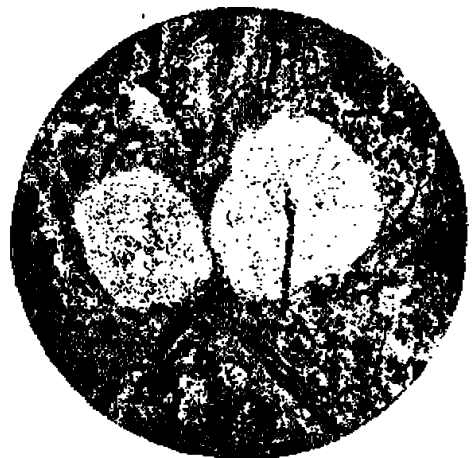


Рис. III.—Кварцевый порфир.

са то напоминает, по структуре своей, тончайший гранит (микрогранитовая основная масса в микрогранитах, (рис. 111, то в ней полевой шпат прорастает кварцем (микропегматитовая основная масса, рис. 112); часто она состоит из тончайших чешуек и волокон и по химическому составу подходит к смеси кварца и полевого шпата (микрофельзитовая основная масса); в основной массе последнего рода нередко наблюдаются тонкие трещинки, идущие по неправильным шаро-

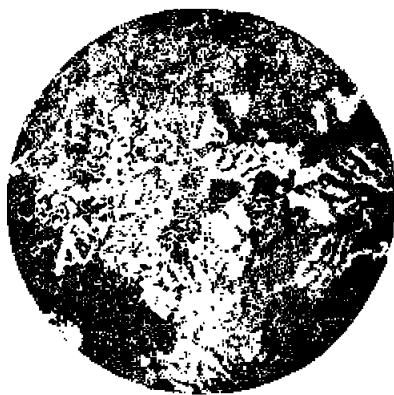


Рис. 112.—Микропегматитовая основная масса.

образным поверхностям; иногда, благодаря радиально-лучистому расположению волокон, в ней получается также сферолитовая структура. В стекловатых основных массах часто наблюдаются мельчайшие образования, называемые кристаллитами, то в виде шариков (глобулиты), располагающихся иногда цепочками (маргариты), то удлиненные (тонгулиты) и т. д. Нередко наблюдаются флюидальные явления, видимые часто простым глазом; особенно резко выражены они в гелле флинта, представляющей очень плотный (фельзитовый) порфир, выступающий в Швеции.

Относительные количества основной массы и выделений крайне непостоянны; в некоторых случаях значительно преобладают выделения—получаются **невадиты** (неовулканические) и **кристалл-порфиры** (палеовулканические); последние известны между прочим в Обручском у., Волынской г. В противоположном случае получают **фельзиты**.

Среди стекловатых разновидностей можно различать, следовательно: **обсидиан** или вулканическое стекло, со стеклянным блеском; состав его тождествен с составом липаритов и кварцевых порфиров; он почти вполне лишен воды; окраска его чаще всего черная, иногда (окр. о. Гокча, в Закавказьи) бурая, различных оттенков; **пехштейн** или смоляной камень—(витрофир) представляет собою вулканическое стекло, богатое водой (до 10,0% H_2O), окрашенное то в черный, то в красно-

ватый и светло-зеленый цвета с жирным блеском (Саксония, окр. Мейссена). Перлит—представляет собою стекло с массой

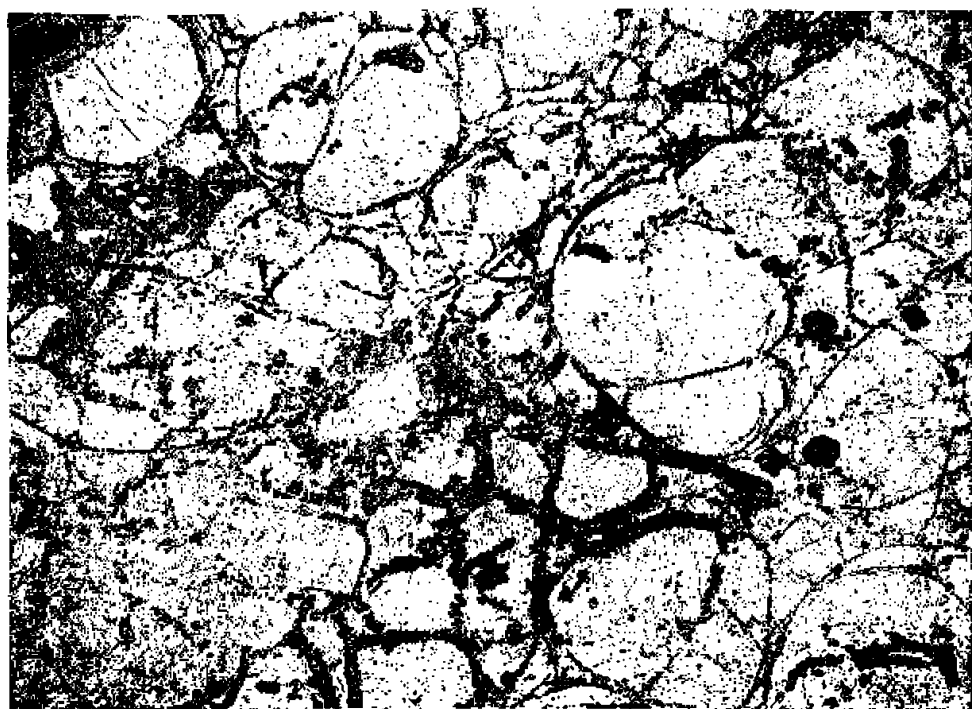


Рис. 113.—Перлит.

перлитовых трещинок, идущих по шаровым поверхностям (перлитовая структура). Пемза—вулканическое, чрезвычайно богатое порами стекло, настолько легкое, что может держаться на поверхности воды. Если в пемштейне присутствуют вкрапленники, получается пемштейновый порфир (кварцевый витрофир).

Промежуточное положение между порфировидными гранитами, с одной стороны, микрогранитами, с другой, занимают гранит порфиры, основная масса которых мелкозерниста: отдельные минералы в последней различаются невооруженным глазом чаще лишь с трудом.

В химическом отношении липариты и кварцевые порфиры чрезвычайно сходны с гранитами, от которых отличаются лишь несколько большим содержанием кремнекислоты и меньшим окислов железа и магния.

Примеры анализов липаритов, кварцевых порфиров, пантеллеритов и кварцевых кератофиров.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
I.	71,99	14,90	1,50	1,19	0,84	1,33	0,65	6,35	—
II.	75,02	12,86	1,50	—	0,95	1,05	5,01	2,28	0,90
III.	69,02	16,70	0,86	1,57	—	3,08	4,75	3,01	0,53
IV.	76,19	13,42	0,41	—	сл.	1,35	4,57	2,63	1,15
V.	73,17	14,33	2,24	—	0,44	2,14	3,78	4,45	0,26
VI.	71,39	15,06	2,70	—	0,54	1,66	3,02	6,70	1,11
VII.	74,23	13,88	0,96	0,75	0,15	0,92	4,68	5,01	—
VIII.	73,12	12,22	—	0,56	0,23	0,89	5,44	1,15	6,03
IX.	72,60	13,88	1,43	0,82	0,38	1,32	3,54	4,03	1,52
X.	72,36	14,17	1,55	1,01	0,52	1,38	2,85	4,56	1,09
XI.	70,30	6,32	9,23	1,40	0,89	0,84	7,70	2,50	0,82
XII.	76,35	13,38	0,68	0,23	0,23	0,51	5,75	2,37	0,58
XIII.	72,34	14,07	2,92	—	1,27	0,41	6,28	1,13	1,41
XIIIa.	72,89	11,28	1,73	1,10	0,68	1,86	5,06	1,48	1,54
XIV.	75,45	13,11	1,14	0,56	0,34	0,83	5,83	1,26	0,69
XV.	74,44	11,27	2,78	0,94	0,35	0,21	4,18	4,95	0,59

I. Кварцевый порфир. Область р. Зея, Восточная Сибирь.
 II. Кварцевый порфир (мезолипарит). Г. Кастель, Крым.
 III. Кварцевый порфир о. Сахалина (0,19% TiO₂). IV. Липарит. О. Унга, Камчатка. V. Липарит (пантеллеритового характера). Г. Бештау, окр. Пятигорска. VI. То же. Г. Железная, окр. Пятигорска. VII. Обсидиан (черный). Кетан-Даг, Закавказье. VIII. Пехштейн (зеленый). Мейсен. Саксония.
 IX. Среднее из 64 анализов липаритов, по Дэли; 0,30% TiO₂; 0,12% MnO; 0,06% P₂O₅. X. Среднее из 50 анализов кварцевых порфиров, по Дэли; 0,33% TiO₂; 0,09% MnO; 0,09% P₂O₅.
 XI. Пантеллерит. О. Пантеллерия, Средиземное море.
 XII. Кварцев кератофир. Г. Магнитная, Урал. XIII. Кварцевый кератофир. Монастырь св. Георгия, Крым. XIIIa) Кварцевый кератофир, перевал Ат-Баш около Лимены; (0,16% TiO₂).
 XIV. Среднее из 6 анализов комендитов, по Дэли; 0,19% TiO₂; 0,08% MnO; 0,02% P₂O₅. XV. Среднее из 13 анализов кварцевых кератофиров, по Дэли; 0,17% TiO₂; 0,29% MnO; 0,18% P₂O₅.

Липариты и кварцевые порфиры широко распространены в различных частях света; образуют потоки, покровы, иногда залежи, жилы и лакколиты. Липариты встречаются в значительных массах в Венгрии, северной Италии (Евганей),

на Липарских островах, на Камчатке, на Кавказе. Они же образуют некоторые лакколиты окр. Пятигорска, причем здесь характеризуются тем, что приближаются к аналогам щелочных гранитов—пантеллеритам. В громадных массах выступают липариты в С. Америке, на северо-западе ее (Скалистые горы). Обсидианы в больших массах выступают в Закавказьи, около озера Гокча, около Арарата и в других местах; перлиты с полосатой структурой (мареканиты) известны на берегах р. Мареканки, впадающей в море около Охотска; найдены обсидианы с полосатой и перлитовой структурой на о. Унга, к востоку от Камчатки. Кварцевые порфиры в больших массах выступают во многих местах Германии, в Южном Тироле (окр. Болдена) и др. В России часто выступают на Урале, в Волынской г. (Овручский и Новоград-Волынский уу.), в Финляндии, в Азиатской России (о. Сахалин).

Аналоги щелочных гранитов представлены неовулканическими комендитами и более бедными кварцем пантеллеритами (о. Пантеллерия) и палеовулканическими кварцевыми кератофирами (Вестфалия, г. Магнитная на Урале, монастырь св. Георгия в Крыму и др.). Комендиты и пантеллер. характеризуются присутствием щелочных долевых липатов (в пантеллеритах анортoclаза) и натровых пироксенов и амфиболов, плагиоклазы отсутствуют.

Возраст кварцевых порфиров и кератофиров преимущественно каменноугольный, пермский и триасовый, в Англии силурийский. Из липаритов многие—третичные; современные вулканы, повидимому, совершенно не изливают липаритов.

Под влиянием горообразующих сил кварцевые порфиры и кератофиры легко превращаются в серицитовые сланцы (Альпы, Саксония, Таунус и др.).

В кварцевых порфирах нередко наблюдается параллелепипедальная отдельность (рис. 114), часто также столбчатая, редко шаровая; то же и в липаритах.

Кварцевые порфиры, как и липариты и др. близкие породы, сопровождаются рыхлыми продуктами извержения, именно пеплом, песком, лапилли, иногда и бомбами; рыхлые продукты извержения, получающиеся, как следствие взрывов паров воды при извержении, в особенности те, которые сопровождают кварцевые порфиры, обыкновенно более или

менее слежались, сцементировались, и из них образовались вулканические туфы.

Кварцевые порфиры применяются в качестве камня для мостовых, реже в постройках, иногда для украшений (квар-



рис. 114. Кварцевый порфир. Эгенталь. Южный Тироль.

цевый порфир Эльфдалена в Швеции). Сопротивление давлению сильно меняется, обычно 1500—2000 кил., иногда до 3000 кил. Кварцево-порфировые туфы применяются для полировки, в писчебумажном деле, также как легкий строительный материал: купол храма Св. Софии в Константинополе построен именно из пемзы. Коалинизированные кварцевые порфиры и липариты дают иногда (напр. Мейсен в Саксонии) после отмучивания каолин.

Трахиты и ортофиры.

Трахиты и ортофиры представляют собою излившиеся аналоги сиенитов. Трахиты названы так потому, что благодаря обыкновенно пористой основной массе они кажутся грубыми на ощупь; трахиты представляют собою светлосерые, окрашенные, белые, серые, желтоватые, красноватые породы, в обыкновенно пористой основной массе которых плавают

выделения бесцветных сапидина, кислого плагиоклаза, иногда анортклаза, в очень небольшом количестве присутствуют темные минералы, преимущественно биотит, реже роговая обманка или пироксен (гиперстен или авгит), иногда эгирин—авгит, эгирин; иногда присутствуют довольно крупные кристаллы титанита. В щелочных тра-



Рис. 115. Трахит.

хитах иногда присутствуют заместители полевых шпатов — содалит, нозеан, нефелин, лейцит. Редко встречаются оливин в более основных трахитах, кварц в более кислых. В пустотах изредка присутствуют кристаллики тридимита. Относительные количества основной массы и выделений непостоянны, как и в липаритах и кварцевых порфирах. Основная масса трахитов под микроскопом оказывается состоящей из большого количества мелких таблитчатых кристалликов сапидина, часто располагающихся взаимно параллельно и полосами, с характерным флюидальным располо-

жепием (рис. 115); иногда присутствует в большем или меньшем количестве стекло, выполняющее промежутки между табличками санидипа. Соответствующие трахитам палеовулканические бескварцевые порфиры или ортофиры отличаются от трахитов сильной степенью разрушения и перекристаллизацией основной массы; последняя значительно более компактна, чем в трахитах, часто окрашена в серо-зеленые и красно-бурые цвета; санидин всецело замещен ортошпазом.

Среди трахитов различают два типа: один — так называемый андезитовый, напоминающий ниже описанные андезиты, другой — фополитовый, так как тесно связан внешним видом, химическим составом, присутствием содалита, с фополитами. Палеовулканические аналоги нормальных сиенитов представлены ортофирами, щелочных сиенитов кератофирами; эти породы геологически не связаны с другими щелочными породами.

В химическом отношении характеризуются сходством с составом сиенитов как нормальных, так и, в других случаях, щелочных, но также отличаются несколько большим содержанием кремнекислоты, чем соответствующие глубинные породы.

Примеры анализов трахитов и ортофиров:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
I.	68,78	16,12	3,54	0,84	1,15	1,94	4,00	3,64	0,68
II.	65,01	18,27	0,84	0,83	0,80	1,50	6,79	4,34	0,71
III.	67,40	15,62	3,15		0,56	1,87	2,51	7,10	0,50
IV.	61,43	17,51	5,11	2,30	0,54	2,45	6,22	3,96	—
V.	64,62	18,22	2,68	—	0,57	1,56	4,07	8,34	0,76
VI.	65,97	17,50	1,50	—	0,34	1,89	4,56	1,85	3,85
VII.	60,68	17,74	2,64	2,62	1,12	3,09	4,43	5,74	1,26
VIII.	62,63	17,06	3,01	1,98	0,63	1,51	6,26	5,37	0,71
IX.	61,51	17,37	1,92	3,35	1,26	1,08	5,23	5,29	2,45

I. Трахит. Сюи-де-Дом. Овернь, Франция. II. Трахит. Кельберг. Эйфель, Германия. III. Ортофир. Тейско, юго-зап. Финляндия. IV. Авгитовый трахит. О. Пантеллерия, Средиземное море. V. Слюдяной трахит. Г. Бештау, окр. Пятигорска. VI. Кератофир. Гл. Алушты, южн. берег Крыма. VII. Среднее из 48 анализов трахитов по Дэли; 0,38% TiO₂; 0,06% MnO; 0,24% P₂O₅. VIII. Среднее из 19 анализов щелоч.

ных трахитов, по Дэли; 0,62% TiO_2 ; 0,13% MnO ; 0,09% P_2O_5 . IX. Среднее из 7 анализов кератофиров, по Дэли; 0,45% TiO_2 ; 0,21% MnO ; 0,02% P_2O_5 .

В зависимости от состава, среди трахитов можно различать слюдяные, роговообманковые, авгитовые трахиты; кроме того, среди щелочных трахитов—рибекитовые, эгириновые и др. Известны также и трахитовые стекла: трахитовые обсидианы (Канталъ, Франция), трахитовая пемза (Исихия и др.), трахитовые пехштейны (Сардиния); все стекла обладают составом нормальных и щелочных трахитов.

Трахиты образуют потоки, покровы, купола, иногда также и лакколиты (как, напр., в окр. Пятигорска). Трахиты встречаются в центральной Франции (Овернь), в северной Италии (Евганей), на о. Исихи, в окр. Неаполя, Персии (Денавенд), Армении (Думлидаг) и т. д. В России встречаются на Кавказе (Эриванская г., о. Гокча, в долинах рр. Куры, Аракса). В окр. Пятигорска на Сев. Кавказе встречаются трахиты, ч. близко стоящие к липаритам (трахилипариты), образуют лакколиты гор. Бештау, Железная, Развалка и Змеиная на севере, Бык, Верблюд и Конусал на сев.-зап., Мамук, Лысая, Юпа, Джуда, Золотой Курган к югу от Пятигорска; они часто характеризуются высоким содержанием SiO_2 (70%—75%) и содержат выделения кварца (Бык, Бештау, Железная), но б. ч. представляют собой кислые трахиты с наименьшим содержанием SiO_2 (62,82%) (Юпа); полевой шпат их—анортотлаз; иногда с эгирином—авгитом. Близко к пятигорским трахитам стоят породы гор Хара-Кора (Терская обл.).

Ортофиры пользуются не особенно большим распространением; известны в виде залежей и потоков в Тюрингии, в юго-западной Финляндии, в горах Кусь-Мулла в окр. Ташкента; пироксеновый ортофир выступает в Липовецком у. Киевской г.; кроме того известны ортофиры также в Волынской губ.

Кератофиры выступают в Фихтеле (Германия), на южном берегу в Крыму, на г. Магнитной (ю. Урал).

Трахиты и ортофиры иногда сопровождаются рыхлыми продуктами извержения и вулканическими туфами.

Трахиты часто применяются в постройках. Однако, сравнительно легко поддаются вредному влиянию погоды, осо-

бенно, когда содержат крупные кристаллы санидина. Сопротивление давлению их 600 — 700 кил. в большинстве случаев.

Фонолиты и элеолитовые порфиры.

Фонолиты и элеолитовые порфиры представляют собою излившиеся аналоги глубинных элеолитовых сиенитов. Фонолиты в свежем состоянии характеризуются обыкновенно сильно преобладающей плотной, напоминающей рог, основной массой с занозистым изломом; окраска ее зеленоватая или буровато-зеленая, с характерным жирным блеском; при разрушении основная масса становится более матовой, приобретает грязно-белый, желтоватый, буроватый, иногда красный цвет, причем окраска ее часто становится пятнистой; среди выделений присутствуют видимые простым глазом таблитчатые кристаллы санидина иногда анортита и нефелина, из которых последний простым глазом по большей части неразличим, отдельные выделения пироксена (авгита или эгирина), иногда и амфибола, редко биотита, часто встречаются кристаллы гаюина, нозеана и титанита, редко лейцит. Среди фонолитов различают, в зависимости от строения и состава основной массы, две большие группы: **трахитоидные фонолиты**, в которых основная масса состоит главным образом из мелких таблитчатых кристалликов санидина, с примесью нефелина, эгирина и др., и **нефелинотомные**, в которых основная масса состоит из большого количества короткостолбчатых кристалликов нефелина, в виде прямоугольников и шестиугольников, к которым присоединяются в более или менее значительном количестве кристаллики эгирина, санидина и др. Витрофирные разновидности встречаются крайне редко. Часто обладают пластинчатой отдельностью. Образуют типичные купола (Сев. Богемия), то потоки и покровы; фонолитовая пемза известна на берегах Маахерского озера (Германия). Наиболее древние фонолиты принадлежат каменноугольному периоду (Бразилия); образовывались они в третичный период и доныне (Канарские острова, Сардиния, Испания, вулканы восточной Африки и др.).

Лейцитофирами называются фонолиты, в которых большая часть санидина замещена лейцитом; характеризуются боль-

шим содержанием минералов группы гаюина и меланита окрашены в зеленоватые, серые, желтовато-бурые цвета; обладают тонкозернистой, редко плотной основной массой (Кайзерштуль в Германии, острова Зеленого мыса, Каменная Тунгуска в Сибири и др.).

Лейцитовыми фонолитами называются порфировые породы; порфировыми выделениями которых являются санидин и лейцит; нефелин совершенно отсутствует; из темных минералов присутствует эгирин-авгит; примешаны гаюин, титанит и др. О. Браччиано в средней Италии, в южной Италии, на Мадагаскаре и др.

Таймыритом названа была порфировая порода, состоящая из анортоклаза, санидина, позеана, биотита, амфибола, стекла, выступающая в Таймыре (Сибирь).

Нефелиновыми порфирами называются нефелиновые (элеолитовые) сиениты с резко выраженным порфировым сложением; в свежих породах ортоклаз довольно сильно блестит, между тем как выделения нефелина по большей части разрушены и превратились иногда в красноватый агрегат слюдовидных минералов (либнеритовый порфир Тироля) или в другие, более светлые агрегаты тех же минералов.

Примеры анализов фонолитов и лейцитифира.

	SiO_2	Al_2O_3	F_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
I.	55,93	21,93	3,62	0,34	0,61	2,54	7,84	6,01	0,72
II.	55,01	21,67	1,95	1,86	0,13	2,12	9,78	3,54	2,17
III.	48,46	21,28	2,17	3,75	0,68	4,58	8,41	5,86	2,08
IV.	57,45	20,60	2,35	1,03	0,30	1,50	8,84	5,23	2,04

I. Трахитоидный фонолит. О. Колумбретские; $0,42\% TiO_2$. II. Нефелинитоидный фонолит. Гегау, Германия. III. Лейцитифир. О. Зеленого Мыса. IV. Среднее из 25 анализов фонолитов, по Дели; $0,41\% TiO_2$; $0,13\% MnO$; $0,12\% P_2O_5$.

Фонолиты иногда обладают таблитчатой отдельностью и тогда идут на приготовление черепиц для крыш, полов, сидений и т. д. Сопротивление давлению чаще всего 1700—2300 кил. Некоторые фонолиты на воздухе быстро разрушаются.

Андезиты и порфириды.

Андезиты и порфириды рассматриваются, как излившиеся аналоги не только диоритов, но и некоторых близких к диоритам гранитов, богатых плагиоклазом, с одной стороны, и некоторых габбровых пород, с другой. Они составляют переходную ступень от липаритов и кварцевых порфиров к метафирам, базальтам и диабазам, излившимся аналогам большинства габбровых пород.

Андезиты и порфириды представляют собою излившиеся порфировые породы, первые — неовулканические и более свежие, вторые — палеовулканические и более сильно измененные, часто, благодаря этому, с типичным зеленым оттенком окраски. Среди выделений присутствует обыкновенно кислый плагиоклаз, в андезитах часто совершенно сходный по свежести с санидином (с так наз. микротинковым характером), в порфиридах более матовый; плагиоклазы принадлежат обыкновенно основному олигоклазу и андезиту, реже лабрадору и характеризуются часто прекрасно и резко выраженной зонарной структурой; кроме того в некоторых разновидностях андезитов и порфиритов присутствуют выделения кварца (кварцевые андезиты или дациты и кварцевые порфириды), затем биотит, роговая манка и пироксен (авгит, гиперстен или энстатит), то отдельно одни от других, то вместе; последние три минерала определяют то или иное название андезитов и порфиритов. Кроме того, иногда присутствуют гранат, оливин, титанит, почти всегда апатит и железные минералы — магнетит и титанистый железняк. Выделения часто в большей или меньшей степени корродированы, особенно кварц, биотит, роговая обманка; они частью растворены, частью, особенно по краям, изменены; в последнем случае пироксены, роговые обманки и биотит бывают окружены оболочкой из агрегата мелких зернышек авгита и магнетита; биотит и роговая обманка присутствуют главным образом в более кислых разновидностях, пироксены — в более основных. Основная масса состоит главным образом из плагиоклаза, в дацитах, и кв. порфиритах с примесью кварца и ортоклаза; кроме того часто примешаны зернышки авгита, магнетита; апатит присутствует в небольшом количестве. Таблитчатые кристаллики плагиоклаза основной

массы иногда образуют вместе с кристалликами авгита и магнетита спутанный агрегат (пилотакситовая основная масса); в других случаях она приобретает (в диоритовых порфиритах) характер тонкозернистого диорита; в некоторых андезитах наблюдаются остатки стекла, запутанные среди агрегата плагиоклаза, авгита, магнетита (гиалопилитовая основная масса) (рис. 116). Иногда наблюдаются также и андезитовые стекла, как лишенные воды, так и содержащие ее, обсидианы, пемза, перлиты, пехштейны, состава, тождественного с составом многих андезитов.

В химическом отношении характеризуются теми же признаками, как и глубинные аналоги их.

Примеры анализов дацитов, андезитов и порфиритов.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
I. 66,18	18,71	1,49	2,00	0,87	3,28	3,63	2,84	0,72	
II. 73,73	14,77	—	0,94	1,93	3,27	2,75	1,76		
III. 63,80	15,62	0,72	2,31	1,15	3,32	5,47	3,26	3,59	
IV. 66,41	15,76	4,52	1,95	4,03	5,00	1,91	0,46		
V. 61,90	17,28	1,79	5,76	2,76	4,68	2,52	1,80	1,30	
VI. 60,35	17,49	5,69	3,95	6,12	3,62	1,14	0,89		
VII. 65,46	15,63	—	6,65	2,11	4,24	4,09	1,33	0,31	
VIII. 66,95	15,86	1,75	1,67	1,85	4,16	4,36	1,78	2,24	
IX. 59,94	15,52	2,53	2,06	3,62	6,76	4,46	1,29	3,85	
X. 54,52	12,92	2,31	5,46	4,63	7,24	2,57	1,43	9,93	
XI. 56,67	17,97	2,78	4,92	3,11	6,27	2,36	2,64	—	
XII. 51,88	21,35	4,64	3,76	2,98	6,90	3,44	2,36	2,10	
XIII. 46,27	16,87	14,70	—	5,97	3,73	7,86	0,87	3,08	
XIV. 55,34	17,14	6,28	3,26	3,69	7,07	3,45	3,17	6,92	
XV. 46,56	12,33	6,62	7,09	12,49	13,18	1,75	0,24	0,54	
XVI. 54,73	19,26	8,00	—	0,14	4,22	6,78	4,68	сл.	
XVII. 56,59	17,31	3,33	3,13	2,75	5,80	3,58	2,04	1,26	

I. Дадит. Калько у Бло, Кавказ. II. Августовый дацит с крупными плагиоклазами, со сферолитовой основной массой. Кара-Даг, Крым. III. Гиперстеново-амфиболовый дацит (с 1,04% TiO_2). Вершина Эльбруса, Кавказ. IV. Дадит. Устье Чхери, Военно-Грузинская дорога. V. Андезито-дацит, Казбек. VI. Андезит. Верховья ледника Анабот, Кавказ. VII. Биотитово-амфиболовый дацит. Арарат. VIII. Роговообманковый палеоандезит (порфирит). Аюта Таганрогского уезда.

IX. Авгит—содержащий амфиболовый палеоандезит, Мокрая Волноваха, Мариупольского у. Екатеринославской губ. X. Роговообманковый порфирит. Р. Селемджа, Восточная Сибирь. XI. Авгитовый порфирит. Область р. Зея, Восточная

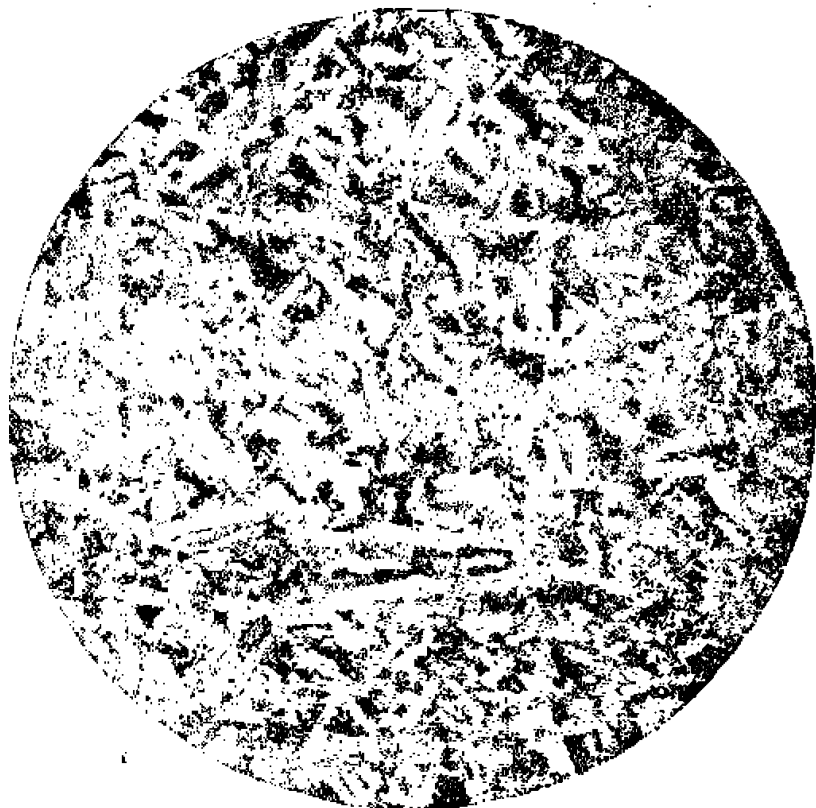


Рис. 116.—Авгитовый порфирит. (Бразилия)

Сибирь. XII. Роговообманково-авгитовый порфирит. Там же. XIII. Авгитовый порфирит. Ротка, Кавказ. XIV. Лабрадоритовый порфирит. Вершина Атач, г. Магнитная, Южный Урал. XV. Габбровый порфирит. Жила в габбро. Фарковский увал, Северный Урал. XVI. Трахи-андезит. Левенбург, Зибенгебирге. XVII. Среднее из 87 анализов андезитов по Дели; $0,57\% \text{H}_2\text{O}_2$; $0,18\% \text{MnO}$; $0,28\% \text{P}_2\text{O}_5$.

В зависимости от состава различают: биотитовые, роговообманковые и пироксеновые дациты, выделения которых принадлежат кислому плагиоклазу, кварцу и одному из темных минералов. Авгитовые дациты выступают между прочим в Армении (г. Паландекен Даг), роговообманковые дациты—

бл. Боржома в долине р. Куры, дациты с гналопилитовой основной массой выступают также на Эльбрусе и др.; авгитовые дациты обнажаются на Казбеке; кроме того дациты известны в больших массах в Андах, в Венгрии, и во многих других частях Южной, также и Северной Америки, в Италии (Эвгапей) и мн. других местах.

Среди андезитов также различают биотитовые, роговообманниковые, гиперстеновые, энстатитовые: биотитовые андезиты известны в Венгрии, на островах Греческого архипелага, в Калифорнии, во многих частях Северной и Южной Америки и др. Роговообманниковые андезиты встречаются среди лав угасших вулканов Кавказа (напр. Казбека), далее в Армении (около Хорассана в долине р. Аракса), в Венгрии; гиперстеновые и энстатитовые—среди лав Казбека, Эльбруса, на Алагеше, в окр. Абас-Тумана, и во многих других местах Кавказа, также в области нагорной Армении; они же образуют лавы многих действующих и в настоящее время вулканов, как, напр., Санторина, Пелеевой горы на Мартинике (извержение 1902 г.), вулкана Колима (1903), Кракатоа (1883) и др. Кроме того известны авгитовые андезиты, выступающие между прочим на Кавказе (Казбек, Эльбрус, по Георгиевской военной дороге, Ахалкалаки, Боржома). Известны также и переходные типы от трахитов к андезитам (Кавказ), называемые андезито-трахитами.

Порфириты встречаются довольно часто, при чем бескварцевые чаще кварцевых. В России они выходят на поверхность земли в большом количестве на Урале, Алтае, в горах Восточной Сибири, в Финляндии, в Волынской г. Вне России—во многих местах Альп, в Германии, Франции и др. Известны и вне Европы.

Совершенно так, как щелочные трахиты относятся к трахитам, трахи-андезиты относятся к андезитам, представляя собою продолжение, более основное, щелочных трахитов; эти породы часто характеризуются содержанием щелочных минералов, именно нефелина, лейцита, гаюина, натровых амфиболов и пироксенов, хотя и не всегда; когда эти минералы отсутствуют, трудно установить границу между собственно-андезитами и трахи-андезитами. Типичные представители трахи-андезитов выступают в Зибенгебурге (типы трахитов Понца и Драхенфельса), в центральной Франции

(Мон-Дор, Канталь), на Канарских и Азорских островах и т. д.

Формы залегания андезитов и порфиритов разнообразны. В некоторых случаях они образуют небольшие штоки (диоритовые порфириты Квенаста в Бельгии), иногда лакколиты (третичные андезиты гор Генри в Утахе С. Америки); часто образуют мелкие залежи и жилы (Тироль, Урал), обыкновенно же типичные для излившихся пород потоки и покровы, часто в сопровождении рыхлых продуктов извержения и туфов; мощность покровов некоторых порфиритов значительна: так в окр. Лугано (юж. Альпы) она достигает 400—500 м. Иногда образует и купола (Венгрия).

Возраст порфиритов в Европе чаще всего пермо-каменноугольный. Отдельность как в них, так и в особенности в андезитах, часто столбчатая.

Порфириты и андезиты применяются в постройках, также в качестве камня для мостовых; в большом количестве разрабатываются в Квенасте (Бельгия); особенно красивы соскорутизованные порфириты Лебель-Дукана в Египте (*porfido rosso antico*), также зеленый порфирит Марафона (Пелопонес), носящий название *porfido verde antico*.

Базальты, мелафиры, диабазы.

Базальты, мелафиры и диабазы представляют собою излившиеся аналоги глубинных габбровых пород.

Базальты и мелафиры очень богаты темными минералами и почти всегда мало разрушены, благодаря чему обладают темной, нередко совершенно черной окраской; наоборот, диабазы при том же составе отличаются меньшей степенью сохранности, минералы их в значительной степени изменены; в них в большем или меньшем количестве присутствуют вторичные минералы зеленого цвета: хлориты, уралитовая роговая обманка и др., благодаря чему порода приобретает заметный зеленый оттенок.

Базальты отличаются от мелафиров лишь отсутствием в базальте порфировой структуры и отчасти возрастом; первые—преимущественно третичные и послетретичные, вторые—преимущественно каменноугольные и пермские. Кроме того некоторые исследователи называют мелафирами оливин содержащие базальты.

Базальтами и мелафирами называются обыкновенно темные, часто совершенно черные излившиеся породы, мелкозернистые до плотных, иногда и средне-зернистые, в некоторых случаях порфировые, часто равномерно зернистые, состоящие из основного плагиоклаза и авгита; кроме того, часто присутствует оливин и в большом количестве магнетит, титанистый железняк, апатит; иногда присутствуют ромбические пироксены, роговая обманка, кварц, самородное железо.

Плагиоклаз принадлежит б. ч. Labrador, битовниту, иногда и анортиту; порфировые выделения образованы в большинстве случаев кристаллами, таблитчатыми по плоскости $M. (010)$ или почти изометричными; нередко ясно выражена зонарная структура; плагиоклаз второй генерации (основной массы) обладает тонко пластинчатой формой, авгит образует кристаллы черного цвета; в шлифе же окраска его зеленоватая, иногда красновато-бурая до буроватого; редко он бесцветен; иногда присутствует эпстатит-авгит; при выветривании авгиты часто переходят в хлорит, иногда в серпентин, в других случаях происходит преобразование, независимо от процессов выветривания, авгита в амфибол (уралитизация); роговая обманка базальтическая. Оливин чаще всего образует выделения, редко встречается в основной массе. Оливин чаще всего переходит в серпентин, реже в иддангсит или иные минералы. В некоторых случаях он образует самостоятельные агрегаты (скопления) внутри базальтов, иногда довольно больших размеров.

Основная масса базальтов и мелафиров нередко полнокристаллическая и состоит из агрегата преобладающих табличек плагиоклаза, кристалликов авгита и магнетита, причем иногда замечен резко выраженный идиоморфизм плагиоклаза по отношению к авгиту; авгит как бы выполняет промежутки между неделимыми плагиоклаза, благодаря чему получается типичная диабазовая или офитовая структура; если же между такими кристаллами плагиоклаза, пересекающимися по различным направлениям, наряду с авгитом присутствует еще и стекловатая масса (аморфная), получается интерсертальная структура основной мас-

сы (рис. 117), наконец, если почти вся масса стекловатая, получается витрофировая структура (рис. 118).

Среди базальтов различают несколько типов, в зависимости от величины зерен минералов, их образующих; различают крупно-до средне-зернистого долерит, мелкозернистый анамезит и тонкозернистый до плотного, собственно базальт.



Рис. 117.—Базальт. Берестовец.

В зависимости от присутствия или отсутствия оливина различают базальты оливинные и безоливиновые.

В химическом отношении базальты характеризуются малым содержанием кремнекислоты, иногда понижающимся до 40%; содержание Al_2O_3 колеблется между 10% и 20%, иногда оно несколько больше; характерно большое содержание MgO и CaO , также значительное содержание железа: сум-

ма окислов железа от 10% повышается в наиболее основных базальтах до 25%; сумма щелочей мала, причем почти всегда Na_2O больше, чем K_2O .



Рис. 118.—Витрофировый базальт. Гессен. Серый фон—стекло, светлые выделения—плагноклазы и оливин.

Примеры анализов базальтов и мелафиров:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
I.	49,67	13,57	7,79	7,21	5,53	12,37	1,57	1,20	0,15
II.	40,27	18,54	6,08	5,62	3,76	10,38	3,45	2,22	—
III.	40,56	15,92	7,12	7,03	10,86	12,38	2,40	1,09	1,00
IV.	49,06	19,84	3,46	8,62	2,51	8,95	2,92	0,53	2,34
V.	49,46	19,83	6,45	3,29	4,13	0,30	3,13	1,24	1,09
VI.	51,13	22,74	1,62	4,81	3,56	11,47	3,06	0,44	0,28
VII.	52,61	18,94	9,60	—	3,56	9,14	2,62	0,86	3,27
VIII.	50,31	16,72	4,19	5,01	6,69	7,73	2,50	2,53	3,16
IX.	49,06	15,70	5,38	6,37	6,17	8,95	3,11	1,52	1,62
X.	49,06	15,70	5,37	6,34	6,03	8,91	3,18	1,63	1,76
XI.	50,60	17,40	4,57	6,29	4,89	8,09	3,23	1,76	1,83

I. Лава Геклы, 1,50% TiO_2 . II. Лава Этны (базальт) 30 января 1865 г. III. Базальт. Лаузиц, Силезия, 1,34% TiO_2 . IV. Базальт (мезозойский). Окр. Ровно, Волынской г. V. Оливиновый базальт. О. Сахалин (1,67% TiO_2). VI. Базальт. О. Сахалин. (1,00% TiO_2). VII. Мелафир. Кобоза на р. Альма, Крым. VIII. Мелафир. Тюрингенский лес, Германия. 0,64% TiO_2 . IX. Среднее из 161 анализа базальтов. 17 оливиновых диабазов, 11 мелафиров и 9 долеритов, по Дэли; 1,36% TiO_2 ; 0,31% MnO ; 0,45% P_2O_5 . X. Среднее из 161 анализа базальтов, по Дэли. 1,39% TiO_2 ; 0,29% MnO ; 0,47% P_2O_5 . XI. Среднее из 11 анализов мелафиров, по Дэли; 0,68% TiO_2 ; 0,46% MnO ; 0,20% P_2O_5 .

Базальты, в особенности содержащие оливин, чрезвычайно широко распространены, выступают во многих местах Зап. Европы (Венгрия, Германия и др.); в громадных количествах выступают базальты в северной Ирландии, Исландии, на Гебридских островах, на о. Ян-Майен, достигают Гренландии. Из современных вулканов доставляют базальтовые лавы Мауно-Лоа, Гекла, Этна и др. Базальты, содержащие самородное железо, выступают на о. Диско у Гренландии; самородное железо образует в этом базальте как мельчайшие зернышки, так и глыбы в несколько кубических метров, причем железо частью содержит никкель; базальт, содержащий мелкие зернышки самородного железа, выступает в с. Берестовец и с. Злазни в окр. Ровно, Волынской г. Оливиновые и безоливиновые базальты в России выступают довольно часто в Закавказьи (бл. о. Гокча, в окр. Эривани, на Плато Алагеза и мн. др. местах), в Мариупольском у. Екатеринославской г., на Алтае, на Камчатке, в Забайкальской обл., на О. Сахалине.

Базальтовые стекла или **гналобазальты** образуют иногда края жил базальтов или образуются на поверхности базальтовых потоков; редко образуют самостоятельные потоки; известны базальтовые обсидианы, базальтовые перлиты, базальтовые пехштейны (Гавайские острова).

Базальты образуют часто потоки, покровы, иногда жилы, купола; характерна чрезвычайно отчетливая столбчатая отдельность (рис. 101), напр., в мезозойских базальтах Волынской г., которые распадаются на шестиугольные столбы; особенно знамениты столбчатой отдельностью базальты, обра-

зующие мостовую гигантов в Ирландии (Априм), Фингалову пещеру на о. Стаффа и др.

Мелафиры известны во многих местах Германии, далее в Альпах и т. д. В России выступают, между прочим, в Крыму в долинах Бодрека и Альмы.

С базальтами и мелафирами в высшей степени тесно связаны диабазы, которые обладают одинаковым с ними составом из основного плагиоклаза и авгита, нередко с оливином (оливиновые диабазы); их структура тождественна со структурой некоторых разновидностей этих же пород; от первых диабазы не существенно отличаются в общем более древним возрастом и большей степенью разрушения; благодаря новообразованию в них уралитовой роговой обманки и хлорита, они получают зеленую окраску.

Диабазы представляют собою зернистые породы различной крупности зерна; при плотной структуре получают диабазовые афаниты; изредка обладают порфировой структурой (диабазовые порфириты): для них в высшей степени характерна офитовая или диабазовая структура: плагиоклаз образует удлиненные зерна, располагающиеся по различным направлениям; промежутки между ними заполнены неправильными зернами авгита (рис. 119). Плагиоклаз обыкновенно окрашен либо в белый, либо в зеленоватый цвет и принадлежит чаще всего лабрадору и лабрадору битовниту. Авгит черный или зеленовато-черный, в шлифе светло-желтоватый или буроватый. Он часто в значительной степени разрушен и иногда переходит в уралитовую роговую обманку (уралитовый диабаз); в других случаях образуются листочки зеленого хлорита. Кроме этих минералов, могут присутствовать оливин, первичная роговая обманка, биотит, титанистый железняк и др.; редко присутствует кварц (кварцевые диабазы Скандинавии, Канады и др.). Иногда плагиоклаз представлен альбитом или альбитом-олигоклазом (альбитовые диабазы Красной Поляны на Кавказе, окр. д. Лимеппы около Севастополя и др.). В „ортоклазовых“ диабазах Центрального Кавказа (р. Генал-Дон) наряду с ортоклазом и альбитом присутствует кали-натровый полевой шпат (Велянкин).

В некоторых случаях в диабазах присутствуют пустоты, заполненные известковым шпатом, кварцем и др.; получает-

ся диабазовый мандельштейн. Изредка попадаются и стекловатые разновидности—преимущественно на краях жил (вихтит бл. Гельсингфорса). Вариолит представляет собою диабаз

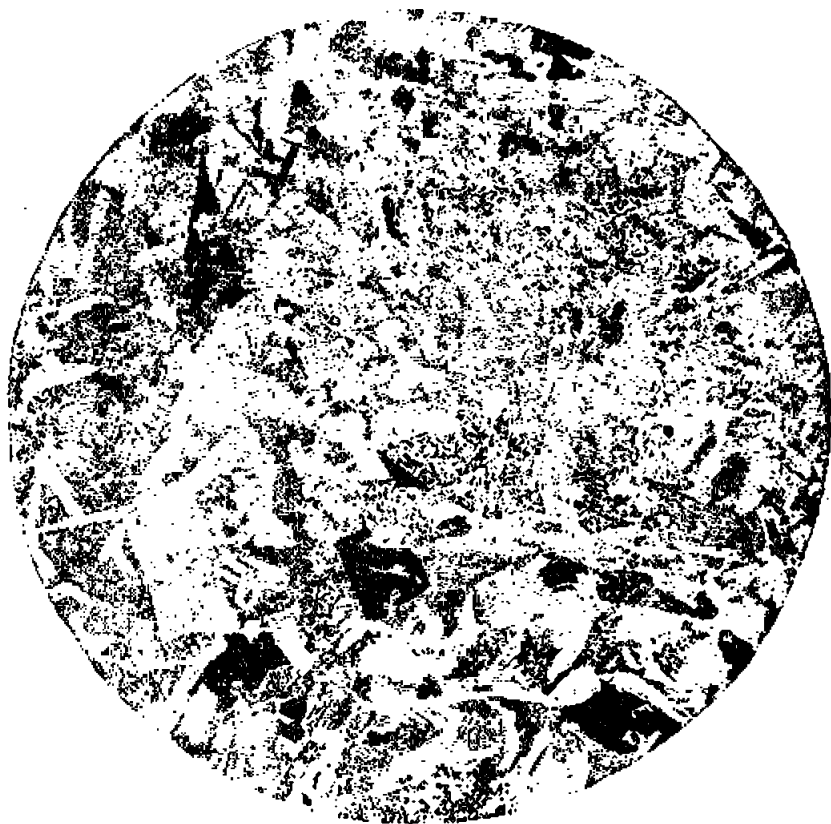


Рис. 119. Диабаз. Швеция. Белый—платиоклаз, серый—авгит, черный—титанистый железняк.

со сферолитами, состоящими из удлиненных кристалликов полевого шпата (Млгуба, Олонецкой г., Фогтланд и др.).

В химическом отношении диабазы тождественны с базальтами и мелафирами.

Примеры анализов диабазов.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
I.	49.19	16.83	1.96	8.15	7.50	12.38	3.24	сл.	1.41
II.	47.19	12.88	5.42	11.30	6.15	9.62	3.55	0.79	1.92
III.	45.78	19.36	5.17	6.62	7.64	9.32	1.98	2.04	1.34
IV.	49.69	13.92	9.58	5.82	6.28	11.11	2.09	0.55	1.75
V.	46.42	13.95	3.80	9.04	8.02	13.06	2.18	0.26	0.98

VI. 47.15	16.09	4.59	9.49	4.43	8.86	4.46	0.39	2.39
VII. 46.40	22.74	4.61	4.88	2.05	9.09	3.44	1.04	3.80
VIII. 50.65	19.52	1.03	5.82	6.04	6.26	4.67	3.02	1.22
IX. 47.79	19.76	0.93	4.96	5.93	7.57	5.01	1.29	1.49
X. 49.71	17.58	1.72	6.33	5.25	6.71	2.41	4.69	—
XI. 50.12	15.68	4.55	6.73	5.85	8.80	2.95	1.38	1.93
XII. 50.10	14.43	5.06	6.31	7.32	9.53	2.75	0.73	2.00

I. Диабаз. Из жил по Ассе. Кавказ. II. Диабаз. Исачки, Лубенского у. Полтавской г. III. Диабаз. Область р. Ангары, Восточная Сибирь. IV. Диабаз. Троицкое месторождение, Сев. Урал. V. Диабаз. О. Сахалин. VI. Альбитовый диабаз. Красная поляна, Кавказ, бл. Черного моря (1.32% TiO_2). VII. Альбитовый диабаз. Д. Лимены, Южный берег Крыма. (0.44% TiO_2). VIII. Эссекситовый диабаз. О. Сахалин (1.84% TiO_2 , 0.24% MnO , 0.45% P_2O_5). IX. Эссекситовый диабаз, близкий к трахидолеритам. Минусинск, Сибирь. X. Ортоклазовый диабаз. Генал-Дон. Кавказ (1.30% TiO_2 , 0.14% MnO). XI. Среднее из 20 анализов диабазов, по Дзели (1.41% TiO_2 , 0.23% MnO , 0.37% P_2O_5). XII. Среднее из 17 анализов оливиновых диабазов, по Дзели, (1.25% TiO_2 , 0.25% MnO , 0.27% P_2O_5).

Диабазы образуют потоки, покровы, залежи, жилы.

Широко распространены на областях выступания палеозойских пород в Германии (Фихтель, Саксония, Тюрингия и др.), на Скандинавском полуострове, в Финляндии и др. В России, кроме того, известны на Урале, в горах Сибири, как западной, так и восточной, на Кавказе, в Полтавской г. в окр. Исачек (Лубенский у.). Уралитовые порфириды и авгитово-лабрадоритовые порфириды выступают в России на Урале, на Кавказе, в Волынской г. (напр., в Новоград-Волынском у.) и др.

Под влиянием горообразующих сил диабазы переходят в диабазовые сланцы, зеленые сланцы и хлоритовые сланцы. Базальт представляет собой часто превосходный материал для построек домов, мостов, крепостей, гавайей вследствие крепости и столбчатой отдельности, также для мостовых; плох тем, что с течением времени дает слишком гладкую поверхность, если структура его плотная. Сопротивление давлению достигает 1,100—3,500 кил., иногда до 5,000 кил. (базальт Верестовца и Злазна, Волынской губ.). В большом количестве в качестве материала для мостовых

применяется диабаз. Его сопротивление давлению часто близко к 2,000 кил., иногда достигает 2,600 кил.

Цикриты и пикритовые порфириты.

Излившиеся аналоги глубинных перидотитовых пород отличаются от оливиновых диабазов и мелафиров отсутствием плагиоклаза; они мелко-и средне-зернисты, черные или зеленовато-черные.

Цикритовые порфириты отличаются от пикритов порфировой структурой. Сопровождают диабазовые породы в нижнем девоне в области Рейнских сланцевых гор, в меловых отложениях австрийской Силезии, где они выступают вместе с тешенитами. Химический состав тождествен с составом перидотитовых пород.

Трахидолериты.

Излившиеся аналоги эссекситов, трахидолериты представляют собою от пепельно-серого до темно-серого цвета порфировые породы с мелкозернистой, часто пористой основной массой, в которой плавают выделения основного плагиоклаза (битовнита и лабрадора, [реже андезина) и пироксена (эгирина-авгита и диопсида, иногда с оболочками из эгирина), в основных трахидолеритах присутствует довольно часто также титан-авгит с фиолетово-серой или красновато-фиолетовой окраской и характерной структурой, „песочных часов“, к ним часто присоединяются выделения сапидина или анортита, изредка лейцита или нефелина (чаще в основной массе), минералы группы содалита (гауин, нозеан или содалит) иногда синего цвета, в некоторых случаях роговая обманка и оливин; далее также биотит, магнетит, титанистый железняк, апатит и др.. Среди трахидолеритов, в зависимости от характера структуры различают, между прочим, трахидоидные трахидолериты и фонолитовидные трахидолериты; некоторые из последних являются излившимися аналогами части щонкинитов. Образуют потоки, покровы, жилы в соседстве со щелочными трахитами и фонолитами. Главными областями распространения их являются Канарские и Азорские острова; известны на Стромболи, в Вогемии. Химический состав аналогичен составу эссекситов.

Тефриты и базаниты.

Тефриты и базаниты представляют собою излившиеся аналоги глубинных тералитов и в высшей степени тесно связаны постепенными переходами с трахидомеритами. Они представляют собою обычно порфировые породы пещельно до темно-серого цвета, редко черного; в тонкозернистой до плотной основной массе плавают порфировые выделения пироксена (базальтический авгит, титан содержащий авгит, эгирин-авгит или иногда эгирин), б. ч. основного плагиоклаза и лейцита, образующего кристаллы в виде (211), б. ч. с округленными углами, иногда анортоклаза, редко нефелина и санидина; иногда присутствуют роговая обманка, гаюин и титанит. Тефриты характеризуются почти полным отсутствием среди выделений оливины, базаниты — присутствием последнего. Различают далее лейцитовые тефриты и лейцитовые базаниты, с одной стороны, нефелиновые тефриты и нефелиновые базаниты, с другой, в зависимости от присутствия лейцита в первом случае, нефелина во втором; промежуточное положение занимают лейцитонефелиновые базаниты.

Лейцитовые тефриты и базаниты встречаются среди лав Везувия, обыкновенно с малым содержанием оливины; далее в Сардинии, Богемии, в Албапских горах, на вулкане Килимапджаро в Африке, на Яве и т. д.

Нефелиновые тефриты и базаниты известны на Капарских и Азорских островах, в области Эйфеля (Германия) и др.

Лейцитовые породы.

Лейцитовые породы охватывают палео- и неовулканические то равномерно-зернистые, то порфировые излившиеся породы, от пещельно-серого до черного цвета, иногда буроватого, характеризующиеся составом из лейцита и авгита, как главных составных частей. Лейцит в лейцитовых породах (как и в базанитах и тефритах) идиоморфный, образует то крупные, то мелкие резко очерченные икоситетраэдры часто белые или светло-окрашенные, различных размеров, с характерными включениями, видимыми в шлифах, располагающимися часто зопарно. Полевые шпаты в лейцитовых породах отсутствуют.

Часто присутствует оливин, нередко темно-коричневые и буро-красные биотитовоговая обманка; обычно примешаны апатит, магнетит и титанистый железняк; изредка нефелин; пироксен представлен диопсидом или эгирип—авгитом, в лейцитовых базальтах—глав. обр. базальтическим авгитом и титан-авгитом.



Рис. 120. Лейцитит

Различают безоливиновые лейцитовые породы, лейцититы (Албанские горы, окр. Рима и т. д.) и оливин—содержащие лейцитовые базальты (Эйфель в Германии, во многих местах Богемии, на о. Сардиния, около Трапезунда, вблизи озера Урмия в Персии и др.)

Нефелиновые породы.

Нефелиновые породы соответствуют глубинным ийолитам и шонкипитам. Они крупнозернисты до плотных, то с равномерно-зернистой, то с порфировой структурой. Существенными составными частями их являются нефелин и авгит. Различают безоливиновые нефелиниты и содержащие оливин нефелиновые базальты. В присутствии не особенно боль-

шого количества лейцита, получаются лейцитовые нефелиниты (Камерун), в присутствии мелилита—мелилитовые нефелиниты (Британская Восточная Африка); если присутствует большое количество гаюнна, который иногда вытесняет нефелин,

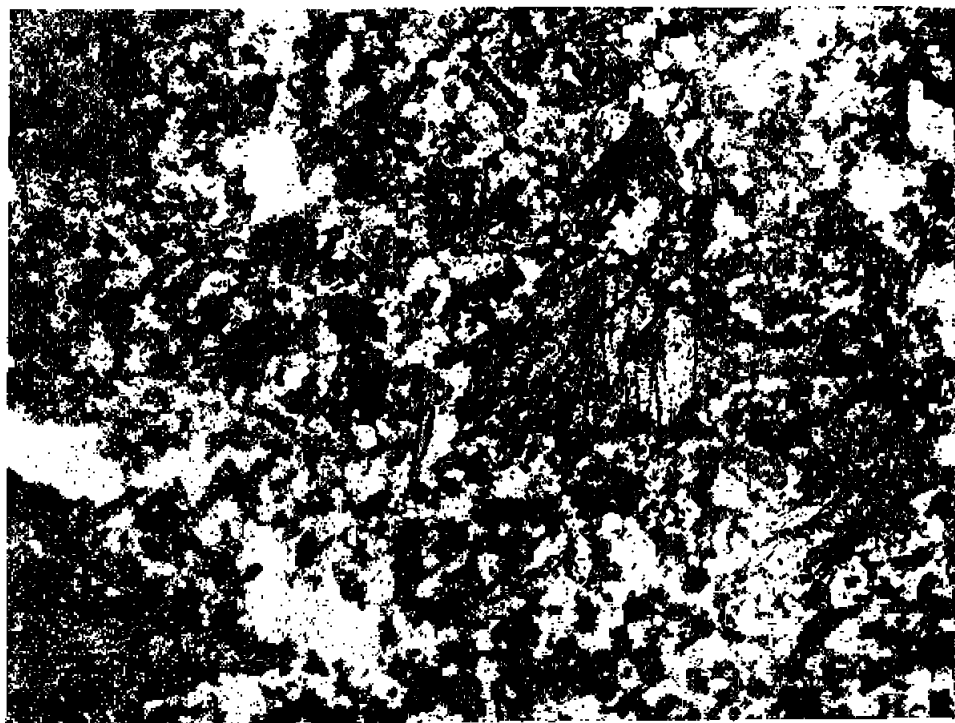


Рис. 121. Нефелинит.

порода носит название гаюннофира (о. Зеленого мыса и др.). Выступают на Капепбукеле в окр. Гейдельберга, на Кайзерштуле на берегу Рейна, в области восточно-африканского грабена и др. (рис. 121).

Мелилитовые базальты.

Мелилитовые базальты характеризуются большим содержанием мелилита и меньшим нефелина, сравнительно с нефелиновыми базальтами. Существенными составными частями их являются мелилит, оливин и авгит. Известны в Саксонской Швейцарии, Швабской Альбе и др.

Анализ очень основного мелилитового базальта, лишенного авгита из Швабского Альба:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
27,52	2,67	9,48	13,87	—	16,64	16,75	2,38	—	3,37

Лимбургиты и авгититы.

Лимбургиты и авгититы представляют собою конечные члены, лишенные полевых шпатов, трахидомеритов, тефритов, базинитов, лейцитовых, нефелиновых и меллититовых излившихся пород. Состоят из авгита и стекла с примесью различных минералов (магнетита, титанистого железняка, апатита, роговой обманки), причем авгититами называются лишенные или бедные одним из разновидностей, лимбургитами — богатые им. Обычно темно окрашены, с гипокристаллически-порфировой структурой. Лимбург (Кайзерштул в Германии), о. Пальма, Килиманджаро, Богемия, Мариупольский у. и др.

III. Жильные породы.

Жильные породы носят такое название потому, что часто (но не всегда) встречаются в виде жил, или иногда тесно связаны с теми или иными глубинными или излившимися породами, продукт расщепления магм которых они и представляют: магма частью расщепляется на темные составные части — получают темные или лампрофировые жильные породы, и на светлые — получают лейкократовые жильные породы. Жильные породы поэтому называются также породами расщепления или же пизолитами (пизо = расщепляю).

К числу лейкократовых жильных пород принадлежат:

Аплит, мелко-зернистый, обыкновенно-светло-окрашенный агрегат калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца и мусковита.

Бостонит, мелко-зернистый до плотного, светло-окрашенный агрегат щелочного полевого шпата (микроклина, анортклаза, реже ортоклаза) с небольшою примесью биотита и роговых обманок.

Тингуит, связанный обыкновенно с эфеолитовыми сиенитами и родственными им породами, мелкозернистый до плотного, часто порфировый: состоит из агрегата щелочного полевого шпата, авгита (часто эгиринна) и нефелина или лейцита.

Малхит — мелкозернистый агрегат плагиоклаза и роговой обманки.

К числу лампрофировых пород относятся:

Минетте, состоящий из агрегата калиевого полевого шпата, биотита и авгита. Обычно темно-окрашен. Если ортоклаз замещен плагиоклазом, получается **керсантит**.

Вогезит и **одинит** отличаются от минетте и керсантита лишь тем, что в них вместо биотита присутствует роговая обманка.

Наиболее основными представителями лампрофировых пород являются **мончикит**, всегда темно-окрашенный, с гипокристаллической или витрофировой структурой, состоящий из роговой обманки, авгита и стекла, того же состава **намптонит** с полнокристаллической

структурой, и **альенит**, представляющий собою богатый оливином биотитовый мончикит с различным содержанием меллалита и перовскита (о. Альпо в Швеции).

К числу жильных пород относятся также и **пегматиты**, представляющие собою крупно—до весьма крупнозернистых мусковитовые граниты, в которых отдельные кристаллы полевых шпатов, кварца и др. минералов достигают иногда громадных размеров (неск. куб. метров). Часто присутствуют редкие минералы: берилл, турмалин, корунд и многие др. В них нередко наблюдается типичная пегматитовая структура, когда кристаллы полевых шпатов прорастают многочисленными, одинаково ориентированными столбчатыми индивидуумами кварца; последние в поперечных разрезах (напр. на отшлифованной поверхности) напоминают еврейские письма (рис. 121).

Примеры анализов жильных пород:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
I.	75,03		13,80	0,35	0,23	0,11	1,01	3,47	5,75	—
II.	75,00	0,30	13,14	0,58	0,40	0,30	1,13	3,54	4,80	0,71
III.	67,53	0,07	18,57	1,13	0,08	0,24	0,55	11,50	0,10	0,31
IV.	61,32	0,80	18,43	3,84	1,60	0,46	1,45	5,75	4,94	1,31
V.	55,02	0,36	20,42	3,06	1,82	0,50	1,67	8,63	5,38	2,77



Рис. 121— Еврейский камень с Урала.

VI. 49,45	1,23	14,41	3,39	5,01	8,26	6,73	2,42	4,69	2,43
VII. 50,79	1,02	15,36	3,29	5,54	6,33	5,73	3,12	2,79	2,74
VIII. 52,62	0,54	11,86	3,60	4,18	8,55	5,86	3,21	2,83	2,70
IX. 47,23	2,04	18,49	6,14	8,79	3,92	7,89	2,84	0,51	1,39
X. 46,03	—	11,83	7,58	6,03	12,28	13,26	3,12	0,44	0,92
XI. 53,20	0,18	10,74	3,50	4,68	12,09	10,88	2,43	0,20	1,84
XII. 50,95	—	20,49	4,51	6,48	1,56	8,11	5,12	1,31	1,16
XIII. 45,17	1,90	14,78	5,10	5,05	6,26	11,06	3,69	3,73	3,40
XIV. 40,70	3,86	16,02	5,43	7,84	5,43	9,36	3,23	1,76	2,98
XV. 44,43	—	14,45	8,60	3,21	9,08	12,78	3,45	3,08	0,40
XVI. 32,31	1,41	9,50	5,42	6,34	17,43	13,58	1,42	2,70	3,15

I. Аплит. Окрестности Цейского ледника, Кавказ. II. Среднее из 15 анализов аплитов, по Дэли. $0,07\%$ MnO; $0,03\%$ P_2O_5 . III. Альбитит. Кавказ. IV. Среднее из 5 анализов бостонитов, по Дэли. $0,01\%$ MnO. V. Среднее из 15 анализов тингуантов, по Дэли. $0,22\%$ MnO; $0,06\%$ P_2O_5 . VI. Среднее из 10 анализов монетте, по Дэли. $0,13\%$ MnO; $1,12\%$ P_2O_5 ; $0,61\%$ CO_2 . VII. Среднее из 20 анализов керсантитов, по Дэли. $0,07\%$ MnO; $0,35\%$ P_2O_5 ; $2,97\%$ CO_2 . VIII. Среднее из 4 анализов вогезитов, по Дэли. $0,84\%$ MnO; $0,21\%$ P_2O_5 . IX. Спессартит. Р. Ханем, С. Урал. X. Беербахит. Тидай — камень. С. Урал. XI. Беербахит. Р. Ханем, С. Урал. XII. Рогово-обманковый беербахит. Р. Каменка, Урал. XIII. Среднее из 16 анализов мончицитов, по Дэли. $0,35\%$ MnO; $0,51\%$ P_2O_5 . XIV. Среднее из 15 анализов камтонтитов, по Дэли. $0,46\%$ MnO; $0,62\%$ P_2O_5 ; $2,61\%$ CO_2 . XV. Камтонтит. Южная часть Енисейского округа. XVI. Среднее из 6 анализов альпента, по Дэли. $0,01\%$ MnO; $2,38\%$ P_2O_5 ; $4,35\%$ CO_2 .

Распространение изверженных пород.

Изверженные породы пользуются во всех частях света чрезвычайно широким распространением и в большинстве мест, где они выступают, обнаруживают большое разнообразие; это разнообразие типов — глубинных, излившихся и промежуточных в каждой данной области в сущности больше, чем оно наблюдается исследователями, так как исследованию доступны только те части пород, которые выступают на поверхность земли либо благодаря тому, что они измались на поверхность, либо потому, что процессы размыва в связи с

горообразующими процессами обладали те породы, которые образовались на большей или меньшей глубине. Если где-либо наблюдаются выходы излившихся пород, то тут же на глубине находятся их глубинные аналоги или родственные им породы.

Петрографические провинции. То обстоятельство, что породы отдельных областей носят, при всем своем разнообразии, часто общие характерные признаки, дало повод Джекду установить термин *петрографические провинции*. Петрографическими провинциями называются области, в которых изверженные породы, образовавшиеся в течение известного геологического периода, обладают при всем своем разнообразии ясно обозначенными общими особенностями минералогического или химического состава, отличающими их от аналогичных пород какой-либо иной местности, хотя бы последние и образовались одновременно с ними. Тесная связь, которая существует между известными породами одной и той же петрографической провинции, называется, согласно Иддингсу, *кровным родством*.

Примером типичной петрографической провинции может служить прежде всего область Богемии, где излившиеся породы богаты щелочами и содержат заместителей полевых шпатов, а глубинные принадлежат к содалитовым снгитам, эссекситам и т. д., с сопровождающими их бостонитами, тингуаитами и другими щелочными жильными породами. Полную противоположность петрографической провинции Богемии представляет область Венгрии, которая характеризуется сильным развитием исключительно щелочно-земельных пород, отличающихся сравнительно малым содержанием щелочей, именно дацитов, андезитов и др. из числа излившихся, банатитов, диоритов и др. из глубинных пород. Петрографическая провинция окрестн. Христианин в Южной Норвегии, где все породы, извергавшиеся в течение большого промежутка времени, начиная от основных и кончая кислыми, характеризуются большим содержанием окиси натрия и, в связи с этим, присутствием минералов, которые содержат Na_2O в своем составе, главным образом альбита, нефелина, натровых пироксенов и амфиболов. Изверженные породы окр. Мон-Дора в Оверни (Франция) отличаются большим содержанием MgO . Южная Италия (Везувий и

его окрестности, Албанские горы и др.) характеризуется тем, что лавы, извергавшиеся здесь в течение довольно длинного промежутка времени, при разнообразном составе, всегда отличаются большим содержанием окиси калия. Во многих случаях кровное родство между породами данной области проявляется очень отчетливо в присутствии определенных минералов, характерных для данной провинции, как в кислых, так и в основных членах этой провинции. Так, в петрографической провинции юга Италии часто присутствует лейцит; в южно-русской петрографической провинции, охватывающей части Киевской, Волынской и Подольской губерний, гиперстен присутствует как в наиболее кислых гиперстеново-биотитовых графитах, так и в основных габбро-поритовых породах; в то же время в этих породах, как в кислых, так и в основных, содержащих оливин, присутствует ортоклаз. Петрографические провинции Эльбруса и Казбека с их разнообразными лавами характеризуются постоянным присутствием гиперстена.

Характер петрографических провинций часто с течением времени совершенно изменяется, причем такого рода эволюция петрографических провинций наблюдается во многих местах; так, в Вогемии в более древние времена извергались породы щелочно-земельные, и лишь в последнее геологическое время здесь произошли извержения разнообразных пород совершенно иного типа, относящихся к производным щелочной магмы. Аналогичные изменения петрографических провинций наблюдаются в Великобритании и др.

Тихоокеанский и Атлантический типы пород. Среди изверженных пород необходимо различать две большие группы: породы щелочные и породы щелочно-земельные. В распространении этих пород наблюдается та особенность, что щелочные породы особенно часто встречаются в областях, прилегающих к Атлантическому океану, щелочно-земельные особенно широко распространены в области Великого океана; на основании этого Бекке предложил называть первые — породами Атлантического типа, вторые — породами Тихоокеанского типа: эти породы в общем образуют как бы две особенно большие петрографические области с преобладанием в одной — щелочных пород, в другой — щелочно-земельных; но при всем том и в тихоокеанской области

часто развиты породы атлантического типа, и наоборот. Выходы пород одного и другого типов до известной степени связаны с определенными тектоническими процессами в земной коре: щелочные породы часто связаны с процессами сбросового характера, породы щелочно-земельные — со складчатыми горообразующими процессами.

Отличия обеих групп пород очень характерны:

Породы атлантического типа:

Щелочные полевые шпаты образуют главную массу кислых и средних пород, часто присутствуют в основных.

Части микро- и криптопертитовые проростания.

Части заместители полевых шпатов (лейцит, нефелин, содалит, гаюин, нозван, первичный апальцит, мелилит).

Кварц присутствует только в наиболее кислых породах.

Пироксены и амфиболы часто содержат натрий.

Часто присутствуют слюды и гранат в породах с различным содержанием кремнекислоты.

Характерно и то, что со щелочными породами чаще связано присутствие редких элементов, чем со щелочно-земельными.

Относительное распространение различных изверженных пород далеко не одинаково. Из числа глубинных пород наибольшим распространением пользуются граниты и гранодиориты, площадь распространения которых приблизительно в 20 раз больше, чем всех остальных глубин-

Породы тихоокеанского типа.

Щелочные полевые шпаты присутствуют в не особенно большом количестве, за исключением кислых пород, и отсутствуют в основных. Плагиоклаза много.

Часто наблюдается зонарная структура плагиоклазов.

Заместители полевых шпатов отсутствуют.

Кварц присутствует не только в кислых, но и во многих средних породах.

Пироксены представлены ромбическими пироксенами, авгитом, диопсидом, амфиболы — обыкновенной роговой обманкой.

Слюда обыкновенно редка, за исключением кислых пород.

ных пород вместе взятых. Среди излившихся пород пространство, занимаемое базальтами, около 20 раз больше занимаемого всеми остальными излившимися породами. Следовательно, среди глубинных пород первостепенную роль играют граниты и граптогриты, второстепенную — габбровые породы; среди излившихся, наоборот, минерит и кварцевые порфиры (излившиеся аналоги гранитов) играют вполне второстепенную роль, главную же играют базальты (излившиеся аналоги габбровых пород). Изверженные породы т.е. принадлежат к двум типам: гранитам и базальтам, как на это впервые указывали Дюррош, Котте и Бунсен, позже Миндель-Мевн, Мевинсон-Лессинг и др.

Далеко не одинаково и относительное распространение типов изверженных пород тихоокеанского и атлантического. породы второго типа в среднем составляют, по вычислениям Дэли, менее 1% всей массы пород первого типа; имеются лишь отдельные области, где количество их больше — так в области Пиренейского полуострова количество это повышается до 3%; несмотря на свое сравнительно малое распространение породы атлантического типа в отдельных областях играли видную роль и извергались в известные геологические периоды и особенно в большом количестве.

Европа. В Западной Европе с ее чрезвычайно сложной тектоникой, географическое распространение пород отличается особенной сложностью. Здесь как к северу от Альпийско-Карпатской цепи гор (главным образом в области Силезии, Богемии, южной Германии), так и к югу от этой цепи (в Италии и ее островах, на Балканском полуострове и т. д.) древнейшие изверженные породы принадлежат к тихоокеанскому типу. Позже местами одновременно происходили извержения пород и атлантического типа (нефелиновые породы южного Тироля, элениновые и иные сиениты Дитро, нефелиновые базальты и др. Ваконского леса в ю. Венгрии и др.). Наконец, в третичный период в ряде мест происходили извержения магм атлантического типа, именно в области, расположенной на выпуклой стороне Альпийско-Карпатской цепи и к западу от нее, также от Апеннин; таковы разнообразные щелочные породы Богемии, южной Германии (нефелиновые и лейцитовые породы Геггау, Рени, Эйфеля, окр. Манхерского озера, Зибенгебирге, Кансбукелы

около Гейдельберга и др.), центральной Франции (Шюп-де-Дом, Канталь, Мон-Дор, где присутствуют различные трахиты, фоволиты и ряд других нефелин—содержащих пород), южной Италии (окр. Рима, Албанские горы, окр. Неаполя с равнообразными ищелочными, содержащими лейцит, изверженными породами). Наоборот, на вогнутой стороне той же Аппенино-Альпийско-Карпатской дуги в третичное время во многих местах происходили извержения пород тихоокеанского типа; таковы угасшие вулканы северной Италии (Эггатеи и др.), северной части Венгрии и прилегающей к ней Буковины и Румынии (разнообразные диориты, банатиты, дациты, андезиты, базальты в окр. Шемница, Моравица, Чикловы, Буковина, Румынских Карпат и др.).

Более широким распространением, чем в других частях Европы, пользуются породы атлантического типа на Пиренейском полуострове, где они встречаются среди древнейших пород (элеолитовые ортогнейсы Галисии и Севаднес в Алемтею, элеолитовые сиениты Серра-де-Мончике, Пузака и др.). Эти породы, как и ряд новейших, главным образом, нефелиновых пород, пользуются распространением на Пиренейском полуострове наряду с породами тихоокеанского типа, значительно, однако, уступаая им в количественном отношении.

В Скандинавии пользуются наиболее сильным развитием разнообразные породы тихоокеанского типа, преимущественного граниты, и лишь местами присутствуют породы атлантического типа; (окр. Христиании, Шонень, Рагунда, о. Альне и др.).

В Европейской России широко распространены, главным образом, на окраинах ее, в Финляндии с Кольским полуостровом, Олонецкой и Архангельской г.г., на Урале, в юго-западной России—породы тихоокеанского типа; лишь местами развиты породы атлантического типа (элеолитовые сиениты, пфолиты и др. в горах Умтек и др. на Кольском полуострове, элеолитовые сиениты в окр. Миаска на Урале, элеолитовые сиениты Мариупольского уезда на юге России, мончикиты и камитониты на р. Крынке, Таганрогского у.; близки к ищелочным породам и породы, образующие лакколиты окр. Пятигорска, на северном Кавказе.

Азия. В Азии изверженные породы пользуются местами чрезвычайно широким распространением; огромные пространства занимают во многих частях ее граниты—ряд мест западной и в особенности восточной Сибири, Средней Азии и др.; во многих местах видную роль играют базальты, занимающие огромные пространства на Декане в Индии (базальтовые покровы до 200.000 кв. миль, местами, напр. около Бомбея, до 6.000 ф. мощности); громадные площади занимают основные породы в области восточной Сибири. В огромном большинстве мест выступают при этом самые разнообразные породы тихоокеанского типа; эти породы, начиная от внутренней части Аппенино-Альпийско-Карнатской дуги, тянутся через Малую Азию, всю южную, среднюю, и северо-восточную Азию до берегов Великого океана. Цепью местами присутствуют маленькие островки пород атлантического типа; таковы нефелиновые базальты окр. Трои в Малой Азии, лейцитовые породы окр. Кулы в Индии, лейцититы и лейцитовые территы окр. Транезунда, лейцитовые породы около озера Урмия в Персии, тепениты Закавказья, эеолитовые сиениты Мадраса в Индии, лейцитовые породы Целебеса и некоторых мест Явы, эеолитовые сиениты Зеравшана в Туркестане, тепениты, уртиты, пуласкиты, эесекситы и др. окр. Минусинска в юго-западной части Енисейской г., эеолитовые сиениты, камитониты и др. южной части Енисейского округа, лейцитовые феолины Тунгузки, эеолитовые сиениты Сахалина, эеолитовые сиениты Чукотского мыса; встречаются в небольшом количестве щелочные породы и в Китае.

Новейшие — третичные до современных — изверженные породы выступают как на восточном побережье Азиатского материка, так и на островах в западной части Великого океана—на Камчатке, о. Курильских, о. Японских, о. Филиппинских и на ряде других островов южной части Великого океана; они, эти породы, как и в области Зондского архипелага, принадлежат к тихоокеанскому типу и представлены главным образом андезитами; лишь местами присутствуют, как исключения, изверженные породы атлантического типа (Гавайские острова, где наряду с базальтами присутствуют в небольшом количестве содержащие гауив

нефелиновые базальты, в. Каролинские с нефелиновыми базальтами, в. Самоанские с лимбургитами, в. Тянты и др.).

Австралия. В восточной части Австралии присутствуют различного возраста изверженные породы тихоокеанского типа; в них местами присоединяются и породы атлантического типа, именно в южной части Австралии (Квинсленд, Н. Ю. Уэльс, Виктория); в Новой Зеландии и на о. Тасмании одновременно с породами тихоокеанского типа присутствуют породы атлантического типа.

С. и Ю. Америка. В С. и Ю. Америке оказывается возможным различать две области, не вполне сходные в отношении петрографическом—область западную, расположенную около берегов Великого океана, и область восточную. В первой области с ее мощными складчатыми хребтами изверженные породы, главным образом третичные и посттретичные, частью и современные, принадлежат к типу тихоокеанскому и составляют продолжение пород западной части Великого океана: глубинные породы представлены здесь главным образом гранодиоритами и гранитами, излившиеся—дацитами и особенно андезитами. Область развития этих пород захватывает о. Алеутские, Аляску, все западное побережье С. Америки, значительную западную часть Мексики с ее современными вулканами, Большие и Малые Антильские острова, все западное побережье Ю. Америки и достигает Огненной земли на юге ее. В этой области лишь крайне редко выступают породы атлантического типа (нефелиновые сиениты полуострова Аляски, тералциты Коста-Рики, лейцитовые базальты Калифорнии). Наоборот, восточная область, расположенная к востоку от Скалистых гор в С. Америке и к востоку от Анд в Южной, характеризуется при полном преобладании как среди глубинных, так и излившихся пород, изверженных пород тихоокеанского типа, присутствием многих мест, в которых развиты в довольно больших массах породы атлантического типа: таковы разнообразные щелочные породы Массачусетса (Бассетт и др.), Вермонта, Нью-Йорка, Нью-Джерсея, где развиты частью и нефелиновые сиениты, Аризона (г. Фурч, Магнет-Ков и др. с их разнообразными частью нефелин-содержащими щелочными породами), Колорадо (Пайк-Пик, Криппль-Крик и др.), С. Мексики (нефелиновые сиениты позднемиоценового

возраста в горах Сан-Карлос, в Тамаулипас, записали нефелинового тефрита в Хорулло и др. Бразилии (элеолитовые снениты, тералиты, фонолиты из окр. Рио-де-Жанейро, к востоку от Сан-Паоло, к югу от Минас-Гераес), в Парагвае и др.

Африка. В Африке наибольшим развитием пользуются, как глубинные, так и излившиеся породы тихоокеанского типа, причем местами более видная роль принадлежит породам атлантического типа, именно на о. Мадагаскаре, где развиты разнообразные щелочные породы — эфирит-рибекитовые граниты, элеолитовые снениты, пфолиты, эссекситы нефелиновые габбро и др. и их излившиеся аналоги. На материке породы атлантического типа наибольшим распространением пользуются в области знаменитых восточно-африканских грабенов (вулканы Килиманджаро, Кения и др.); известны также в Камеруне, Абессинии, Сомали, Кордофане, Занзибаре, германской юго-западной Африке, Трансваале и др.).

Атлантический океан. Область Атлантического океана характеризуется тем, что на большинстве островов его, наряду с породами тихоокеанского типа присутствуют лавы атлантического типа (Тристан-Дакунья, элеолитовые снениты, фонолиты и др. о. Зеленого мыса, нордмаркиты, эссекситы, фонолиты Канарских островов, эссекситы, лимбургиты, базальты и др. о. Мадейры, фонолитовидные и иные трахиты Азорских о. и др.); элеолитовые и содалитовые снениты в значительных массах развиты в Гренландии. На островах северной части Атлантического океана, включая и часть Гренландии, широко развиты базальты тихоокеанского типа (Новая Земля, Земля Франца Иосифа, Шпицберген, Исландия, часть Великобритании и др.); эта область может быть названа британно-арктической.

В области Антарктики развиты оба типа пород с преобладанием тихоокеанского; оба типа встречаются на о. Граама и о. Ванделе; на земле императора Вильгельма II, на вулкане Террор и др. имеются лавы атлантического типа.

Причины разнообразия изверженных пород.

В первой половине XIX столетия Вунзон пытался объяснить разнообразие химического состава изверженных

порой смешением двух различного состава, магм, изменен трахитовой, содержащей 76,07% SiO_2 , и базальтовой, содержащей 47,47% SiO_2 ; однако эта теория смешения, с успехом примененная Гунзеном к изученным им в химическом отношении лавам Исландии, оказалась совершенно неприменимой к огромному большинству изверженных пород.

В настоящее время крайнее разнообразие состава изверженных пород объясняется дифференциацией магмы. Под дифференциацией магмы вообще подразумевают совокупность всех физических и химических процессов, в результате которых происходит разделение материнской магмы на вторичные, отличающиеся в химическом отношении от материнской и ведущие к образованию известных нам изверженных пород. Обычно дифференциация происходит на более или менее значительных глубинах; если такового рода процесс происходит в каком-либо магматическом бассейне, то в отдельных частях его собираются неодинакового состава частичные, вторичные магмы, родственные друг другу, которые при процессе извержения и застывания дают начало разнообразным „комагматическим“, т. е. образовавшимся из общей материнской магмы, изверженным породам; так, если материнская магма данного магматического бассейна была особенно богата Na_2O , то и вторичные магмы и получаемые из них комагматические породы будут отличаться большим содержанием Na_2O , чем породы, полученные при дифференциации магматического бассейна иного состава.

Обычно различают два главных типа дифференциации магмы: а) магматическую, которая имеет место задолго до начала кристаллизации, на больших глубинах, при температурах, более или менее превышающих температуру затвердевания или начала кристаллизаций магмы; б) кристаллизационную, происходящую по большей части в обозначенных участках уже расщепленной магмы, при сравнительно низкой температуре, близкой к температуре затвердевания магмы или даже во время ее кристаллизации. В первом случае главную роль играет образование двух или большего числа жидких фракций по принципу флюидации.

Магматическая дифференциация. Магму мы можем себе представить как смесь двух или большего количества не смешива-

находящихся друг с другом жидкостей, и благодаря этому магма при известных температурах, расщепляется на жидкие фазы, согласно законам эвектики. При более высоких температурах получается однородный магматический раствор, при более низких—наступает момент (при определенной температуре и соответствующем давлении), когда этот раствор распадается на не смешивающиеся части; в особенности при температуре близкой к моменту кристаллизации магматического раствора. В настоящее время можно считать доказанным, что для магматических растворов характерна ограниченная смешиваемость частей его. Доказательством существования эмульсионной стадии магмы являются часто шпирры или основные выделения, иногда в изобилии присутствующие в изверженных породах, далее паровые граниты, диориты, габбро; другими доказательствами такого же процесса является полосатая структура некоторых нефелиновых сиенитов, габбро и др. Процесс ликвации играет наибольшую роль в ходе дифференциации магмы, и во время его происходит отделение растворов одного состава от растворов иного состава в крупнейших иногда размерах, причем видную роль в ходе этого процесса играет сила тяжести.

Кристаллизационная дифференциация. В том случае, когда затвердевание магмы происходит чрезвычайно медленно, при постоянном передвижении в ней по направлению кверху газов (миперализаторов), не происходит переохлаждения магмы и она постепенно кристаллизуется. Если магма не особенно вязкая, в ней благодаря действию силы тяжести происходит передвижение по вертикали выпадающих кристаллов, что ведет к изменению состава магмы в различных частях магматического бассейна.

Оба процесса—ликвации и кристаллизационной дифференциации—могут происходить и одновременно.

То обстоятельство, что удельный вес играет видную роль в процессе дифференциации магм установлено рядом наблюдений. Основание вулкана Мауна-Кеа на Гавайских островах состоит преимущественно из потоков оливинового базальта; выше последний сменяется более легкими, бедными оливином базальтами и авгитовыми андезитами и на вершине—трахилолеритовыми лавами, у. в. 2,76, с содержанием SiO_2 —51%.

Во время извержения на о. Реюнион в 1874 г. на вершине вытекали лавы анцитового андезита, у. в. 2,70, с 57,49% SiO_2 и одновременно по боковой трещине — обильный базальт, у. в. 2,97, с 48,98% SiO_2 .

Чрезвычайно характерны в этом отношении различия между глубинными породами и соответствующими им налившимися: излившиеся магмы обычно богаче SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и беднее MgO и CaO , чем глубинные; таким образом, излившиеся породы играют роль как бы флюсов; во время передвижения газов перед изливанием магмы в ней, очевидно, имеет место дифференциация ее по удельному весу — происходит отделение той части раствора, которая дает железисто-магнезиальные минералы.

Существование дифференциации магм, помимо существования петрографических провинций с присутствующими в них часто крайне разнообразными изверженными породами, связанными друг с другом „кровным родством“, подтверждается рядом наблюдений над краевыми зонами, дополнительными жилами, шдирами.

Краевые зоны. Гранитные и другие глубинные массы, обнажившиеся в настоящее время, благодаря размыту налегавших на них слоев, нередко бывают окружены каймой иного состава, чем центральная часть массива; эта краевая зона, ширина которой крайне разнообразна даже в одном и том же массиве и часто может совершенно отсутствовать, характеризуется тем, что в состав ее входит изверженные породы по большей части более основные, чем гранит; как пример, можно привести массив гранита Мейсена в Саксонии, окруженный сравнительно основными породами, в которые он постепенно переходит; прекрасным примером такой же основной краевой зоны служат некоторые граниты Пиреней, где по направлению к краям можно наблюдать постепенный переход от гранита через сиениты, диориты, габбро до пироксенитов. Во всех этих случаях происходит постепенное обогащение краев массива окислами кальция, магния и железа. Значительно реже наблюдаются кислые краевые зоны, напр., массивы сиенитов, окруженные зоной гранитов; здесь, наоборот, происходит обогащение краев кремнекислотой, щелочами и глиноземом.

Дополнительные жилы. Глубинные массивы нередко сопровождаются жилами, которые проходят в окружающие породы; эти жилы обладают в некоторых случаях не только тем же составом, как самая глубинная порода, но раздвояются на две группы: в одной группе жил присутствуют преимущественно светлые составные части породы (лессократовые жилы, окрашенные в светлые цвета), в другой группе — темные (меланократовые жилы); жилы эти иногда носят название дополнительных, так как общий их состав соответствует составу той глубинной породы, которую они сопровождают.

Шлиры. Явления дифференциации наблюдаются иногда и в незначительных размерах — как, напр., в шлирах, когда в данной породе обособляются разнообразных размеров неправильные участки иного состава, чем самая порода; так, в габбровых породах нередко шлиры хромистого или титанистого железняка.

Различия в составе частей массивов, образование дополнительных жил и шлиров, существование петрографических провинций может быть объяснено лишь тем, что магма может расщепляться, дифференцироваться.

Теория Розенбуша. Согласно Розенбушу, первичная земная магма представляла собою нечто, вроде металлического сплава, который при поднятии в более высокие горизонты окислялся и вбирал в себя воду, превращаясь в содержащую воду силикатную расплавленную массу. В металлическом сплаве процесс расщепления происходит главным образом под влиянием еродства металлических атомов, которые соединялись в отдельные группы, так называемые ядра; в первичной магме все ядра присутствовали одновременно: при дифференциации ядра могли отделяться один от других и после окисления давать те или другие разнообразные породы. Ядра эти следующие: 1) $(NaK)AlSi_2$; 2) $CaAl_2Si_2$; 3) B_2Si ; 4) B_2Si ; 5) Si ; вместо первого ядра в небольшой группе пород (уртит) присутствует ядро состава $(NaK)AlSi$.

В зависимости от относительного количества различных ядер Розенбуш разделяет вторичные магмы на три главные группы:

1. **Фойантово-тералитовые магмы.**—В чисто фойантовой магме преобладает ядро $(NaK)AlSi_3$ (щелочные граниты, щелочные сиениты, эфеоалитовые сиениты, лейцитовые сиениты и излившиеся аналоги этих пород); в тералитовой к первому ядру применяются в большом количестве ядра ${}^{\text{II}}R_2Si$ и ${}^{\text{II}}R_2Si_2$ или, другими словами, эти два ядра не отщепляются от первого (эссекситы, тералиты, шоввиниты, ийолиты и их излившиеся аналоги).

2. **Гранито-диоритовые магмы,** образованные смесью ядер $(NaK)AlSi_3$ и $CaAl_2Si_2$ (щелочно-земельные граниты и сиениты, кварцевые диориты, диориты и излившиеся аналоги).

3. **Габбро-перидотитовые магмы** отличаются малым содержанием ядра $(NaK)AlSi_3$, увеличением содержания ядра $CaAl_2Si_2$ и большим содержанием ядер ${}^{\text{II}}R_2Si$ и ${}^{\text{II}}R_2Si_2$, которые в некоторых случаях совершенно вытесняют ядро $CaAl_2Si_2$ (габбро, протекситы, перидотиты и излившиеся аналоги).

Каждая из этих трех групп магм сопровождается своими собственными, характерными для них, жильными породами, в общем образующими жильную свиту той или иной магмы.

Вопрос относительно того, насколько применима ядерная гипотеза Розенбуша, остается пока открытым.

Теория Мишель-Леви. Мишель-Леви высказывается в пользу, того, что первичная магма стремится расщепиться на две части именно на более тяжелую, железисто-магнезиальную магму, и на более легкую—щелочную. При этом расщеплении минерализаторы сопровождают наиболее легкие магмы; следствием этого является то, что производные щелочных магм несравненно более энергично действуют в контактах сравнительно с магнезиально-железистыми, которые изменяют соприкасающиеся с ними породы лишь на небольшом протяжении. После расщепления каждая из двух магм следует в своем дальнейшем развитии по своему собственному пути, изменяя свой состав под влиянием процессов, происходящих внутри них и в зависимости от тех пород, с которыми они соприкасаются.

Причины дифференциации магмы. Одной из главных причин дифференциации магмы является охлаждение ее

магма, паходившаяся в состоянии равновесия в более высоко нагретых горизонтах земной коры, при поднятии в верхние горизонты или при постепенном охлаждении земного шара вообще, охлаждается, и равновесие в ней нарушается; в таком случае в ней начинается приспособление к новым условиям, которое выражается в передвижении частиц ее из одной части магматического бассейна в другую, происходит ее расщепление, дифференциация; этот процесс происходит особенно благоприятно, если при этом магма в различных своих частях не одинаково охлаждается; при более сильном охлаждении она начинает кристаллизоваться. Другой причиной может быть выплавление и ассимиляция магмой тех горных пород, с которыми магма приходит в соприкосновение: выплавленные породы также нарушают равновесие в магме, и это равновесие восстанавливается лишь путем перегруппировки составных частей магмы. Важную роль играет удельный вес; при расщеплении более тяжелые элементы магмы собираются в больших глубинах ее, чем более легкие. Такого рода дифференциация магмы по удельному весу особенно ясно наблюдается в богатом месторождении никелевых руд в Седбери в Канаде; здесь вверху располагается гранит, содержащий 66,87% SiO_2 ; с уменьшением содержания Si , Na и K и увеличением— Ca и Mg он постепенно переходит в гранодиориты, кварцевые диориты, микроpegматитовый сиенит, в конце концов в норит с 54,61% SiO_2 ; в основании, без резкой границы, располагаются наиболее тяжелые продукты дифференциации—никелевые руды.

Под влиянием различия в удельных весах и самый состав земного шара, согласно Зюссу, обладает слоистостью (стратосфера); центральная его часть, до $\frac{3}{4}$ радиуса, характеризуется составом из никеля и железа, нифе, по терминологии Зюсса, и из серпистых металлов; далее, начиная с глубины 1500 кил., идут слои пифе сима, богатые никелем и железом, с одной стороны, кремнекислотой и магнием (сима) с другой; за ними идет слой, характеризующийся составом преимущественно из сима, и, наконец, поверхностные части стратосферы, богатые щелочами и кремнекислотой (сала).

Таблица для определения изверженных пород.

1. Породы глубинные. Структура равномерно-зернистая или порфировидная. Почти всегда присутствуют один или несколько темных минералов (биотит, роговые обманки, пироксены, оливин, турмалин).

А. С полевыми шпатами. Без их заместителей (нефелина, лейцита, минералов гр. содалита).

Аа. Присутствует ортоклаз (микроклин).

1. Кварца много.

1а. Присутствует плагиоклаз. Ортоклаз (микроклин) преобладает.

Граниты.

Разновидности: биотитовый, мусковитовый, двуслюдяной, роговообманковый, авгитовый, гиперстеновый, диаллаговый, хлоритовый, турмалиновый и др.

1б. Ортоклаз приблизительно в одинаковом с плагиоклазом количестве

Адамеллит.

1с. Плагиоклаз преобладает над ортоклазом (микроклином)

Тоналит, банатит.

1д. Плагиоклаз отсутствует. Присутствуют щелочные полевые шпаты (альбит, ортоклаз, микроклин, анортотоклаз)

Щелочные граниты.

Разновидности: биотитовый, эгириновый, арфведсопитовый, рибекитовый, турмалиновый и др.

2. Кварц отсутствует или его мало.

2а. Ортоклаз (микроклин)

преобладает над плагиоклазом

Сиенит.

Разновидности: роговообманковый, авгитовый, биотитовый.

2б. Ортоклаз (микроклин) и плагиоклаз приблизительно в равных количествах. Присутствует авгит.

Монцопит.

Разновидности: авгитовый, роговообманковый, биотитовый.

2с. Плагноклаз преобладает над ортоклазом (микроклином).

а. С роговой обманкой	Сиенито-диорит.
б. С моноклинным пироксеном	Ортоклазовые габбро.
в. С ромбич. пироксеном	Ортоклазовый норит.
2д. Плагноклаз отсутствует. Полевой шпат исключительно щелочной	Щелочные сиениты.
а. С пироксеном	Лаурвикит.
б. С амфиболом	Умптекит.
в. С несколькими темными минералами	Нордмаркит, пуласкит.

Ab. Ортоклаз (микроклин) отсутствует. Присутствует плагноклаз.

1. Кварца много.

1а. Плагноклаз кислый	Кварцевый диорит или граподиорит.

Разновидности: роговообманковый, биотитовый, пироксеновый (авгитовый, гиперстеновый) и др.

1б. Плагноклаз основной.

а. С диаллагом	Кварцевое габбро.
б. С гиперстеном	Кварцевый норит.
в. С роговой обманкой	Кварцево-роговообманковое габбро.

2. Кварц отсутствует или его мало.

2а. Плагноклаз кислый	Диориты.

Разновидности: роговообманковый, биотитовый, авгитовый, гиперстеновый и др.

2б. Плагноклаз основной.

а. С диаллагом	Габбро.
б. С диаллагом и оливином	Оливиновое габбро.
в. С гиперстеном	Норит.
д. С гиперстеном и оливином	Оливиновый норит.

- е. С роговой обманкой Роговообманковое габбро.
- г. С биотитом Биотитовое габбро.
- г. С оливином, без пироксенов. Форелленштейн.
- д. Без темных минералов. Анортозит.
- В. С полевыми шпатами и их заместителями.
- Вa. Ортоклаз и их заместители; темных минералов мало.
- а. С элеолитом Элеолитовый сиенит.
- а с биотитом Миаскит.
- Вс роговой обманкой или пироксеном. Фойаит.
- б. С лейцитом Лейцитовый сиенит.
- с. С содалитом. Содалитовый сиенит.
- Вб. Ортоклаз, нефелин, (мало) авгит (в количестве, приблизительно равном ортоклазу). Шонкинит.
- Вс. Плагиоклаз, ортоклаз, нефелин и темный минерал. Эссексит.
- Вд. Плагиоклаз, нефелин, авгит Тералит.
- Ве. Альбит, нефелин, эгирип Мариуполит.
- С. Полевые шпаты отсутствуют, присутствуют их заместители.
- Са. Нефелин и пироксен (эгирип-авгит, авгит) Ийолит.
- Сб. Нефелин, эгирип, апатит Уртит.
- Сс. Лейцит, пироксен (авгит) Миссурит.
- Д. Без полевых шпатов и их заместителей.
- Да. Единственные или преобладающие составные части пироксены или амфиболы: пироксениты и горнблендиты.
- а. С диаллагом Диаллагиты.
- б. С ромбическими пироксенами Гиперстениты.

- с. С моноклиническими
и ромбическими пироксенами Вебстериты.
- д. С роговой обманкой Горнблендиты.
- Дв. Как одна из главных составных частей—оливин—перидотиты.
- а. С ромбическим пироксеном Гарцбургит.
- б. С авгитом Пикрит.
- с. С диаллагом Верлит.
- д. С моноклиническим и ромбическим пироксеном Лерцолит.
- е. С роговой обманкой Кортландит.
- ф. С биотитом Биотитовый перидотит
- г. Исключительно оливин Дунит.

II. Породы излившиеся. Структура большей частью порфировидная, иногда плотная, в основных породах иногда равномерно-зернистая. Среди выделений присутствуют часто те же темные минералы, как и в глубинных породах.

А. Порфировые выделения принадлежат частью ортоклазу (микроклину, санидину). Присутствует кварц.

Аа. Присутствует плагиоклаз.

- а. С ортоклазом Кварцевые порфиры.
- б. С санидином Липариты (риолиты).

Аб. Плагиоклаз отсутствует.

- а. С ортоклазом Кварцевые кератофиры.
- б. С санидином Комендиты.
- с. С аноклазом Пантеллериты.

В. Кварц отсутствует. Порфировые выделения почти исключительно ортоклаз (микроклин, санидин).

Ва. Присутствует плагиоклаз.

- а. С ортоклазом Ортофиры.
- б. С санидином Трахиты.

Вб. Плагиоклаз отсутствует.

- а. С ортоклазом Кератофир.
- б. С санидином Щелочной трахит.

с. Плагиоклаз преобладает над ортоклазом (микроклином, санидином) Андезито-трахит.

С. Ортоклаз совершенно замещен плагиоклазом.

- Са. Много кварца Кварцевые порфиры
- Дацииты.

Основные группы	Подгруппы.	Семейства.	Магматическая формула.			Коэфф. кислот. α	$\frac{R_2O}{RO}$
			RO	R_2O_3	SiO_2		
А. Ультраосновные породы или гипобазиты (магмы моносилкатные или метасиликатные) $\alpha < 1,4$.	I. Магмы сесквиоксидные.	1. Магнетит. 2. Киштымит.	1 1	1 3,5	— 2,1	— 0,35	— 1:7
	II. Магмы щелочноземельные (совсем или почти совсем лишенные глинозема).	3. Перидотиты. 4. Мелилитовый базальт.	12,1 6,3	1 1	8,0 4,9	1,17 1,03	— 1:12,7
	III. Промежуточные магмы (более или менее богатые глиноземом).	5. Рудные габбро и пироксениты. 6. Ультращелочноземельные габбро. 7. Лимбургиты (и авгититы). 8. Камptonиты. 9. Нефелиновые базальты, базаниты и т.п. 9а. Лейцитовые базальты, базаниты и т. и. 9б. Мончикит (тип I).	3,5 3,51 2,2 1,5 2,5 1,9 2,3	1 1 1 1 1 1 1	3,6 4,18 3,0 2,8 3,5 3,0 3,2	1,26 1,14 1,26 1,24 1,20 1,21 1,20	1:21 1:38 1:5,6 1:4,1 1:3,6 1:4,6 1:3,7
	IV. Магмы щелочные (тоже).	10. Ийолит. 11. Уртит.	2,0 1,1	1 1	3,35 2,5	1,34 1,21	1:35 6,9:1
	V. Магмы почти или совсем безглиноземистые.	12. Пироксениты и горнблендиты.	29,6	1	29,6	1,83	—
	VI. Магмы щелочно-земельные.	13. Шонкиниты.	5,0	1	6,4	1,60	1:7
		14. { а. Габбро. б. Нориты, гиперстениты. в. Диабазы. д. Базальты. }	3,0 2,0 2,5 2,6	1 1 1 1	4,2 4,3 4,2 4,6	1,49 1,71 1,62 1,63	1:15 1:3,2 1:6,2 1:7,8
		15. Вогезит.	2,6	1	4,26	1,52	1:4,3
		15а. Мончикиты (тип II).	2,2	1	4,0	1,5	1:2,5
		16. Тефратобазальты.	2,1	1	4,0	1,58	1:3,4
		16а. Эссекит.	2,16	1	3,8	1,47	1:2,5
		17. Мелафиры.	2,3	1	5,6	1,9	1:3,6
		18. Диориты.	1,5	1	4,0	1,77	1:4,3
		19. Габбросиениты.	3,0	1	6,0	2,0	1:3,9
		19а. Лабрадориты (анортозиты).	1	1	3,21	1,61	1:3
		20. Трахидолериты.	3,5	1	6,0	2,0	1:4
В. Основные породы или базиты (монобисиликатные магмы) α между 1,4 и 2,2.	VII. Магмы переходные.	21. Трахититы. 22. Андезитотрахиты.	1,25 1,4	1 1	3,4 4,46	1,79 2,07	1:1,1 1:1

С. Средние породы или мезиты (магмы бисиликатные или нормальные) α между 2 и 2,5.	VIII. Магмы щелоч- ные.	23. Элеолитовые сиениты. } Фойаитовая 23а. Фонолпты. } магма. 24. Тингуаиты.	1,1 1,0 1,27	1 1 1	4,0 4,0 4,47	1,92 2,0 2,0	3,2:1 4,5:1 6,6:1
	IV. Магмы щелочно- земельные.	25. Порфириты. 25а. Андезиты.	1,4 1,7	1 1	5,4 5,2	2,4 2,2	— 1,2:8
	X. Магмы переходные.	26. Сиениты. } Сиенитовая 26а. Ортофиры. } магма. 27. Андезитотефриты.	1,8 1,7 1,38	1 1 1	5,6 5,8 4,87	2,34 2,21 2,17	1,2:2 1,1:4 1,1:8
	XI. Магмы щелочные.	28. Тефриты. 29. Пенсбергиты. 30. Трахиты.	1,5 1 1,25	1 1 1	4,9 4,5 5,2	2,18 2,23 2,42	1,5:1 1,2:1 1,2:1
D. Кислые породы или ацидиты (магмы полисиликатные или плейтосиликатные) $\alpha > 2,4$.	XII. Магмы щелочно- земельные.	31. Кварцевые базиты (кв. траппы). } Гранодио- 32. Кварцевые диориты } ритовая (гранодиориты). } магма. 32а. Андезитодациты. 32b. Банатит.	1,7 1,5 1,6 1,4	1 1 1 1	5,8 6,4 5,85 5,6	2,4 2,8 2,5 2,56	1,2:8 1,2:4 1:3 1:1,8
	XIII. Магмы промежу- точные.	33. Дацинты. } Дацитовая 33а. Кварцевые порфириты. } магма. 33b. Плаггиоклазовые грани- ты (адамеллиты).	1,25 1,25 1,25	1 1 1	6,33 6,33 6,77	3,02 3,0 3,36	1:1,5 1:1,2 1:1,6
	XIV. Магмы щелоч- ные.	34. Ортоклазиты и альби- титы. 35. Нордмаркиты. 35а. Кварцевые трахиты. 36. Пантеллериты. 37. Граниты. 37а. Кварцевые порфиры. 37b. Липариты.	1,0 1,1 1 1,7 1,0 1,0 1,0	1 1 1 1 1 1 1	6,0 5,6 5,4 8,8 7,7 9,0 9,0	3,0 2,68 2,55 3,54 3,91 4,55 4,76	— 4,5:1 5,1:1 1,6:1 1:7,1 5:1 4:1

Св. Кварца мало или отсутствует

Порфиры, андезиты.

Разновидности: роговообманковые, биотитовые, гиперстеновые и др. порфиры и андезиты.

D. Порфировые выделения принадлежат полевым шпатам и их заместителям.

а. Ортоклаз (санидин) и нефелин преобладают

Элеолитовые порфиры, нефелиновые фонолиты.

б. Санидин и лейцит

Лейцитовые фонолиты.

с. Нефелин, санидин и лейцит.

Лейцитопорфиры.

E. Преобладают основной плагиоклаз и авгит, иногда и оливин. Базальты, мелafirы, если несколько изменены диабазы.

F. Плагиоклаз, пироксен, нефелин, минералы группы содалита.

Трахидолериты.

G. Плагиоклаз, нефелин, пироксен.

а. Без оливина

Нефелиновый тефрит.

б. С оливином

Нефелиновый базанит.

H. Плагиоклаз, лейцит, пироксен.

а. Без оливина

Лейцитовый тефрит.

б. С оливином

Лейцитовый базанит.

I. Без полевых шпатов.

Ia. Лейцит и авгит.

а. Без оливина

Лейцитит.

б. С оливином

Лейцитовый базальт.

Ib. Нефелин и авгит.

а. Без оливина.

Нефелит.

б. С оливином

Нефелиновый базальт.

Ic. Мелилит, нефелин и авгит

Мелилитовый базальт.

Id. Авгит и стекло.

а. Без оливина

Авгитит.

б. С оливином.

Лимбургит.

Химическая классификация Левинсона Лессинга. — Левинсон Лессинг различает 14 типов магм, которые могут получиться при расщеплении первичной магмы под влиянием тех или иных причин, при чем каждую из магм он характеризует вполне определенной магматической формулой.

Б. Осадочные породы.

До последнего времени петрографы обращали много внимания исследованию изверженных пород с точки зрения как чисто описательной, так и физико-химической, много времени уделяли также исследованию кристаллических сланцев; в отношении изучения этих горных пород они достигли громадных успехов, создав учения, с одной стороны, об изверженных породах, с другой — о кристаллических сланцах; совершенно иное было с породами осадочными; им уделяли внимание почти исключительно геологи, которые мало исследовали микроскопическое строение этих горных пород и те физико-химические и иные процессы, которые дали им начало. В результате получилось то, что осадочные породы до настоящего времени далеко недостаточно изучены, и наука о них в сущности еще не создана.

На деле же и эти породы представляют собой громадный интерес, как научный, так и научно-прикладной. Несомненно, что при более подробном исследовании этих пород с течением времени удастся установить целый ряд закономерностей, руководящих их образованием, совершенно так, как это сделано в отношении пород изверженных и метаморфических. В настоящее время в этом отношении уже сделаны крупные шаги вперед; это имеет место главным образом в отношении пород, представляющих собой химические осадки из морских и вообще соленых вод.

Осадочные породы получаются, как конечные продукты разрушения тех горных пород, которые существовали ранее, главным образом пород изверженных и метаморфических; можно сказать, что первоисточником их являются именно изверженные породы и та первичная земная кора, от которой в настоящее время не сохранилось никаких остатков. Изверженные породы, также как и дальнейшие продукты их преобразования, с течением времени распадались на две части; одна из их составных частей растворялась теми атмосферными агентами различного рода, которые действовали на земную кору; сравнительно легко растворимые соединения выщелачивались из горных пород; на месте оставался остаточный нерастворимый продукт выветривания, который под-

вергались действию агентов, переносящих эти разрыхленные продукты в новые места, где они и отлагались в виде механических осадков: что касается веществ, которые уносились в растворенном виде, то они выпадали с течением времени из воды, в одних случаях благодаря причинам физико-химического свойства, например явлениям испарения в замкнутых бассейнах, в других—благодаря деятельности организмов, выделявших те или иные из растворенных соединений из морской или иной воды.

В результате получаются отложения осадочных пород трех основных типов — механические, химические и органогенные, т.е. обусловленные жизнедеятельностью организмов. В состав осадочных пород входят те же элементы, которые присутствуют в породах изверженных; однако, соединения благодаря определенным законам в породах изверженных, во время образования осадочных пород эти соединения разъединяются и соединяются затем уже благодаря совершенно иным руководящим законам, в совершенно ином виде.

Во время процессов выветривания, из горных пород выщелачиваются наиболее легко растворимые составные части, к которым относятся окиси щелочей, щелочных земель, железа и некоторые другие соединения; на месте остаются наиболее трудно растворимые соединения, к которым относятся прежде всего кремниевая кислота и окись алюминия; в результате мы можем предугадать состав осадочных пород; очевидно, те, которые получаются путем переноса остатка выветривания, или обломочные, механические породы, должны состоять главным образом из кремниевой кислоты и глинозема; и действительно, большая часть этих пород состоит из преобладающих кварца и глинистых элементов; наоборот, химические и органогенные осадки должны состоять главным образом, из окислов щелочей, щелочных земель, железа; при этом организмы выделяют по преимуществу окислы кальция, частью и магния, в некоторых случаях также железа, марганца; так как при своей жизни они одновременно выделяют углекислоту, то главная масса органогенных отложений состоит из углекислых кальция и частью магния; часть их состоит из окислов железа, марганца, иногда также и кремниевой кислоты, всегда присутствующей в неболь-

шом количестве в растворах воды (морской, пресной и др.). Наоборот, химические осадки образуются из соединений, выделяемых организмами—как напр. солей натрия, калия, сернокислого кальция (гипса и ангидрита) и др.

В химическом отношении осадочные породы отличаются от изверженных тем, что в них отсутствуют те закономерные отношения между входящими в них окислами, которые так характерны для пород изверженных. Так напр., при особенно малом содержании в осадочной породе кремнекислоты, не наблюдается того преобладания окиси натрия над окисью калия, которое характерно для пород изверженных.

Очевидно, осадочные породы представляют собой совершенно иные химические типы, чем породы изверженные; мы среди них в сущности совершенно не можем встретить представителей гранитов, сиенитов, адеолитовых сиенитов, так как типичное для этих пород большое количество присутствующих в них щелочей, в особенности окиси натрия в нефелиновых сиенитах, не может быть сохранено в породах осадочных: окислы щелочей переходят в растворимое состояние, кремнекислота и глинозем остаются на месте; соединить их в процессах образования осадочных пород может только исключительный случай. То же самое можно сказать про перидотиты и пироксениты, химические аналоги которых не могут быть встречены среди пород осадочных вследствие растворимости окиси магния; наоборот, можно встретить осадочные породы, близкие до известной степени к габбро, порфирирам и иным в общем богатым кальцием породам, так как при образовании осадков может случиться, что одновременно на дне бассейна выпадает и кварц с глинистыми элементами, и, благодаря жизнедеятельности организмов, также и углекислый кальций.

Во всяком случае совершенно ясно, что в зависимости от происхождения осадочных пород их можно разделить на следующие три группы:

1. Обломочные (кластические) породы, состоящие из продуктов разрушения других горных пород,
2. Химические осадки, получившиеся путем кристаллизации водных растворов.
3. Органогенные породы, являющиеся продуктами жизнедеятельности организмов, в одних случаях раститель-

ных (породы фитогенные), в других животных (породы зоогенные).

Отлагаясь в течение более или менее значительных промежутков времени на поверхности земной коры, притом с перерывами, связанными с изменениями в ходе 1) атмосферных процессов, 2) климатических изменений, 3) изменения с течением времени конфигурации земной поверхности, изменения положения береговой линии и т. д., осадочные породы покрывают более или менее значительные поверхности, образуя слои, чередующиеся друг с другом: эта слоистость является характерной особенностью осадочных горных пород. Иногда, напр. в ряде химических осадков, слоистость отсутствует, что обусловлено равномерностью в ходе процесса осаждения кристаллического осадка из маточного раствора. Отсутствует слоистость также и в тех случаях, когда в процессе их отложения играл видную роль лед, вещество мало подвижное, напр. при образовании валунных или ледниковых морен.

Отложившись в виде слоев, в общем горизонтальных или мало наклоненных, или в виде иных форм залегания, осадочные породы могут быть подвергнуты действию горообразующих процессов, и тогда их первичное положение сильно изменяется, благодаря образованию складок, сбросов, сдвигов, надвигов и так далее.

Одновременно эти горообразующие процессы вызывают те или иные изменения в самих осадочных породах; те породы, которые подверглись их действию, претерпевают изменения в структуре, становятся более плотными, в некоторых случаях перекристаллизовываются. Наоборот, осадочные породы, не подвергшиеся действию горообразующих сил, остаются неизменными в течение длинных периодов жизни земли; так, нам известны среди обломочных пород кембрийские глинны окрестностей Петрограда, почти не измененные до настоящего времени; кузерские горючие сланцы силурийского возраста сохранили строение из синезеленых водорослей и т. д.

Во всяком случае каждая осадочная порода тотчас после своего отложения как на суше, так и в особенности на дне водного бассейна, начинает подвергаться более или менее интенсивным изменениям, благодаря проникающим в нее и

циркулирующим в ней водным растворам; процесс такого рода, не изменяющий породу до неузнаваемости, носит название, согласно Гюмбелю, процессов диагенеза.

Благодаря процессам диагенеза, с самого начала отложения породы начинается передвижение в ней различных сперва более или менее равномерно распределенных в ней, сколько-нибудь растворимых составных частей. Эти растворы воздействуют на некоторые, сохранившиеся растворимые минералы, напр. полевые шпаты, роговые обманки и т. д., также на составные части присутствующих в них остатков организмов, напр. остатки кремневых губок, раковины моллюсков, плеченогих и т. д., на присутствующие в небольших количествах соединения окислов железа, марганца и т. д. В результате получается то, что ряд составных частей осадочной породы с момента ее отложения начинает перемещаться внутри нее: растворяясь в одном месте, выносясь оттуда, они затем выпадают, концентрируются в других местах; так идет образование марганцевых стяжений в современных глубоководных осадках.

Следствием явлений диагенеза, в осадочных горных породах образуются прежде всего конкреции. В зависимости от того, какое сравнительно легко растворимое вещество находится в более или менее значительном количестве в осадочной породе, получаются конкреции различного состава и различной величины; так, в породах, в которых рассеяна, первоначально более или менее равномерно, углекислая известь, эта последняя с течением времени начинает концентрироваться в отдельных местах, образуя конкреции, напр. в лессе (белоглазка), в мергелистых глинах, в некоторых валунных глинах. В присутствии рассеянной в осадочной породе растворимой кремниевой кислоты (аморфной), входящей в состав скелета кремневых губок, образуются с течением времени стяжения кремней, иногда, в присутствии больших количеств остатков губок, в огромном количестве, достигая притом значительных размеров; в присутствии рассеянной в породе фосфорной кислоты образуются стяжения или конкреции фосфорита, в других случаях барита, целестина, гипса, углекислого железа в виде конкреций часто так наз. глинистого сферосидерита и друг.

В других случаях процесс перераспределения присутствующего сравнительно растворимого вещества идет несколько иным путем; вещество это постепенно отлагается в промежутках между нерастворимыми элементами породы, напр. между песчинками кварца, и тогда эти песчинки или вообще рыхлый материал постепенно скрепляется отлагающимся цементом; происходит процесс цементации горных пород, который идет иногда до своего естественного конца, когда заполняются цементом все промежутки между отдельными элементами горной породы.

Осадочные породы тесно связаны друг с другом постепенными переходами. Так, химические осадки содержат иногда в значительном количестве механические примеси; тот же материал иногда примешан в большем или меньшем количестве к органогенным породам; кроме того среди осадочных пород определенного типа могут присутствовать отдельные, иногда более или менее многочисленные прослои иного типа; так, среди слоев каменной соли могут присутствовать прослои глины; прослои глины или иных пород — между прослоями каменного угля, бурого угля и т. д.

Механические осадки.

(Кластические горные породы).

Главными составными частями их являются те остатки от растворения при действии атмосферных агентов, которые переносятся на новое место в одних случаях действием самой атмосферы (ветра), в других — воды в жидком состоянии, реже в твердом, иногда также они передвигаются под влиянием собственной тяжести.

Их происхождение, в смысле того агента, который их переносит, так и в смысле тех условий, в которых они отлагаются, могут быть довольно разнообразны; часто при различных условиях образуются породы петрографически близкие одни другим; потому обычно при классифицировании обломочных пород пользуются исключительно петрографическими отличиями их, причем чаще всего кладут в основу их классификации размеры тех элементов, из которых горная порода состоит; их разделяют на:

1. Крупнообломочные или псефитовые.

2. Среднеобломочные (песчанистые) или псаммитовые.

3. Мелкообломочные (глинистые) или пелитовые.

Горные породы, выступающие на поверхность земли, пронизаны тонкими трещинками, по которым может проникать вода, выпадающая на них в виде того или иного атмосферного осадка; под влиянием растворяющего действия воды особенно сильного, если вода содержит в себе углекислоту, или благодаря расширению ее при переходе в твердое состояние, если температура достаточно понижается, трещинки все более и более расширяются и образуются новые. Порода благодаря этому все более и более разрушается, частью механически, частью химически, что сопровождается изменением состава пород и разрушением минералов, входящих в состав горной породы: полевых шпатов, амфиболов, пироксенов, биотита и других; разрушенная таким образом или выветрившаяся горная порода распадется на куски, частью весьма мелкие, вплоть до пылевидных; воды, текущие по поверхности разрыхленной горной породы в виде ручейков, ручьев, потоков, увлекают обломки ее и переносят их в более низкие места, где несколько задерживается скорость движения воды, и уменьшается ее живая сила. Чем больше масса воды, чем притом быстрее ее движение, тем больших размеров обломки она может переносить. Рыхлые продукты выветривания, переносимые водой, отлагаются по большей части в виде слоев на дне рек, там где ослабляется течение воды, на дне бассейнов со стоящей водой (озер, морей, океанов и т. д.). В некоторых случаях рыхлые продукты выветривания переносятся ветром или льдом.

Крупнообломочные породы. Главнейшими представителями крупнообломочных пород являются гравий, щебень, конгломерат, брекчия.

Щебень состоит из неокатанных кусков разрушенных горных пород, гравий из окатанных кусков тех же пород, окатанных в большей или меньшей степени морским прибоем или течением рек. Те обломки, которые входят в состав щебня или гравия, могут состоять из одной какой-либо породы или же могут присутствовать породы различного состава.

Щебень и гравий встречаются в земной коре лишь редко, главным образом в тех местах, где они и образуются в настоящее время. Обычно же они в большей или меньшей степени цементированы и тогда носят название брекчии, если цементирован щебень, конгломерата, если цементирован гравий.

Брекчии осадочного происхождения обладают весьма ограниченным распространением; редко они образуют слои, обычно же встречаются в виде выхолждений либо дна пещер, либо же отдельных трещин в горных породах, что обусловлено тем, что при передвижении на большое расстояние щебень превращается в гальку, а брекчия заменяется конгломератом. Различают простые и смешанные брекчии. К первым относятся некоторые гранитовые и кварцитовые, кварц-порфировые, известняковые брекчии и т. д., причем обыкновенно в них цемент играет вполне второстепенную роль. К брекчиям относятся также и костяные брекчии, образованные скоплением обломков различных костей различных животных; прослои таких брекчий встречаются в ряде систем; таковы брекчии с травоядными, распространенные по берегам Средиземного моря, брекчии хищников в швабском и франконском альбе и т. д. Нередко костяные брекчии являются лишь местными фациями песчаника, в других местах лишенного органических остатков.

Конгломераты (рис. 123) обладают весьма широким распространением, занимая иногда значительные площади; среди них также различают простые, состоящие из одной какой-либо породы, и смешанные, состоящие из смеси различных пород. Состоят они в одних случаях из преобладающего кварца и тогда обладают в общем белой окраской, в других случаях в состав их входит главным образом гранит (гранитовые конгломераты), пегматит (пегматитовые конгломераты). Особенно видную роль играет в конгломератах наиболее устойчивый минерал—кварц, который иногда один образует весь слой конгломерата (кварцевые конгломераты), образуясь при разрушении преобладающих, сравнительно мягких, горных пород, пронизанных жилами кварца и кварцитов, как напр. в области Крымской юры. К кварцевым конгломератам принадлежат

между прочим, золотиносный конгломерат Витватерсранда в Трансваале, далее Мильстон—грит из верхнего карбона, из которого нередко изготовляются жернова. Своеобразен пуддингштейн Силезии, образованный главным образом гальками кремня, почему иногда и называется кремневым конгломератом. К почти чистым известняковым конгломератам относится, между прочим, известняковый нагельфлю передних Альп, в котором гальки образованы главным образом известняком, цемент состоит из известкового шпата.

К смешанным конгломератам относятся пестрый нагельфлю северного края Швейцарских Альп, гальки ко-



Рис. 123. Конгломерат с берегов, р. Белой, Уфимской губ.

торого образованы разнообразными горными породами, главным образом твердыми; сюда же относятся конгломераты окрестностей Симферополя, достигающие мощности в несколько сот метров, состоящие по преимуществу из кварцевых галек, наряду с которыми присутствуют также гальки разнообразных иных пород, напр. филлитов, кварцевых порфиров и др. Громадных размеров, в несколько десятков кубических метров, гальки входят в состав некоторых конгломератов в области Алайского хребта в Фергане. К смешанным конгломератам относятся спаргмиты Норвегии, образующие не содержащую остатков организмов зону непо-

стоянного состава над кристаллическими сланцами, также и тапангоаканга Бразилии, окрашенная в бурый цвет, представляющая собой цементированную золотодосную россыпь.

К смешанным конгломератам относятся далее веррукано в северной Италии, состоящий, главным образом, из галек кварца с примесью галек кварцевого порфира и других пород; возраст этого конгломерата верхнепалеозойский; характерно то, что он действием горообразующих процессов изменен настолько, что во многих местах почти совершенно исчезают признаки кластического происхождения породы. К смешанным конгломератам принадлежат конгломераты, играющие видную роль среди докембрийских образований Фенноскандии.

Образовались конгломераты, главным образом, путем отложения вдоль береговых линий, в области приобья; они служат указателями на продвижения моря на сушу, признаком трансгрессии. Наряду с такими преобладающими конгломератами имеются такие, в образовании которых главную роль играли ледниковые процессы; таков напр. двика-конгломерат Капштадта, состоящий главным образом из галек гранита, цементированных большим количеством песчанистого агрегата; в нем содержатся исптрихованные валуны; одновременно исптрихована та поверхность, на которой он располагается.

При действии давления на конгломераты отдельные гальки могут спрессовываться, изменять форму, цемент может перекристаллизовываться в большей или меньшей степени; получается в таком случае спрессованный конгломерат (окрестности Бергена, в Норвегии).

Многие породы, носящие название брекчий, имеют совершенно иное происхождение, чем осадочные брекчии. Именно существует кроме того брекчия трения, которые получаются при передвижениях частей земной коры; там, где одна часть земной коры передвигается относительно другой, породы раздробляются и дают начало остроугольным обломкам, спаивающимся цементом того или иного состава. Наконец, существуют вулканические брекчии, которые получаются тогда, когда во время вулканических процессов получается трубка взрыва, наполняемая

вулканическим материалом, обломками различного рода пород.

Среднеобломочные породы. Типичным представителем среднеобломочных или псаммитовых пород является рыхлый песок, при цементировании которого получается песчаник.

Песок в большинстве случаев состоит из преобладающих зерен кварца (кварцевый песок), к которому обычно в небольших количествах примешаны другие минералы—полевые шпаты, слюды, роговые обманки, гранат, рутил, циркон, турмалин, апатит, магнетит и др. Зерна кварца в песке, в большинстве случаев, более или менее округлые, особенно в том случае, когда песок переносился действием ветра (песок дюн); особенно богатые полевыми шпатами пески, образовавшиеся из разрушенных, главным образом механическими процессами гранитов, носят название аркозовых песков. Глауконитовыми песками называются обычно зеленые различных оттенков и различной интенсивности пески, содержащие иногда в значительном количестве глауконит; в некоторых случаях глауконит присутствует в количестве до 50%. В присутствии того или иного характерного минерала пески получают названия золотоносных, платиноносных, содержащих драгоценные камни (напр. некоторые пески Цейлона, Индостана, Австралии); известны также пески гранатовые, касситеритовые, известковые, магнетитовые; последние иногда состоят почти исключительно из зерен магнетита.

Общий характер песков крайне разнообразен; рыхлость их не зависит от возраста; известны напр. кембрийские пески из области 6. Прибалтийских губерний (силурийские), из области Верхнего Пфальца (триасовые) и т. д., вполне сохранившие свою рыхлость. Некоторые из этих песков настолько подвижны, в особенности в присутствии воды, что получили название *пльвунов*, напр. в области бурогоугольных отложений юга Киевской губернии, в области таких же отложений Богемии и т. д.

В рыхлых песках также и недавнего, сравнительно юного возраста иногда наблюдается присутствие конкреций; таковы конкреции кристаллов известкового шпата (Фонтенебло

бл. Парижа, рис. 124) гипса (Кара-Кум в Закаспийской области, около ст. Репетек), барита, целестина и др.

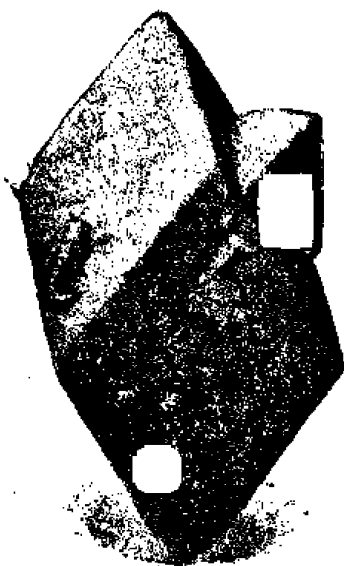


Рис. 124.

В зависимости от состава цемента, различают песчаники кремнистые, кремнистоглинистые, глинистые, известковые, фосфоритовые, гипсовые, баритовые, железистые и т. д. Песчаники, особенно богатые полевыми шпатами, носят название — аркозов.

Кремнистые песчаники состоят из более или менее округлых зерен преобладающего кварца, сцементированных различного рода кремнекислотой. Кроме кварца в них, как и в других песчаниках, присутствуют (рис. 125) особенно часто зерна глауконита — в виде округлых зерен, часто имеющих почковидные очертания; глауконит частью выполняет спикнули губок; кроме того примешаны неправильные зерна полевых шпатов, мелкие чешуйки слюд, по преимуществу мусковита, зерна роговых обманок, граната и др.; в виде кристалликов, часто с округленными концами, присутствуют циркон, турмалин, рутил и другие.

Цемент кремнистых песчаников довольно разнообразен. В кристаллических песчаниках он состоит из так называемого вторичного кварца, выпавшего из просачивающихся через песок, содержащих кремнекислоту, растворов; вторичный кварц обычно отлагается на поверхности обломочных зерен кварца, продолжая их рост; с течением времени каждое зерно кварца покрывается кристаллическими плоскостями и стремится регенерироваться; граница между вторичным кварцем и обломочным ядром видна под микроскопом в виде тонкой извивающейся полоски, если поверхность зерен кварца не была вполне чиста. В халцедоновых песчаниках цемент образован халцедоном, отлагающимся на поверхности зерен кварца в виде тонковолокнистого агрегата, волокнца которого в общем перпендикулярны поверхности этих зерен; остающиеся про-

межутки выполняются часто спутанно-волокнистой массой халцедона.

В опаловых песчаниках цемент состоит из аморфного, не действующего на поляризованный свет опала. Существуют переходы между различными типами кремнистых песчаников; так, кристаллические песчаники иногда имеют пустоты, заполненные халцедоном; в ряде халцедоновых песчаников, напр. из меловых отложений, присутствуют мелкие шарики аморфной кремнекислоты, которая местами выполняет остающиеся промежутки. Кремнистые песчаники пользуются широким распространением среди осадочных пород различных систем; типичными представителями их являются

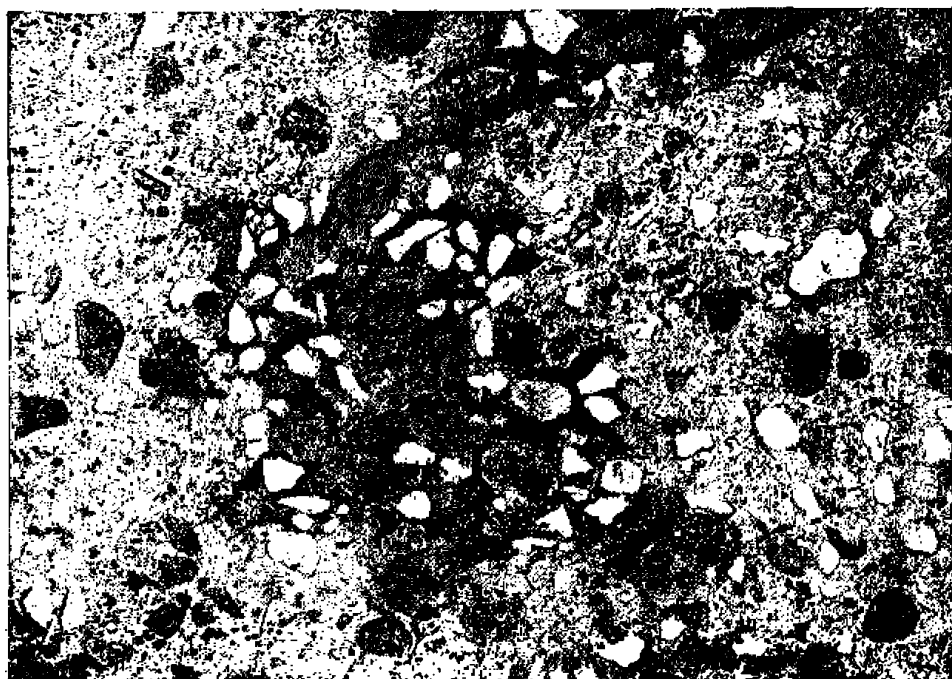


Рис. 125.

так называемые овручские песчаники, вероятно докембрийского возраста, часто окрашенные в красные различного оттенка цвета, принадлежащие к кристаллическим песчаникам; с ними в сущности тождественны некоторые того же возраста песчаники Финляндии и Олонецкой губ. К кристаллическим песчаникам относятся некоторые третичные песчаники Киевской губ., напр. так наз. трахтемиров-

ские, широко развитые в окрестностях Трактемирова и Ржищева; таковы же песчаники окрестностей Могильно третичного возраста. В том случае, когда цемент халцедоновый вполне выполняет пустоты между кластическими зернами, получается так наз. сливной песчаник. Аналогичные песчаники с цементом из вторичного кварца носят название кварцитов.

К халцедоновым и опалово-халцедоновым песчаникам относятся многочисленные песчаники из меловых и третичных отложений разнообразных частей Европейской России.

В кремнисто-глинистых песчаниках цемент состоит из очень тонко-чешуйчатой массы глинистого вещества, в состав которого входят многочисленные чешуйки каолина. и одновременно вся масса пропитана более или менее значительным количеством опала; такой цемент почти совершенно не действует на поляризованный свет. Таковы песчаники напр. Вужанки в Черниговской губернии.

В глинистых песчаниках цементом служат, главным образом глинистые частицы, с примесью небольших количеств кремнекислоты, напр. опала в глинистых песчаниках Радичева, Черниговской г. В глинистых песчаниках окр. Карлсбада присутствует в большом количестве каолин.

Известковые песчаники характеризуются цементом из кальцита, образующим по большей части не особенно крупные неправильные зерна, часто больших размеров, чем зерна кластических элементов, как напр. в третичных и меловых песчаниках Киевской и Черниговской г.

Особенно интересны известковые песчаники окр. Фонтенебло бл. Парижа, где песчаники цементируются иногда особенно крупными кристаллами известкового шпата, нередко имеющими правильные кристаллографические очертания.

Аналогичны известковым песчаникам Фонтенебло гипсовые песчаники Киргизских степей, также Кара-Кума, в которых цементом служит гипс, образующий как отдельные кристаллы, так и сростки многочисленных кристаллов, переполненных кварцевыми зернами.

Железистые песчаники характеризуются тем, что в них цементом является, главным образом, гидрат окиси железа; они окрашены обычно в бурый цвет и не обладают сколько-нибудь большой крепостью; таковы, например, же-

лезистые песчаники из окр. Железнянки, Киевской г., также песчаники, образующиеся и в настоящее время в поймах русских рек, напр. Днепра, около Триполья и в ряде других мест.

Фосфоритовые песчаники обладают цементом, состоящим во многих случаях из мелкокристаллической массы, частью образующим оболочки вокруг кластических зерен и одновременно выполняющим остающиеся промежутки:



Рис. № 126.

таков ряд фосфоритовых песчаников, образующих небольшие стяжения среди меловых и третичных песков Европейской России. В других случаях фосфоритовый цемент совершенно не действует на поляризованный свет; такие песчаники также широко распространены среди тех же отложений Европейской России; он обладает скрыто кристаллической структурой, по мнению же некоторых-аморфен (рис. 126, 127).

Мелкообломочные породы. Мелкообломочные породы или глинистые породы (пелитовые) состоят не только из мельчайших и мелких зернышек кварца, которые иногда могут отсутствовать, но главным образом из самых

тонких продуктов разрушения горных пород, среди которых важную роль играют тонкие чешуйки серпента, мусковита, каолина и др.; в состав глинистых пород в более или менее значительном количестве входят также и минералы группы цеолитов. Тонкие глинистые породы обладают способностью пропускать воду до тех пор, пока не впитают ее в достаточно большом количестве, после чего делаются вязкими и, при достаточно большом давлении выпележащих пород (до 7-8 метров мощности), становятся почти совершенно водоупорными; присутствие песчинок понижает их во-

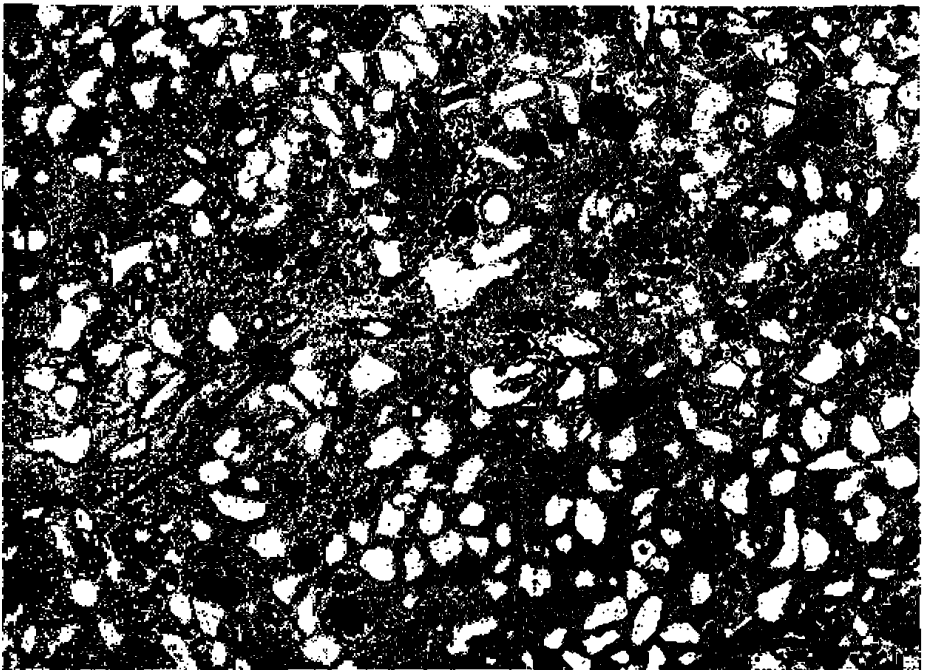


Рис. 127.

доупорность. Окраска глинистых пород крайне разнообразна, вследствие присутствия красящих веществ, которые присутствуют в них; некоторые глинистые осадки одновременно окрашены в разнообразные цвета (напр. польские и украинские пестрые глины); окраска обусловлена присутствием окислов железа (закисные окрашивают ее в зеленоватые и синеватые цвета, окисные - в красноватые и бурые); марганцевые окислы дают красные различной интенсивности, иногда черноватые цвета; органические вещества сообщают

им серые и черные цвета; присутствие мелких зерен глауконита сообщает зеленую окраску.

Среди глинистых осадков различают глины, сланцевые глины, глинистые сланцы, филлиты.

Глины в сухом состоянии имеют землистый характер, и иногда легко растираются между пальцами; в других случаях являются в достаточной степени крепкими и почти твердыми; порошок их и они сами легко впитывают в себя воду; они после этого становятся пластичными и вязкими. В них нередко примеси других минералов, напр. кварца, полевых шпатов, иногда довольно значительных количеств глауконита; особенно богатые глауконитом глины прибалтийских губерний (глауконитовые глины) служат для получения хорошей зеленой минеральной краски. В глинах нередко конкреции, напр. углекислой извести, пирита, марказита, фосфорита и др.

В зависимости от состава глин, среди них различают ряд разновидностей: белая фарфоровая глина состоит почти исключительно из каолина, то-есть содержит 46,5% SiO_2 , 39,5% Al_2O_3 , 14% H_2O . Они обладают обычно белой окраской. Таковы фарфоровые глины Калиновки Херсонской г., окрестностей Казатина, Звенигородки, Велиловки и др. Киевской г. и ряда других мест Украины; особенно богато каолиновыми глинами месторождение в Полошках Черниговской г. (Глуховской у.), разрабатываемое и в настоящее время. Перевосходные месторождения каолиновых глин имеются в окр. Карлсбада в Богемии, в окр. Амберга в Баварии и т. д.

Большая примесь каолина к глинам сообщает им жирный на ощупь характер, почему ряд глин и носит название жирных. Жирные глины обычно окрашены в серые и желтоватые цвета, причем особенно ценятся те из них, которые отличаются наибольшей огнеупорностью (огнеупорные глины); таковы огнеупорные глины ряда мест Екатеринославской г., глины Пязумского у. около г. Славянска, где они в настоящее время добываются, у ст. Краматорской, Криничной, с Николаевки, с Рай-Александровки и др. в окр. г. Гжель Московской губ. и ряде других мест Подмосковного района, и ряд др. мест. При обжиге огнеупорные глины приобретают обычно белую окраску. Жирные

глины в своем распространении ограничены вполне определенными районами, не особенно больших размеров, что обусловлено их тесной генетической связью с теми породами, которые при своем разрушении дают начало каолину, входящему в состав этих глин.

В отличие от жирных глин тощие глины пользуются чрезвычайно широким распространением, входя в состав разнообразных геологических систем, обладая часто значительной мощностью и значительными площадями распространения; тощие глины встречаются повсеместно.

К в а с ц о в ы м и глинами называются глины, содержащие в сильно распыленном виде пирит или марказит, которые при выветривании окисляются; получающиеся окислы серы дают с глиноземом квасцы. Обычно квасцовые глины содержат также примесь битуминозных веществ и окрашены в черные цвета.

Б и т у м и н о з н ы е глины содержат в значительных количествах битуминозные вещества, окрашены в черные цвета и иногда обнаруживают ясный блеск на плоскостях излома,

С у к н о в а л ь н ы е глины резко отличаются от обычных глин как своим химическим составом, так и физическими свойствами. Они отличаются особенностью впитывать в себя жиры, масла, и ими пользуются под названием фулоновой земли, флоридина и так далее при процессах очистки шерсти, суков и др. В присутствии воды они не делаются пластичными, но либо остаются твердыми, либо довольно быстро рассыпаются в тонкий маслянистый порошок. В химическом отношении весьма непостоянны, в большинстве случаев содержат $56\% - 65\% \text{SiO}_2$; $10\% - 20\% \text{Al}_2\text{O}_3$; $2\% - 6\% \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; $2 - 5\% \text{CaO}$; $2 - 7\% \text{MgO}$; $2 - 4\%$ щелочей $13 - 23\% \text{H}_2\text{O}$.

Сукновальные глины в своем распространении тесно связаны с разрушением изверженных пород, содержащих роговые обманки и авгиты со щелочными землями. Залегают они среди осадочных пород (мергелей, песчаников и известняков), непосредственно отложившись на дне водных бассейнов главным образом верхнемелового и третичного возраста. Из месторождений сукновальных глин наиболее известны месторождения их среди оолитовых отложений юрского возраста и

меловых отложений гольта около Редгилля в Англии, где они сабадают мощностью до 12 метров; далее открытые в 1893 году и приобретшие громадное значение суковальные глины в С. Америке (Калифорния, Флорида, Ю. Дакота, Георгия), где суковальные глины, или „флоридин“ сероватого или зеленоватого цвета, достигают мощности свыше 2 метров. Суковальные глины России совершенно не исследованы; повидимому, встречаются в Тульской г. (Белевка и Богородск), Рязанской г. (Раненбургский у., в Екатеринославской губ. около г. Екатеринослава и др.

К суковальным глинам относится кил или кеффеке-лит, (от Каффа, древнее название Феодосии), добывавшийся в Крыму еще в ханские времена. Кил обладает также поглотительными свойствами по отношению к жирам. Представляет собой плотную, жирную на ощупь глину сероватого и зеленовато-серого цвета, различной интенсивности, при впитывании воды распадающуюся на тончайший маслянистый мокрый порошок. Содержит иногда стяжения марказита, уклеислой извести, кристаллики черной слюды и др. Залегают в Крыму между Карусубазаром и Севастополем в верхах туронских (верхнемеловых) отложений среди белых звонких и мелоподобных мергелей. пластом, прерываемым врезавшимися в него поперечными долинами; пласт обладает мощностью местами до 20 вершков (около д. Курцы бл. Симферополя), часто выходя почти на поверхность земли. Разрабатываемые месторождения кила находятся в следующих местах: 4 в. от Карасубазара (Ак-Кая); в 4 в. от Симферополя по дороге в д. Курцы, где пласт кила в 20 вершков прикрыт незначительной (до 1 м.) толщей наносов; Мыльная гора в 12 в. от Симферополя; ур. Баклы и окр. д. Бодрака; окр. д. Мангут; окр. Бахчисарая; окр. д. Шуры бл. Бахчисарая; окр. д. Чоргун; окр. х. Кара-Куба; в 2 в. от ст. Инкерман, где пласт кила, мощностью до 12 и более вершков частью прикрыт лишь незначительным слоем наносов; таким образом кил в огромных количествах имеется в Крыму, залегая в чрезвычайно благоприятных для разработки условиях.

Аналогичный кил распространен также в области Кавказа, где он известен на Апшеронском пол. и в др. местах. Тождественный с крымским килом кил встречен в Закас-

пийской области на Мангышлаке около колодцев Каркын; стратиграфическое положение его здесь не выяснено.

Близок к килу нефедбевит, представляющий собой зеленоватую породу со свойствами кила; встречен в виде небольших гнезд, до 1—2 пудов весом, в Забайкальи.

При увеличении содержания окислов железа, глины переходят в охры, обладающие крайне разнообразными оттенками в зависимости от того, в каком количестве к окиси железа примешана вода. К охрам относятся также умбра и сиенская земля. В России охры имеются в ряде мест, например, в Старицком у. Тверской губ. (мощность до 4½ ф.), в Новгородской г. (до 4½ ф.), бл. Елисаветграда (черная глина), в окр. Кривого Рога и др.

В том случае, когда к глине примешаны в большем или меньшем количестве тонкий песок, по преимуществу кварцевый, получается суглинок, часто окрашенный, главным образом, тонкораспыленными гидратами окислов железа в желтоватые и светло-бурые цвета. Сравнительно с глинами он груб на ощупь. Суглинок ледникового происхождения, переполненный иногда значительным количеством валунов, в некоторых случаях огромных размеров до нескольких метров объема, носят название валунного суглинка; обычно эти суглинки довольно сильно песчанисты, окрашены в буроватые и красновато-бурые цвета; в некоторых случаях в валунных суглинках главная масса состоит из тонкой мергелистой породы, в которой рассеяны валуны; такой суглинок получил название валунного суглинка полтавского типа; образовался он на дне озер, расположенных около ледника. В отличие от других глинистых осадков валунный суглинок не обнаруживает слоистости.

Лесс также лишен слоистости; представляет собой светло-желтую, весьма нежную на ощупь породу, растираемую между пальцами в пылевидную массу. Лесс дает в естественных обнажениях вертикальные стены. К тонким глинистым элементам в нем примешаны в более или менее значительном количестве кварцевая пыль, также мелкие зернышки полевых шпатов, тонко-распределенные частицы, частью в виде шариков, углекислой извести, чешуйки слюды и др. Примесь углекислой извести в количестве до 30% сближает его с мергелями. Углекислая известь частью по-

крывает тонким слоем кварцевые зернышки, частью распределена неравномерно в породе, образуя белого цвета конкреции, благодаря которым лесс получил народное название „белоглазка“; конкреции эти часто обладают причудливой формой, иногда в виде куколок. Лесс порист и по отношению к воде занимает промежуточное положение между глинами и песками; обычно содержит тонкие, в общем вертикальные каналцы, стенки которых покрыты углекислой известью. Лесс содержит раковины наземных моллюсков (*Succinea*, *Helix*, *Planorbis* и др.) и представляет собой, несомненно, образование, получившееся на поверхности суши. Для объяснения его происхождения существует ряд теорий и гипотез, из которых важнейшие разработаны, главным образом, киевскими геологами. Согласно эоловой гипотезе, развитой впервые исследователем китайского лесса Рихтгофеном, лесс представляет собой подхваченную ветром пыль, отложившуюся затем на местах, где господствовало затишье; гипотезу эту разработал П. А. Тутковский; согласно другой гипотезы, предложенной Лаппараном и развитой П. Я. Армашевским, лесс представляет собой отложение, образовавшееся на пологих склонах путем переноса тонких материалов дождевыми ручейками и струйками.

Лесс широко распространен в области Европы, как западной, так восточной, сопровождая широкой полосой ледниковую морену; в области Китая занимает пространства до 600.000 кв. километров и достигает там мощности до 200 метров. Занимает огромные площади в Северной Америке, также в Туркестане и др.

Чернозем представляет собой лесс или лессовидный суглинок, содержащий в себе в значительном количестве гумусовые вещества.

Латерит — ярко-красная и красно-бурая глиновидная порода, состоящая преимущественно из $Al(OH)_3$, коллоидального характера; представляет собой продукт выветривания различных горных пород в условиях тропического или субтропического климата (высокая температура и обильные осадки); он частью элювиальный, т.-е. образовался непосредственно на поверхности выветрившихся горных пород, например, на поверхности габбро, гнейсов и т. д., частью аллювиальный, т.-е. перенесен дождевыми водами

на некоторое расстояние от коренных пород. Широко распространен в странах с тропическим и субтропическим климатом.

Боксит — аморфный гидрат окиси алюминия, частью коллоидальный, с примесью воды, окислов железа, кремнекислоты, фосфорной кислоты, иногда с оолитовым сложением, образующийся при выветривании базальтов, например, фогельсберга. Примешаны гидраргиллит, магнитный железняк, биотит и другие минералы. В России встречен в значительных количествах.

Мергель или рухляк состоит из глинистых элементов, к которым примешана в более или менее значительных количествах углекислая известь, частью в виде мельчайших шариков с концентрически-столбоватым сложением, в некоторых случаях и углекислый магний. Окраска крайне разнообразная; они частью совершенно белые, напр., верхне-меловые рухляки Крыма, Калиновки, Херсонской г. и др., частью слабо-зеленоватые или синеватые, как, например, так наз. Киевская сенодильная глина, представляющая собой в сущности мергель (присутствует закись железа), иногда, в присутствии глауконита, зеленые — так называемые глауконитовые мергеля, широко распространенные в меловых (сеноманских и близких к ним) отложениях Европейской России; в других случаях они серые, желтоватые, красные, бурые, фиолетовые, черные; иногда одновременно окрашены в разнообразные цвета, как например, пестрые мергеля восточной России.

Структура их частью мелоподобная, иногда плотная, землистая, в некоторых случаях оолитовая; часто они приобретают плитняковую отдельность. Примешаны: кварц, слюда, окислы железа; иногда содержат кристаллы кварца, гипса (мергеля Монмартра бл. Парижа), пирит, медные и серебряные руды (битуминозные черные медистые мергеля Германии). Среди них, помимо названных разновидностей в зависимости от тех или иных примесей, различают еще известняковые мергеля, близкие к известнякам, доломитовые, содержащие в значительном количестве углекислый магний, слюдистые, песчанистые, битуминозные, пламенные, с пестрой пятнистой окраской. Часть мергелей служит прекрасным материалом для изготовления

портландского цемента, например, третичные мергеля окр. Новороссийска.

Рухляками они называются по той причине, что они при выветривании легко рассыпаются на мелкие обломки и являются не особенно устойчивыми породами.

Сланцеватая глина отличается от глин несколько большей компактностью и сланцевым сложением. Глинистые сланцы тонко сланцеваты, обыкновенно темно окрашены, зеленоватого цвета в присутствии хлорита, красного в присутствии окислов железа; углистые частицы окрашивают их в черные цвета; они состоят из тонких частичек и зернышек кварца, иногда собирающихся в плоско-линовидные агрегаты, из чешуек серицита и зеленого хлорита, также из глинистых частиц. Кроме того, в глинистых сланцах нередко присутствуют в незначительном количестве тончайшие иголки рутила, силлиманита, изредка турмалина, пирит, кальцит, иногда углистые частицы.

Филлиты представляют собой чаще всего тонкосланцеватые породы, окрашенные в зеленые, красноватые, серые, бурые и черные цвета, на поверхности сланцеватости которых блестят тонкие чешуйки серицита, а в поперечном изломе видны тонкозернистые агрегаты кварца. В них же нередко присутствуют линзовидные и жилковидные скопления кварца. Кроме того, в них присутствуют в небольшом количестве иногда довольно крупными порфиробластами гранат, цоизит, ставролит, биотит, реже альбит, андалузит, кордиерит, также и непрозрачные минералы—титанистый железняк, пирит и др. Филлиты сходны со слюдяными сланцами, от которых отличаются, главным образом, значительно более слабой степенью кристалличности. Наряду с филлитами, представляющими, судя по их составу, первые стадии перекристаллизации глинистых сланцев и близких к ним пород, встречаются и филлиты изверженного происхождения (ортофиллиты).

Филлиты пользуются широким распространением, главным образом в более высоких горизонтах архейских образований; они же присутствуют в большом количестве в палеозойских отложениях, в мезозойских и кайнозойских встречаются редко.

Химический состав глинистых осадков колеблется в довольно значительных границах, в зависимости от содержания кварца, с одной стороны, бедного кремнекислотой каолина, с другой, в зависимости от присутствия тех или иных, образующих их силикатов и других минералов. Содержание кремнекислоты колеблется в них от 77% (серовато-белая олигоценовая глина из Нассау) до 49,37% (олигоценовая глина из Ашаффенбурга), в некоторых случаях даже ниже 40%. Для глинистых осадков характерно малое содержание MgO и CaO при почти всегда преобладающем содержании MgO над CaO , причем MgO связано либо с хлоритами, либо с биотитом. Лишь в некоторых глинах составляющих переход к мергелям, присутствует более или менее значительное количество CaO , связанного всегда с CO_2 . С другой стороны, содержание Al_2O_3 и окислов железа сравнительно велико, сумма их нередко достигает 30% и более. Содержание щелочей обыкновенно невелико и обычно преобладает K_2O над Na_2O ; сумма щелочей колеблется чаще всего около 3%—4%. Кроме того присутствует H_2O в различных количествах, от 12% и выше в глинах, до 2%—4% в глинистых сланцах и филлитах, в последних иногда спускается ниже 1%.

Примеры анализов механических пород.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
I.	93,36	—	5,44	—	сл.	сл.	—	—	0,76
II.	79,66	9,21	3,57	0,08	0,67	0,10	0,22	4,49	1,84
III.	77,03	14,06	1,35	—	0,47	0,35	0,33	1,26	5,17
IV.	64,80	24,47	1,72	—	0,87	1,08	сл.	0,29	6,72
V.	57,81	25,46	2,16	—	—	—	0,10	0,30	13,53
VI.	61,91	21,73	—	4,73	0,59	0,09	0,25	3,16	6,73
VII.	47,40	36,10	0,40	—	0,64	0,36	0,15	0,17	13,68
VIII.	56,52	11,57	3,32	—	6,29	3,06	1,28	—	17,96
IX.	52,63	10,87	2,00	7,80	0,74	2,21	—	—	21,84
X.	49,92	22,09	0,28	0,39	0,87	2,90	—	—	22,68
XI.	19,79	23,55	—	—	1,83	2,43	0,71	0,13	18,90
XII.	57,70	22,77	7,38	—	2,40	0,12	0,37	3,82	5,12
XIII.	49,25	17,05	8,99	11,90	2,43	2,10	0,15	2,26	5,55
XIV.	58,12	22,73	6,83	0,55	2,31	0,21	0,69	3,46	4,22
XV.	56,60	7,52	3,00	—	2,22	12,61	0,34	1,52	5,99
XVI.	18,66	2,55	—	5,05	сл.	37,93	—	—	5,50

I. Олигоценовый песчаник. Богемия. II. Нижний пестрый песчаник, слабо глинистый. Окр. Гейдельберга. III. Олигоценовая глина, серовато-белая. Гилльшейд, Нассау. IV. Тоже, светло-серая. Эбербан, Нассау. V. Чисто-белая древне-дилювиальная глина. Баден. VI. Каменноугольная сланцеватая глина. Англия. VII. Каменноугольная глина. Рейнская Бавария. VIII и IX. Сукновальные глины. X. Кил. Окр. Бахчисарая, Крым. XI. Кил. Колодцы Каркынь, Мангышлак. XII. Девонский глинистый сланец. Олевич. бл. Трира. XIII. Верхнедевонский глинистый сланец. Тюрингия. XIV. Светло-серый с шелковистым блеском филлит. Лессник. Саксония. XV. Лесс. Гессен-Дармштадт. XVI. Меловой мергель. Окр. Бахчисарая.

2) Химические осадки.

Горные породы, относящиеся к химическим осадкам, выпадают из тех или иных растворов и осаждаются на дне водных бассейнов. Между этими осадками и механическими существует тесная связь; чистые, не содержащие механических примесей химические осадки получаются лишь в тех случаях, когда в бассейн не впадают текущие воды.

Химические осадки образуются обычно в самой тесной связи с существующими или существовавшими морскими бассейнами, обычно богатыми солями, так же как и в некоторых замкнутых бассейнах, в течении длинных промежутков времени концентрировавших соли, вносимые в них впадающими в них реками и ручьями.

Химический состав вод некоторых морей и озер следующий:

	NaCl	MgSO ₄	MgCl ₂	CaSO ₄
Каспийское море	0,78	0,305	0,054	0,085
Карабугаз	11,88	3,320	2,535	0,36

В Мертвом море на 1000 частиц воды приходится 251 частица солей, именно: 25,1 ч. Na; 4,5 ч. K; 42 ч. Mg; 170,4 ч. Cl; 4,4 ч. Br; 0,5 ч. SO₄; 20 ч. остальных солей.

В том случае, когда раствор морской или иной воды достаточно концентрирован, из него выпадают содержащиеся в растворе вещества в известной последовательности, обусловленной 1) относительным количеством этих солей, 2) сте-

пенью их растворимости, причем часто замечается влияние одних солей на растворимость других.

Каменная соль и сопровождающие ее соли.

Относительно образования залежей каменной соли и сопровождающих или тесно связанных с нею солей существует две главные гипотезы. Согласно одной из них, предложенной Миллером и Лайеллем, позже обоснованной Оксениусом, каменная соль и сопровождающие ее соли образуются в тех заливах морей, которые отгораживаются от моря пересыпью; при чем, как дополнил эту гипотезу Вальтер, необходим сухой, в значительной степени пустынный климат. Согласно другой гипотезе, развитой Вальтером, отложения каменной соли образовывались в прежние геологические периоды в безоточных впадинах, где сохранялись части морских бассейнов, и куда стекали воды из окружающих эту впадину областей; такие впадины обычно отличаются пустынным климатом.

При осаждении солей из морских вод первым обычно выпадает наименее растворимый в воде гипс или ангидрит; затем, когда концентрация достигнет известной степени, выделяется хлористый натрий. Остающиеся в растворе наиболее растворимые соли постепенно, в случае существования пересыпи, стекают обратно в море, заменяясь втекающими в отделенный от моря бассейн растворами не концентрированной морской воды, продвигающейся по дну пролива. В некоторых случаях маточные растворы, остающиеся после выделения гипса и хлористого натрия, остаются в замкнутом бассейне, и в таком случае при дальнейшей концентрации растворов могут сами выпасть в виде так называемых „абраумных“ или отбросных солей.

В настоящее время Вант-Гоффом и его учениками разработана стройная физико-химическая теория, объясняющая последовательность кристаллизации выпадающих из морских вод солей.

Каменная соль обыкновенно зерниста, нередко крупнозерниста реже листоватая или волокнистая (в отдельных небольших участках). Она бесцветна, но различными примесями окрашивается в различные цвета—серый, красный, желтый, бурый, синий, зеленый и т. д. В ней присутствуют сплошь и рядом примеси других солей, как напр. небольшие

количества хлористого магния и хлористого кальция, придающие ей гигроскопичность. Каменная соль содержит часто включения растворов, из которых она кристаллизовалась. изредка также газы—водород, уголекислоту, окись углерода, углеводороды и др., которые при растворении соли в воде вызывают характерное трещание ее (трескучая соль Велички). Нередко примешаны глинистые частицы, сообщающие каменной соли серую или зеленоватую окраску, также иногда кристаллики кварца, ангидрита, пирита.

Каменная соль в большинстве случаев образует линзовидные залежи и штоки, иногда огромных размеров. причем в них иногда наблюдается отчетливая слоистость, иногда чередование слоев каменной соли, в таких случаях особенно чистой, с прослоями ангидрита; в верхних горизонтах таких залежей в некоторых случаях присутствуют, как напр в Стассфуртском месторождении, наиболее легко растворимые соли, так называемые отбросные, состоящие из различного рода сернокислых и хлористых соединений калия и магния.

К абраумным солям, выпадающим обычно последними, если соединение бассейна с открытым морем было окончательно прервано, относятся следующие: бишофит, $MgCl_2 \cdot 6H_2O$; карналлит, $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$; кизерит, $MgSO_4 \cdot H_2O$; полигаллит, $CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 2H_2O$; каинит $MgSO_4 \cdot KCl \cdot 3H_2O$; сильвин, KCl ; тахидрит, $CaCe_2 \cdot MgCl_2 \cdot 12H_2O$; тенардит, Na_2SO_4 ; глауберит, $Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$; мирабилит, $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$; астраханит, $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$; леонит, $MgSO_4 \cdot (1,5K \cdot 0,5Na)_2SO_4 \cdot 4H_2O$; пенит $MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 6H_2O$; глазерит $(1,5K \cdot 0,5Na)_2SO_4$; левеит, $MgSO_4 \cdot Na_2SO_4 \cdot 2\frac{1}{2}H_2O$ и др. (рис. 128).

В отношении последовательности выпадения и кристаллизации солей в месторождениях каменной соли наилучше изучены стассфуртские месторождения. Здесь залегает

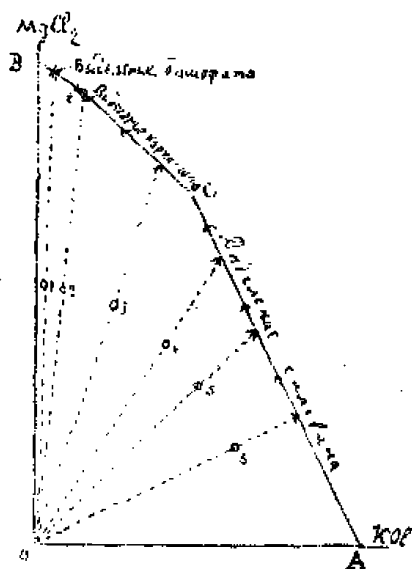


Рис. 128.

мощный пласт, в 240 метров, каменной соли (95%) с тонкими прослоями гипса (5%), за которыми следует полигалитовая зона, мощностью до 62 м. с содержанием 91% каменной соли, 7% полигалита и некоторой примесью ангидрита и хлористого магния. Затем следует кизеритовая зона мощностью до 56 м., с 65% каменной соли, 17% кизерита, 23% карналлита, 3% хлористого магния, 2% ангидрита. Выше всего располагается карналлитовая зона, мощностью 32 м., с 25% каменной соли, 55% карналлита, 16% кизерита, с примесью каинита, сильвина, тахидрита и др.

Каменная соль образовывалась в самые разнообразные периоды жизни земного пара и сохранилась, начиная от силурийских отложений; образуется и в наше время.

Образование каменной соли в настоящее время мы видим, между прочим, в озерах Астраханской г. (Заскунчакское, о. Эльтон и др.). Большая часть месторождений каменной соли образовалась в пермский, триасовый и третичный периоды. Силурийская каменная соль известна в Канаде, Виргинии, Ост-Индии; девонская — в Мичигане, Китае, в прибалтийских губерниях; каменноугольная — в Виргинии, в Англии; к пермскому возрасту относятся месторождения каменной соли в Стассфурте в Германии, в Киргизских степях, окр. Вахмута, в Екатеринославской г.; к триасовому — каменной соли Верхнеисадена в Баварии, Галля в Тироле. Третичные месторождения каменной соли многочисленны: к ним принадлежат месторождения в Австрии (Величка, Калущ, Вохния в Галиции), Кардоиа в Испании.

В том случае, когда одновременно с каменной солью отлагается и глина, может получиться соленосная глина.

Гипс, образующийся часто одновременно с каменной солью или сопровождающий ее, бывает то крупнокристаллический, то мелкозернистый до плотного, реже волокнистый; окраска его белая, благодаря примесям наблюдаются бурый, красноватый или иные цвета. Под микроскопом часто кажется листоватым или обнаруживает лучистое сложение; в плотных разновидностях зернистый. Обыкновенно образует залежи, линзы и штоковидные массы, сопровождаемые глинами, мергелями, известняками, каменной солью, ангидритом. Белая, просветливающая, плотная или тонкозернистая разно-

видность гипса называется алебастром (Чернокозинцы Подольской г., Илецкая защита Оренбургской г., Бахмут Екатеринославской г., Славянск Харьковской г.)

Ангидрит, часто сопровождающий каменную соль, по большей части довольно плотный, реже крупнозернистый; он чаще белый, иногда окрашен в буроватый, красноватый, синеватый цвета.

К химическим осадкам относятся также известковые натёки и туфы, часто пористые, образующиеся при выделении углекислой извести из водных растворов, главным образом, в том случае, когда вода, содержащая CO_2 , теряет последнюю; при этом растворимость в воде CaCO_3 понижается, и из воды выпадает большею частью известковый шпат. Породы такого рода встречаются во многих местах, между прочим, в Тиволи бл. Рима (травертино), на г. Машуке бл. Пятигорска, на речке Пудоста в окр. Павловска (пудожский камень).

3) Органогенные породы.

К органогенным породам, образовавшимся главным образом при участии организмов, принадлежат различного рода известковые породы, доломиты, кремнистые породы, ископаемые угли (антрацит, каменный уголь, бурый уголь, торф).

Известковые породы состоят обыкновенно из преобладающей углекислой извести в виде известкового шпата, к которой примешаны в небольших количествах различные другие вещества как, напр., кремнезем, глинозем, углекислый марганец (доломитовые известняки), соли фосфорной кислоты и др. (известковые породы легко вскипают с кислотами).

В зависимости от состава и петрографического характера среди главных представителей известковых пород различают мел, глобигериновый ил, известняки, мраморы.

Белый, сероватый, иногда желтоватый или зеленоватый землистый мел состоит, главным образом, из раковин фораминифер (рис. 129) с примесью раковин и обломков раковин моллюсков, плеченогих, радиолярий, диатомовых водорослей, обломков скелетов кораллов и др. Кремнекислота,

входящая в состав спикул кремнистых губок, раковин радиолярий и диатомовых и др. При диагенезе идет на образование стяжений или конкреций кремня внутри мела. Кроме того, в различных количествах присутствуют глинистые частицы, при большом содержании которых получается меловой мергель. В присутствии округленных зернышек глауконита получается глауконитовый мел (глауконитовый мергель). Мел и меловой мергель в боль-

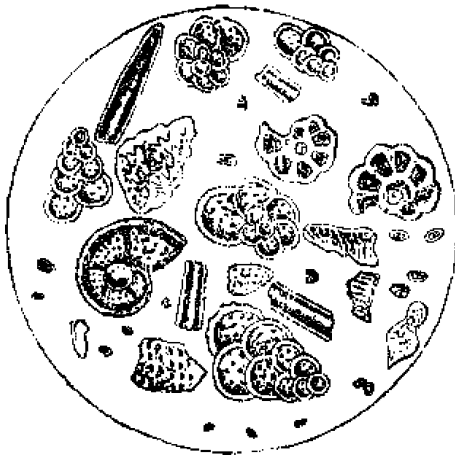


Рис. 129.—Мел под микроскопом.

шом количестве входят в состав отложений, образовавшихся в меловой период (Харьковская, Курская, Черниговская, Киевская, Волынская и др. губернии России, многие места Германии, Франции, Бельгии, Англии и др.).

В общем тем же составом, как и мел, характеризуется образующийся местами и в настоящее время на дне морей глобигериновый ил, чрезвычайно богатый раковинами фораминифер, между прочим *Globigerina bulloides*; кроме того, к нему примешан тончайший аморфный ил, небольшое количество глинистых частиц, остатки радиолярий, диатомовых и др., местами также кораллов; изредка попадаются кварцевые песчинки. При увеличении содержания глинистых частиц глобигериновый ил постепенно переходит в мергелисто-кремнистый ил и затем в глинистый ил.

Известняк, наиболее распространенный представитель известковых пород, в общем представляет собою плотную до мелкозернистой беловатую, желтоватую, сероватую, иногда окрашенную в различные красноватые, бурые и иные цвета породу; в присутствии большого количества органических веществ он приобретает бурую и черную окраску. Известняки часто массивны, иногда и слоисты; некоторые разновидности известняков (литографский камень Золленгофена, Подольский литографский камень) чрезвычайно тонкослоисты,

известняк, наиболее распространенный представитель известковых пород, в общем представляет собою плотную до мелкозернистой беловатую, желтоватую, сероватую, иногда окрашенную в различные красноватые, бурые и иные цвета породу; в присутствии большого количества органических веществ он приобретает бурую и черную окраску. Известняки часто массивны, иногда и слоисты; некоторые разновидности известняков (литографский камень Золленгофена, Подольский литографский камень) чрезвычайно тонкослоисты,

В некоторых известняках в большей или меньшей степени сохранились остатки тех организмов, из которых они образовались; в таком случае, в зависимости от того, какие остатки преобладают, различают раковинные известняки (окрестности Одессы и др.), коралловые, губковые, нуммулитовые, фузулиновые (рис. 130) и другие известняки. Эти остатки, состоящие



Рис. 130. — Фузулиновый известняк с Царева Кургана на Самарской дуге.

главным образом из углекислой извести, под влиянием диагенеза быстро перекристаллизуются, и в результате более или менее полно исчезают следы первичного происхождения известняка.

В числе примесей в известняках часто встречаются зерна кварца, иногда и мелкие кристаллики его, пирит, стяжения фосфорита, кремня и др. В некоторых случаях в них наблюдаются новообразования полевых шпатов, в виде мелких кристалликов. Органические вещества носят в одних случаях битуминозный характер, в других — принадлежат к веществам группы индола; известняки последнего рода при ударе по ним молотком издают неприятный запах (вонючие известняки Бельгии).

Известняки пользуются широким распространением, входя в состав слоев самых разнообразных возрастов, образуя иногда толщи, мощность которых достигает сотен метров.

Оолитовые известняки характеризуются оолитовым сложением из округлых зерен, образованных агрегатами мель-

чайших зернышек и кристалликов углекислой извести, то в виде арагонита, то в других случаях, из известкового шпата (рис. 131).



Рис. 131.—Оолитовый известняк.

Кристаллические известняки или мраморы представляют собою продукты перекристаллизации различных известняков. Они по большей части массивны, реже слоисты. Составляют из агрегата зерен известкового шпата, в одних случаях в общем одинаковых размеров (напр. Каррара), в других—среди более мелкозернистого агрегата располагаются крупные зерна того же минерала (Аттика). Наряду с известковым шпатом, с характерной двойниковой структурой (рис. 132)

присутствуют, в большинстве случаев в небольшом количестве, разнообразные другие минералы, как, например, кварц, амфиболы, пироксены, слюды, хлорит, тальк, грапат, иногда полевые шпаты, эпидот и мн. др. В химическом отношении мраморы характеризуются тем, что в них наряду с большим содержанием CaCO_3 присутствуют небольшие количества кремнезема, глинозема и щелочей, которые в особенно больших количествах присутствуют в богатых силикатами мраморах.

Химический состав мраморов:

CaCO_3	MgCO_3	FeCO_3	SiO_2	$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$	нераств. остаток.

I. 98,77	0,90	—	0,16	0,08	—

II. 90,20	9,30	0,81	—	—	0,55

I. Мрамор. Каррара, Италия. II. Мрамор. Салтен, С. Норвегия.

Мраморы широко распространены в различных геологических системах.

Наиболее известны белые мраморы Каррары, где имеется ряд других, менее чистых разновидностей, известных под различными названиями (паопаццо, наонаццетто и др.); более крупнозернисты белые мраморы Лааса в Тироле;

белые мраморы известны далее в Греции (Пароса, Атики), в Рускале бл. Сердоболя, на восточном склоне Урала, бл. Гумешевского рудника и др. Мраморы, окрашенные в различные, иногда чрезвычайно красивые цвета, встречаются в огромном числе месторождений вне России; в России известны кроме Финляндии и Урала, бл. Коломны и с. Кревкино Московской г., в царстве Польском (Келецкая г. др.), бл. с. Козневка Киевской г., в Крыму на северном и южном склонах Айлы, на Кавказе (Терская область и особенно на Закавказьи), также во многих местах Азиатской России.

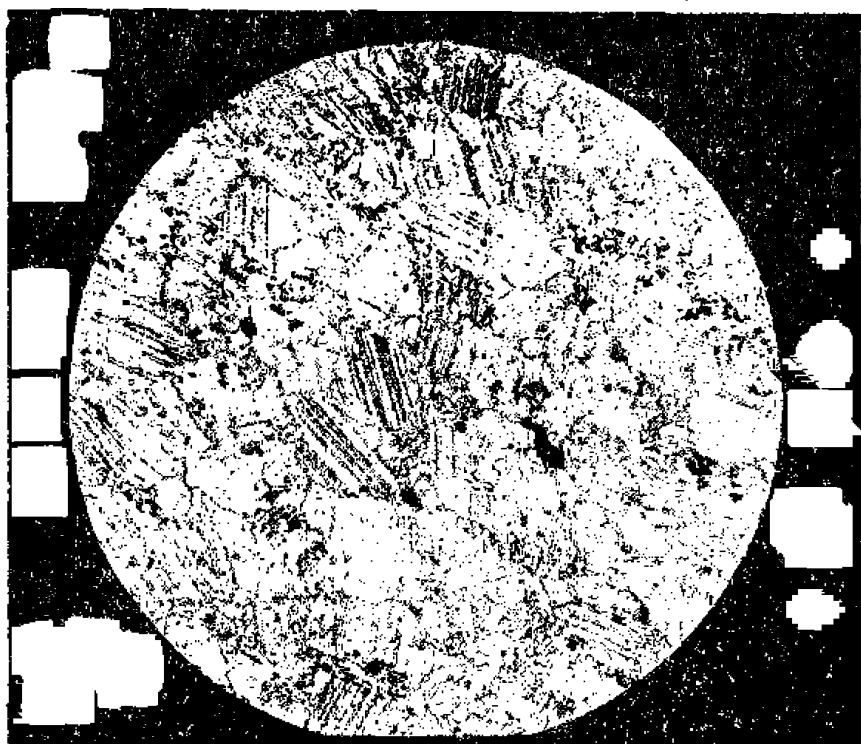


Рис. 132. — Мрамор, богатый примесями, Бавария.

так, напр., на Алтае, где находятся разнообразные и превосходные мраморы.

К числу разновидностей мраморов относится чисто белый с слабо желтоватым оттенком статуйный мрамор (Каррара, Пентеликон), чи по л и н о — белый с зелеными полосами, богатый чешуйками светлой слюды или талька (Альпи, Пентеликон, Банат), о ф и к а л ь п и т — мрамор, со-

держаний зерна, гнезда и жилки серпентина, образовавшегося чаще всего из оливина, реже из пироксенов или амфиболов; при концентрическом расположении участков серпентина получается строение офикальцита, напоминающее строение гигантских фораминифер, к которым эти образования сперва и относились под названием Езооов (Канада, Богемско-Баварский лес, Финляндия).

Причины перекристаллизации известняков разнообразны; в одних случаях играет роль действие просачивающейся воды, в других — влияние горообразующих сил (динамометаморфические мраморы), в третьих — действие высокой температуры извергающихся вблизи известняков магм и выделяющихся из этих магм паров и газов (контактно-метаморфические мраморы).

Доломит состоит из зернистого до плотного агрегата доломита CaMgC_2O_4 , что соответствует 54,2% CaCO_3 и 45,8% MgCO_3 . В общем же химический состав доломитов непостоянен, причем почти всегда углекислая известь находится в большем или меньшем избытке по отношению к углекислому магнию, образуя известковый инат; нередко примешаны железистые, глинистые и другие вещества. Зернистый доломит из Ранена в северной Норвегии содержит 54,16% CaCO_3 , 45,09% MgCO_3 , 0,32% FeCO_3 и 0,46% нерастворимого остатка; совершенно тот же состав обнаруживает и доломит близ замка Волькенштейна близ Гредена (Тироль).

Анализ доломитов.

	CaCO_3	MgCO_3	FeCO_3	MnCO_3	Fe_2O_3	Al_2O_3	нерост.
I.	49,18	34,90	1,52	0,05	0,36	0,04	14,98
II.	67,32	34,38	—	—	0,75	7,14	—
III.	56,84	34,66	—	—	—	7,66	—
IV.	54,30	44,51	—	—	—	—	—
V.	63,27	35,97	—	—	—	—	—

- I. Доломит. р. Азиковки около Кисловодска, у замка „Коваретва и Любви“.
 II. Доломит. р. Б. Киритей, Енисейской окр.,
 III. Доломит. р. Апгара
 IV. „ р. Илтерхон
 V. Девонский доломит. Эйфель.

Зернистый доломит совершенно напоминает по своему внешнему виду и структуре мрамор; он иногда чисто белого цвета и сахаровидный (доломит Бинненталя в Швейцарии, чрезвычайно богатый разнообразными минералами), чаще желтовато-белый, буроватый, до черного. В нем нередко примеси различных минералов, в том числе слюды, кварца, роговой обманки, полевого шпата, турмалина и др. Плотный доломит соответствует плотному известняку. Кроме того различают пористый, оолитовый и др. доломиты.

Происхождение доломита, первичные составные части которого в большинстве случаев преимущественно органического происхождения, объясняется различно. Лишь некоторые доломиты могли образоваться непосредственным отложением из источников; таковы некоторые доломиты северной Норвегии. Громадное большинство доломитов образовалось путем постепенного изменения состава известняков; в последних нередко присутствует в большом или меньшем количестве углекислый магний; по мере растворения углекислой извести происходит обогащение породы углекислым магнием, и порода постепенно переходит в доломит; в других случаях может происходить приток углекислого магния со стороны, при просачивании сквозь массы известняка растворов, содержащих последний.

Доломиты образуют иногда громадных размеров массивы, часто связанные в своем происхождении с древними коралловыми рифами. Живописными скалами доломитов и доломитовых известняков особенно славится южный Тироль (рис. 133).

Кремнистые осадочные породы.

К числу кремнистых осадочных пород относятся осадки, состоящие главным образом из кремниевой кислоты, в одних случаях представляющие собою химические осадки, в других — органогенные образования. К ним относятся кремнистые туфы, пресноводные кварциты, кизельгур и трепел.

Кремнистые туфы представляют собою осадки, образующиеся из горячих вод различных источников, преимущественно гейзеров, причем в выделении и образовании их важную

роль играют некоторые виды водорослей. Окрашены они обыкновенно в чисто белый цвет, иногда обладают, благодаря примесям, главным образом окислов железа, пестрой окраской. Они то плотны, то пористы, часто с гроздевидной,

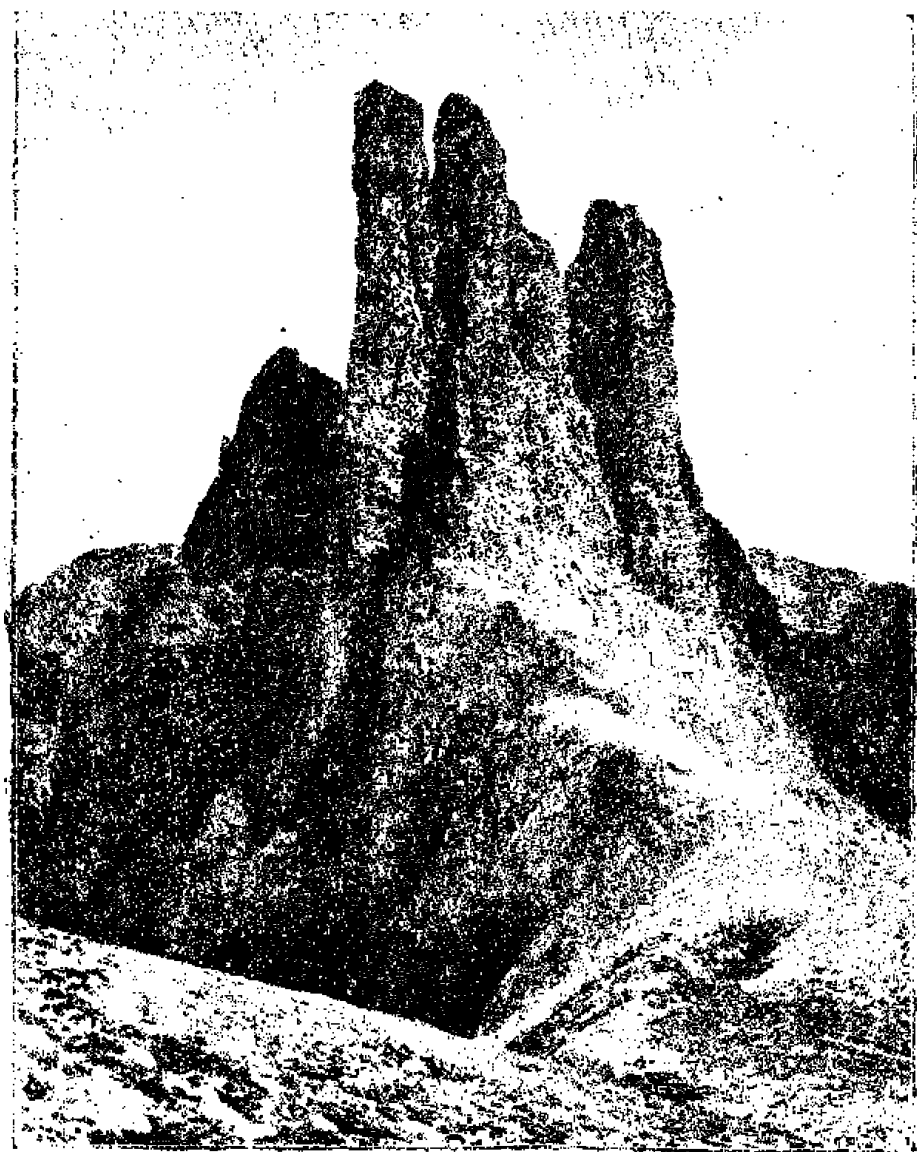


Рис. 133.—Доломит. Тироль.

почковидной или иной натежной поверхностью. Нередко образуют живописные террасы (Исландия, Йеллоустонский национальный парк в С. Америке, Новая Зеландия, в малых размерах также в Тоскане, в Центральной Франции).

Пресноводный иварцит окрашен в светлые цвета, преимущественно желтовато-белые; он пористый до пещеристого, причем стенки пустот покрыты отложениями халцедона; сам он состоит из опала и халцедона. Встречается, главным образом, среди третичных отложений Парижского бассейна, также около Бонна в Германии и др.

В высшей степени тонко-слоистый или листоватый, желтовато-белый трепел (политровальный сланец), легко растирающийся между пальцами и марающий, как мел, состоит, главным образом, из кремнистых панцирей диатомовых водорослей, главным образом из родов *Gaillonella*, *Vasillaria* и некоторых других; эти панцири настолько малы, что в 1 куб. дюйме их содержится до 41000 миллионов; часто применаны также спикулы кремнистых губок. Иногда трепел пропитан опалом и тогда становится более твердым и липнет к языку (липкий сланец). Рыхлые скопления, напо-

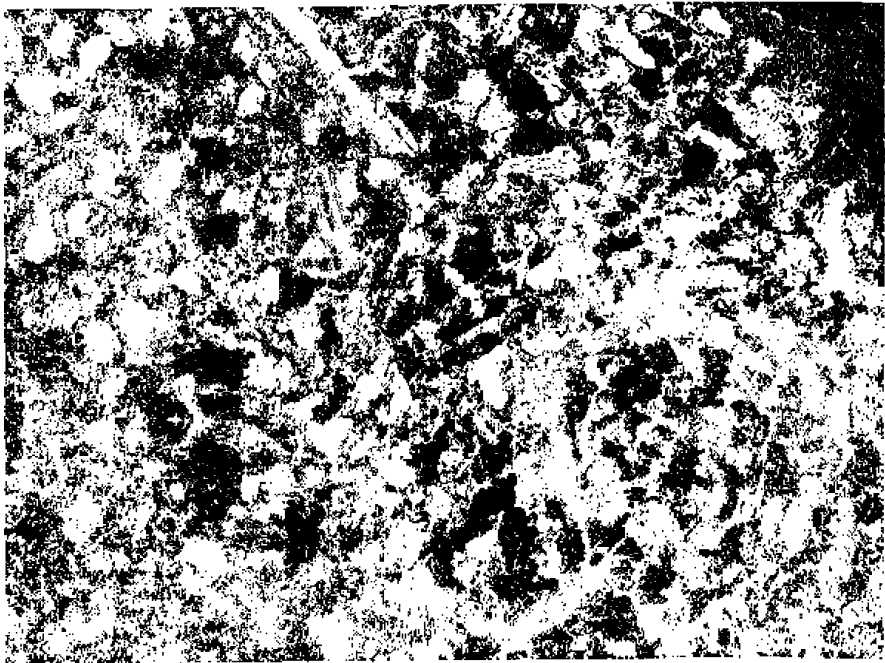


Рис. 134.

минающие муку или мел, носят название кизельгура, горной муки, диатомового пелита. Эти породы залегают обыкновенно слоями преимущественно среди третичных отложений, также среди послетретичных в Богемии

Вилин, Франценсбад), Гессене, около Маахерского озера, в окрестностях Берлина; в России известны в некоторых местностях Казанской и Симбирской г. (Веклемишево, Баргузин), в Закавказьи.

Опоки (гезы) представляют собою светло-серые, желтоватые и зеленоватые до темно-зеленых, легкие, липнущие к лезвию породы, состоящие в значительной своей части из опала, малахита и огромного количества спикулей кремневых губок при сравнительно малом содержании эластических элементов (кварц); довольно часто присутствует глауконит. Кроме губок присутствуют остатки радиолярий. Опоки можно назвать также и спонгиозитами (рис. 134). Пользуются широким распространением в особенности среди меловых и третичных пород как западной Европы, так и России. Микроскопически могут быть выделены разновидности: спонгиозит, радиолярит, диатомит, опалит. При выветривании рыхлеет, светлеет, обогащается водными алюмосиликатами (беднеет кремнекислотой).

Примеры анализов некоторых кремнистых пород.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Орган. вещ.
I.	87,58	2,04	0,30	1,09	—	—	8,89	—
II.	74,20	6,81	—	0,41	0,30	0,02	13,30	4,20
III.	80,30	5,40	0,43	0,44	сл.	0,30	10,90	1,30

I. Полировальный сланец из Вилина (Богемия). II. Полировальный сланец из Кучина близ Вилина (Богемия). III. Липкий сланец оттуда же.

С. Кристаллические сланцы.

Кристаллические сланцы в большинстве случаев представляют собою глубоко преобразованные первично осадочные или изверженные горные породы; под влиянием различных причин могли глубоко измениться не только минералогический состав и структура первичных пород, но в некоторых случаях и их химический состав; значительно реже первичный характер породы сохраняется в кристаллических сланцах в большей или меньшей степени. При этом существуют постепенные переходы между глубоко преобразованными породами, с одной стороны, и породами, из которых они образовались, с другой; так, плотные извест-

ники связаны самыми постепенными переходами с кристаллическими известняками, некоторые граниты—с соответствующими им гнейсами, некоторые габбровые породы—с принадлежащими к кристаллическим станцам и образовавшимися из них амфиболитами и т. д.

Горная порода, состоящая из тех или иных минералов, сохраняет первичный характер продолжительное время, пока условия ее существования близки к тем, при которых она образовалась; при новых физических и химических условиях минералы, входящие в состав ее, могут прийти в неустойчивое равновесие; в таком случае они начинают приспособляться к новым условиям существования; происходит постепенная перекристаллизация породы, сопровождаемая изменением минералогического состава ее вследствие образования новых минералов, более устойчивых при данных условиях; одновременно изменяется и структура породы; если притом в горную породу проникают растворы, в нее внедряются новые вещества в растворенном или расплавленном состоянии, порода может изменить и свой химический состав.

„Породы, выведенные из первичных условий физико-химического равновесия (место залегания и образования их), и которые с новыми условиями вступили в новое равновесие“, называются породами метаморфическими.

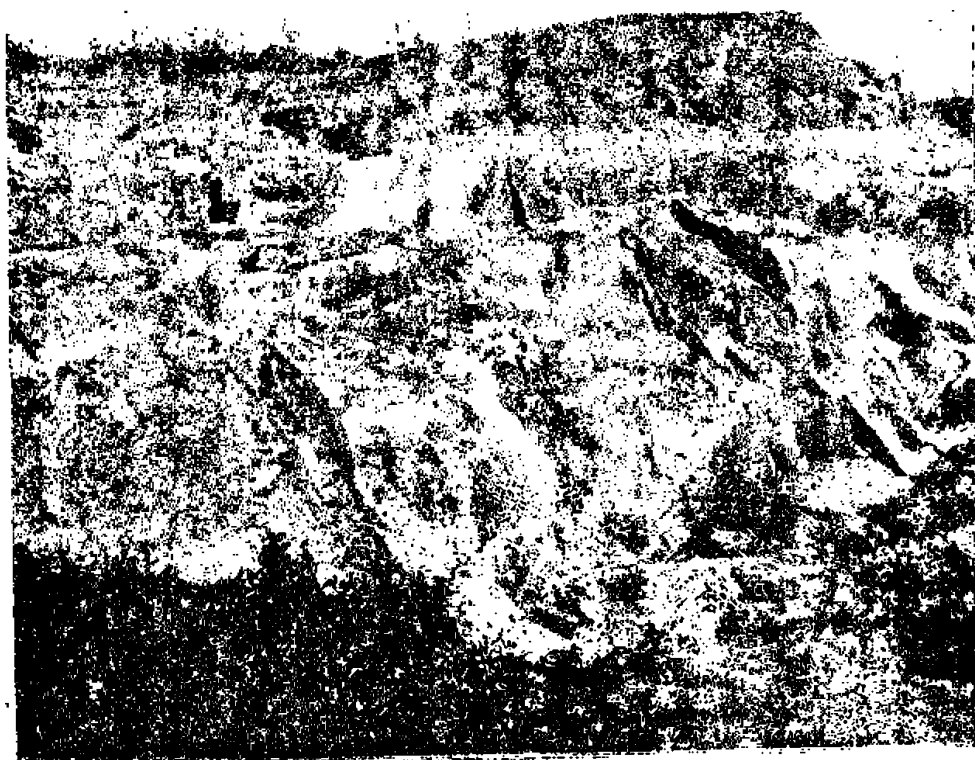
Главными причинами, которые вызывают преобразования горных пород, являются: а) высокая температура, б) высокое давление и в) присутствие в породе воды (или минерализаторов). В зависимости от того, какой из этих трех агентов играет преимущественную роль, различают следующие роды метаморфизма:

1) **Пирометаморфизм**, обусловленный исключительно высокой температурой в контакте с некоторыми изверженными породами, лишенными минерализаторов (напр. базальты и др.).

2) **Гидатометаморфизм**, при котором главную роль играет вода; в том случае, когда к ней присоединяется и высокая температура, получается гидатопирометаморфизм.

3) **Контактный метаморфизм**, который наблюдается в контакте с большинством изверженных пород, обусловлен как высокой температурой извергаемых магм, так и выделением из них в соприкасающиеся с ними горные породы минерали-

заторов; в некоторых случаях в больших размерах происходит тонкая, распространяющаяся на большое пространство, инъекция окружающих пород самой магмой или некоторыми



Черт. 135. Инъекции гранита (светлый) в плотитовый гнейс (темный).
М. Лисняк, Звенигородского у. Киевской г.

ее составными частями (инъекционный метаморфизм) (рис. 135). Отдельные исследователи (Бейнпленк) считают, что кристаллические сланцы образовались преимущественно под влиянием контактного и инъекционного метаморфизма.

4. **Динамометаморфизм** обнимает все те явления, которые связаны с действием одностороннего давления, развивающегося при горообразующих процессах. Некоторые после-

дователи (Розенбуш и его школа) признают образование большинства кристаллических сланцев, как следствие главным образом горообразующих процессов.

Региональный метаморфизм. Если процесс изменения, метаморфизации горных пород, расположенных на большей или меньшей глубине, захватывает значительные части земной коры, то такого рода метаморфизм носит название регионального. При региональном метаморфизме громадную роль играют: 1) ювенильные воды, 2) внутренняя теплота земного шара (геотермический градиент) или же высокая температура поднимающихся из недр земного шара магматических масс, 3) магматическая инъекция, иногда также пьезокристаллизация; под последней понимается перекристаллизация горных пород в магматических или полумагматических зонах при одновременно играющем роль сдавливании (при горообразующих процессах).

При преобразовании горных пород в кристаллические сланцы высокая температура и растворители играют наиболее существенную роль; что касается давления, то главная его роль сводится к приданию того или иного строения этим новым породам и появлению минералов с наибольшим удельным весом.

При региональном метаморфизме существенную роль должны играть магматические породы, что видно из того, что, согласно вычисления Клерка, в состав земной коры входит 95% магматических пород и лишь 5% осадочных.

Различия между контактным метаморфизмом и региональным заключаются главным образом в размерах и затем в том, что при первом наблюдаются изменения в непосредственной близости к магматической породе, во втором также и на большом расстоянии от нее; вследствие того, что региональный метаморфизм имеет место на большей глубине чем контактный, образуются различного типа минералы в первом и втором случае.

Во время глубинного метаморфизма имеет место иногда так называемая фельдшпатизация, т. е. обогащение данной породы полевыми шпатами исключительно под влиянием минерализаторов с привнесом щелочей, т. е. путем как бы пропитывания.

В отдельных случаях тот или иной род метаморфизма мог играть роль в образовании некоторых кристаллических сланцев; каждый из родов метаморфизма в отдельности имеет, однако, лишь чисто местное значение и не может быть применен к объяснению образования всех кристаллических сланцев. Последние в большинстве случаев получились благодаря одновременному действию на горные породы высокой температуры, высокого давления и воды (частью и минерализаторов).

Гранитизация—механическая инъекция магмы в осадочные породы, сопровождаемая нередко фельдшпатизацией. Есть два рода инъекции: 1) элементы магмы проникают в осадочную породу в виде как бы включений,—это собственно гранитизация, или же инъекция происходит по взаимно параллельным слоям; в таком случае получаются гнейсовидные породы; самый процесс Мейстер называет гнейсификацией. Разграничить оба процесса пост возможности, так как существуют постепенные переходы.

Совместными процессами гранитизации, фельдшпатизации, гнейсификации объясняется образование ленточных, слоистых и иных гнейсов напр. в восточной окраине Ленского бассейна.

Роль температуры.—Высокая температура оказывает влияние тем, что увеличивает растворимость различных веществ в воде, которая всегда присутствует в горных породах, хотя бы и в небольших сравнительно количествах; кроме того, высокая температура ускоряет химические реакции; в горных породах она, следовательно, способствует перекристаллизации и может вызывать ее. Главным источником высокой температуры внутри земной коры является внутренняя температура земного шара. Повышение температуры на 2° — 4° соответствует углублению в земную кору на 100 метров. Отсюда можно вывести, что температура на различных глубинах будет такова: на глубине 1 кил. около 30° ; на глубине 3 кил.— 100° ; на глубине 20 кил.— 600° ; на глубине 40 кил.— 1200° и т. д.

Присутствие внутри земной коры в больших или меньших количествах жидких магм повышает эту температуру вблизи последних. По мере углубления горной породы в недра земли, благодаря опусканию частей земной коры и отложениям над ней новых слоев, условия существования этой

породы постепенно изменяются и приближаются к тем, которые наблюдаются в контактах с изверженными породами вообще.

Роль давления.—Одновременно с погружением породы в земную кору увеличивается давление на нее вышележащих слоев. Это давление увеличивает, хотя обыкновенно и не особенно сильно, растворимость различных веществ. Кроме того, согласно Вант Гоффу, увеличение давления способствует образованию тех соединений, при получении которых уменьшается молекулярный объем взаимодействующих веществ; понижение давления вызывает образование соединений с увеличением объема (под молекулярным объемом подразумевают отношение молекулярного веса данного вещества к его удельному весу). Высокая температура действует в обратном направлении. Очевидно, что на больших глубинах действие давления, с одной стороны, температуры, с другой, могут уравновеситься.

Действие давления: 1) ведет к раздроблению породы и, следовательно, к облегчению преобразования породы; 2) обуславливает образование минералов с наибольшим у. в.; 3) способствует образованию сланцеватой структуры (обуславливает направление роста кристаллов, их форму и т. д.).

Закон объемов.—При действии высокого давления в земной коре образуются, как на это указывал уже давно Розенбуш, доказали Левинсон-Лессинг, Бекке и др., минералы с большим удельным весом и, следовательно, с малым молекулярным объемом. В этом заключается закон объемов. Из двух или более полиморфных разновидностей образуется преимущественно разновидность с малым молекулярным объемом; так, из полиморфных разновидностей TiO_2 образуется рутил, из Al_2SiO_5 — дистен. Точно так же и при реакциях, происходящих в земной коре при высоком давлении, образуются минералы с наименьшим молекулярным объемом. Бекке между прочим дает следующие примеры:

Оливин + анортит		дает	гранат
	Мол. об.		Мол. об.
Mg_2SiO_4	48,9	$Mg_2CaAl_2Si_2O_{12}$	121,0
$CaAl_2Si_2O_8$	101,1		
	145,0		

Титанистый железняк + анортит дают титанит + роговая обманка

2FeTiO_3	63,4	2CaSiTiO_5	111,2
$2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	202,2	$\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{12}$	140,5
	<u>265,6</u>		<u>251,7</u>

Тот же закон объемов приложим и к горным породам, которые при своей перекристаллизации при содействии высокого давления преобразуются в агрегаты минералов с наименьшим молекулярным объемом и, следовательно, стремятся занять возможно меньшее пространство. Примеры даны Бекке:

Диорит может перейти в пироксеновый гнейс.
(Андезин, роговая обманка, гематит). (Альбит, авгит, магнетит, кварц).

	Мол. об.		Мол. об.
Андезин	$\left\{ \begin{array}{l} \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 100,30 \\ \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 101,10 \end{array} \right\}$	Альбит	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 100,3$
Роговая обманка	$\left\{ \begin{array}{l} \text{CaMg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12} \\ \text{CaFe}_3\text{Si}_4\text{O}_{12} \end{array} \right\} 140,50$	Авгит	$\left\{ \begin{array}{l} 2\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 \\ \text{CaFeSi}_2\text{O}_6 \\ \text{FeAl}_2\text{SiO}_6 \end{array} \right\} 68,2$
Гематит	$4\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 121,12$	Магнетит	$3\text{Fe}_3\text{O}_4 \cdot 139,2$
	<u>463,02</u>	Кварц	$3\text{SiO}_2 \cdot 68,4$
			<u>376,1</u>

Диабаз может перейти в амфиболит.

(Лабрадор, авгит, титанистый железняк).	(Кислый плагноклаз, роговая обманка, гранат, титанит, кварц).
Анортит $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 303,3$	Гранат $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot 125,8$
Альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 100,3$	Альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 100,3$
Авгит $3\text{MgCaSi}_2\text{O}_6 \cdot 204,0$	Роговая обманка $\left\{ \begin{array}{l} \text{Mg}_3\text{CaSi}_4\text{O}_{12} \cdot 135,0 \\ \text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{12} \cdot 140,5 \end{array} \right\}$
Титанистый железняк $\left\{ \begin{array}{l} 2\text{FeTiO}_3 \cdot 63,4 \end{array} \right\}$	Титанит $2\text{CaTiSiO}_5 \cdot 111,2$
	Кварц $\text{SiO}_2 \cdot 22,8$
	<u>635,6</u>

В земной коре давление может быть двоякого рода: а) гидростатическое (просто давление), обусловленное тяжестью вышележащих слоев, и б) одностороннее давление, сдвливание, вызываемое горообразующими процессами.

Если принять удельный вес горных пород равным 2,6—2,8, то гидростатическое давление на 1 кв. сантим. возрастает с глубиной в следующей последовательности:

На глубине 100 мет.—	26—	28 килогр.
„ „ 1 кил.—	260—	280 „
„ „ 10 кил.—	2600—	2800 „
„ „ 20 кил.—	5200—	5600 „
„ „ 40 кил.—	10400—	11200 „

Под влиянием гидростатического давления, оказывающего действие по всем направлениям в общем с одинаковой силой, из плотных или мелкозернистых пород могут получиться массивные породы, иногда крупнозернистые. В всяком же случае действие его само по себе не особенно велико.

Сдавливание с одной стороны, вызывает различного рода нарушения напластования в земной коре (дислокации): под влиянием его образуются складки, сбросы и т. д. (рис. 136). С другой стороны, оно может вести к образованию трещин внутри горных пород и к раздроблению этих последних; при высокой температуре и в присутствии воды им вызывается также и перекристаллизация горных пород; сдавливание может также повышать температуру внутри горных пород.

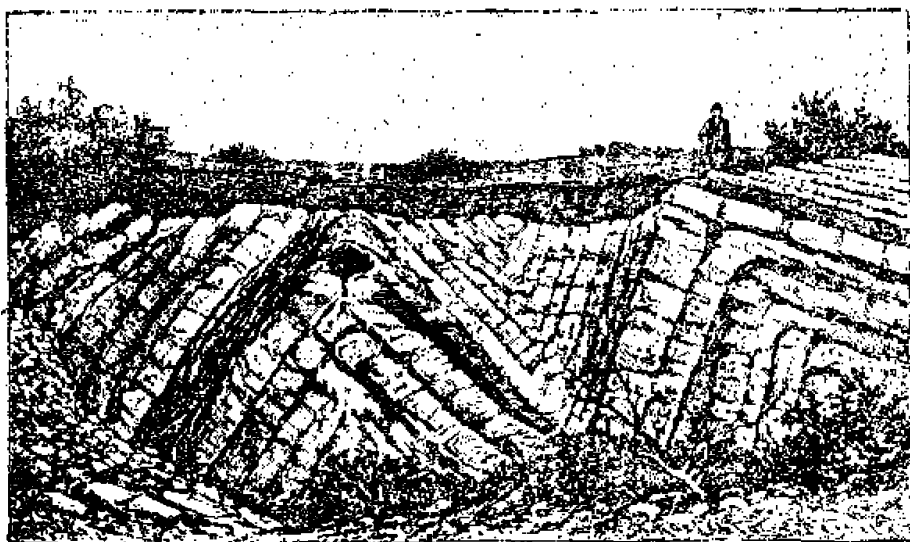


Рис. 136.—Слой известняка, собранные в складки.

Раздробление горных пород под влиянием сдавливания достигает иногда значительной степени. В горных породах,

содержащих кварц, зерна этого минерала, благодаря сдавливанию, сперва приобретают более или менее резко выраженное волнистое угасание, затем превращаются в зернистый агрегат не одинаково ориентированных более мелких зерен (рис. 137); то же происходит и с пироксенами, амфи-

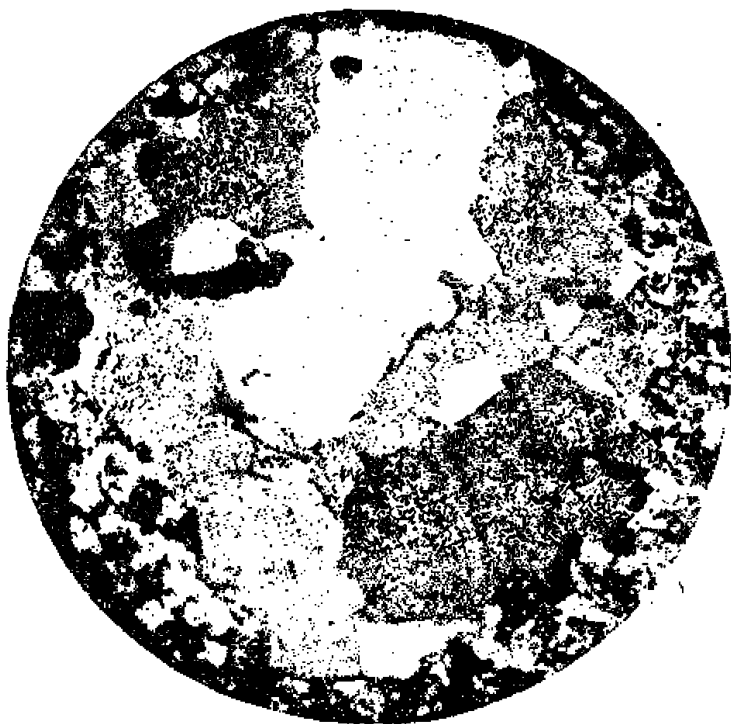


Рис. 137.—Раздробленный кварц в гранит-порфире (искрещенные николи). Оденвальд.

болами, полевыми шпатами и др., хотя раздробление этих минералов обыкновенно более слабо, чем кварца; листочки слюды при этом изгибаются и расщепляются по спайности. Одновременно в массивных породах часто появляется сланцеватое сложение, направленное перпендикулярно к направлению сдавливания (рис. 138). При более сильном действии сдавливания горная порода, первоначально более или менее крупнозернистая, превращается иногда в плотный агрегат, в котором отдельные зерна обладают ничтожными размерами; в такой плотной основной массе, то массивной, то, чаще, сланцеватой, присутствуют отдельные уцелевшие зерна тех или иных минералов, чаще всего полевых шпатов, образующих как бы вкрапления; получаются породы, часто напо-

минающие порфировые породы и носящие название порфиroidов, если образовались из порфиров, псевдопорфиroidов, если получились благодаря преобразованию чужих пород, напр., гранитов и др. При дальнейшем

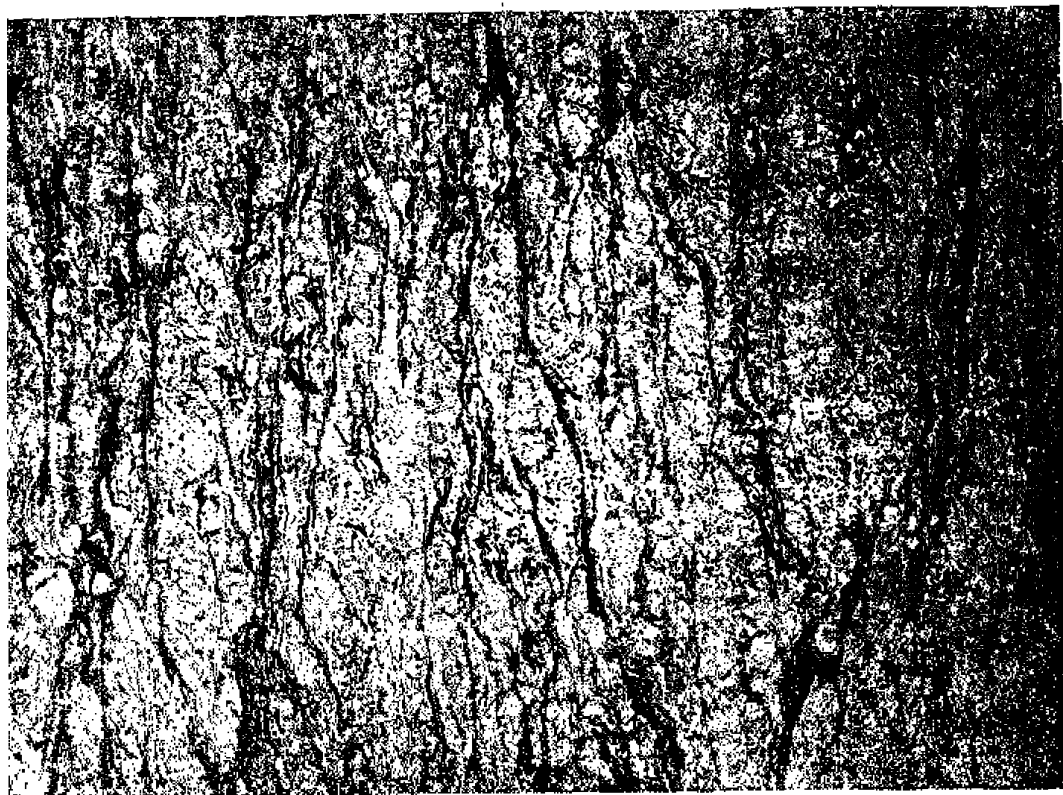


Рис. 138.

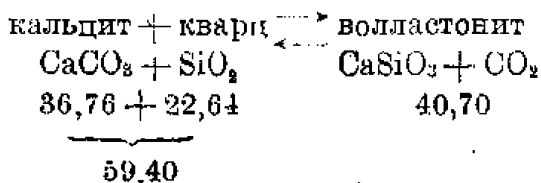
действии сдавливания могут произойти некоторые изменения в минералогическом составе пород; образуются листочки серицита, хлорита, зерна и волокна роговой обманки и т. д.: при ясно выраженной сланцеватой структуре получаются псевдофельзитовые сланцы; отчасти сюда же относятся так называемые зеленые сланцы.

В других случаях, именно при содействии растворителей, в горных породах, подвергаемых действию сдавливания, происходят химические и минералогические преобразования, не сопровождаемые раздроблением. Для объяснения такого рода преобразования можно применить принцип Рикке, согласно которому температура плавления вещества понижается, а растворимость его увеличивается в направлении давления. Поэтому, в направлении действия сдавли-

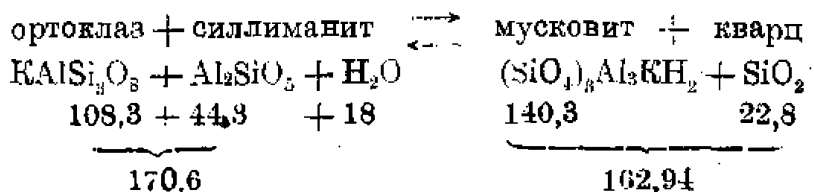
вания вещество минералов может растворяться, в направлении перпендикулярном—снова отлагаться; благодаря таким ничтожным перемещениям вещества, горная порода под влиянием сдвливания с течением времени медленно деформируется, как если бы она была пластична; происходят преобразования горной породы без излома. Под влиянием сдвливания отдельные минералы постепенно приобретают столбчатую или пластинчатую форму и располагаются своей длиной или поверхностью пластинки перпендикулярно к направлению сдвливания; получается кристаллизационная сланцеватость породы. Во время этих перемещений вещества минералы могут изменять свой состав и переходить в совершенно новые; так, авгит преобразовывается в роговую обманку, часто уралитовую; ортоклаз превращается в мусковит и кварц. Происходит обмен веществ между группами минералов—из агрегата плагиоклаза и авгита получается альбит, эпидот и кварц и т. д.

Эта перекристаллизация особенно энергично идет вперед в том случае, когда в то же время и температура горных пород особенно высока—высокая температура повышает пластичность их, и, с другой стороны, присутствует в большем или меньшем количестве вода или минерализаторы; перекристаллизация происходит особенно энергично под влиянием близко расположенных магм.

При перекристаллизации горных пород большое значение имеют обратимые реакции между присутствующими минералами; под влиянием сдвливания из смеси кварца и кальцита может получиться волластонит и углекислота; при уменьшении давления последние снова могут дать кварц и кальцит по формуле:

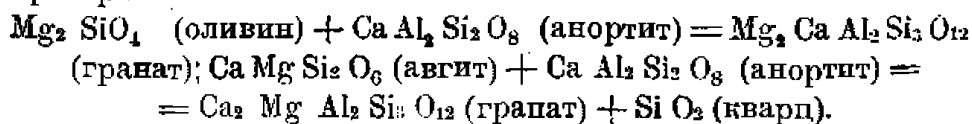


т. е. другими словами при высоком давлении образуется по закону объемов силикат, при уменьшении — карбонат с большим молекулярным объемом. Другой пример аналогичен:



т. е. при увеличении давления из ортоклаза и силлиманита образуется агрегат мусковита и кварца.

В других случаях давление способствует такого рода преобразованиям:



На больших глубинах происходит обратный процесс, сопровождаемый увеличением объема; здесь, благодаря высокой температуре, из кварца и мусковита снова получается агрегат ортоклаза и силлиманита.

Глубинные пояса. В 1891 году финляндский геолог Седергольм обратил особенное внимание на то, что на различных глубинах внутри земной коры могут происходить неодинаковые преобразования горных пород; он, таким образом, один из первых создал учение о глубинных поясах, которое в последнее время было подробно разработано, с одной стороны, венским минералогом и петрографом Векке, с другой, американцем Ван-Гизом; независимо от этих исследователей понятие о глубинных поясах вывел шлиссельбуржец Лукашевич.

В земной коре можно различать прежде всего два поверхностных пояса; в верхнем происходят по преимуществу явления выветривания, обусловленные влиянием атмосферных деятелей (пояс выветривания), в нижнем — явления цементации (пояс цементации). Образование кристаллических сланцев в этом поясе не происходит.

Под поверхностным поясом располагаются три глубинных пояса, в которых и приурочено образование кристаллических сланцев. Среди них различают верхний, средний и нижний глубинные пояса.

Верхний глубинный пояс характеризуется низкой температурой и малым давлением; в нем нередко присутствует сравнительно большое количе-

ство воды. Под влиянием сдавливания в нем образуются минералы с малым молекулярным объемом, частью образующиеся и в других зонах, как, например, кварц, кальцит, магнетит, частью же характерные для него: серицит, мусковит, тальк, хлорит, железный блеск, альбит, частью роговая обманка (уралитовая), цоизит, эпидот и др. В этом поясе образуются серицитовые филлиты и кварциты, известковые и альбитовые филлиты, тальковые и хлоритовые сланцы, порфиroidы, псевдопорфиroidы, псевдофельзитовые сланцы и др.

Средний глубинный пояс отличается от верхнего более высокой температурой и средним давлением. В этом поясе раздробление отступает на задний план, давление, сдавливание и высокая температура вызывают энергичную перекристаллизацию породообразующих минералов; под влиянием сдавливания получается кристаллизационная сланцеватость. В среднем глубинном поясе образуются микроклин, микропертит, альбит, олигоклаз, биотит, мусковит, цоизит, эпидот, роговая обманка, ставролит, дистей, гранат, титанит, магнетит и титанистый железняк. Из кристаллических сланцев в этом именно поясе особенно часто возникают различные сланцы — гранатовый, ставролитовый, актинолитовый, глаукофановый, далее нефриты, гранулиты, также и породы с полевым шпатом — слюдяной, роговообманковый, гранатовый, эпидотовый гнейсы, амфиболиты и др.

Нижний глубинный пояс характеризуется прежде всего очень высокой температурой, под влиянием которой реакции совершаются в направлении увеличения молекулярного объема; но одновременно сильное давление противодействует этому в большей или меньшей степени. Сравнительно с действием высокой температуры и сильного давления в этом поясе сдавливание играет второстепенную роль; поэтому кристаллизационная сланцеватость отступает на второй план, она может нередко совершенно отсутствовать. Здесь именно особенно часто наблюдаются явления инъекции, ведущие к образованию характерной для пород этого пояса лептотной и полосатой структур. Так как породы этого пояса обладают особенно большой пластичностью, он назван был Ван-Гизом также поясом

течения пород. За исключением биотита и мусковита здесь не образуются минералы с гидроксилами; чаще всего образуются ортоклаз, все плагиоклазы, авгит, оливин, гранат, кордиерит, силлиманит, магнетит и титалистый железняк. Из кристаллических сланцев к этому поясу особенно часто относятся биотитовые, пироксеновые, силлиманитовые, кордиеритовые, гранатовые гнейсы, также в некоторых случаях биотитовые сланцы, гранулиты, гранатовые породы, эклогиты, авгитовые породы, мраморы и кварциты.

Одна и та же порода в различных глубинных поясах может дать различные новые породы; так, диабаз в верхнем поясе преобразуется в эпидотово-хлоритовый сланец, в среднем — в плагиоклазовый амфиболит, в нижнем — в эклогит.

Между тремя глубинными поясами существуют постепенные переходы, они не отграничены одни от других сколько-нибудь резко; последние два пояса Бекке соединяет даже в один, так как минералы и кристаллические сланцы, образующиеся в среднем и нижнем поясах, часто тождественны.

Минералогический состав кристаллических сланцев. Минералогический состав кристаллических сланцев в общем напоминает состав изверженных пород. Лишь немногие минералы, характерные для изверженных пород, до настоящего времени не найдены в кристаллических сланцах, благодаря тому, что они легко превращаются в другие минералы, именно лейцит, содалит, позеап, гаюит, мелилит, тридимит, базальтическая роговая обманка и другие. Нефелин, отсутствие которого в кристаллических сланцах предполагалось до последнего времени, найден в нефелиновых гнейсах Португалии. Ряд минералов, с другой стороны, присутствует исключительно в кристаллических сланцах и отсутствует в изверженных и осадочных породах: таковы дистен, хрупкие слюды, паргонит, лаусонит.

Структура. Перекристаллизация горных пород при образовании из них кристаллических сланцев происходит в твердом состоянии, следовательно, при совершенно иных условиях, чем те, при которых происходит кристаллизация магмы. Образование всех минералов происходит в общем одновременно и различная степень идиоморфизма, образование включений одних минералов в других вовсе не указы-

вает на последовательность кристаллизации во времени, как это наблюдается в изверженных породах. Структура кристаллических сланцев вообще носит название кристаллобластической структуры. Те минералы кристаллических сланцев, которые обладают идиоморфными очертаниями, носят название идиобластов в отличие от аллотриоморфных ксенобластов. Располагая минералы кристаллических сланцев в порядке их идиоморфизма, получаем кристаллобластический ряд их; положение минерала в таком ряду обусловлено его кристаллизационной силой, которая и определяет его очертания. Некоторые минералы кристаллических сланцев, как, например, титанит, рутил, обладают значительной кристаллизационной силой; поэтому они особенно часто встречаются в сланцах в виде идиобластов; наоборот, калиевые полевые шпаты обладают особенно слабой кристаллизационной силой и поэтому в большинстве случаев обладают аллотриоморфными очертаниями. Согласно Бекке, главные минералы, входящие в состав кристаллических сланцев, можно расположить в следующий кристаллобластический ряд: титанит, рутил, железный блеск, титанистый железняк, гранат, турмалин, ставролит, дистен, — эпидот, доизит, — пироксены, роговая обманка, бурый шпат, доломит, альбит, слюда, хлорит, — известковый шпат и кварц, плагиоклаз — ортоклаз, микроклин.

В зависимости от формы и относительных размеров составных частей кристаллических сланцев различают ряд структур их; при приблизительно одинаковых размерах всех составных частей породы получается гомеобластическая структура, в одних случаях зернистая (гранобластическая), в других случаях — чешуйчатая (например, в тальковых, слюдящих и других сланцах). При неоднородности размеров составных частей структура называется гетеробластической. Если притом среди более мелкозернистой основной массы выделяются отдельные крупные зерна (порфиробласты тех или иных минералов), получается порфиробластическая структура (рис. 139).

Роговиковая структура получается в том случае, когда зерна минералов, в общем круглые, тесно прилегают одно к другому и напоминают строение мостовой; они характерны, между прочим, для сланцев, образовавшихся в

контакте с изверженными породами. Пойкилитовая структура характеризуется прорастанием более крупных зерен минералов большим количеством мелких зерен других. При диаблассической структуре получается взаимное прорастание, обыкновенно со столбчатым характером, одних

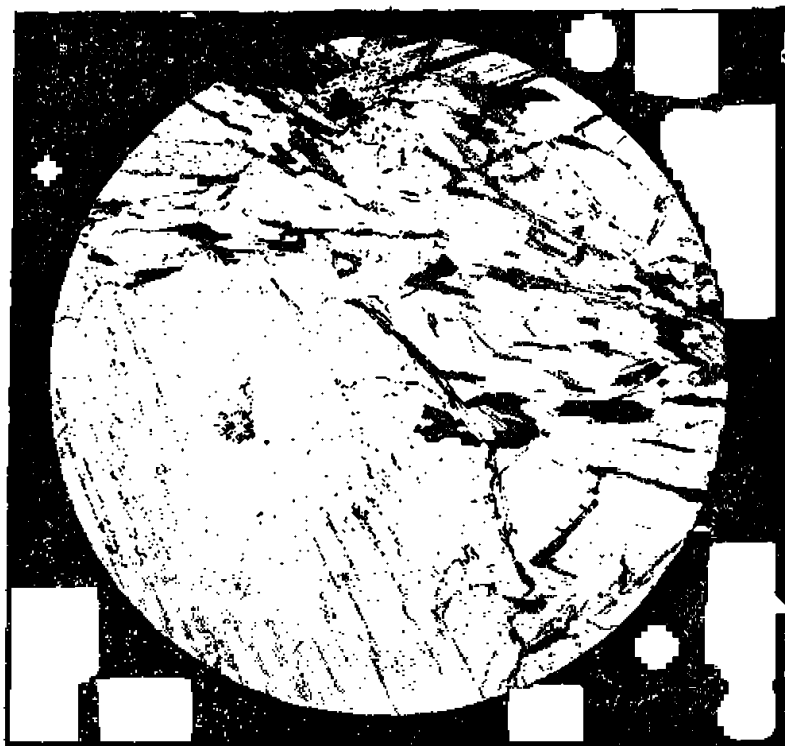


Рис. 139.—Порфиробласт плагиоклаза в биотитовом гнейсе. Бавария.

минералов другими, на подобие пегматитовой структуры; при особенно мелких размерах прорастания она называется микродиаблассической. Келифитовая структура (рис. 140) получается в том случае, когда при образовании какого-либо минерала вокруг него образуется кольцо с радиально лучистым сложением, в состав которого входят обыкновенно как самый изменяющийся минерал, так и продукты его изменения.

В кристаллических сланцах нередко наблюдаются следы строения первичных пород, которые при своем преобразовании дали первые (реликтовые или остаточные структуры); для указания на характер их к названию первичной структуры прибавляют слово бласто; получают структуры бластограпитовые, бластофитовые, бластопорфи-

ровые и т. д.; при образовании из осадочных — бласто-псефитовые, бластопсаммитовые, бластопелитовые.



Рис. 140. — Келифитовая структура. Гранатовый амфиболит. Бавария.

Расположение составных частей кристаллических пород обуславливает то или другое сложение их; различают сланцеватые; волокнистые, полосатые сложения. При сланцеватом сложении некоторые составные части породы, преимущественно слюды, иногда роговые обманки и др. образуют таблицы и пластинки, располагающиеся в общем взаимно параллельно; параллельно сланцеватости сланцы особенно легко раскалываются. Волокнистое сложение получается при образовании большим или меньшим количеством составных частей сланца, главным образом, роговой обманкой, волокнистых индивидуумов, иногда переплетающихся друг с другом. При чередовании прослоев то более тонких, то более толстых не вполне одинакового состава получается ленточное или полосатое сложение кристаллических сланцев (рис. 141 и 142). В некоторых случаях может наблюдаться и массивное сложение, как, например, в мраморах, в некоторых

амфиболитах и др. В том случае, когда в сланце присутствуют округлой, овальной или липзовидной формы зерна какого-либо минерала или той же формы агрегаты одного или нескольких минералов (кварца и полевого шпата), окруженные сланцеватым агрегатом, преимущественно богатым слюдой, получается очковое сложение.

Возраст.—Кристаллические сланцы входят в состав пре-

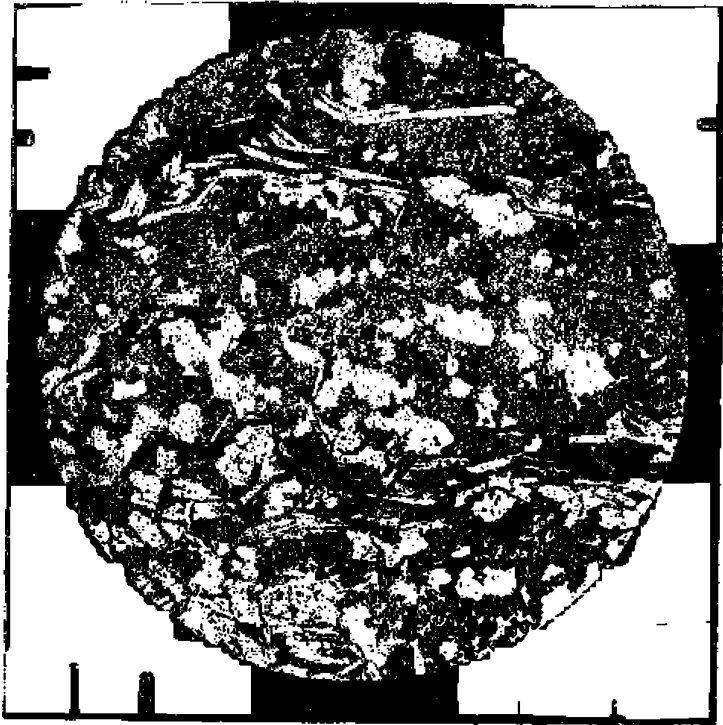


Рис.141. —Полосатое сложение в гнейсе (под микроскопом). Бавария.

имущественно наиболее древних слоев земной коры. Они встречаются в особенно большом количестве] в архейских отложениях, которые они образуют главным образом совместно с многочисленными изверженными породами, преимущественно с гранитами. Несравненно реже они встречаются среди пород, относящихся к палеозойскому возрасту, причем в более юных палеозойских отложениях они встречаются значительно реже, чем среди более древних, напр., кембрийских, где они присутствуют чаще, чем это обычно.

венпо считают (Бретань, Бавария). Несравненно реже встречаются кристаллические сланцы мезозойского

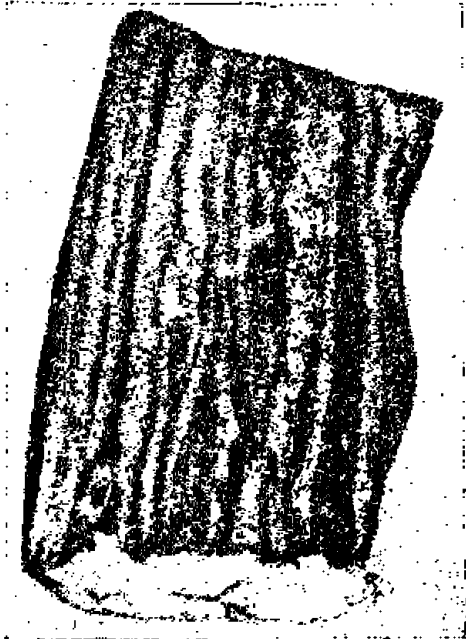


Рис. 142 — Полосатый серый гнейс с Урала.

возраста и особенно редко, в исключительных случаях и в мало перекристаллизованном виде — третичного возраста.

Классификация кристаллических сланцев. Современная классификация кристаллических сланцев основана главным образом на минералогическом составе их. Были сделаны также попытки провести химическую классификацию их (Грубенман).

В настоящее время окончательно установлено, что кристаллические сланцы образовались при процессе метаморфиза-

ции изверженных и осадочных пород. Но установить в каждом отдельном случае состав первичной породы, путем преобразования которой образовался тот или иной кристаллический сланец, далеко не легко. Признаками могут служить некоторые особенности структуры. На образование кристаллического сланца из осадочной породы могут указывать остаточные (реликтовые) структуры; так, несомненно доказано существование среди них конгломератов, напр., конгломератовые гнейсы Финляндии, конгломератовый слоистый сланец Обермитвейды в Саксонии и т. д.; иногда наблюдаются переходы от мусковитых гнейсов в содержащие гальки серые вакки (Рудные горы), филлитов в глинистые сланцы. Иногда кристаллические сланцы сохраняют характерную для осадочных пород диагональную слоистость, следы волн и т. д.; характерен для происхождения из осадочных пород в некоторых случаях также и химический состав; особенное богатство кремнекислоты указывает на образование

их из песков, глинозема—из глин, окиси кальция—из известняковых пород.

С другой стороны, среди кристаллических сланцев имеются также и образовавшиеся из изверженных пород; имеются типичные по химическому составу представители как гранито-диоритовой, так и габбро-перидотитовой магм; редко встречаются представители щелочных пород; к ним относятся рибекитовые гнейсы Глоггница в Нижней Австрии, нефелиновые гнейсы Севадаеса в Португалии, элеолитовые гнейсы Ильменских гор и т. д. В качестве представителей изверженных пород среди кристаллических сланцев известны некоторые серицитовые сланцы, хлоритовые сланцы, тальковые сланцы и т. д. Иногда можно наблюдать переходы гранитов в гнейсы.

Формы залегания в виде штоков, ласколитов, жил, залежей и т. д., характерных для изверженных пород, среди кристаллических сланцев не наблюдаются, что обусловлено глубоким преобразованием первичной формы геологическими процессами.

Гнейсы.

Гнейс представляет собой кристаллический сланец, главными составными частями которого в большинстве случаев являются кварц, полевые шпаты и слюды; иногда в качестве главных составных частей могут присутствовать также пироксены, амфиболы, кордиерит и некоторые другие минералы.

Серый или белый, иногда красноватый, редко синеватый кварц образует обыкновенно неправильные зерна (ксенобласты); в виде идиобластов он присутствует главным образом тогда, когда образует включения в полевых шпатах; обладает теми же свойствами, как и кварц гранитов, нередко в большей или меньшей степени раздроблен.

Такие же ксенобласты, как и кварц, иногда довольно значительных размеров, образуют полевые шпаты, из которых чаще всего присутствуют ортоклаз и микроклин, часто богатые пертитовыми, микропериитовыми и криптопериитовыми вростками альбита и альбита-олигоклаза; в более крупных зернах этих минералов иногда

наблюдается двойниковое сложение по карлсбадскому закону. Из известково-натровых полевых шпатов чаще всего в состав гнейсов входят кислые плагиоклазы, именно олигоклаз-альбит и олигоклаз, иногда и андезит, в общем несколько более идиоморфные, чем калиевые полевые шпаты; в плагиоклазах нередко наблюдается обыкновенно слабо выраженная зонарная структура, причем часто наружная зона принадлежит более основному плагиоклазу, чем ядро. Количество плагиоклазов в общем увеличивается с увеличением содержания биотита, роговой обманки или пироксена. Кроме того, в некоторых гнейсах присутствует альбит, белый или зеленоватый, более идиоморфный, чем калиевые полевые шпаты.

Черный или темно-зеленый биотит образует неправильные листочки, несколько более идиоморфные, чем полевые шпаты и кварц; он нередко содержит TiO_2 , выделяющуюся при разрушении минерала в виде титанистого железняка. Биотит нередко переходит с течением времени в зеленый хлорит.

Бесцветный и перламутрово-белый мусковит образует ксенобластические листочки, иногда в параллельном сростании с биотитом.

Роговая обманка носит тот же характер, как и в гранитах и диоритах; окрашена в черный цвет, в проходящем свете чаще всего в зеленый. Она сравнительно идиоморфна и образует идиобласты, благодаря развитию плоскостей зоны призм; конечные плоскости по большей части отсутствуют.

Из пироксенов иногда присутствуют черный, в шлифе бледно-зеленый авгит, дионсид и гиперстен, в некоторых гнейсах также и эгирин.

Кроме того в состав гнейсов могут входить иногда в большом количестве кордиерит, силлиманит, гранат, графит, в исключительных случаях нефелин, всегда подчиненную роль играют апатит, рутил, циркон, турмалин, титанит, корунд, эпидот, магнетит, титанистый железняк, пирит.

Сложение гнейсов чаще всего ясно сланцеватое (рис. 143), иногда тонкосланцеватое, в некоторых случаях сланцеватость может отступать на задний план, и порода при-

обретает почти массивный характер. Нередко наблюдается полосатое или ленточное сложение (рис. 141 и 142), которое может переходить в очковое, также чешуйчатое, когда ли-

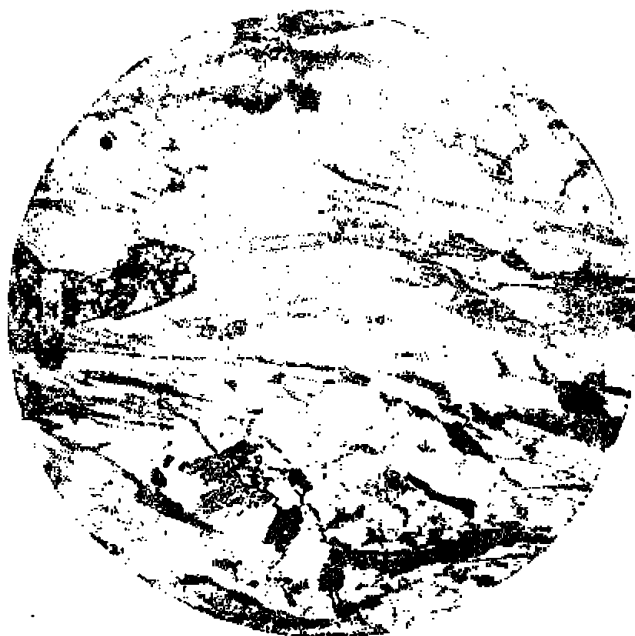


Рис. 143.—Двуслюдиной гнейс. Бавария.

сточки слюды налегают своими краями одни на другие. Размеры отдельных зерен непостоянны, и различают гнейсы с одной стороны, плотные, с другой—крупнозернистые со всеми промежуточными стадиями. Гнейсы местами сложены то в крупные, то в более или менее мелкие складки (рис. 144).

Химический состав. Химический состав гнейсов находится в тесной зависимости от его происхождения. Среди гнейсов можно различать такие, которые получились, благодаря перекристаллизации и преобразованию в одних случаях изверженных пород (ортогнейсы), в других—осадочных (парагнейсы). Кроме того имеется группа гнейсов, главным образом полосатых, с ленточным сложением, которые образовались преимущественно из глинистых сланцев путем перекристаллизации их и инъекции тонкими жилками аплитов (микстогнейсы).

Ортогнейсы по составу своему чаще всего чрезвычайно сходны с гранитами, реже носят диоритовый характер; содержание кремнекислоты в них колеблется в общем от 64% до

76%, содержание других окислов то же, что в гранитах и диоритах. Наоборот, в парагнейсах наблюдается часто сходство химического состава с составом глинистых пород (глинистых сланцев), что выражается в большом содержании

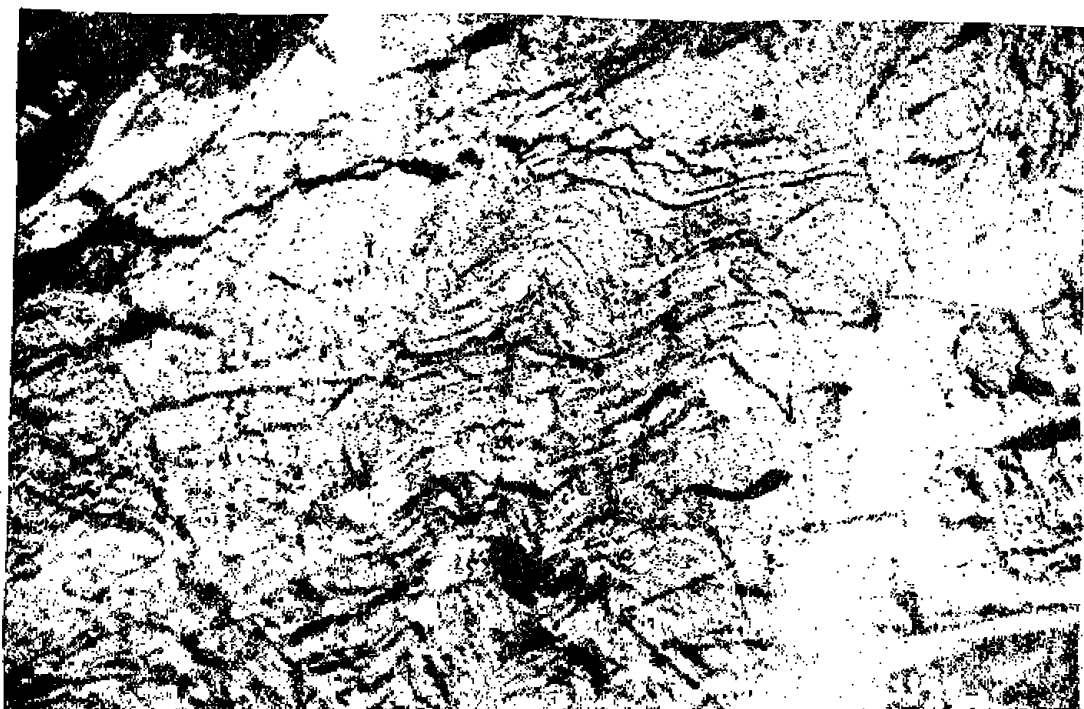


Рис. 144.—Гнейс, сложенный в складки. Англия.

Al_2O_3 , преобладании MgO над CaO , K_2O над Na_2O ; особенно большое содержание CaO указывает на образование гнейса из известково-глинистого сланца; известны также гнейсы, состав которых весьма сходен с составом некоторых песчаников; они характеризуются большим содержанием SiO_2 и малым Al_2O_3 .

Примеры анализов гнейсов.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	TiO_2
I.	76,00	13,64	1,96	—	сл.	1,00	2,28	4,12	0,60	—
II.	60,81	21,21	2,42	—	0,75	0,70	2,65	9,98	1,00	—
III.	74,19	15,10	0,78	—	0,36	3,35	5,05	1,06	0,46	—
IV.	57,09	27,82	2,80	—	2,46	2,96	2,17	2,61	1,65	—
V.	72,34	15,05	—	1,22	0,59	1,02	4,42	4,19	0,43	—
VI.	64,44	18,18	—	6,24	2,98	0,67	0,46	3,19	2,10	1,70
VII.	56,80	20,73	6,27	5,43	2,90	0,94	1,08	3,96	1,11	—

VII. 58,53	16,70	2,06	6,26	4,46	2,34	2,92	3,22	2,61	1,21
IX. 74,70	8,88	9,64	—	1,87	1,07	0,42	0,95	1,05	—
X. 76,33	12,89	2,25	—	0,35	0,45	—	7,59	0,22	—
XI. 74,15	14,52	0,85	—	0,39	0,64	3,23	6,55	0,61	—
XII. 60,47	14,58	—	10,67	3,80	6,75	1,21	2,29	—	—
XIII. 79,39	10,61	1,91	1,68	0,95	1,50	1,98	0,55	1,07	0,49
XIV. 56,24	19,05	5,41	5,23	2,99	2,07	1,88	3,34	3,00	0,82
XV. 60,97	10,35	2,23	7,07	5,14	3,32	3,19	0,59	2,75	1,46

I. Среднезернистый серый грапто-гнейс. Окр. Житомира. II. Красный грапто-гнейс. Окр. Житомира. III. Малослюдистый гнейс. Чуднов, Волынской г. IV. Многослюдистый гнейс, с грапатом. Чуднов, Волынской губ. (0,08% С). V. Двуслюдяной гнейс. Таймыр. Сибирь. VI. Слюдяной гнейс, богатый кордиеритом (кордиеритовый парагнейс); по составу сходен с глинистым сланцем. Люппенау, Саксония. VII. Гранатовый гнейс, тоже. Близ Троза, Швеция. VIII. Кинцит, по составу напоминает известкисто-глинистый сланец. Шварцвальд. IX. Богатый кварцем гнейс, содержащий грапат; по составу сходен с песчаником. Квебек, Канада. X. Грапулит с небольшим содержанием биотита. Пепиг, Саксония. XI. Гранулит без слюды. О. Оль, Финляндия. XII. Пироксеновый грапулит, между Таннебергом и Обер-Кроссен, Саксония. XIII. Кварцитовидный инъецированный гнейс. С. Урал, р. Ханем. XIV. Гранатовый гнейс, образовавшийся из глинистых сланцев. Там же. XV. Альбитово-хлоритовый гнейс. Там же.

Гнейсы пользуются чрезвычайно широким распространением, выступая повсюду, где имеются архейские породы, иногда громадными массами. В России особенно часто выступают в области южно-русской кристаллической полосы, в Финляндии, на Урале, на Кавказе, в Восточной Сибири и др., чрезвычайно часты в Западной Европе, громадные площади занимают в Скандинавии, в Канаде и др.

Биотитовый гнейс состоит главным образом из биотита, кварца и полевого шпата; в присутствии альбита он получает название **альбитового гнейса**. В некоторых случаях в биотитовом гнейсе сланцеватое сложение отступает на задний план, получается **гранито-гнейс** или **гнейсо-гранит**, в зависимости от того, насколько выражена сланцеватость.

В присутствии граната получается **гранатовый гнейс**, в котором гранат образует красные или бурые округлые, скелетные зерна (Базария, окр. м. Каменки, Киевской губ.). Бедный кварцем, очень богатый гранатом биотитовый парагнейс, с примесью графита и кордиерита, получил название **кинцигита** (Оденвальд, Шварцвальд).

Кордиеритовый гнейс содержит значительное количество кордиерита (Силезия, Вогезы, Норвегия, Боденмайс в Баварии); он всегда содержит sillimanит, часто гранат и шпинель, иногда эпидот, часто также графит; кордиеритовые гнейсы обыкновенно получаются из осадочных пород (глинистых сланцев). В состав **эпидотовых гнейсов**, большую часть парагнейсов, наряду с биотитом входит также эпидот в виде фиштакково-зеленых ксенобластов, реже—идиобластов; такого рода гнейсы нередко содержат небольшие количества карбонатов, что указывает на образование их из мергелистых осадочных пород (горы Фихтель в Германии, окр. Бергена в Норвегии и др.). В некоторых случаях эпидотовые гнейсы представляют собою и ортогнейсы, причем в такого рода гнейсах нередко присутствует ортит и получаются **ортитовые гнейсы** (Шварцвальд, Верmland в Швеции).

Графитовые гнейсы окрашены преимущественно в черный цвет; в них биотит в большей или меньшей степени замещен графитом, причем наблюдаются постепенные переходы в окружающие их биотитовые гнейсы; обыкновенно они образуют в последних небольшие залежи, как, напр. в окр. Пассау в Баварии, во многих местах юго-западной кристаллической полосы (Уманский и Черкасский у Киевской г., Волынская г.).

В **хлоритовых гнейсах** биотит почти вполне замещен хлоритом; они принадлежат более высоким горизонтам кристаллических сланцев; полевой шпат в них часто принадлежит альбиту (Силезия, многие места центральных Альп и др.).

Конгломератные гнейсы состоят из галек различных пород, сцементированных цементом, имеющим нередко характер слюдяного гнейса. Особенно типичны конгломератные гнейсы в юго-западной Финляндии (рис. 145) (окр. Суоденми и Таммерфорса), в Саксонии (окр. Миттвейды).

В **роговообманковых и пироксеновых гнейсах** биотит в значительной степени замещен роговой обманкой или пирок-

сеом. Роговообманковые гнейсы, обыкновенно окрашенные в черный цвет, связаны постепенными переходами с амфиболитами. Среди них встречаются как орто, так и пара и микстогнейсы.

Особую группу составляют, выступающие в Португалии щелочные ортогнейсы, представляющие собою сланцеватые породы, иногда довольно сильно раздробленные, в одних случаях состоящие из калиевого полевого шпата, альбита и арфведсонита с небольшой примесью кварца, в других—из преобладающих эгирина и нефелина (эгириново-нефелиновые гнейсы); к ним близко стоят и некоторые разновидности миескита (Норал).

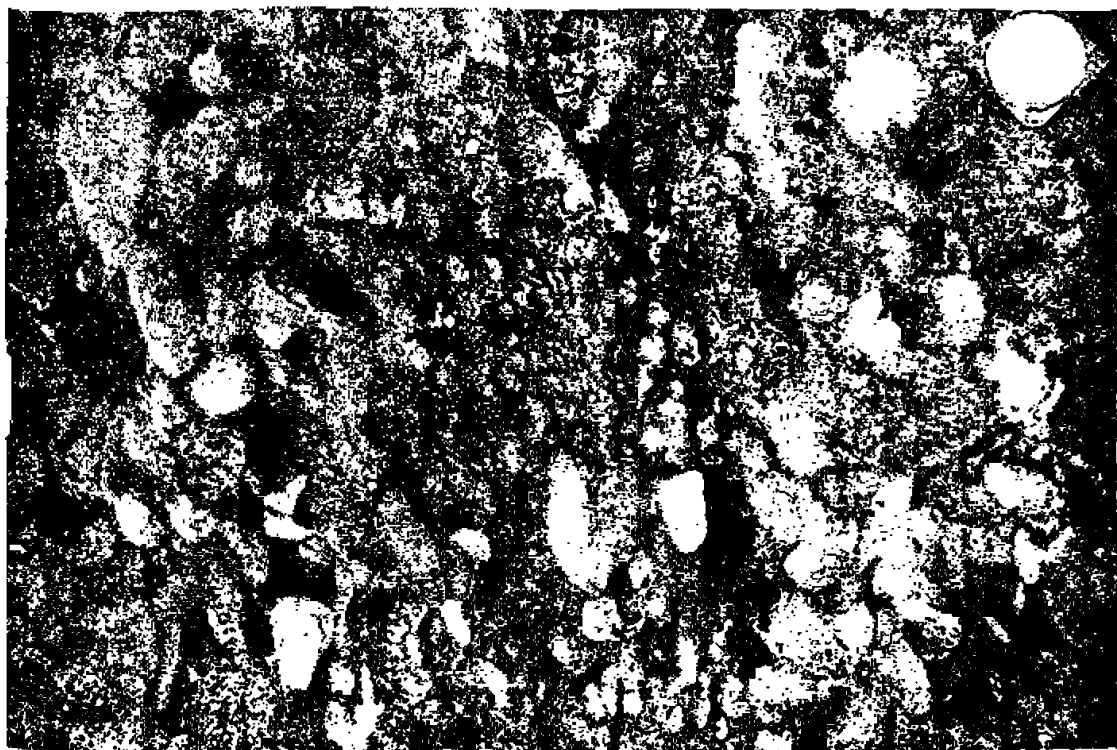


Рис. 145.—Конгломератный гнейс. Финляндия.

Особая разновидность гнейсов, **гранулиты**, классически представлены в Саксонии (саксонская гранулитовая область), они же выступают и в других местах—в Баварском лесу, на о. Цейлоне, также в Финляндии, на юге России: в Киевской г. (окр. м. Каменки), в Херсонской г.

Среди гранулитов различают белые гранулиты (вейштейны) и черные, пироксеновые гранулиты.

Белые гранулиты обладают гнейсовым характером, почти совершенно лишены слюды, богаты гранатом; часто с ленточным сложением; состоят из мелкозернистого агрегата кварца и полевого шпата с порфиробластами граната, часто в виде (110), проросшими нередко зернами первых двух минералов; иногда гранулиты в значительной степени раздроблены. Кроме того, в них присутствуют в виде примесей биотит (обуславливающий переход гранулита в биотитовый гнейс), турмалин, силлиманит, дистен, корунд, зеленая шпинель.

В пироксеновых гранулитах, обыкновенно окрашенных в темные до черного цвета, главными составными частями являются, наряду с полевыми шпатами, различные пироксены, именно авгиты, диаллаг, часто также гиперстен; в большом количестве присутствует гранат. Сложение обыкновенно типичное гнейсовое и полосатое; нередко прослои темных и белых гранулитов чередуются друг с другом, как это наблюдается в Саксонии.

Геллефлинта образована тонкозернистым до плотного агрегатом кварца и полевого шпата, с примесью зернышек рудных минералов, листочков слюды, иногда также с примесью апатита и циркона; в этой плотной основной массе, окрашенной в серые, красные, буро-черные, зеленые цвета, располагаются отдельные порфиробласты кварца и полевых шпатов. По химическому составу геллефлинты в большинстве случаев соответствуют кварцевым порфирам и липаритам и считаются продуктами перекристаллизации этих пород. В главной области своего распространения, в Швеции, геллефлинта находится в тесной связи с гнейсами, среди которых она залегает (Даннемора, Вермланд, Сала и др.); изредка, также среди гнейсов, геллефлинта встречается в Силезии, Буковине, Галиции.

Сланцеватую структуру гнейсов используют для изготовления плит для лестниц, крыш и т. д. Сильно уступают в техническом отношении гранитам. Для постройки мостовых не годятся, за исключением некоторых гнейсо-гранитов, обладающих параллелепипедальной отдельностью (Карльскрона и др. в Швеции); употребляется как щебень

для шоссе, балласта ж. д. полотна. При резко выраженной сланцеватости портится под влиянием процессов замещения.

Слюдяные сланцы.

Слюдяные сланцы отличаются от гнейсов отсутствием полевого шпата; главными составными частями их являются: кварц в виде ксенобластов и различные слюды в виде листочков и чешуек; при увеличении содержания полевого шпата, слюдяные сланцы переходят в гнейсы, при уменьшении количества слюды—в кварциты.

Слюда принадлежит то мусковиту, то биотиту, иногда также и парагону, нередко присутствует также и серицит в виде тонких чешуек. Кроме того, в слюдяных сланцах часто присутствуют гранат, апатит, рутил, турма-

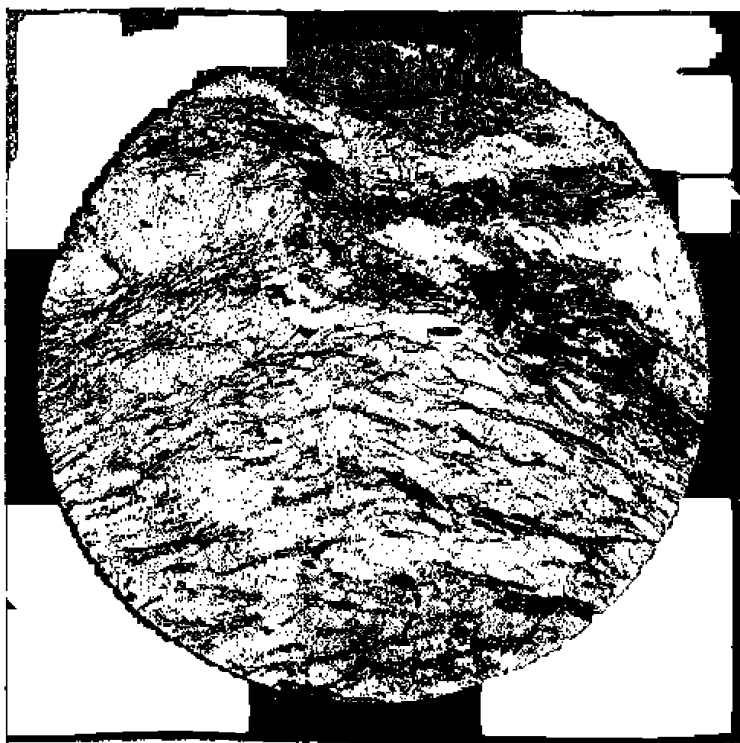


Рис. 146.—Слюдяной сланец. Бавария.

лин, магнетит, титанистый железняк, топаз; изредка встречаются кордиерит, касситерит, хризоберилл, изумруд и др.

Сложение слюдяных сланцев почти всегда резко выраженное сланцеватое; нередко наблюдается складчатость, иногда очень мелкая и различаемая в некоторых случаях особенно отчетливо под микроскопом (плочатость). Нередки случаи раздробления породообразующих минералов. В более мелкозернистой до почти плотной основной массе в некоторых слюдяных сланцах присутствуют порфиробласты изредка полевых шпатов, изумруда и др., чаще всего граната.

В химическом отношении слюдяные сланцы мало исследованы; анализы их доказывают принадлежность многих из них к перекристаллизованным осадочным породам, именно к песчаникам, глинистым и известково-глинистым породам, мергелям; некоторые слюдяные сланцы могли образоваться и из изверженных пород.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	TiO ₂
I.	75,39	12,69	1,42	2,06	0,36	0,63	0,71	4,45	2,14	—
II.	64,77	14,45	1,84	4,54	2,34	2,33	1,37	5,03	1,92	0,60
III.	48,00	13,53	4,87	—	—	—	1,07	2,00	1,73	—
IV.	48,69	8,53	10,52	8,52	5,28	5,37	2,14	3,80	2,90	2,90

I. Мусковитовый сланец. Бильстроп, Швеция. II. Биотитовый сланец. Миннесотта, С. Америка. III. Известково-слюдяной сланец, содержащий 22,67 CaCO₃. 3,20 MgCO₃. Преттау, Тироль. IV. Хлоритово—серицит—альбитовый сланец, Сахалин.

Особенно широко распространены биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные сланцы, выступающие в огромном количестве мест, где имеются образования архейской группы. Парагонитовые сланцы не встречаются совместно с гнейсами, но преимущественно в более высоких горизонтах архейской группы и среди кристаллических сланцев более юного возраста. Особенно известны парагонитовые сланцы С. Готарда с идиобластами дистена, ставролита и др.; встречаются также на о. Сира в греческом архипелаге, в Нижне-Исетском округе на Урале и др.

В зависимости от присутствия в большом количестве того или иного второстепенного минерала различают слюдяные сланцы: гранатовые, ставролитовые, андалузитовые (Баварский лес, Силезия, Швеция), дистеновые, роговообманковые, глаукофановые, хло-

ритоидные, графитовые, известковые и т. д. Известны также конгломератные слюдяные сланцы (в Массачусетсе, Шотландии, Швеции (Шопен) и др.).

Кварцитовые сланцы отличаются малым содержанием слюды и большим кварца (Урал, Баварский лес, и др.). Теряя слюду, кварцитовые сланцы переходят в кварциты.

При изменении кварцевых порфиров (Альпы, Таунус и др.) под влиянием, главным образом, сдавливания получаются серицитовые сланцы.

Известковые слюдяные сланцы, содержащие в значительном количестве известковый шпат, связаны постепенными переходами, путем увеличения содержания последнего, с кристаллическими известняками.

Хлоритовые и тальковые сланцы.

Хлоритовые и тальковые сланцы окрашены обыкновенно в зеленые цвета различных оттенков и представляют собою по большей части сланцеватые, реже массивные, породы, образованные, главным образом; первые—из листочков зеленого хлорита, вторые—из чешуек талька.

В хлоритовых сланцах наряду с хлоритом присутствует в небольших обыкновенно количествах магнетит, часто в виде прекрасно образованных кристалликов, актинолит, эпидот в виде ксенобластов и идиобластов, идиобласты титанита, рутила; изредка присутствуют также полевые шпаты, корунд, дистен и т. д.

В присутствии большого количества той или другой второстепенной составной части получают **роговообманково-хлоритовые, эпидотово-хлоритовые, тальково-хлоритовые сланцы** и др.

Тальковые сланцы нередко содержат в большем или меньшем количестве магнетит, хромистый железняк, слюду, роговую обманку и др.

Хлоритовые и тальковые сланцы играют обыкновенно вполне подчиненную роль, встречаясь преимущественно в наиболее высоких горизонтах кристаллических сланцев. Образовались по большей части из основных изверженных пород, как, напр., диабазов или оливиновых пород, в других случаях могли образоваться и из осадочных, как, напр., некоторые тальковые сланцы—из доломитовых мергелей.

Тальковые и хлоритовые сланцы особенно широко распространены на Урале, в различных частях его, встречаются также в различных частях Финляндии, Скандинавии, Германии и др.

Сланцеватые, иногда и массивные агрегаты талька и магнезия, содержащие карбонаты с примесью зерен кварца, получили название листовита (Миаск, Березовск, Нижне-Тагильск и др. места на Урале).

Роговообманковые породы.

Роговообманковые породы, образующие обыкновенно лишь залежи и небольшие участки среди других кристаллических сланцев, преимущественно гнейсов, слюдяных сланцев и иных, часто окрашены в черные цвета и состоят главным образом из роговой обманки. Роговая обманка то обыкновенная, в проходящем свете чаще всего зеленая, реже коричневая, то принадлежит актинолиту, образующему столбчатые идиобласты; в некоторых случаях присутствует также уралит.

Среди пород, состоящих почти исключительно из роговой обманки, в зависимости от характера последней, различают **роговообманковые сланцы**, состоящие из обыкновенной роговой обманки с сланцеватой структурой, реже последняя почти незаметная, и **актинолитовые сланцы**.

В присутствии полевого шпата получают **амфиболиты**, главными составными частями которых являются полевой шпат, как калиевый, так и известково-натровый (олигоклаз, андезин, лабрадор), и роговая обманка, идиобласты которой обыкновенно мало вытянуты в длину. Кроме того присутствуют в различных, иногда довольно больших, количествах гранат (гранатовые амфиболиты), скаполит, эпидот, титанит, пироксены, биотит, иногда также кварц, хлорит и ряд других минералов. Для амфиболитов в некоторых случаях характерна кельфиновая структура, наблюдаемая вокруг зерен граната, также в некоторых амфиболитах резко выраженная диаблестическая и микродиаблестическая структура роговой обманки.

Амфиболиты обладают в одних случаях сландевиной структурой (рис. 147), в других—массивной (сландевиной и массивные амфиболиты).

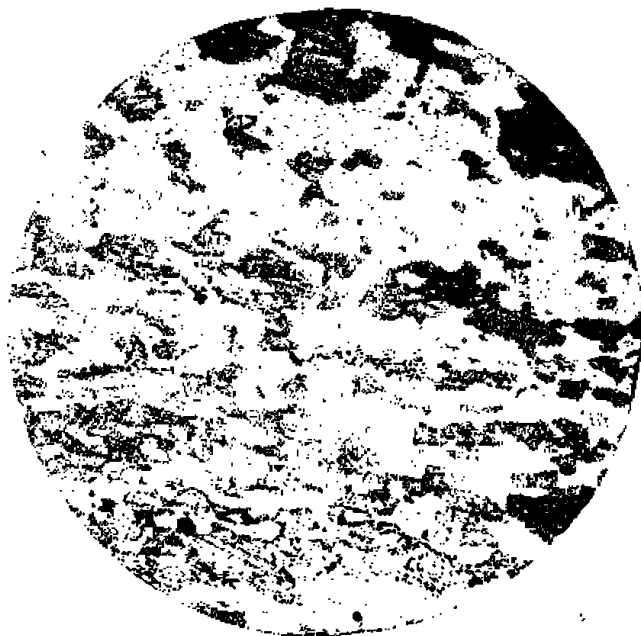


Рис. 147.—Амфиболит. Бавария.

Химический состав роговообманковых пород указывает на то, что среди них имеются как орто, так и пара-породы; кроме того, некоторые амфиболиты, инъецированные жилами аплита и обладающие в таком случае ленточной структурой, принадлежат к типу миксто-пород. Среди ортоговообманковых пород встречаются нередко такие, которые образовались из диабазовых, габбровых, диоритовых пород и туфов соответствующих им излившихся пород. Некоторые роговообманковые породы могли получиться из мергелистых и иных пород.

Примеры анализов амфиболитов.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	TiO ₂
I.	59,97	13,10	10,23	—	4,36	3,79		8,47	0,77	—
II.	46,62	14,50	2,24	11,84	9,09	8,94	1,42	0,61	2,74	1,11
III.	55,87	9,73	2,12	13,48	5,84	4,50	2,62	1,60	2,14	1,56
IV.	43,83	12,66	13,16	9,75	6,02	8,36	2,07	0,40	1,43	1,97
V.	52,07	17,46	7,49	3,24	4,95	9,04	2,83	0,19	1,07	1,40
VI.	52,11	13,34	5,19	9,82	6,45	6,43	2,98	0,50	1,63	1,95

I. Амфиболит. Окр. м. Корсуни Киевской г. II. Сланцеватый амфиболит. Р. Ангара, Восточная Сибирь. III. Амфиболит, с отчасти сохранившейся диабазовой структурой. Там же. IV. Гранатовый амфиболит. Р. Ханем. С. Урал. V. Эпидотовый амфиболит. Там же. VI. Альбитовый амфиболит. Там же.

Роговообманковые породы, в особенности амфиболиты, пользуются широким распространением среди гнейсов, слюдяных сланцев и других кристаллических сланцев, которым они подчинены. Встречаются во многих местах южной России (Херсонская, Киевская и др. губ.), на Урале, в Финляндии, Скандинавии и др. областях развития кристаллических сланцев.

Пироксеновые породы.

К пироксеновым породам принадлежат прежде всего **эклогиты**, тесно связанные переходами с богатыми гранатом амфиболитами. Эклогиты обыкновенно массивны, крупнозернисты и состоят из зеленого авгита (омфацита) и красного граната. Крупные зерна последнего минерала резко выделяются на общем зеленом фоне породы. К этим минералам присоединяются кроме того в небольших количествах роговая обманка, рутил, дистен и др. В большинстве случаев эклогиты получились при перекристаллизации некоторых габбровых и близким к ним пород; иногда же образовались и из осадочных пород. Встречаются в небольшом количестве мест, играя всегда подчиненную роль (Шварцвальд, Нижняя Австрия, Каринтия, Норвегия).

При уменьшении содержания граната получается омфацитовые породы и омфацитовые сланцы.

Гранатовые амфиболиты с одной стороны, эклогиты, с другой, при увеличении содержания граната постепенно переходят в гранатовые породы (Баварский лес, Одопвальд и др.).

Алфавитный указатель.

Авгит—129, 340, 264, 322.
Адамеллит—258.
Активолит—123, 331, 332.
Активолитовые сланцы—332.
Аллотриоморфные минералы 154.
Альбит—91.
Альбитовый гнейс—325.
Альмандин—73.
Альенит—242.
Амфиболит—205, 332.
Амфиболы—122, 153, 321.
Анальдим—86.
Авамезит—231.
Анатаз—84.
Ангидрит—290, 293.
Андалузит—121, 287.
Андалузитовые сланцы—330.
Андезит—285, 261, 263.
 „ биотитовый—228.
 „ роговообманковый—228.
 „ энстатитовый—228.
Андезитодациты—263.
Андезито-трахит—261, 262.
Анортоклаз—108.
Анортозит—204, 260.
Антигорит—113.
Антофиллит—127.
Апатит—79, 322.
А п л и т—241.
Апофиллит—90.
Арфведсонит—125.
Астраханит—291.
Астрофиллит—133.

Базальты—229, 231, 264.
Базальт лейцитовый—264.
 „ меллитовый—240, 264.
Базаниты—238.
Баватит—199, 258.
Баркевикит—125.
Бастит—129.
Батолиты—166.
Бекинкрит—207.
Биотит—115, 153, 287, 322.

Вебстерит—211, 261.

Везувіан—83

Вогезит—242.

Возраст кристаллических сланцев—319.

Волдастонит--119.

Волокнистое сложение 318.

Весы Вестфалья—60.

Г а б б р о — 259, 262, 199.

биотитовое—260.

кварцевое—259.

Габбро-перидотитовые магмы—256.

„ роговообманковое—260.

16. Габросневиты—262.

Гармотом—80.

Гарцбургит 211, 261.

Гаянн-69.

Гаюнофир-340.

Геленит—82.

Гедрит-- 127.

Геллефдинта... 215, 328.

Гетеробластическая структура+--
316.

Гейландит—90.
 Гидатометаморфизм—303.
 Гидростатическое давление—308.
 Гидронефелит—87.
 Гиперстен—127, 211, 322.
 Гиперстенавгит—132.
 Гиперстенициты—260.
 Гиперстеновые андезиты—228.
 Гиперстеновые породы—259.
 Гипс—90, 292.
 Гипсовые песчаники—276.
 Гиаобазальты—233.
 Гипидиохорфные минералы—154.
 Главкоцит—118.
 Глауберит—291.
 Глаукофан—125.
 Глаукофановые сланцы—330.
 Глина сланцеватая—331.
 „ соленосная—292.
 Глины—281.
 Глинистый ил—294.
 Глинистые песчаники—276.
 Глинистые сланцы—281.
 Глобигеритовый ил—294.
 Глубинные пояса—313.
 Гмеллингит—87.
 Гнейс—321.
 „ албитовый—325.
 „ биотитовый—323.
 „ гранатовый—324.
 „ графитовый—326.
 „ конгломератный—326.
 „ кордиеритовый—326.
 „ пироксеновый—326.
 „ хлоритовый—326.
 „ эгириново-нелелиновый—327.
 „ эгидиитовый—326.
 Гомеобластическая структура—316.
 Горябленит—61, 211.
 Горная мука—301.
 Гортонолит—134.
 Гравий—271.
 Гранат—72, 287, 322, 329.
 Гранатовый гнейс—326.
 Гранатовые сланцы—330.
 Граниты—324, 238, 263.
 „ белые—253.
 „ щелочные—258.
 Гранито-диоритовые магмы—256.
 Гранито-гнейс—325.
 Гранит пироксеновый—182.
 „ плагиоклаз—263.
 „ иорфир—216.
 Гранулиты—327.
 Графит—68, 322.
 Графитовый гнейс—326.
 Графитовые сланцы—331.
 Графический метод Мишель-Леви
 и Бреггера—148.

Графический метод Озанна—149.
 Грейзен—183.
 Гроссулар—73.
 Грюнерит—126.
 Группа эпидота—138.
 Данбургит—120.
 Дациит биотитовый—227.
 „ роговообманковый—227.
 Дацииты—261, 263.
 Двойники—53, 98.
 Двойниковая пластинка Жезины—31.
 Двойное лучепреломление—10.
 Двусные кристаллы—11.
 Двустояные сланцы—330.
 Диабазы—229, 234, 262.
 Диаблестическая структура—317.
 Диаллагит—211.
 Диаллаг—129.
 Диаллаговые породы—260.
 Диатомовый целит—301.
 Динамометаморфизм—304.
 Диопсиды—129, 322.
 Диорит—185, 259, 262.
 Диориты кварцевые—263, 259.
 Дистен—136, 330.
 Дисперсия оптических осей и биссектрис—49.
 Дистеновые сланцы—330.
 Дитронт—194.
 Дифференциация магмы—252.
 Долерит—231.
 Доломит—78, 298.
 Доломит зернистый—299.
 Дополнительные жилы—255.
 Дунит—210, 261.
 Железный блеск—68.
 Железняк титанистый—67, 322, 326.
 Жилы—163, 255.
 Жильные породы—241.
 Закон объемов—307.
 Зернистый доломит—298.
 Зона карналлитовая—292.
 „ кизеритовая—292.
 „ краевая—254.
 „ полигалитовая—292.
 Идиобласты—316.
 Идиоморфные минералы—154.
 Известняки кристаллические—296.
 Известняк—294.
 Известковые натёки и туфы—233.
 Известковые песчаники—276.
 Известковые породы—295.
 Известковые сланцы—331.

Измерение силы двойного луче-
пределения—32.
Измерение угла оптических осей—
50.
Изортотлаз—94.
Изумруд—329.
Изучение включений—23.
Идолит—207, 230.
Ил глинистый—294.
„ глобгеритовый—291.
„ мергелисто-кремнистый—291.
Индикаторы Гольдшмита—60.
Идингсит—134.
Интерференционная окраска—30.
Исследование в сходящемся све-
те—38.
Исследование в отраженном све-
те—18.
Исследование между скрещенными
николами—26.
Ианит—291.
Кальцит—78.
К а м е ч а я с о л ь—290.
Камptonит—212.
Каолин—110.
Карналлит—292.
Карналлитовая зона—292.
Касситерит—329.
Клари—75, 152, 276, 326, 329.
Кварцевое габбро—259.
Кварцевые базиты—263.
Кварцевые кораллофиты—261.
Кварцевые порфиры—261, 263.
Кварцевый диорит—259, 263.
Кварцевый норит—259.
Кварцевый порфир—214, 261, 263.
Кларции—76.
Кварцитовые сланцы—331.
Келифитовая структура—317.
Кератофир—221, 261.
„ кварцовый—218, 261.
К е р с а н т и т—242.
Киевнит—126.
Кизельгур—299.
Кизеритовая зона—292.
Кизерит—292.
Кишчит—326.
Классификация изверженных по-
род—170.
Классификация кристаллических
сланцев—320.
Кластические горные породы—270.
Клинодоцит—139.
Колчедан магнитный—66.
Комендит—218, 261.
Компаратор Мишель-Леви—32.
Компенсатор Бабине—34.
Компенсатор Федорова—34.
Конгломерат—272.

Конгломератные сланцы—331.
Конгломератный гнейс—326.
Контактный метаморфизм—303.
Корднерит—109, 321, 322, 329.
Корднеритовый гнейс—326.
Корнубиллит—186.
Коргандит—261.
Корунд—83, 322, 331.
Коевнит—210.
К р а с н ы е з о н ы—254.
Кремнистые осадочные породы—
363.
Кремнистые песчаники—276.
Кремнистые туфы—290.
Криптократит—95.
Кристаллизационная сланцеват-
ность породы—312.
Кристаллические известняки или
мраморы—296.
Кристаллические сланцы—302.
Кристаллобластическая структура—
316.
Кристаллобластический ряд—316.
Кристаллы друсовые—11.
Крокитолит—126.
Крупнообластные породы—271.
Ксенобласты—316.
Кумингтонит—126.
Купола—167.
Лакколиты—163.
Лауринит—253.
Лаусонит—136.
Л а й д и т и т—264.
Лейцитовые фonoлиты—223.
Лейцитовый базальт—244.
Лейцитовый базальт—264.
Лейцитовые сyenиты—195, 260.
Лейцитовый тефрит—264.
Лейцитовые нефелизиты—340.
Лейцитовые породы—238.
Лейцитовый порфир—223, 264.
Лопидолит—118.
Лерцолит—211, 261.
Либанитовый порфир—224.
Ливбургит—241, 264.
Ливарит—214, 261, 263.
Листвинит—332.
Ломонита—88.
Л у б ы н и т—193.
Луссатит—77.
Лютецит—77.
Магма—147, 159.
„ габбро-перидотитовые—256.
„ гранито-диоритовые—256.
„ сyenитовые—263.
„ фаязитовые тератитовые—
256.
Масштит—67, 322, 329, 331.

Магнитный колчешан—46.
 Малаколит—132.
 Малахит—241.
 Маргарит—135.
 Мариулолит—195.
 Массивное сложение—318.
 Мезозойский возраст—320.
 Мед—283.
 Меланит—73.
 Медифиры—229, 262.
 Меллитовые базальты—210.
 Меллит—82.
 Мелкообломочные породы—271.
 Меркельсто-кременный м. —204.
 Метод Векке—21, 51.
 " Бертраана—38.
 " Вожницкого—56.
 " Брестера—148.
 " Касина—39.
 " Лазо—38.
 " Леминсона-Лессинга—151.
 " Мишеля-Лонн—148.
 " Озавия—149.
 " погружений—21.
 Методы определения плагиокла-
 зов—102.
 Метод разделения минералов—59.
 Метаморфизм контактный—303.
 Метаморфизм региональный—
 305.
 Меллитовые нефелиниты—340.
 Мизскит—194, 260.
 Микробластическая структура—
 317.
 Микролин—96, 97, 321.
 Микронегматиты—95.
 Микропертит—95.
 Микрохимический анализ—55.
 Микстогнейсы—323.
 Минерализаторы—162.
 Минералогический состав извер-
 женных пород—151.
 Минералогический состав кристал-
 лических сланцев—315.
 Минетто—242.
 Мирабилит—291.
 Миссурит—297, 260.
 Мовтичелит—134.
 Мончикит—242, 262.
 Монзонит—191, 258.
 Мрамор статуи—297.
 Мусковит—116.
 Мусковитовые сланцы—330.
 Нагоки известковые—293.
 Натролит—87.
 Невадит—215.
 Нефелиновые феоидиты—264.
 Нефелиновый базальт—264.

Нефелиновый базальт—264.
 Нефелиновый тефрит—264.
 Нефелиновые породы—239.
 Нефелин—73, 323.
 Нозем—69.
 Нордмаркит—190, 259, 263.
 Норит—203, 259, 262.
 Норит кварцевый—259.
 Обломочные осадочные породы—
 267.
 Обсидиан—215.
 Одицит—242.
 Одноосные кристаллы—10.
 Одностороннее давление—308.
 Осуляр Гиршманда—18.
 Оливин—132.
 Оливиновое габбро—259.
 Оливиновый норит—259.
 Оолитовые известняки—205.
 Опад—69.
 Определение относительных коли-
 честв минералов в шлафе—17.
 Определение оптического харак-
 тера главной зоны—36.
 Определение оптического харак-
 тера одноосных кристаллов—40.
 Определение оптического харак-
 тера двусосных минералов—47.
 Определение показателей прелом-
 ления—18.
 Определение размеров—17.
 Определение толщины—17.
 Определение угасаний—31.
 Органогенные породы—293.
 Оргит—140.
 Ортитовый гнейс—326.
 Ортогнейс щелочной—327.
 Ортогнейсы—323.
 Ортоклаз—92, 321.
 Ортоклазовое габбро—239.
 Ортоклазовый норит—259.
 Ортофир—221, 261, 263.
 Осадочные породы—265.
 Отдельность изверженных пород—
 160.
 Оттрелит—134.
 Офикальцит—297.
 Очковое сложение—319.
 Палеозойский возраст—319.
 Пантеллерит—218, 263.
 Парагнейсы—323.
 Парагонитовые сланцы—330.
 Пегматиты—242.
 Неликанитовые граниты—184.
 Пелит диатомовый—301.
 Пемза—216.
 Перидотит—208, 261.
 " биотитовый—261.
 Перлит—216.

Пертит—95.
 Песчанки гипсовые—276.
 „ глинистые—276.
 „ известковые—276.
 Песчанки кремнистые—276.
 „ фосфоритные—276.
 Петалит—109.
 Петрографические провинции—244.
 Пехштейн—215.
 Пикмонтит—140.
 Пикрит—237, 261.
 Пикритовые порфиры—237.
 Пирит—86, 287, 322.
 Пироксениты—262.
 Пироксены—321, 327.
 Пироксеновые гранулиты—328.
 Пироксеновый гнейс—326.
 Пироксеновые дациты—227.
 Пироксенит—303.
 Пироп—73.
 Плагноклазы—97.
 „ кислые—322.
 Плагноклазовые граниты (адамет-
 литы)—263.
 Плагноклазы, оптическая ориентир-
 ровка—100.
 Плавиковый шпат—68.
 Платонизм—24.
 Подожит—80.
 Покровы—167.
 Половой шпат—91, 321, 331, 332.
 Политацит—291.
 Полиглитовая зона—292.
 Полосатое сложение—318.
 Поляризационный микроскоп—6.
 Породы глубокие—258.
 Порфирит—225, 264, 265.
 Порфириты кварцевые—261, 263.
 Порфиробластическая структура—
 316.
 Порфировая структура—158.
 Порфиронды—311.
 Порфир кварцевый—214, 261, 263.
 „ эеолитонный—223, 264.
 Порфиры пикритовые—237.
 Потопы—167.
 Пойкилитовая структура—317.
 Пояс выветривания—313.
 Пояс течения пород—315.
 Пояс цементации—313.
 Пренит—130.
 Преобразование горной породы
 без излома—312.
 Приготовление плиток—4.
 Призма Гартмана и Празмского—14.
 Призма Николь—13.
 Принцип Рикке—311.
 Причины разнообразия извержен-
 ных пород—243.

Преспокадный кварцит—301.
 Псевдопорфиронды—311.
 Псевдофелзитовые сланцы—311.
 Псевдохалцедон—77.
 Пудаскит—192, 259.
 Разделение магнитом—63.
 Раласкиа—179.
 Реликтовая структура—317.
 Рефрактометр Бергмана—22.
 Рибекит—125.
 Роговая обманка—123, 322, 322.
 Роговая структура—316.
 Роговая порода—186.
 Роль давления при преобразова-
 нии горн. пород—307.
 Роль температуры при преобразо-
 вании горн. пород—306.
 Роговообманковые андезиты—228.
 Роговообманковые габбро—260.
 Роговообманковый гнейс—326.
 Роговообманковые дациты—227.
 Роговообманковые породы—332.
 Роговообманковые сланцы—330.
 Роговообманково-хлоритовые слан-
 цы—331.
 Рутиль—85, 322, 329, 331.
 Садолит—118.
 Серпентин—113, 212.
 Серпентит—117, 287.
 Серпентитовые сланцы—218.
 Спелиты—158, 258, 263.
 Спелиты щелочные—259.
 Спелито-диорит—259.
 Сиелит лейбихитовый—195, 260.
 „ эеолитовый—260, 263, 192.
 Сидлиманит—122, 322.
 Сильвин—291.
 Скаполит—78.
 Сколецит—88.
 Сланцеватая глина—287.
 Сланцеватое сложение—318.
 Сланцы актинолитовые—332.
 „ андалузитовые—330.
 „ биотитовые—330.
 „ глаукофаловые—330.
 „ глинистые—287.
 „ графитовые—330.
 „ графитовые—331.
 „ двуслоистые—330.
 „ дистонитовые—330.
 „ известковые—331.
 „ кварцитовые—331.
 „ конгломератные—331.
 „ кристаллические—
 302, 315, 320.
 „ мусковитовые—330.
 „ паргонитовые—330.
 „ псевдофелзитовые—311.

Сланцы роговообманковые—330.
331.

„ серицитовые—218.
„ слюдяные—186.
„ ставролитовые—330.
„ талько-хлоритовые—331.
„ тальковые—331.

Сланцы узловато-глинистые—185.
„ хиастилитовые—186.
„ хлоритовые—331.
„ хлоритовидные—331.
„ эпидотово-хлоритовые—331.

Сложение гнейсов—322.
Слюда—114, 321.
Слюдяные сланцы—329.
Синитовая магма—263.
Содалит—69.
Содалитовый синит—260.
Соленосная глина—292.
Спайность—16.
Спессартин—73.
Среднеобломочные породы—271.
Ставролит—137.
Ставролитовые сланцы—330.
Ставрополь Кобелля—31.
Статуиный мрамор—207.
Стальбит—87.

Структура бластогранитовая—317.
„ бластопелитовая—318.
„ бластопорфировая—317.
„ бластосидеритовая—318.
„ бластосефитовая—318.
„ бластофитовая—317.
„ гетеробластическая—316.
„ гомеобластическая—316.
„ диабластическая—317.
„ зернистая—155.
„ изверженных пород—154.
„ келифитовая—317.
„ кристаллобластическая—316.
„ микропобластическая—317.
„ порфиробластическая—316.
„ порфировая—158.
„ побелитовая—317.
„ равнозернисто-зернистая—317.
„ или порфированная—258.
„ роликтовая—317.
„ роговиковая—316.

Схема определения кристаллической системы минерала под микроскопом—54.

Таблица для определения изверженных пород—258.
Таблица для определения минералов

лов группы эпидота по Вейн-шенку—141.
Таблица для определения минералов в шифе—142.
Таблица угасаний плагиоклазов—103.
Тальк—11.
Тальковые сланцы—331.
Тальково-хлоритовые сланцы—331.
Тахидрит—291.
Таймырит—224.
Тенардит—201.
Тералит—206, 260.
Теофриты—238, 263.
Теофрит лейцитовый—264.
Тилаит—204.
Тингуаит—241, 263.
Титанистый железняк—67, 322, 329.
Титанит—141, 322, 331.
Томсолит—87.
Тоналит—190, 258.
Топаз—119, 329.
Трахи-андзиты—228.
Трахи-долериты—237.
Трахит—219, 261.
Трахит щелочной—261.
Тремолит—123.
Трепел—299.
Тридимит—76.
Турмалин—81, 322, 329.
Туфы известковые—293.
„ кремнистые—299.

Уваровит—72.
Узловатый глинистый сланец—185.
„ слюдяной сланец—186.
Уштекит—102.
Универсальный столб Федорова—52.
Уралит—125, 332.
Уртит—195, 260.

Файалит—134.
Фельзит—215.
Фергусит—207.
Физические методы разделения минералов—59.
Филлинсит—88.
Филлиты—281.
Флогопит—117.
Фонолит—223, 263.
Фонолит лейцитовый—264.
Форелленштейн—204, 260.
Формы залегания изверженных пород—163.
Форстерит—134.
Фосфоритовые песчаники—276.
Фойаит—194.

Фойаитово-горталитовые магмы—
256.

Халцедон—77.

Химическая классификация Лекин-
сона Лессинга—151.

Химические методы разделения
минералов—63.

Химические осадки—289.

Химический состав глинистых
осадков—288.

Химический состав гнейсов—323.

Химический состав изверженных
пород—146.

Хиадолит—132.

Хиадолитовый сланец—186.

Хлоритовый гнейс—326.

Хлоритод—134.

Хлоритоидные сланцы—330.

Хлорит—112.

Хризоберилл—329.

Хризотил—113.

Христобалит—77.

Хромистый железняк—331.

Центрирование столбика—15.

Цеолиты—86.

Цинвальдит—118.

Циркон—84, 222.

Цоцзит—138, 287.

Чиноллино—297.

Шабазит—87.

Шлиры—253.

Шонкинит—206, 260, 262.

Шпат плавиковый—68.

Шпаты полевые—91, 321, 331,
332.

Шпаты щелочные—152.

Шпинелл—71.

Штоки—166.

Щобень—271.

Щелочной трахит—261.

Щелочные граниты—253.

„ полевые шпаты—152.

„ сиениты—258.

Щелочный ортогнейс—327.

Эвтектическая смесь—161.

Эгирия—132, 322.

Эгириново-нефелиновые гнейсы—
327.

Экспериментальные исследования
кристаллизации магм—159.

Элеолитовый порфир—223, 264.

Элеолитовый сиенит—260, 263, 192.

Эгирин-авгит—132.

Эгистатит—127.

Эгистатитовые андезиты—228.

Эвидот—138, 139, 322, 331.

Эвидотовый гнейс—326.

Эвидотово-хлоритовые сланцы—
331.

Эвистальбит—83.

Эссексит—205, 260.

ОГЛАВЛЕНИЕ.

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	3
Отдел I. Методы исследования	4—65
A. Оптические методы	4—55
Поляризационный микроскоп—6. Получение плоскополяризованного света при помощи двойного лучепреломления—9. Центрирование столика микроскопа—15. Изучение формы и величины—16. Определение толщины препарата—17. Определение размеров минералов—17. Определение относительных количеств минералов в шлифе—17. Определение показателей преломления—18. Исследование минералов в поляризованном свете. Исследование при одном поляризаторе—24. Исследование между скрещенными николями—26. Определение направления угасания—31. Измерение силы двойного лучепреломления—32. Определение оптического характера главной зоны минерала—36. Исследование в сходящемся свете—39. Оптически одноосные минералы—39. Оптически двуосные минералы в сходящемся свете—43. Измерение оптических осей и биссектрис—49. Измерение угла оптических осей—50. Схема определения кристаллической системы минерала под микроскопом—54. Ход исследования с помощью поляризационного микроскопа—54.	
Б. Микрохимический анализ	55—59
Микрохимические реакции отдельных элементов—56.	
В. Методы разделения минералов	59—65
Физические методы разделения—59. Удельный вес—65.	
Отдел II. Пороодообразующие минералы	66—144
Минералы непрозрачные	66—68
Цирит—66. Магнитный колчедан—66. Магнетит—67. Титанистый железняк—67. Железистый блеск—68. Графит—68.	

Оптически изотропные минералы	68—73
Плазиковый шпат—68. Озал—69. Группа содалита—69. Лейцит—70. Шпинели—71. Группа граната—72.	
Одноосные минералы	73—86
Нефелин—73. Кварц—75. Модификации кремнекислоты—76. Брусит—77. Скаполиты—78. Ромбоэдрические карбонаты—78. Апатит—79. Подолит—80. Турмалин—81. Группа геленита и мелалита—82. Везувиан—83. Корунд—83. Циркон—84. Анатаз—84. Рутил—85.	
Минералы двуосные	86—144
Группы цеолитов—86. Гинс—90.	
Полевые шпаты—91. Калшвые полевые шпаты—92. Ортоклаз—93. Микроклин—96. Плагноклазы—97. Методы определения плагноклазов—102. Таблица угасаний плагноклазов—103. Анортотлаз—108. Цеталит—103. Кордиерит—109.	
Каолин—110. Тальк—111. Группа хлорита—112. Серпентин—113. Группа слюд—114. Биотит—115. Мусковит—116. Флогопит—117. Пиннальдит и лепидолит—118. Гаджонит—118. Топаз—119. Волластонит—119. Пренит—120. Данбурит—120. Андалузит—121. Силлиманит—122.	
Группа амфиболов	122—127
Роговая обманка—123.	
Антофиллит и гедрит—127.	
Группа пироксенов	127—132
Ромбические пироксены—127. Диоксид авгит и диаллаг—129. Эгирин и эгирин-авгит—132.	
Группа оливина	132—138
Хлоритонд и оттролит—134. Маргарит—135. Астрофиллит—135. Лаусонит—136. Дистен—136. Ставролит—137.	
Группа эпидота	138—144
Цонзит—138. Эпидот и клиноцонозит—139. Титанит—141.	
Таблица для определения минералов группы эпидота по Вейншенку—141.	
Таблица для определения минералов в шифе—142—143.	

Отдел III. Горные породы 145—334

A. Изверженные породы 143—264

 Формы залегания изверженных пород—163.

1. Глубинные породы 173—213

 Граниты—173. Нормальные граниты—175. Щелочные граниты—180. Сиениты—180. Нормальные сиениты—190. Щелочные сиениты—192. Элеолитовые сиениты—192. Дюриты—195. Габбро и нориты—199. Эссекситы—205. Шонкинниты и тералиты—206. Миссурит и

фергусит — 207. Ийлаиты и бекинклингиты — 207. Перидотиты и пироксениты — 208.

II. Излившиеся породы 212—214

Диабиты и кварцевые порфиры — 214. Трахиты и ортофиры — 219. Фенолиты и алеолитовые порфиры — 223. Андезиты и порфириты — 225. Базальты, мозафиры, диабазы — 229. Пикриты и пикритовые порфириты — 237. Трахидолериты — 237. Тефриты и базаниты — 238. Лейцитовые породы — 238. Нефелиновые породы — 239. Меллитовые базальты — 240. Димбургиты и авгититы — 241.

III. Жильные породы 241—243

Распространение изверженных пород — 243—251.

Причины разнообразия изверженных пород — 251.

Таблица для определения изверженных пород — 258.

IV. Осадочные породы 265—302

1) Механические осадки — 270.

2) Химические осадки — 289.

3) Органогенные породы — 293.

V. Кристаллические сланцы 303—334

Гнейсы — 321. Слюдяные сланцы — 329. Хлоритовые и тальковые сланцы — 331. Роговообналичковые породы — 332. Пироксеновые породы — 334.

ИЗДАНИЕ