Е. А. КУЗНЕЦОВ

ПЕТРОГРАФИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Издательство
Московского университета
1959

15 VII.56 г.

1956 г.
К. Жамалян
Ереван

Е. А. КУЗНЕЦОВ

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

33916

Допущено Министерством высшего образования СССР в качестве учебного пособия для государственных университетов и высших технических учебных заведений

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1956

Библиотека Института геологических наук АН СССР

ПОД РЕДАКЦИЕЙ
С. Д. ЧЕТВЕРИКОВА

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый курс петрографии является плодом многолетней работы по конструированию его лекционной части, читавшейся в Московском университете с 1939 года. По предложению покойного академика А. Н. Заварицкого из курса изъяты вопросы методики и кристаллооптики как относящиеся по существу к более ранним этапам обучения. Кристаллооптика и тесно связанная с ней методика исследования и определения кристаллического вещества под микроскопом отнесены в курс кристаллографии и, согласно новому учебному плану, проходятся на втором курсе непосредственно после или в конце кристаллографии на первом семестре, для чего курсу кристаллографии за счет курса петрографии прибавлено соответствующее число часов. На втором же курсе, после прохождения методики работ с поляризационным микроскопом, студенты проходят оптику породообразующих минералов, по существу своему являющуюся объектом курса минералогии. Для этого в плане выделено 48 часов, необходимых для прохождения оптических свойств главнейших породообразующих минералов. Таким образом, эти два раздела, хотя практически и ведутся петрографами как результат исторически сложившегося развития науки, тем не менее принципиально поставлены в связь с кристаллографией и минералогией, а ко времени прохождения курса петрографии студенты являются уже подготовленными к применению полученных знаний для изучения горных пород.

Вследствие сказанного курс петрографии начинается с изложения учения о горных породах и их происхождении. Автор ограничился изложением петрографии магматических и метаморфических пород, так как курс осадочных пород проходится в расширенном виде на 7-м и 8-м семестрах и по этому курсу существуют уже гораздо более полные и современные учебные пособия, тогда как последнее издание учебника петрографии В. И. Лучицкого, страдающее многими недостатками, довольно дефицитно. Петрография осадочных пород изложена в настоящем курсе в том объеме, какой необходим для усвоения раздела метаморфических пород. Осадочные породы описаны здесь как материал для образования метаморфических пород.

При написании курса автор стремился представить взаимно связанные части предмета в той последовательности, в какой они встают перед исследователем при его научной работе: вначале — полевые исследования, затем — описание горных пород, и в последней части — различные теоретические построения, которые выдвигались и выдвигаются

для объяснения развития пород в природе, а также обзор экономического значения пород как носителей или спутников полезных ископаемых. Автором использованы результаты и опыт построения прежних учебных руководств, но с внесением значительных корректив. Учтены новейшие достижения отечественной и зарубежной науки. Может быть, не во всех указанных вопросах автору удалось достигнуть желательной полноты, но ведь в задачу курса не входит исчерпывающее изложение материала, ограниченное задачами учебника. Для более полной связи химизма горных пород с их составом и свойствами автор усилил петрохимическую часть курса, введя ее в содержание каждого раздела горных пород и слив ее с элементами изложения физико-химической петрографии. Кроме того, в вопрос о метаморфизме пород автор ввел элементы петротектоники, отсутствовавшей в прежних руководствах, а также построил изложение на основе учения о метаморфических фациях. Необходимо отметить также расширенное изложение части «петрографические провинции», обзор которых отсутствовал в прежних учебниках.

Автор будет признателен за указание на недостатки, пропуски или ошибки, допущенные при работе над настоящим руководством, и постарается исправить недочеты в дальнейших изданиях, если они будут признаны целесообразными.

ПЕТРОГРАФИЯ И ЕЕ КРАТКАЯ ИСТОРИЯ

Наука петрография. Петрография является наукой, в задачи которой входит изучение горных пород. Под названием «горная порода» подразумевается всякое геологическое тело, сложенное агрегатами минеральных зерен или минеральных зерен и вулканического стекла, или одного последнего, и занимающее более или менее значительный объем в земной коре. В отличие от минералов — простых тел, — горные породы являются телами физически сложными. В понятие «горная порода» не входят различные минеральные жилы и жильные образования и скопления рудных масс, состав и геология которых являются объектом изучения науки о минеральных и рудных месторождениях. Тем не менее некоторые из них настолько тесно связаны с горными породами по своему происхождению, что часто различие между ними становится крайне незначительным и горные породы наравне с рудными объектами подвергаются эксплуатации как полезные ископаемые. С другой стороны, и некоторые залежи последних являются горными породами и служат предметом исследования петрографов.

Пространства, занимаемые горными породами в строении земной коры, могут быть различными. Это могут быть огромные тела, как, например, многие гранитовые массивы, площадь распространения которых исчисляется тысячами квадратных километров. В других случаях они образуют лишь небольшие жилы, мощность которых измеряется долями метра. Наконец, когда обломки различных горных пород встречаются в виде галек в гравии или в конгломератах, в песках или песчаниках, размеры их выражаются часто несколькими сантиметрами и даже долями миллиметра.

1) Петрография занимается изучением разнообразных горных пород с точки зрения не только их состава и строения, но и особенно геологического залегания, происхождения и значения в народном хозяйстве. Поэтому она прежде всего является наукой геологической. Геолог, изучающий состав и строение какого-либо района, производит частично и петрографическую работу, так как он обязан выявить материальный состав этого участка земной коры, описать слагающие его горные породы и выяснить их происхождение и народнохозяйственное значение. Следовательно, петрограф должен быть геологом.

2) При описании горных пород геолог и петрограф встречаются с необходимостью охарактеризовать геологическое залегание горных пород и выяснить их практическое значение. При этом возникает вопрос о составе горных пород. Поэтому при описании горных пород петрограф

должен произвести определение минералов, входящих в их состав. Отсюда возникает другая линия связи петрографии со смежными науками о земной коре, а именно — с минералогией. В течение учебного процесса минералогия изучается ранее петрографии и таким образом приобретаются предварительная подготовка и знание минералогии. Изучение минералов, входящих в состав горных пород, обычно мало доступно невооруженному глазу. Величина зерна только в крупнозернистых породах бывает настолько значительна, что слагающие их минералы доступны изучению непосредственно при помощи обычных методов минералогии. В большинстве случаев величина зерен минералов в породе настолько мала, что изучение их возможно только методами микроскопии и оптической минералогии. Микроскопическое изучение минералов горных пород можно производить двумя способами: или разделяя их дроблением породы до величины зерна, или приготовляя тонкие препараты из пород, не нарушая целостности и связи зерен минералов друг с другом, что достигается изготовлением шлифов.

3) Изучение шлифов предъявляет к петрографу новые требования, а именно—знания кристаллооптики и оптических свойств минералов, что и дается в предшествующих курсах, в частности, в кристаллографии и в оптической минералогии. Изучение горных пород требует знания и других разделов физики, так как для многих теоретических и практических целей бывает необходимо определять удельный вес и различные механические константы минералов.

4) Кроме физических свойств, большое значение имеет изучение химизма горных пород. Последнее производится путем химического анализа их в лаборатории или самим исследователем, или же специалистами химиками. Данные анализов поступают в распоряжение петрографа для дальнейших заключений. Связь с химией еще больше усиливается при углубленном изучении горных пород, в особенности тогда, когда специалист приступает к выяснению происхождения горных пород. В этой стадии исследования для разрешения теоретических, а часто и практических вопросов необходимо бывает знание физической химии. Горные породы образуются в различных условиях среды, причем для них играют роль физико-химические факторы и прежде всего температура и давление, низкие в условиях земной поверхности или в водной среде на дне моря и высокие в условиях больших глубин земной коры. Эти разнообразные физико-химические условия наряду с химическим составом материала, из которого образуются горные породы, приводят к большому разнообразию получающихся горных пород. Для правильного заключения о происхождении их необходимо знание этих условий образования. Знание законов физико-химии помогает сделать правильные выводы. Так как многие процессы, создающие горные породы, в истории Земли неоднократно повторялись и местами осуществляются и теперь на земной поверхности, необходимо знание современных физико-географических и геологических явлений с тем, чтобы путем сравнения выяснять природу процессов, создавших изучаемые горные породы в прошлом Земли.

5) Изучение физико-химических явлений в целях выяснения природных условий образования различных горных пород ведет к необходимости постановки опытов, по возможности приближающихся по условиям к тем процессам, которые протекают в природе. Это направление исследования в своем развитии привело к выделению экспериментальной петрографии. Петрограф, ставя опыты, стремится выяснить те явления и тот ход физико-химических процессов, которые

могли иметь место при образовании горных пород. Изучение современных физико-географических и геологических процессов также имеет значение для выяснения происхождения горных пород, в известной мере вскрывая значение принципа актуализма, высказанного в XVIII веке М. В. Ломоносовым и развитого впоследствии рядом других ученых, в том числе Ляйеллем. Однако, применяя этот принцип, следует всегда иметь в виду, что интенсивность древних процессов и современных может быть неодинакова, что, следовательно, различны могут быть во многих случаях и результаты действия их в отношении образования горных пород. Отсюда вытекает, что применять принцип актуализма следует не механически и с большой осторожностью.

6) Подводя итоги сказанному, можно отметить, что петрография тесно связана с геологией и минералогией, с физикой и химией, а в своих выводах тесно соприкасается с философией. Выводы из данных исследования должны строиться на основе законов диалектико-материалистического метода познания природы.

В петрографии выделяется еще раздел науки, именуемый петрологией. Этот раздел, в отличие от описательной петрографии, имеет философский характер. Его цель — решение вопроса о происхождении горных пород путем синтеза всех имеющихся данных науки, включая и смежные дисциплины, как-то: физика, химия, минералогия, геология и космогония. В настоящем курсе затронуты и эти важные вопросы науки, выделенные в специальные разделы.

Деление курса на разделы. Горные породы по своему происхождению делятся на две главные группы. Одни из них характеризуются образованием путем застывания из расплавленного состояния. Таковы различные породы, возникшие при застывании лав, изливающихся из вулканов, а также получившиеся при остывании расплавленных масс в недрах Земли. Эти породы называются первичными (изверженными, магматическими). Первичные горные породы под влиянием поверхностных факторов и агентов, действующих в недрах Земли, подвергаются переработке, что влечет за собой образование вторичных горных пород. Последние в свою очередь делятся на две группы. Одна из них представляет горные породы, образовавшиеся из продуктов разрушения первичных горных пород путем осаждения этих продуктов после переноса водными потоками или атмосферными агентами и силой тяжести в условиях земной поверхности. По способу своего происхождения эти горные породы получили название осадочных. Осадочные горные породы образуются как в море осаждением из морской воды взвешенных твердых частиц, так и на континентах из водных пространств озер или рек, а также из дождевых потоков, или из воздушных масс, или при участии льда и других агентов. Как изверженные, так и осадочные породы могут подвергнуться изменению путем постепенной перекристаллизации агентами, действующими в верхних толщах земной коры. Эти изменения носят название метаморфизма, а горные породы, образовавшиеся таким путем, называются метаморфическими. Прежде геологи предполагали, что Земля имеет первичную кору охлаждения, за которую принимали некоторые гнейсы и граниты. Теперь установлено, что в данное время первичной коры охлаждения не существует. Она, если и существовала, то за несколько миллиардов лет, протекших после ее образования, была переработана поверхностными процессами, благодаря чему все обнажающиеся на земной поверхности горные породы представляют собой позднейшие образования.

Краткая история петрографии. Петрография как самостоятельная ветвь геологических наук выделилась во второй половине XIX столетия. До этого времени горные породы привлекали к себе большое внимание, но вследствие ограниченности методов исследования того времени не были доступны детальному изучению. Средства исследования не шли дальше лупы и химического анализа. Только немногие исследователи прибегали к помощи простого микроскопа, однако средства распознания минералов с помощью этого инструмента, равно как и техника исследования, не могли способствовать развитию петрографии. Только с 1858 года, когда Сорби первый применил поляризационный микроскоп для исследования горных пород, наука о них получила могучее средство их познания. Для исследователей открывался новый мир и появились новые возможности применения и развития методики исследований. К тому же новые методы и объекты исследования сулили открытие новых перспектив и в вопросах практической геологии. Естественно, что на первых порах развитие петрографии шло по пути накопления фактического материала и описания разнообразных горных пород. Геологи обратились к изучению состава и структуры горных пород, стремясь к выяснению способов их образования и разрешению геологических вопросов, не выясненных к тому времени.

Описательный период развития петрографии привел к накоплению фактического материала и к развитию номенклатуры и систематики горных пород. Впервые стали ясными состав и структура многих горных пород, представлявших ранее загадку. Скоро появились и первые крупные руководства: трехтомная петрография Циркеля (1866) и микроскопическая физиография минералов и горных пород Розенбуша (1873—1877). Руководство Розенбуша «Элементы учения о горных породах» (1923) не утратило интереса и до нашего времени. Переведенное на русский язык в 1934 году и дополненное В. Н. Лодочниковым всеми новейшими данными, оно явилось одним из основных руководств для отечественных петрографов.

Тотчас после введения в методику исследования поляризационного микроскопа к новой методике обратились и русские геологи. Курс петрографии начал читаться в Горном институте в Петербурге. Первым читал этот курс корифей русской геологии А. П. Карпинский. Первые русские исследования в области петрографии с применением поляризационного микроскопа относятся к 1867 году, когда вышли в свет работы В. Блюммеля и А. А. Иностранцева. Двумя годами позднее появилась статья А. П. Карпинского. Работа В. Блюммеля была посвящена петрографии долеритов и траппов Украины, статья А. А. Иностранцева касалась петрографии острова Валамо; А. П. Карпинский охарактеризовал метаморфические породы Урала, получившие от автора наименование мулдакаитов, и пироксениты горы Качканар.

Наряду с описанием горных пород шла также разработка методики их исследования. В особенности это касается изучения свойств породообразующих минералов. Вскоре были составлены сводки по их оптическим свойствам, которые легли в основу определения их состава, а иногда и условий генезиса. Особый интерес представляло определение полевых шпатов. Методика их определения была разработана Лакруа (1888, Франция), Фуке (1894, Франция), Мишель Леви (1894, Франция), Бекке (1906, Австрия) и др. Особенно следует отметить ценнейший вклад в методику определения оптических свойств минералов, сделанный Е. С. Федоровым, который в 1892 году предложил особый прибор, получивший название столика Федорова. При помощи его исследователь имеет возможность более полно и точно определять

оптические константы плагиоклазов и других минералов. Впоследствии в развитии этой методики Е. С. Федорову помогал В. В. Никитин, а после смерти первого, последовавшей в 1920 году, дальнейшее усовершенствование в этот метод внесено работами А. К. Болдырева, А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского и др. Широкому распространению метода Федорова способствовало издание в 1910 году руководства М. А. Усова. За границей первыми пропагандистами метода Федорова были русский петрограф В. М. Дервиз и швейцарский петрограф Л. Дюпарк (Франция).

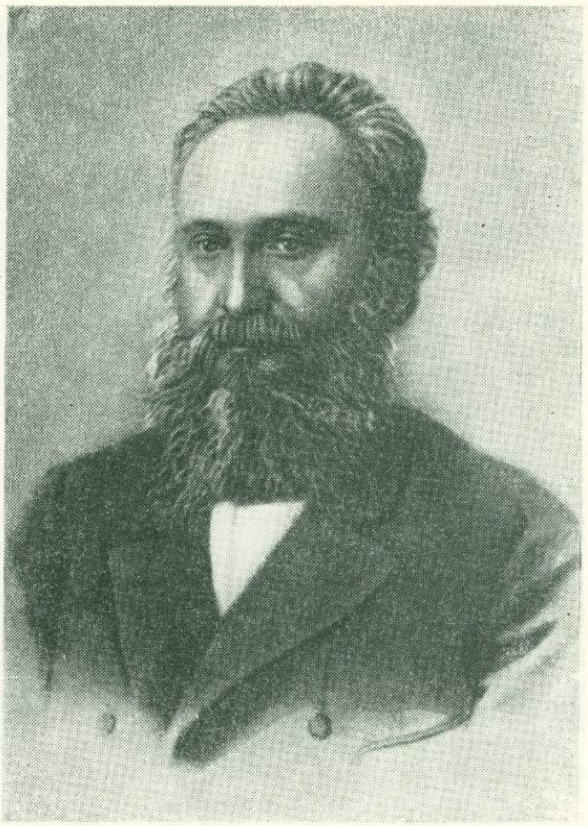


Рис. 1. Евграф Степанович Федоров

Наряду с описательной петрографией развивались и другие ветви науки. Особенно следует отметить успехи химической петрографии, или петрохимии. Уже в домикроскопический период развития петрографии химические анализы играли большую роль в познании горных пород. Для плотных разностей последних это был единственный способ изучения их состава. После того как микроскоп открыл возможность в отношении определения минералогического состава пород, химический их состав приобрел еще большее значение в связи с тем, что стало возможным увязывать химизм горных пород с их минералогическим составом. Совершенствовались и методы химического анализа. К концу прошлого века количество этих анализов достигло нескольких тысяч и появилась необходимость в сводке всего материала. Однако уже задолго до этого времени появился ряд работ, посвященных методике обработки данных химических анализов. Одним из пионеров в этой области был А. Брио (1871), который предложил химическую классификацию гранитов Украины. В методике сравнения анализов друг с другом им были предложены различные группировки эквивалентов окислов элементов, входящих в состав гранитов. Им же выдвинуто общее число всех атомов, кроме кислорода (впоследствии «число» Розенбуша). Интересны группировки горных пород по химическому составу, предложенные Бунзеном (1851), делившим все породы на нормально-трахитовые и нормально-пироксеновые группы, а в более позднее время Розенбушем, который различал среди пород или «магм» фойяитовые, гранитовые, гранодиоритовые, габбровые, перидотитовые и тералито-

вые. Однако пионером современных методов обработки данных химических анализов был наш отечественный петрограф Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Он создал один из первых способов химической классификации изверженных горных пород, опубликованный в 1898 г. Еще до этого, на VII Международном конгрессе в Петербурге в 1897 году Ф. Ю. Левинсон-Лессинг выступил с большим докладом, подводящим итог достижениям предшествовавшего периода развития петрографии и наметил пути дальнейшего развития этой науки.

Рис. 2. Франц Юльевич Левинсон-Лессинг

Спустя три года после выхода в свет работ Ф. Ю. Левинсон-Лессинга появилась работа Озанна, посвященная также вопросам химической классификации горных пород. Далее последовали работы Вашингтона, Кросса, Иддингса, Пирсона и ряда других. Новейшие системы обработки данных химических анализов изверженных горных пород были предложены П. Ниггли и А. Н. Заварицким. Изложение этих систем будет дано ниже в соответствующей главе.

Физико-химическое направление в петрографии начало развиваться рано. Еще Дюроше в 1857 году высказал идею о роли разделения несмешиваемых жидкостей или ликвации в застывании изверженных горных пород. Впоследствии Ф. Ю. Левинсон-Лессинг дал полную сводку по вопросам физико-химической петрографии, впервые доложенную им на VII Международном геологическом конгрессе. В ней критически рассмотрены все вопросы петрогенезиса, дискутируемые и поныне. Наибольшее значение имели в области физико-химической петрографии исследования А. Е. Лагорио (1891), И. И. Морозевича (1892—1897), К. Д. Хрущева (1888—1892), И. Фогта (1890), К. Дельтера, Н. Боуэна (1902—1908), Д. С. Белянкина, А. С. Гинзберга, А. Н. Заварицкого и других ученых.

Параллельно с различными теоретическими вопросами петрографии шла разработка также данных по региональной петрографии. Регионально-петрографическими работами был охвачен весь земной шар. В России петрографические работы, если не считать домикроскопического

периода, происходили более интенсивно со второй половины XIX в., когда исследования многих петрографов были направлены на изучение петрографии и геологии промышленно интересных районов. В этом отношении интересны работы Е. С. Федорова, посвященные петрографии Колы, Среднего Урала и Кавказа, работы И. И. Морозевича, посвященные Уралу и Украине, работы Н. К. Высоцкого по Уралу и Казахстану, работы А. К. Мейстера по Казахстану и Восточной Сибири, В. А. Обручева по Сибири, М. А. Усова по Сибири и Монголии, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга по Уралу, Олонецкому краю, Кавказу, Камчатке и другим районам и многих других исследователей.

Рис. 3. Александр Николаевич Заварицкий

Но особенно сильно развернулись региональные работы после Великой Октябрьской революции, когда встал вопрос об удовлетворении народнохозяйственных потребностей страны в соответствии с пятилетними планами развития народного хозяйства. Были созданы новые многочисленные кадры геологов.

За сто с лишним лет в дореволюционной России было произведено так мало исследований и столько оставалось белых пятен на геологической карте, что перед социалистическим хозяйством стала трудная задача — ликвидировать отсталость в области геологического исследования страны. Партия и правительство уделяли и уделяют неослабное внимание развитию этой важной отрасли науки. В наши дни уже нет белых пятен на геологических картах СССР.

За более чем 38 лет Советской власти наши ученые-геологи внесли огромный вклад в науку. Широкое распространение получила практическая и теоретическая петрография. Ежегодно в нашей литературе возрастает количество петрографических работ, созданы многочисленные специальные научно-исследовательские институты, в которых разрабатываются различные вопросы петрографии. Во Всесоюзной Академии наук, кроме Института геологических наук с соответственными секторами по разделам науки, в том числе и сектора петрографии, имеются многочисленные филиалы и базы, разрабатывающие вопросы, связанные

с теми районами, в которых эти базы находятся. За это время были созданы Академии наук во многих союзных республиках с соответствующими отделами, а геологическая служба поставлена в наиболее благоприятные условия для научной и практической работы. Блестящее развитие получила петрография осадочных пород, или литология.

Осталось отметить еще одно направление петрографии, создателем которого в Советском Союзе был Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, — техническую петрографию. Ее задачи заключаются в исследовании состава и структуры технических продуктов — шлаков металлургических заводов, фарфора, цемента, стекла, керамики и пр. Техническая петрография имеет значение для направления и консультации соответствующих заводских процессов; одновременно она дает некоторый материал для физико-химической петрографии и теории магматических процессов. В связи с техническими задачами находятся также вопросы каменного литья. Они стоят под контролем петрографа как исследователя сырья для этого литья и его продуктов и для направления процесса самого литья на улучшение его качества и уменьшение брака. В этой области надлежит отметить большое значение работ Д. С. Белянкина. Техническая петрография занимается также вопросами применения различных горных пород в строительном деле.

Рис. 4. Дмитрий Степанович Белянкин

Задачи дальнейшего развития науки. История петрографии дает представление и о дальнейших задачах ее развития, цели которого определяются, с одной стороны, необходимостью и интересом познания явлений природы, что справедливо и для всех других отраслей знания, с другой стороны — стремлением сочетать этот чисто теоретический интерес с наиболее планомерным использованием природных ресурсов в целях создания обилия продуктов промышленности и развития последней для удовлетворения все возрастающих потребностей общества, согласно законам экономического развития социализма.

Чисто теоретическими задачами петрографии являются и в настоящее время те же проблемы, которые ставились с самого начала истории геологии, а именно — выяснение происхождения горных пород. Для решения этой проблемы необходимо продолжать работать в полевых условиях, выяснять процессы внедрения магматических масс и отношения их с вмещающими породами, их взаимодействие друг с другом и связь

с ними месторождений полезных ископаемых. Последнее в особенности важно, поскольку от этого зависит решение вопроса о планомерных поисках полезных ископаемых, связанных с теми или иными магматическими или метаморфическими комплексами. Образование магматических и гидротермальных месторождений полезных ископаемых сопровождается обыкновенно изменением, метаморфизмом соседних вмещающих пород, что служит одним из их поисковых признаков. Изучение этих изменений также является одной из задач учения о метаморфизме, входящего в курс петрографии.

Однако одними полевыми исследованиями петрография не может ограничиться. Исследователь видит в поле результаты процессов, изучая которые под микроскопом, он может сделать вывод о характере этих процессов, но для того чтобы быть убежденным в правильности своих заключений, необходимо воспроизвести подобные же явления в лаборатории, чтобы выяснить физико-химические условия, необходимые для образования минералов и горных пород в природе. В этом отношении много сделано, но все же работа находится еще в самой начальной стадии и предстоит сделать много больше. Только еще начинают ставиться синтезы горных пород в условиях, несколько напоминающих природные, в расплавах, содержащих пары летучих компонентов, что в природе является самым распространенным случаем минералообразования. В зачаточной стадии находятся также и работы в области синтеза гидротермальных явлений, необходимых для выяснения различных условий гидротермального и других видов метаморфизма.

Большое значение среди задач петрографии имеет познание р е г и о н а л ь н о й п е т р о г р а ф и и, то есть петрографии отдельных районов нашей Родины, когда петрограф наряду со своими специфическими задачами и интересами решает также и общие геологические проблемы. Во время этих работ могут быть встречены и некоторые редкие породы, плохо описанные в прошлом и заслуживающие особого интереса как новые. Ежегодно такие породы описываются в текущей литературе. Однако, в общем, время описательной петрографии уже прошло. Горные породы, развитые в различных районах, в общем значительно повторяют черты уже описанных. Изучать их необходимо не как самоцель, но для того, чтобы выяснить их комплексы, выделить среди них родственные ряды, связать их с вопросами региональной геологии и выяснить их отношение к оруденению. Важную роль в этой региональной работе играют также и тектонические задачи петрографии, поскольку многие вопросы тектоники оказываются трудно разрешимыми без этой ветви петрографии, которую можно назвать т е к т о н и ч е с к о й п е т р о г р а ф и е й, или п е т р о т е к т о н и к о й, или, что то же, с т р у к т у р н о й п е т р о л о г и е й. В отношении последней еще много необходимо сделать и в области методики, но заранее надо направить пути исследования на решение задач связи тектоники с полезными ископаемыми. Петрограф не должен ограничиваться исследованием чисто региональных вопросов, он должен вникать в область петрографии и петротектоники рудных полей, ставя их изучение в связь с общими региональными геологическими структурами и комплексами пород. В целях решения вопросов родственных отношений магматических пород и их комплексов необходимы также петрохимические работы. Однако надо соразмерять петрохимические работы преимущественно с целями выяснения родства пород в комплексах и сравнения этих различных комплексов друг с другом. В настоящее время много анализов делается без настоятельной в том необходимости, часто излишне, для иллюстрации

и характеристики пород. Эти задачи можно ставить только для особо редких пород. Гораздо важнее теперь приступить к анализу сравнительно редких элементов, необходимых для выяснения геохимических особенностей горных пород разных возрастных групп. Здесь петрограф входит в тесный контакт с геохимией. Геохимия горных пород и абсолютный возраст их являются дальнейшими задачами петрографии. Таким путем будет в значительной степени разрешен вопрос о возрасте многих магматических и метаморфических пород, относительно которых в литературе между отдельными авторами часто ведутся длительные дискуссии.

Часть I

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

*

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

*

Исследование магматических, или, что то же, изверженных пород, началось еще в домикроскопический период развития петрографии. На первых порах, когда в руках ученых находилось еще мало фактических знаний, многие вопросы, ныне бесспорные, были объектом страстных споров и разногласий между плутонистами и нептунистами. Еще неясно было происхождение таких пород, как базальты, которые нептунистами считались за осадочные, плутонистами же за продукты застывания огненных жидких масс. Расширение знаний и особенно введение в науку методов микроскопического исследования горных пород при помощи поляризационнного микроскопа помогли окончательно разграничить друг от друга осадочные и магматические горные породы. Но еще и до сих пор нередко ученые затрудняются провести определенную грань между магматическими и некоторыми метаморфическими породами.

3396

В настоящей главе будут описаны только те породы, застывание которых из расплава или не подлежит никакому сомнению, или же принимается большинством или многими современными исследователями. Вся предшествовавшая история развития петрографии показывает увлечение ученых исследованием магматических горных пород. Их классификация и свойства изучены были наиболее совершенно, хотя и в этой области осталось еще много пробелов в наших знаниях, особенно в вопросе о происхождении горных пород. Упомянутые выше методы обработки химических анализов горных пород были выработаны в применении к магматическим их типам.

Только в сравнительно недавнее время ученые обратились к более глубокому изучению и других типов горных пород, особенно осадочного происхождения, заслуга в чем принадлежит преимущественно нашим советским ученым.

Изучение горных пород нормально должно начинаться в полевых условиях с производства геологических наблюдений, во время которых прежде всего решается вопрос о форме залегания их. Одновременно ведутся наблюдения по другим геологическим элементам — по трещинам отдельностей, характеру самих пород (являются ли они однородными в своей массе или разнородными). Изучаются и другие особенности залегания горных пород, особенно их контакты. Уже после этого в лабораторных условиях изучаются минералогический состав и структура горных пород, их химизм и делаются выводы о их происхождении. В таком порядке мы строим в дальнейшем и изложение курса.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ

Магматические горные породы пользуются огромным распространением в земной коре и в горных районах и в равнинных областях, сложенных как древнейшими докембрийскими отложениями (например, граниты Украины), так и молодыми осадками (например, различные траппы Сибирской платформы или Индостана). Поэтому изучение магматических пород и их роли в строении земной коры приобретает крупное значение, которое возрастает еще и потому, что часто в связи с этими породами находятся различные металлические и неметаллические полезные ископаемые.

Формы залегания магматических пород не могут изучаться в отрыве от их содержания, то есть от их состава. Их нельзя рассматривать и в отрыве от условий окружающей их геологической обстановки. Диалектически необходимо изучать все эти основные явления природы в их тесной связи. Зависимость между формой залегания, составом магмы и геологической обстановкой отчетливо выражена, как это будет видно из дальнейшего изложения.

Изучение магматических пород в поле производится геологическими методами путем картирования. При этом устанавливаются границы их тел и соотношения их с окружающими, вмещающими горными породами. Далее изучаются состав и структура самих магматических пород, их соотношения друг с другом, отмечаются и картируются все разновидности, выделяемые по составу, окраске и строению. Отмечается также и величина зерна с нанесением этих элементов и границ между отдельными породами на геологическую карту. На ту же карту принятыми условными знаками наносятся системы трещин, наблюдаемые в породах. Полученная геологическая карта должна показать все особенности состава и строения геологических тел, сложенных магматическими породами.

При изучении и картировании магматических пород в поле берутся образцы всех разновидностей их, выделяемых непосредственно на месте. Кроме нормальных образцов размером около 9×12 см, необходимо брать кусочки для анализа (если это нужно) и для изготовления шлифов, которые можно приготовить еще в то время, когда исследователь находится в поле путем посылки отобранных мелких кусочков для шлифов в лабораторию почтой или изготовления шлифов на базе полевых работ. Исследователь возвращается с полевых работ и сразу же получает материал для камеральной обработки пород под микроскопом или же, имея микроскоп и шлифовальную лабораторию в поле, может точно определять и изучать материал на месте.

Данные предшествующего опыта развития науки показали, что магматические горные породы делятся на две главные группы: излившиеся, или эффузивные, и глубинные, или интрузивные. Последние внедрились в толщу земной коры и не вышли на ее поверхность. Интрузивные породы в свою очередь делятся на собственно глубинные, или абиссальные, и полуглубинные, или гипабиссальные. Естественно, что при излиянии на земную поверхность расплав, из которого при застывании образуются магматические породы, называемый магмой, проходит все зоны глубин, а потому среди изверженных пород нет резких границ между глубинными и полуглубинными породами, с одной стороны, и полуглубинными и излившимися — с другой. Проходя через различные толщи земной коры и изливаясь на земную поверхность в виде лавы или будучи выброшен из вулканов в виде вулканических бомб, лапилли и пепла, магма-

тический расплав встречает на своем пути изменяющиеся термодинамические условия. В глубине Земли он находится под большим давлением и при повышенной температуре окружающего пространства. При поднятии в верхние зоны земной коры расплав переходит в области все уменьшающихся давлений и температур, а на земной поверхности он оказывается под давлением одной атмосферы и при температуре земной поверхности, что приводит к очень быстрому его охлаждению. В зависимости от этого изменяются внешний вид, состав и структура магматических пород. Формы их залегания также в значительной степени зависят от условий, в которых они застыли, и на поверхности Земли они иные, чем на глубине. Эти изменения внешнего вида, состава и строения магматических горных пород в зависимости от глубины их залегания развились вследствие различных условий формирования. Соответственные ассоциации горных пород получили название ф а ц и й. Последние, таким образом, отражают физико-химические условия застывания расплавленных масс в земной коре. Соответственно трем названным выше группам магматических пород среди них принято выделять три главных фации, а именно — глубинную, полуглубинную и поверхностную. Среди этих фаций некоторые петрографы выделяют более мелкие подразделения, как-то: силловую (пластовые залежи), лакколитовую и другие фации — соответственно условиям их развития и формам залегания; однако эти мелкие подразделения можно принять как субфации, неравнозначные с тремя названными выше группами, особенности горных пород которых характеризуют условия их остывания.

М. А. Усов (1924—1932) впервые ввел деление магматических пород по фациальным условиям. Он выделил в эффузивной (экструзивной — вышедшей при интрузии на поверхность) фации поверхностную и интрузивную. К последней он относит породы, имеющие облик излившихся, но залегающие в виде небольших тел, застывших в непосредственной близости от земной поверхности. К экструзивной, или к эффузивной, субфации он относит породы, излившиеся непосредственно на поверхность Земли. Благодаря ничтожному различию в условиях охлаждения пород в той и другой субфации развиваются породы, обладающие одинаковым или почти одинаковым обликом.

Излившиеся породы

Продукты излияния магмы на земную поверхность в виде лав поступают из недр Земли через вулканические аппараты. Последние могут быть вулканами, трещинами в земной коре или трубками взрыва. Вулканы являются ц е н т р а л ь н ы м и а п п а р а т а м и вулканических извержений. Через них поступают на поверхность и от них разливаются во время извержений лавовые п о т о к и, кругом них разбрасывается много рыхлых продуктов извержений в виде вулканических бомб, лапилли, пепла и песка. Все эти продукты разносятся иногда на значительные расстояния от жерла вулкана. Главная форма излияний лав вулканов центрального типа представлена п о т о к а м и.

Характерным свойством формы лавовых потоков является превышение их длины над шириной. На Ключевской сопке, на Везувии и на других вулканах длина лавовых потоков достигает 30 км. Лавовые поля, окружающие вулкан, занимают площади до 3000 км². Вулканические конусы, образующие вулканы центрального типа, сложены чередующимися толщами лав со слоями рыхлых продуктов извержений. Последние, уплотняясь, с течением времени превращаются в плотные породы, называемые в у л к а н и ч е с к и м и т у ф а м и.

Лавовые породы в вулканическом конусе разделены друг от друга или прослоями вулканических туфов, или же продуктами выветривания и размыва предшествующих излияний лав. Строение вулканических потоков в различных частях различно. Их поверхностные части нередко обладают пористым или пузыристым строением; они напоминают шлаки, тогда как внутренние части потоков плотны и компактны. Нижняя граница потоков более плотная и менее пористая, так как газы, растворенные в лаве, стремятся уйти вверх, выделяясь в атмосферу. Однако и нижние части потоков также могут быть пузыристыми и шлаковидными вследствие того, что некоторая часть газов выделяется из быстро

Рис. 5. Схематический разрез базальтового потока на острове Вознесения. Скольжение пластически твердого верхнего слоя по внутреннему вязкому слою, складки лавы и разрывы на переднем фронте потока

остывающей лавы в месте ее соприкосновения с холодными, подстилающими поток породами. Кроме того, подстилающие породы часто бывают влажными и влага, содержащаяся в них, при внезапном испарении может повести к образованию пузырей газа в прилегающем слое лавы. Породы, подстилающие поток лавы, обычно бывают несколько обожженными, тогда как верхние части ископаемых потоков носят следы выветривания и размыва.

Степень вязкости лавы, изливающейся из жерла вулкана, обусловливает также свойства потоков. Жидкая и подвижная лава базальтов обладает способностью давать потоки большой длины, тогда как потоки вязких лав, богатых кремнекислотой, в среднем более короткие и пузыристые. Лава потоков, застывая с поверхности, продолжает двигаться внутри потока (рис. 5). На поверхность как жидких, так и затвердевших потоков сверху падают рыхлые продукты извержения. Твердая кора еще жидкого внутри потока взламывается, лава выступает из трещин, и обломки раздробленной корки погружаются в жидкие участки и захватываются ими. После полного застывания получаются породы, содержащие включения обломков пород сходного состава, так называемые лавовые брекчии.

Вулканические извержения сопровождаются сильными ливнями, в результате которых образуются грязевые потоки. Рыхлые массы вулканического пепла, лапилли и бомбы захватываются дождевыми потоками и устремляются к пониженным частям склонов вулкана. Такие грязевые потоки после их высыхания образуют огромные скопления мало сортированных, частью остроугольных, частью немного окатанных обломков и частиц, состоящих главным образом из продуктов застывания лав приблизительно однородного состава. В уплотненном состоянии они сходны с туфами; трудно отличимы они от них и в ископаемом состоянии. Особенностью туфовых накоплений является постепенное нарастание величины обломков по мере приближения к местам извержения, к вершине конуса вулкана. Мощность их также увеличивается в этом направлении. Близ кратеров наряду с мелкими обломками накопляются преимущественно крупные обломки и глыбы лав и вулканических бомб, обладающих часто закрученной формой, приобретенной

во время вращения при полете вязкой лавы в воздухе. В случае изучения древних вулканических районов эти признаки помогают установлению природы агентов, участвовавших в создании изучаемых вулканогенных пород. Прослеживая по простиранию пласты вулканических туфов, можно подойти к решению вопроса о положении центра излияний, то есть кратера вулканов. С удалением от него величина обломков в туфах уменьшается; на периферии вулканических конусов, а также в окрестностях вулканов отлагаются только мельчайшие частицы вулканических пеплов, образующих в ископаемом состоянии тонкие слои песчанистых, тонкозернистых вулканических туфов. Как известно из исторических фактов, при некоторых вулканических извержениях частицы пепла, подхваченные воздушными течениями, разносятся далеко вокруг вулканов и попадают даже в области, где вулканов нет. Так, занесенные ветрами пепловые частицы выпали на территории Белоруссии в 1896 году в виде атмосферной пыли с градом. В ископаемом состоянии такие частицы исчезают из сферы наблюдения, так как эти факты являются малозаметными, но в отдаленных окрестностях вулканов примесь вулканогенных пепловых лавовых частиц может наблюдаться в осадочных породах континентального или морского происхождения, образуя смешанные вулканогенно-осадочные породы, называемые *туффитами*. Скопления крупных обломков в виде вулканических бомб и лапилли называются в уплотненном состоянии после цементации *агломератовыми* туфами, или *агломератами*.

Большинство современных вулканов находится вблизи берегов морей или на океанических островах. Вследствие этого продукты вулканических извержений часто попадают в море и участвуют в создании осадочных пород с примесью туфового материала. В прошлые времена истории Земли условия были аналогичными, так как главное развитие вулканических явлений было приурочено к орогенным зонам земной коры в период их образования и развития в виде геосинклиналей. Поэтому вулканогенные горные породы прошлых веков истории Земли часто чередуются с осадочными морскими отложениями, позволяющими определять их относительный геологический возраст. Иногда туффиты, сопровождающие вулканогенно-осадочные комплексы пород, содержат фауну, указывающую на их геологический возраст. Часто смешанные осадочные породы, за исключением вулканогенных туфовых частиц, указывающих на их смешанный характер происхождения, окрашены в интенсивные вишнево-красные или зеленые тона, что обусловлено небольшой примесью железистого пигмента в случае красной окраски и хлорита в случае зеленой. Эти слоистые породы по простиранию бывают связаны с прослоями основных лав. Такие же окраски свойственны нередко измененным пепловым туфам, например в красном лежне Германии. Поэтому некоторые исследователи неправильно относят к туфам разнообразные глинистые и песчано-глинистые осадки туффитового характера или даже чисто глинисто-песчаные отложения, связанные с этими вулканогенными комплексами. Единственным критерием, связывающим их с туфами или туффитами, является их окраска, указывающая на повышенное содержание железистых соединений (красный железняк в виде распыленных землистых частиц). Форма залегания всех этих смешанных пород соответствует понятию *слоя*.

Особую форму вулканических аппаратов представляют собой щитовые вулканы, примерами которых могут служить вулканы Гавайских островов, сложенные преимущественно базальтами. Жидкая базальтовая лава растекается тонкими слоями на далекие расстояния вокруг жерла вулкана. Вершина вулканов в этом случае остается плоской, а

кратер имеет вид впадины, ограниченной крутыми обрывами, причем у действующих вулканов эти впадины, или кальдеры, бывают заняты лавовыми озерами. С глубины Тихого океана подымаются огромные щитовидные вулканы Гавайских островов. Потухшие вулканы этого типа имеются в Исландии. Мощность базальтовых накоплений может достигать в этих щитах нескольких тысяч метров.

Особыми формами залегания обладают трещинные излияния. Они занимают огромные площади, лежат несогласно над более древними толщами и называются вулканическими покровами. В историческое время образование таких покровов наблюдалось в Исландии (1783 г.). В прошлые времена истории Земли при расколах континентальных массивов такие излияния базальтов имели место неоднократно. При этом вследствие длительности периода вулканической деятельности и повторных излияний на континентальных массивах местами накопились огромные толщи базальтовых и диабазовых покровов, закрывающих большие площади, сложенные более древними осадочными и другими породами. Такие излияния происходили на территории Сибири в течение верхнего палеозоя и мезозоя; они занимают площадь около 1 500 000 км^2. На Деканском плоскогорье Индостана в течение кайнозойской эры образовались покровы таких же пород, занимающих до 500 000 км^2 и обладающих общей мощностью до 2000 м. Мощные покровы их развиты также в Африке, Бразилии, Австралии, в Швеции и других странах. Такие трещинные излияния, сложенные преимущественно продуктами застывания жидкой базальтовой лавы, сопровождаются небольшим количеством рыхлых продуктов извержения, образующих вулканические туфы. В Исландии вдоль трещин, из которых происходили массовые излияния, располагаются отдельные вулканические конусы или ряды их, выбрасывавшие рыхлые продукты извержений. При последующих массовых излияниях базальтов такие мелкие вулканические конусы могут быть перекрыты новыми покровами. Форма базальтовых покровов приближается к пластообразной.

Особый тип вулканических образований развивается при выбрасывании раскаленных тяжелых газовых туч или лавин, в которых горячие газы и пары увлекают распыленные массы лавы и ее обломки в состоянии, близком к расплавленному. Такие тучи наблюдались в историческое время на острове Мартинике, где они были выброшены вулканом Мон-Пеле. Они же играли большую роль при извержении вулкана Катмай на Аляске и в меньшем масштабе наблюдались также на вулкане Шевелуч на Камчатке. Они представляют, повидимому, довольно частое явление в истории отдельных вулканов. Продукты этих выбросов, будучи распылены, с огромной силой и скоростью устремляются в каком-либо направлении, часто вниз по склону вулкана, все сметая и сжигая на своем пути. Продукты, отложенные этими раскаленными дождями или ураганами, получили название игнимбритов. При осаждении и накоплении обломков последние в силу своей высокой температуры иногда спекаются друг с другом, образуя плотную породу, в которой внимательное исследование может обнаружить обломочное строение, сходное со строением туфов. В отложениях прошлых геологических эпох такие образования можно предполагать в том случае, когда наблюдения показывают наличие обломочной структуры у пород, которые по полевым данным и по микроструктурам напоминают лавовые продукты. Такой способ образования привлечен А. Н. Заварицким для объяснения структур «пиперно» Италии, считавшихся вулканическими туфами. Он же предполагает, что знаменитые (как строительные камни) артикские туфы Армении являются по своему происхождению игним-

британии. Подобные же породы описаны для Новой Зеландии, для Суматры и других районов.

Особый тип вулканических образований представлен выполнениями трубок взрыва, или диатрем. Они образуются иногда при однократном взрыве газов, достигших в магматическом очаге колоссального напряжения и прорывающих вышележащие породы. В их выполнениях лавы иногда не принимают участия или же роль их является подчиненной, и вся трубка взрыва выполняется рыхлым туфовым материалом

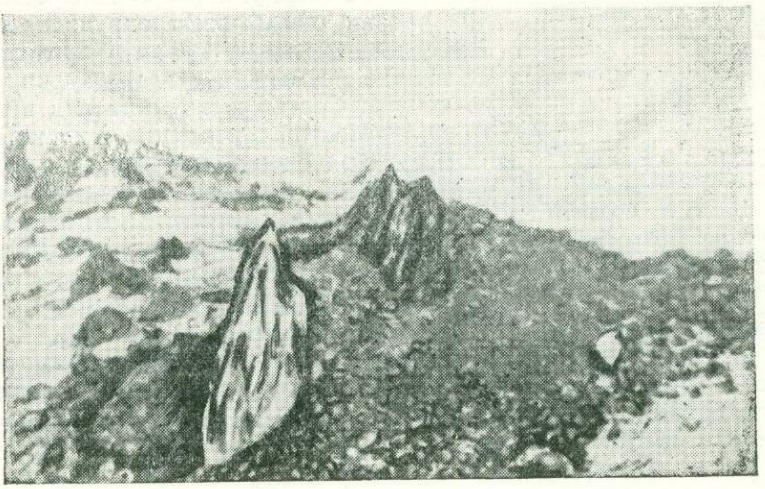


Рис. 6. Иглы в западной части купола Суелич на Камчатке

из обломков застывшей лавы и пород стенок трубок взрыва. Замечательным примером таких образований являются алмазоносные диатремы Южной Африки, имеющиеся также в Индии и в Австралии. Иногда вязкая лава при излиянии из жерла вулкана не разливается в виде потока, а выступает в виде купола. Такие куполы трудно отличимы от размытых и обнаженных ядер вулканов, с которых смыты затвердевшие лавы и рыхлые отложения, состоящие преимущественно из туфов. К сходным образованиям относятся иглы, или обелиски, наблюдавшиеся впервые при извержениях Мон-Пеле и состоящие из вязких лав. Они констатированы также на Камчатке (рис. 6).

Подводя итоги, можно отметить, что формами залегания излившихся вулканических пород являются: 1) слоистые конусы вулканов (стратовулканы), состоящие из застывших лавовых потоков и туфовых прослоев, накоплений агломератов, грязевых потоков и сухих лавин, образующихся при осыпании рыхлого пеплового материала; 2) покровы, возникающие при массовых трещинных излияниях на поверхности суши или на дне морей; 3) щитовые вулканы с кальдерами; 4) лавовые куполы и иглы и 5) трубки взрыва, или диатремы.

Интрузивные породы

Среди интрузивных горных пород, как указано выше, выделяются два типа — гипабиссальные и абиссальные фации, образовавшиеся в различных физико-химических условиях. Породы этих двух фаций отчасти различны и по форме их интрузивных тел, отчасти же являются сходными в этом отношении.

Гипабиссальные фации горных пород по условиям образования относятся к переходным между поверхностными и глубинными фациями. В областях потухшего вулканизма встречаются различные формы залегания полуглубинных пород. Эрозией вскрываются подводящие каналы, через которые происходило излияние лав на земную поверхность. Заполненные затвердевшей магмой, они образуют иногда округлые или изометрические трубки, уходящие вглубь земной коры. В неглубокой стадии эрозии они бывают окружены полями затвердевших лав и туфов в пределах еще не вполне размытого старого вулканического конуса. Состав и внешний вид этих почти поверхностных участков вулканических горловин, или некков, близок к виду и составу лавовых пород поверхностных излияний. Они иногда отличаются несколько большей степенью кристаллизации и называются обычно терминами соответствующих излившихся образований (рис. 7).

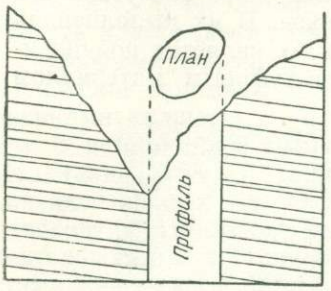


Рис. 7. План и профиль базальтового некка. Остров Мауи, Гавайские острова

Кроме вулканических горловин и каналов, в ядрах вулканических конусов часто наблюдаются тела куполовидной формы, сложенные породами, застывшими под покровом горных пород, слагающих конус. Куполовидная форма часто отмечается для обнаженных ядер вулканов в районе Центрального Французского плато. Такие же формы наблюдались для порфиров палеозойского возраста в окрестностях Тагила на Урале в окружении затвердевших лав и туфов соответствующего состава. Иногда они сложены зернистыми породами, указывающими на гипабиссальные, но достаточно глубокие условия земной коры, в которых кристаллизовались эти породы.

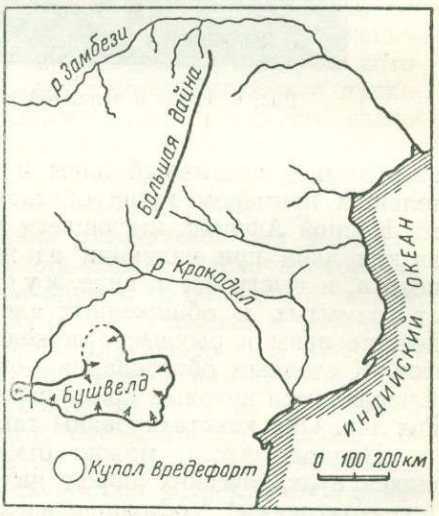


Рис. 8. Большая дайка основных пород в Южной Африке. Лополит Бушвелда и купол Вредефорт. Стрелки—направление падения пород в массиве Бушвелда

В вулканических областях очень часто встречаются вертикальные или круто наклоненные трещины в земной коре, которые заполнены магматическими породами и образуют вертикальные пластинчатые залежи, несогласно прорывающие окружающие породы. Эти тела с крутыми, почти параллельными между собой стенками, называются дайками. Дайки обладают протяжением, во много раз превосходящим их ширину. Они имеют различные размеры в длину — от десятков метров до сотен километров. Формы даек свойственны не только гипабиссальным фациям глубинных и экструзивных пород: встречаются также дайки, выполненные фациями абиссального типа. Знаменитая Большая дайка в районе Претории в Южной Африке имеет в длину до 500 км при ширине от 3 до 12 км (рис. 8).

В молодых вулканических областях часто встречаются особые фор-

мы интрузий, называемые кольцевыми дайками. По своей форме в вертикальном сечении они соответствуют дайкам и имеют круто падающие, почти параллельные стенки. В горизонтальном сечении их форма представляется замкнутой и окружает внутренний блок, сложенный боковыми породами. Такие формы образуются в земной коре в вулканических областях вследствие сильного раздробления по ряду взаимно пересекающихся трещин, ограничивающих какой-либо блок. Такие сети трещин возникают под действующими вулканами. Ограниченный ими центральный цилиндрический блок может быть опущен, благодаря чему образуются открытые трещины вдоль кольцевой серии расколов. Эти трещины заполняются магматическими массами, чаще представленными основными или средними породами, но иногда и кислыми разностями, богатыми кремнеземом (рис. 9).

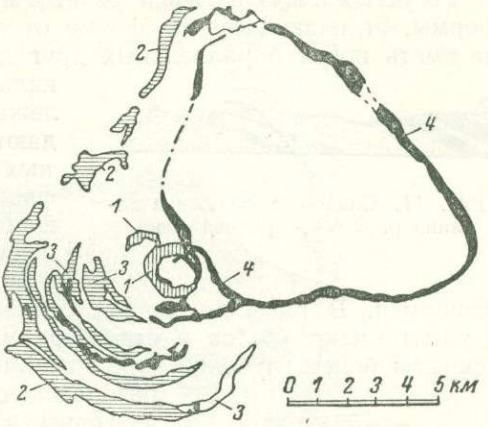


Рис. 9. Кольцевые дайки на острове Мулл в Шотландии:

1 — кварцевые долериты; *2* — кварцевые габбро; *3* — гранофиры; *4* — фельзиты

В областях молодого вулканизма нередко образуются конические слои — залежи, заполняющие трещины конической формы, возникающие вследствие взрывов на глубине под вулканами. Конические слои образуют системы, сходящиеся на некоторой глубине как бы в фокусе. На острове Альнё в Швеции две системы конических слоев сложены различными типами пород глубинной фации (рис. 10).

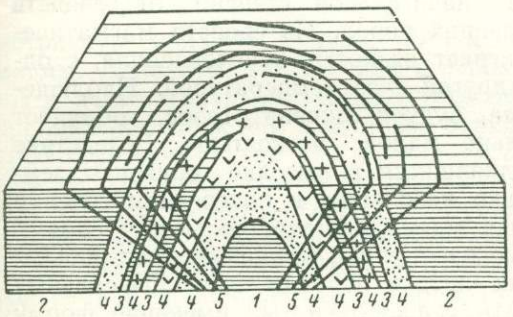


Рис. 10. Диаграмма конических слоев и кольцевых даек. Пунктир, крестики и галочки — кольцевые дайки разного состава и времени (4). Черные линии — конические слои:

1 — опущенная глыба боковых пород; *2, 3* — отчлененные участки боковых пород

Жидкая базальтовая магма способна к образованию залежей пластовой формы. Такие залежи, называемые силлами, встречаются в областях континентальных платформ, среди их покровных, более молодых сравнительно с цоколем осадков. Отдельные силлы связаны часто в системы, располагающиеся этажами друг над другом и соединенные друг с другом связующими выполнениями трещин, по которым магма проникала из глубоких земных недр. Эти связующие каналы сравнительно редко наблюдаются в геологических разрезах. Отличие силловых залежей от пластовых покровов базальтов состоит в том, что у первых как верхняя, так и нижняя поверхности контакта их со вмещающими породами сопровождаются явлениями изменения последних, тогда как у древних базальтовых покровов верхняя граница несет следы выветривания и разрушения поверхностными агентами, нижняя же, хотя и может обнаруживать следы обжига

пород, являющихся ложем для базальтов, но лишь в слабой степени сравнительно с контактовыми изменениями боковых пород интрузивных залежей. Силловые залежи нередки в областях развития базальтовых покровов на платформах (рис. 11).

Вулканическими жилами называются интрузии жильной формы, отличающиеся по форме от дайки. Вулканические жилы могут не иметь почти параллельных друг другу стенок и не являться вертикальными или круто наклоненными залежами. Магматические жилы наблюдаются не только среди гипабиссальных пород, но и в породах абиссальных фаций. Залегая в полуглубинных фациальных условиях, породы по степени раскристаллизации магматического расплава приближаются к излившимся. В качестве корней излияний вулканические трубки, дайки и жилы имеют состав и структуру излившихся пород. Если эрозией вскрыты более глубокие корни излияний, или интрузивные залежи, образовавшиеся на большой глубине, слагающие их горные породы все более приближаются по структурам к глубинным породам.

Рис. 11. Силловые залежи в долине р. Тоюн, Средняя Азия

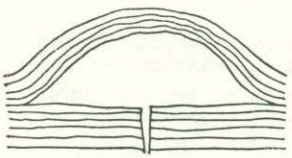


Рис. 12. Схема строения лакколита

Нередко при более глубокой эрозии последней вскрываются такие залежи глубинных пород, которые не выходили на земную поверхность, и такие выполненные ими камеры, которые не сообщались с ней. Подобные залежи носят различные наименования в зависимости от их формы, в свою очередь зависящей в значительной степени от свойств магматического расплава и вмещающих пород. Из свойств магматического расплава важнейшую роль играет вязкость, обусловленная, с одной стороны, составом магмы, с другой — ее температурой. Наблюдения показывают, что кислая магма, будучи лишена газов, обладает большой, а основная — сравнительно малой вязкостью. Вследствие этого интрузии кислой магмы, поднявшиеся в высокие горизонты земной коры, приобретают сравнительно небольшие в поперечном сечении формы, тогда как жидкая основная магма растекается между слоями вмещающих пород на значительные расстояния, принимая пластообразную форму. Из форм, свойственных кислым породам, в гипабиссальных условиях залегания следует назвать лакколиты, имеющие форму караваев. Они образуются путем растекания магматического расплава по границе разнородных или однородных по составу вмещающих пород, причем верхняя их поверхность поднимается в виде купола, а нижняя остается приблизительно горизонтальной. Подводящий канал лакколита может вести от первоисточника интрузии к центральной части нижней поверхности лакколита, и тогда лакколиты называются симметричными. В других случаях канал может находиться сбоку, и тогда лакколиты называются асимметричными. Примерами лакколитов могут служить хорошо исследованные интрузии в горах Генри в Северной Америке. Из лакколитов на территории СССР описываются гипабиссальные интрузии лакколитового типа окрестностей Пятигорска, а также гора Аю-Даг на южном берегу Крыма (рис. 12).

Особым видом формы лакколитов гипабиссальных и абиссальных интрузий являются факолиты, которые образуются в земной коре при внедрении магмы между слоями, сложенными в складки (рис. 13).

Эти условия могут создаться при образовании складок, и тогда интрузии называются синтектоническими, то есть образовавшимися одновременно с тектоническими формами, с которыми они связаны. Лополитами именуются интрузии, имеющие форму чаши, причем эта форма соответствует залеганию вмещающих пород, образующих изо-

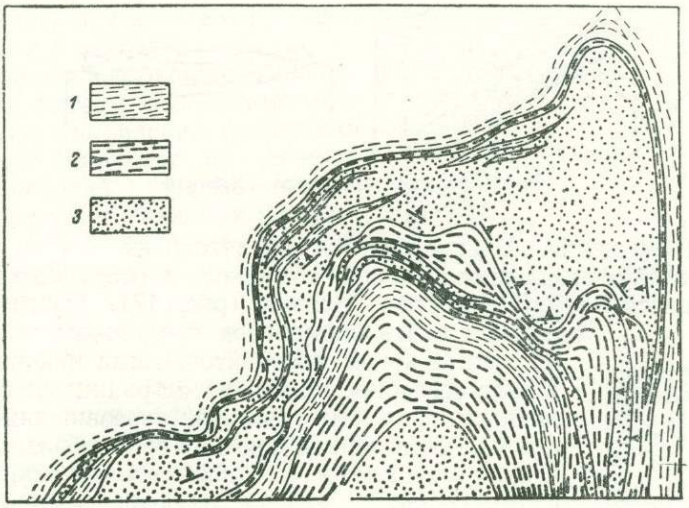


Рис. 13. Факолитовая форма залегания щелочных пород на Урале:

1 — гнейсы; *2* — сиениты; *3* — миаскиты

метричную пологую мульду, по слоям которой произошло внедрение магмы. Лополиты, так же как и лакколиты, могут быть симметричными и асимметричными, однако установить их принадлежность к тем или иным большей частью невозможно, так как донная часть залежей не обнажена. Наиболее крупным лополитом в мире является лополит Бушвелдского комплекса в Южной Африке, состоящий из разнообразных по составу интрузивных пород и занимающий площадь около 480 км в широтном и 300 км в меридиональном направлении. Другой не менее известный случай лополита представляет габбро-норитовый комплекс Садбери в Канаде. И в том и в другом случае все вмещающие лополит слоистые осадочные и другие горные породы обладают падением, направленным под интрузивное тело. В Бушвелдском комплексе это падение не превышает в среднем 30°. Сами интрузивные породы также обладают структурными элементами, показывающими наклонное положение залежи в том же направлении — к центру интрузии (рис. 8 и 15).

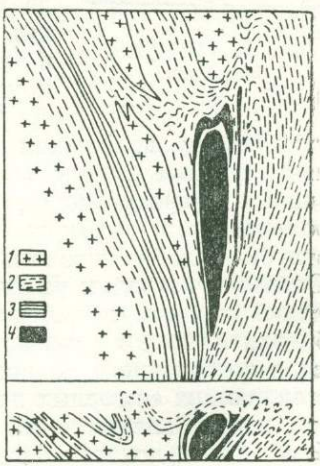


Рис. 14. Профиль и карта факалитов и акмолитов щелочных пород и гранитов на Урале

1 — граниты; *2*—кварциты и сланцы; *3*—зеленокаменные породы; *4* — миаскиты

В некоторых случаях залежи, подобные лакколитам, имеют форму воронки с относительно крутыми стенками. Они получили

название этмолитов (рис. 16). С некоторой уверенностью они констатированы только в Адамелло. Хонолитами называют залежи, не имеющие какой-либо правильной формы, а обусловленные выполнением магмой неправильной случайной камеры, образовавшейся при внедрении магмы в пространство между блоками, разделенными друг от друга по-

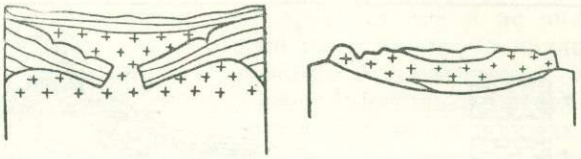


Рис. 15. Схема профилей лополита

верхностями смещения. Бисмалиты представляют собой интрузии цилиндрической формы, прорывающие вмещающие осадочные породы и оканчивающиеся вверху наподобие купола (рис. 17). Таким образом, нижняя часть бисмалитов представляет собой расширенный канал лакколитов, тогда как вверху они имеют согласное залегание с границами слоев осадочных пород и напоминают неразвившийся лакколит без характерной для него грибообразной формы. Сфенолитами называются интрузии, имеющие форму клина, внедренного между слоями, иногда частично с разрывом последних. Акмолитами называют интрузии, обладающие формой ножа, лезвие которого направлено вверх по падению круто залегающих вмещающих пород. Такие интрузии распространены в Андах. Их можно ожидать во всех горных хребтах, обладающих складками с круто наклоненными крыльями (рис. 14).

Рис. 16. Профиль этмолита

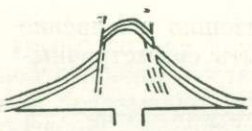


Рис. 17. Профиль бисмалита

Кроме указанных выше форм интрузий, в природе встречаются часто штоки. Эти интрузивные формы свойственны как гипабиссальным, так и особенно абиссальным породам. Они представляют крупные, но не превосходящие 100 км^2 интрузии, прорывающие вмещающие породы в близком к вертикальному положении и имеющие в сечении земной поверхностью изометричные формы (рис. 18). Еще более значительные массы интрузивных горных пород образуют батолиты. Последние по первоначальному смыслу термина представляют бездонно уходящие вглубь, подобно штокам, массы, отличающиеся громадными размерами. Согласно взглядам Дэли, формы батолитов создаются путем внедрения их из глубины и частичного поглощения окружающих пород. Камера батолита по этим представлениям образована путем обрушения кровли и постепенного ее погружения и ассимиляции, то есть перевода составляющих ее горных пород в расплав (рис. 19). Клоос подверг ревизии эти представления и на ряде интрузий гранитов, считавшихся прежде батолитами, доказал их сходство с лакколитами, достигающими, однако, очень больших размеров. Внедрение гранитовой магмы некоторых из них происходило по границе разнородных толщ вмещающих пород, для других—по поверхностям раздела слоев. Тщательное картирование контактовых областей с замерами условий залегания вмещающих пород показало, что последние нередко по всему фронту контакта в одной части интрузии падают под пологими углами под интрузию гранита и та-

ким образом подстилают массив снизу. С этим наблюдением гармонирует также и линия внешней границы массива, смещающаяся к центральным частям массива при пересечении ее пониженными элементами рельефа. В других частях гранитового массива падение прилегающих вмещающих толщ может быть пологим или крутым. С падением вмещающих пород согласуется залегание трещин отдельности в массиве.

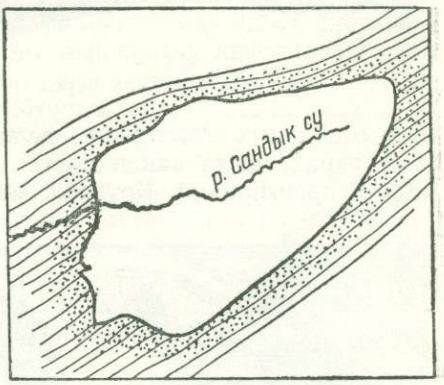


Рис. 18. Шток гранита в плане, Казахстан. Точки —контактовый ореол роговиков

Для правильного понимания образования массива необходимо тщательно изучать явления поточности в структуре гранитов и распределение включений чуждых пород, или ксенолитов, а также их положение в пространстве; надо изучать также расположение в пространстве отдельных минералов, слагающих породы массива и обнаруживающих иногда явления течения в магме; все это позволяет установить, откуда происходило истечение магмы из недр Земли и каковы дальнейшие пути ее движения, а в целом дает возможность обоснованно воссоздать форму массива в виде грандиозного интрузивного тела, покоящегося на более прочных породах и имеющего в кровле более пластичные сланцы. В вертикальном профиле нередко массив напоминает форму серпа, а потому таким интрузиям было дано название гарполитов (рис. 20). Батолиты считаются абиссальными телами и бывают сложены хорошо раскристаллизованными интрузивными породами абиссальной фации.

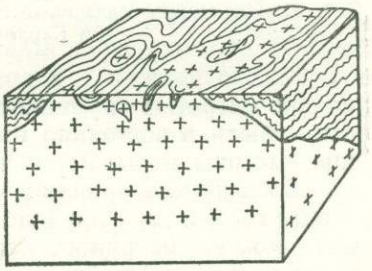


Рис. 19. Схема строения батолита (по Дэли)

Все вышеописанные формы интрузивных тел разделяются, по Дэли, на инъецированные и глубинные массивы. К глубинным массивам он относит штоки и батолиты, тогда как к инъецированным — все остальные формы интрузий. Инъецированные массы в свою очередь могут быть подразделены на согласные и несогласные интрузии.

К числу первых, или конкордантных, относятся те, которые внедряются согласно залеганиям вмещающих пород, хотя отдельные мелкие уклонения от этого признака наблюдаются во всех случаях. К числу согласных интрузий относятся силлы, лакколиты, лополиты и факолиты, поскольку все они образуются путем раздвигания слоев и внедрения магмы между этими слоями.

К числу несогласных, или трансгрессивных, дискордантных интрузий относятся те, которые прорывают вмещающие породы несогласно с их залеганием, например, дайки, вулканические жилы, апофизы (ответвления от крупных изверженных масс), кольцевые дайки и конические слои, вулканические жерла, бисмалиты, этмолиты, сфенолиты и хонолиты. Глубинные интрузии, то есть батолиты, также могут быть согласными и несогласными внедрениями.

Однако батолиты чаще обладают смешанным характером залегания, так как иногда они имеют рвущие контуры, в других случаях параллельные слоям вмещающих пород. Так, многие гранитовые массивы, которые по размерам соответствуют понятию батолитов, в своем залегании подчиняются антиклинальным складчатым структурам земной коры и в отдельных частях всецело следуют формам складок, залегая в их ядрах, тогда как в других они прорывают слои под углом или вкрест простирания. Крупные массивы гранитов, занимающие огромные площади до нескольких сот или даже тысяч квадратных километров, представляют собой батолиты, сопровождающиеся сильным изменением вмещающих пород, а также внедрением в кровлю тонких отпрысков согласно слоистости вмещающих пород (рис. 21). Такие тонкие послойные внедрения называются *инъекциями*, крупные же батолитовые массы, сопровождающиеся большими полями инъекций, образуются в сильно нагретых глубинных частях земной коры, где изверженные массы не были в состоянии выйти из недр в более высокие горизонты. Такие массивы называются часто *ареал-плутонами*.

Рис. 20. Профиль через гарполит

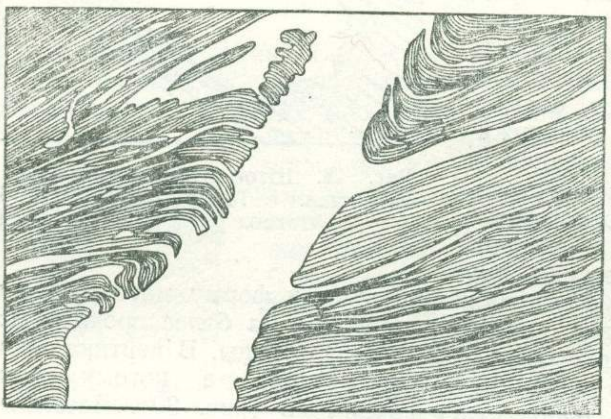


Рис. 21. Инъекции, связанные с пегматитовой жилой (по Барлоу)

Большинство магматических тел, описанных выше, могут быть *простыми* и *сложными*. Простыми они называются тогда, когда они сложены из одного какого-либо типа пород. Сложные массивы состоят из различных пород. Могут быть сложные по составу батолиты, штоки, лакколиты и другие массы. Сложные массивы называются *дифференцированными*. Причина их дифференциации бывает различна: они могут быть дифференцированы на месте или же различные породы могут являться продуктом застывания отдельных повторных внедрений магмы. Если внедрение магмы происходило один раз, такие массивы называются *однократными*, в случае же повторных внедрений и массивы называются *повторными*.

Часто в поле трудно бывает установить принадлежность изучаемой интрузивной залежи к той или иной форме, установленной на некоторых конкретных случаях. Так, для того чтобы определить принадлежность залежи к типу лакколитов, необходимо установить наличие у нее более или менее горизонтальной нижней поверхности, что, естественно, можно сделать только в редких случаях. Поэтому многие лакколиты принимаются за таковые условно. Так, ученые различно смотрят на форму лакколитов района Минеральных Вод на Кавказе. Одни считают их типичными лакколитами; в пользу этого говорит караваеобразная

форма приподнятых ими пород, хотя изверженные массы в них обнажены недостаточно полно, чтобы можно было утверждать не только наличие в них донной горизонтальной поверхности, но даже и куполообразную или хлебообразную форму их верхней поверхности. Поэтому Харкер, в отличие от В. М. Дервиз и А. П. Герасимова, считает их сфенолитами. Советские исследователи, изучавшие эти лакколиты, признают их не отвечающими типичному случаю последних, так как породы горы Кинжал, например, имеют форму дайки.

Столь же условно и отнесение некоторых интрузивных залежей к факолитам. Форма, подчиненная складкам, еще не является доказательством принадлежности интрузии к факолитам. Так, многие уральские силловые залежи перидотитов, метаморфизованных в серпентиниты и сопровождаемых габбро-амфиболитами, после образования были сложены в складки и приобрели сходство с факолитами, будучи по существу силлами, сложенными в складки (рис. 22).

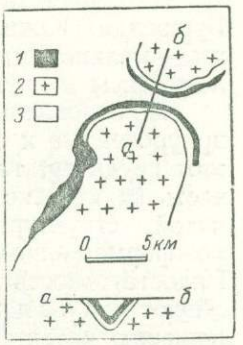


Рис. 22. Профиль через сложенный в синклиналь силл. Урал, Сысертский массив:

1 — перидотиты; *2* — граниты; *3* — кварциты и другие породы

Согласно А. А. Полканову, все интрузивные массивы по отношению к структурным элементам земной коры могут быть разбиты на две группы — интрузии платформ и интрузии складчатых поясов, приуроченные к различным формам дислокаций. Среди платформ различают четыре типа тектонических нарушений, вызываемых различными движениями этих твердых масс земной коры. Во-первых, это могут быть расколы большого регионального масштаба, по которым происходят крупные движения отдельных блоков или частей платформ. Во-вторых, это могут быть крупные валы, выделенные впервые А. П. Карпинским на территории Русской плиты. В условиях образования больших сводов в нижней части валов могут возникать трещины, при образовании же свода в верхних частях происходит разрыхление и возникают трещины растяжения, что облегчает доступ магматическим массам из недр земли.

Вблизи с орогенными поясами в прилегающей платформе возникают явления прогибания, под влиянием же сжатия, сопровождающего явления горообразования, в платформах образуются, кроме того, разрывы типа диагональных трещин по отношению к орогенным силам. Эти трещины также могут сопровождаться интрузиями магматических масс. Это — третий тип расколов и магматических интрузий. Наконец, четвертый тип представлен образованием трещин при движениях двух соседних частей платформы в противоположных направлениях: трещины образуются на границе, имеют характер флексурных и выполняются дайками преимущественно основных пород.

Интрузии складчатых поясов по времени образования могут быть разделены на доорогенные, орогенные и послеорогенные. В отношении формы среди них различают: 1) мелкие интрузии разнообразной формы — округлые, штокообразные, древовидные и другие; 2) ареал-плутоны, достигающие огромных размеров и приуроченные преимущественно к древним массивам, щитам докембрийских платформ; 3) периклинальные плутоны, образующие большие массивы со стенками, наклоненными от массива (во многих случаях это обусловлено тем, что обнаженные части являются верхами

интрузии); разнообразные антиклинальные плутоны (интрузии) являются типичными представителями этого рода; 4) синклинальные плутоны, образованные обычно лополитами и сходными с ними чашеобразными и воронкообразными формами; 5) вертикальные интрузии с отвесными стенками — вертикальные линзы, дайки, штоки, акмолиты и другие; 6) горизонтальные интрузии — силлы, плиты, лакколиты и др.

По величине А. А. Полканов выделяет интрузии первого, второго и третьего порядка. К первым относятся огромные массы типа лополита Бушвелда (Южная Африка), ко вторым — крупные массивы и к третьим — мелкие интрузивные тела: жилы, мелкие штоки (боссы), мелкие лакколиты и другие.

По отношению к тектонике различают: 1) ядерные интрузии, приуроченные к одному какому-либо геологическому комплексу; термин этот неудачен, так как под словом ядро подразумевается центральная часть не столько комплекса, сколько какой-либо тектонической складчатой структуры; 2) пограничные интрузии — различные межформационные интрузивные массы; 3) трещинные интрузии. Недостаточность этого деления ясна из того, что в этих рубриках отсутствуют складчатые интрузии типа факолитов. По отношению к тектоническим движениям различают атектонические, протектонические, синтектонические и посттектонические интрузии.

Все приведенные и описанные формы интрузивных тел всегда необходимо оценивать с точки зрения указанных в этой классификации подразделений.

Замечено, что формы интрузий типа некков, даек, кольцевых даек, конических слоев, силлов, вулканических жил, лакколитов и лополитов приурочены преимущественно к областям со спокойным залеганием пород, тогда как факолиты, этмолиты, гарполиты, штоки и батолиты встречаются в сильно складчатых областях.

ТЕКСТУРЫ

Текстурой горных пород называется соотношение отдельных участков, слагающих горную породу и характеризующих степень однородности ее сложения. Введение этого термина обусловлено тем, что горные породы в естественных выходах или в штуфе часто обнаруживают неоднородное строение. Так, граниты иногда характеризуются полосчатостью, поточным строением, иногда отдельные участки в горных породах выделяются в виде шаровых тел и т. д. В отличие от термина «текстура», внутреннее строение горной породы носит название «структуры». В американской терминологии, в отличие от европейской, термины текстура и структура имеют обратное значение.

Однородные на всем видимом пространстве горные породы называются массивными и обладают массивной текстурой. Если в изверженной породе наблюдается поточность, вызванная течением расплава во время остывания, то говорят, что породы обладают поточной или флюидальной текстурой. Если эта поточность имеет вид правильных полос, то текстура называется полосчатой (рис. 23). Особый вид текстур представляет шаровая (рис. 24), когда среди участков с массивной текстурой встречаются включения шаров или

эллипсоидов, состоящих из последовательно нарастающих друг на друге слоев минералов, входящих в состав породы, слагающей промежутки между шарами. Очень часто в середине таких шаров находится ядро, обладающее составом и структурой промежуточной между шарами породы. Такая текстура объясняется ресорбцией со стороны магмы и перекристаллизацией ксенолитов той же породы, погрузившихся в еще жидкую магму. Округлая форма приобретается при ресорбции угловатых обломков. Иногда подобные текстуры, по мнению ряда исследователей, происходят путем вторичной перекристаллизации с концентрическим ростом новообразующихся минералов.

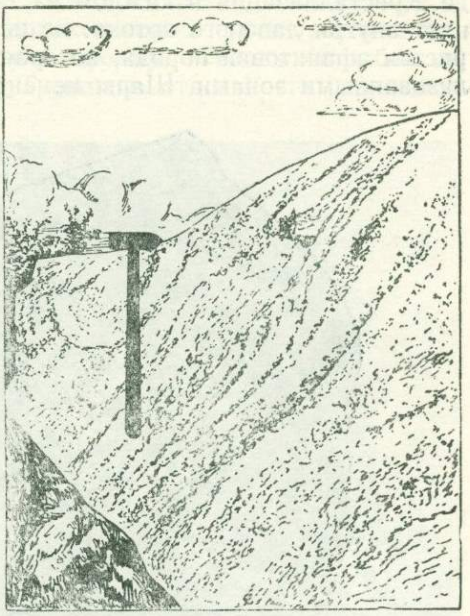


Рис. 23. Флюидально-полосатая текстура биотитового гранита. Челябинск (по Н. Н. Смирнову)

Текстуры излившихся пород отличаются своими особенностями. Так, близ поверхности лав выделяются пузыри газов, окруженные концентрическими слоями лавы; эти образования называются литофизами. При застывании лав часто выделяются растворенные в них газы и пары, причем застывшая лава приобретает пористую текстуру. Если поры в периферической части лавовых потоков столь многочисленны, что лава затвердевает подобно шлаку, то образовавшаяся текстура называется шлаковой или пузыристой. Чем глубже слои лавового потока, тем меньше в них пор. В нижней части застывшего потока, около контакта его с подстилающими породами, вновь наблюдается обилие пор. Поры бывают то замкнутыми, то сообщаются друг с другом каналами, которые служили путями для газов, поднимавшихся к поверхности охлаждения. Образованию пор благоприятствует вязкость магм. В кислых и средних по кислотности лавовых породах поры бывают многочисленны, тогда как в основных породах они реже; такие породы часто плотные. В последующее время поры нередко заполняются различными растворами, из которых выделяются какие-либо минералы, заполняющие пустоты. При этом получаются выполнения пор в виде миндалин и образуется текстура, называемая миндалекаменной (мандельштейновой). В миндалинах молодых пород наблюдаются большей частью такие минералы, как опал, халцедон, агат, мелкозернистый кварц, цеолиты, хлориты, кальцит и другие. В древних породах названные разности кремнезема чаще заменяются зернистым кварцем, хлорит и кальцит сохраняются, а цеолиты большей частью замещаются альбитом и эпидотом, пренитом или пумпеллиитом. При выветривании легко растворимые минералы миндалин древних лав выщелачиваются и породы повторно принимают вид пузыристых шлаков. Особый вид пористых пород представляют пемзы, возникающие иногда при излиянии лавы на поверхность воды или на влажную почву.

Многие лавы основного состава (спилиты и диабазы) имеют шаровую или эллипсоидальную текстуру потоков. Условия образования этих

шаровых текстур отличаются от таковых соответствующих текстур глубинных пород. Они наблюдаются в породах при подводных излияниях лав и возникают вследствие перехода горячих лав в сфероидальное состояние, причем масса лавового потока распадается на ряд самостоятельных систем-капель, отделяющихся друг от друга твердыми оболочками вследствие быстрого остывания расплава в холодной морской воде. Кристаллизация в каждом из таких шаров происходит так, как она идет внутри лавового потока: на периферии образуется плотная или пористая афанитовая порода, которая вглубь сменяется более раскристаллизованными зонами. Шары цементирует или плотная застывшая лава,

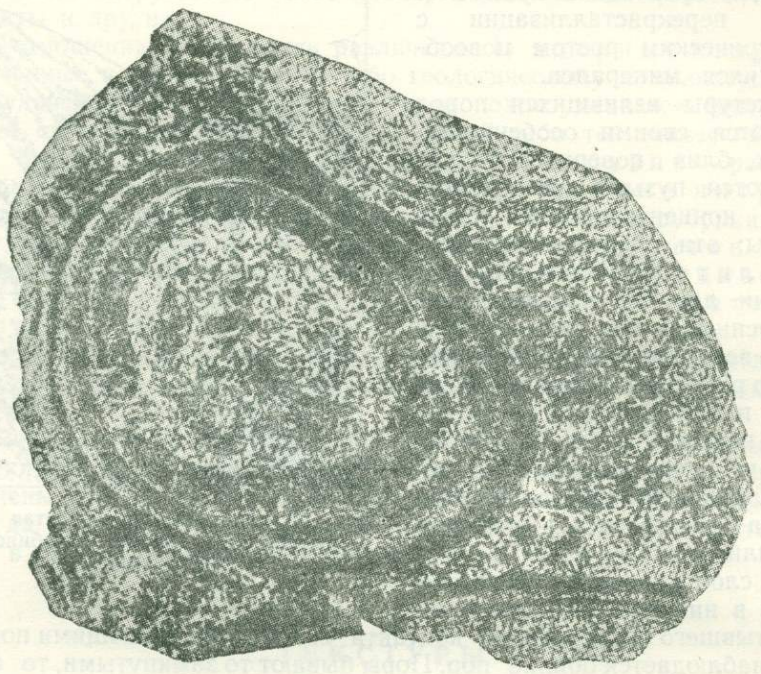


Рис. 24. Шаровая текстура гиперстенового габбро (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу)

или обломочно-туфовая порода, а иногда даже кремнистый осадочный материал, содержащий остатки радиолярий.

Текстура затвердевших лав может быть также и поточной. Когда эта флюидальная текстура наблюдается только под микроскопом, то она нередко служит одним из признаков структурного типа — различие между понятиями структура и текстура стирается в этих переходных типах строения пород. Застывшие лавовые потоки на своей поверхности часто имеют подушечную или волнистую текстуру, а если лава является мало подвижной, то текстура может быть комковатой или глыбовой и брекчиевидной.

ОТДЕЛЬНОСТИ

Образование магматических горных пород происходит в условиях воздействия различных тектонических процессов, при которых происходит застывание магмы. Температурный режим при этом все время меняется.

Под влиянием тектонических сил при явлениях охлаждения горные породы подвергаются расколам и возникающие при этом трещины образуют трещины отдельности. У излившихся пород условия застывания существенно иные, чем у интрузивных.

Излившиеся породы

Отдельности, возникающие у излившихся пород при их застывании, имеют большей частью столбчатую форму. Таковы столбчатые отдельности базальтов и андезитов. Трещины отдельности являются следствием сжатия при охлаждении. Остывание начинается с охлаждающейся поверхности; колонны, имеющие обычно шести- или пятиугольную форму, тесно прикасаются между собой и располагаются перпендикулярно к этой поверхности. Поэтому у горизонтально лежащих потоков столбы имеют вертикальное положение. Подобные же отдельности имеются обычно и у пластовых интрузивных залежей. Примерами таких вертикальных столбчатых отдельностей в базальтах могут служить классические столбы Фингалова грота на острове Стаффа в Шотландии, многочисленные случаи столбчатых базальтов в Армении или Коктебеля в Крыму, столбчатые базальты в окрестностях Ровно на Украине и др. В дайках, обладающих вертикальным падением, столбы образуются в горизонтальном положении, наподобие поленниц дров. Во многих вертикальных дайках образующиеся столбы, вначале растущие перпендикулярно к поверхности охлаждения, затем располагаются веерообразно (рис. 25).

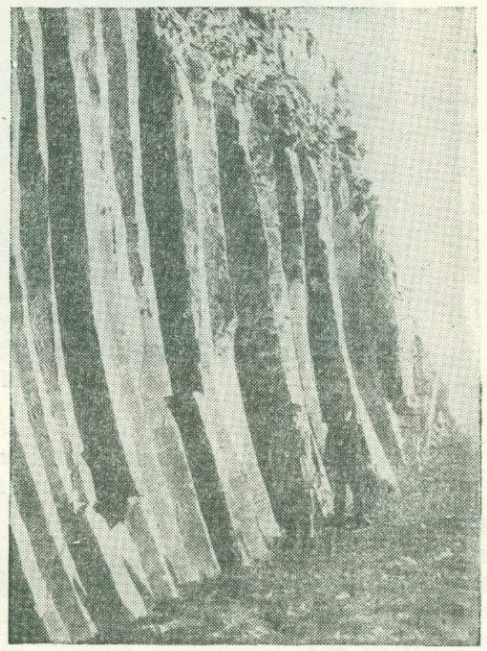


Рис. 25. Столбчатая отдельность базальта. Армения, у курорта Арзни

В лавовых породах, подвергшихся после своего образования влиянию тектонических процессов, кроме первичных отдельностей, образующихся при остывании, могут возникнуть вторичные трещины, находящиеся в зависимости от напряжений, развивающихся под влиянием горообразующих сил. Эти трещины обычно расположены перпендикулярно и параллельно действующим силам и являются главными, а развитие явлений скалывания ведет к образованию трещин, расположенных приблизительно под углом 45° к главным трещинам отдельности. Система может еще усложниться в случае изменения направления тектонических сил, причем старые трещины отдельности в некоторых случаях могут быть залечены вторичными процессами отложения минералов и перекристаллизацией.

В дайках и силлах диабазов часто наблюдаются сферические или шаровые отдельности, развивающиеся в блоках пород, расположенных

в промежутках между соседними вертикальными и горизонтальными трещинами главных отдельностей. Образующиеся между последними параллелепипедальные блоки изометричной формы внутри подвергаются

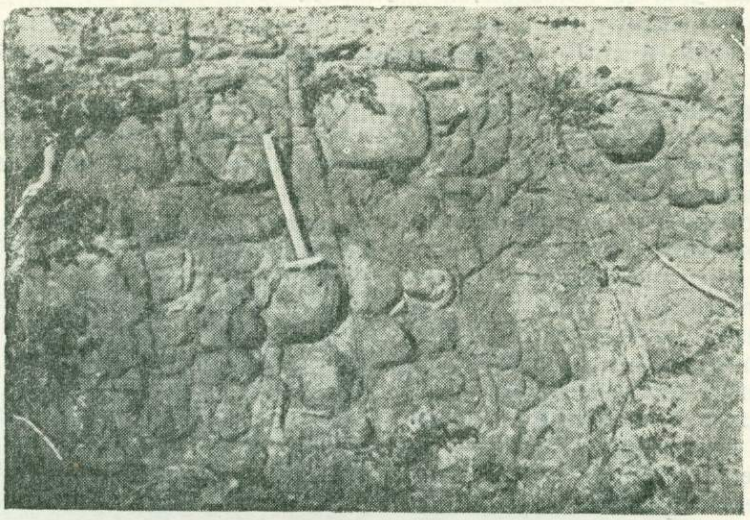


Рис. 26. Сферическая отдельность габбро-диабаза. Казахстан, р. Коныр-су

растрескиванию по концентрическим поверхностям, образуя шары, касательными к которым являются поверхности параллелепипедальных отдельностей (рис. 26).

Интрузивные породы

Отдельности интрузивных пород также являются результатом сложного взаимодействия между силами сжатия при остывании и тектоническими влияниями, оказываемыми при застывании магмы под дав-

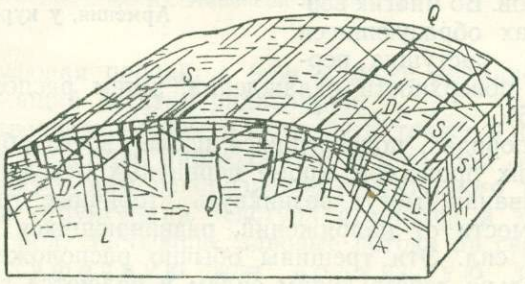


Рис. 27. Схема отдельностей гранита:

L — пластовая отдельность; *S* — продольные трещины; *O* — поперечные трещины, частью заполненные жильной свитой; *D* — диагональные трещины

лением, или же после ее затвердевания, на уже готовую породу. При полевых исследованиях прежде всего обращает на себя внимание пластовая отдельность, обладающая более или менее пологим залеганием. Она известна также под названием матрацевидной отдельности.

Особенно часто такая отдельность наблюдается у гранитов (рис. 27). Степень ее совершенства различна. При очень тонкой и совершенной отдельности выходы гранитов имеют часто вид скал, разбитых трещина-

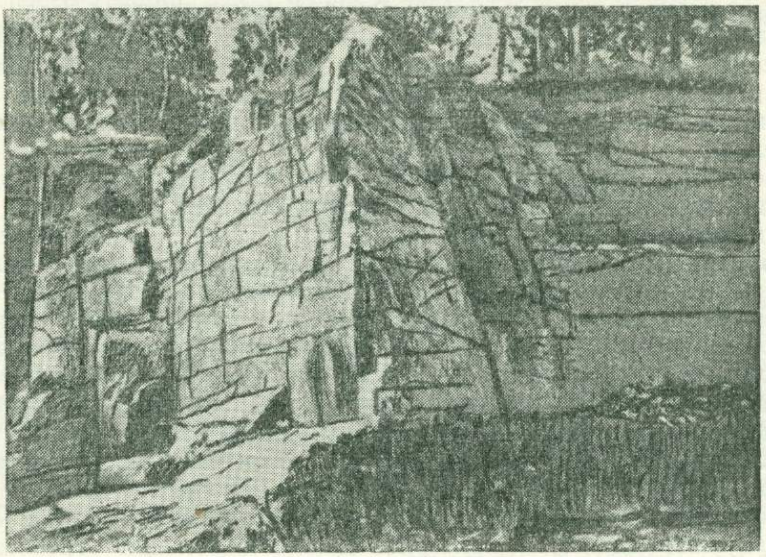


Рис. 28. Отдельности зернистого гранита. Пластовые, вертикальные и диагональные трещины. Челябинск (по Н. Н. Смирнову)

ми на тонкие слои, иногда обладающие мощностью всего в 5—10 см. Такие скалы на Урале называются палатками. В других случаях эта отдельность выступает в виде сравнительно редких трещин и толщина пластов превышает метр. Пластовая отдельность в середине массива бывает обычно горизонтальна, но с приближением к краям его она принимает наклонное положение в сторону контактов. На последних часто удается наблюдать согласное падение как пластовой отдельности, так и контактовой поверхности с падением слоев вмещающих пород. Таким образом, при вертикальном положении контактов пластовая отдельность становится нередко вертикальной.

Кроме пластовой отдельности, в интрузивном массиве возникают трещины, имеющие крутое падение и расположенные закономерно относительно действующих сил давления. Перпендикулярно направлению этих сил располагаются тонкие и совершенные по форме продольные трещины, параллельные общему простиранию пород. Они обычно не бывают открытыми, так как блоки пород, разделенные по этим трещинам силами давления, всегда прижимаются друг к другу. Приблизительно перпендикулярно к ним располагаются поперечные к длине массива трещины, идущие по направлению сил давления. Эти трещины могут существовать и в открытом состоянии, ими охотно пользуются расплавленные массы или гидротермальные растворы, образуя или дайки более поздних интрузивных жил, или же гидротермальные минеральные кварцевые и другие жилы, содержащие нередко выделения рудных минералов.

Описанные три главных системы трещин отдельностей разбивают массив глубинной породы на блоки, имеющие, в общем, вид параллелепипедов. Форма этих параллелепипедов зависит от соотношения сил

давления и формы интрузивного тела, от наличия изгибов в этой форме и от распределения и разложения сил под влиянием разнообразных местных причин, учесть которые возможно только путем тщательного и кропотливого исследования. Параллелепипеды в простейшем случае являются прямоугольными, в других случаях косоугольными. Если во время последних стадий остывания или после него направление действующих усилий изменяется, то возникают новые трещины отдельности, применительно к новому силовому полю; замеряя залегание трещин отдельностей, можно выяснить эти изменения в направлении тектонических усилий.

Кроме трех описанных систем трещин отдельностей, в породах нередко возникают диагональные трещины скалывания (рис. 28), которых может быть несколько систем, — чем сложнее было силовое поле, в котором находилась интрузия во время застывания и после него, тем сложнее система трещин в массиве. По поперечным трещинам отдельности и по трещинам скалывания, имеющим диагональное положение по отношению к главным трещинам, часто наблюдаются перемещения, сопровождаемые образованием штрихов и зеркал скольжения, по которым, как известно, можно определить и направление относительного перемещения отдельных блоков породы. Если массив горной породы пережил несколько фаз горообразования, то он часто прорезается сложной системой трещин, разбивающих блоки породы на куски и глыбы неправильной формы. Степень раздробленности горных пород массива может служить одним из критериев для установления относительного возраста интрузивных тел какого-либо района.

Трещины отдельностей

Исследование трещин отдельности и закономерностей их расположения производится путем замеров простирания и падения их или их системы в обнажениях. Чем больше будет произведено замеров, тем точнее получатся результаты, приближаясь к некоторым средним величинам. Чтобы не производить лишней работы в поле, в каждом обнажении можно, замерив положение какой-либо трещины, сосчитать все количество других таких же плоскостей, наблюдаемых в обнажении. При обработке материала трещины наносятся на диаграмму, позволяющую наглядно видеть имеющиеся группировки среди трещин. Способы обработки материала сводятся к статистическому подсчету трещин. Самым лучшим способом построения диаграмм является нанесение на стереографическую или другие проекции всех индивидуальных и групповых замеров трещин с указанием их количества. Для этого пользуются сеткой равноплощадной проекции, предложенной В. Шмидтом (1925) для петротектонических целей (рис. 29). Каждая трещина наносится в виде точки, соответствующей полюсу плоскости отдельности. Нанесение производится или, как в методе Федорова, на верхнюю полусферу, или, как это предлагают в области петротектонических исследований, для большего удобства — на нижнюю. Для этого на сетку Шмидта накладывается восковка и закрепляется в ее центре. После этого в нулевой точке помещают точку юга и отмечают точки севера, запада и востока. Для нанесения элементов залегания какой-либо плоскости отсчитывают от нулевой точки угол, соответствующий простиранию трещины отдельности, и нулевую точку на восковке ставят на точку отсчета. Этим движением линия простирания приводится на линию север — юг. В этом положении на экваториальной линии сетки отсчитывается угол наклона трещины (угол падения). Если трещина падает на запад, то отсчет необ-

ходимо производить направо, если на восток, то налево. Горизонтальные трещины будут проектироваться в центре сетки, так как нормали к ним будут перпендикулярны к чертежу. Вертикальные трещины получат отображение на точках З и В. Чем круче падение, тем точки, соответствующие полюсам трещин, будут ближе к краю круга, чем положе, тем ближе к его середине. Следовательно, отсчет углов падения следует делать от центра круга проекции по линии ЗВ.

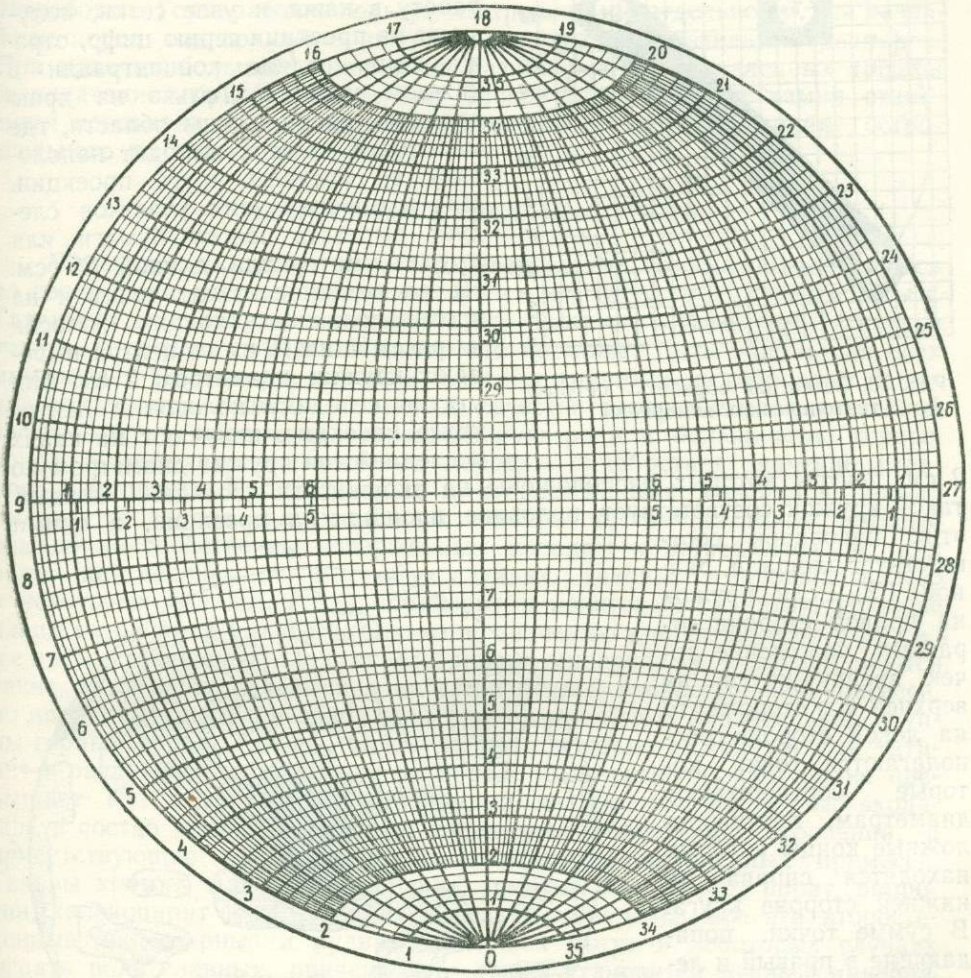


Рис. 29. Сетка для нанесения петротектонических измерений

Нанеся все наблюдавшиеся трещины на круг проекции, приступают к статистической обработке полученных данных. Так как проекция равноплощадная и равные площади на ее поверхности соответствуют одинаковым поверхностям на самом шаре (полусфере), то подсчет количества точек на равных площадях, соответствующих 1% всей площади проекции, даст возможность выразить концентрацию точек в процентах от всего их числа. Для такого подсчета восковка с проекцией накладывается на миллиметровку. Центр сетки укрепляется в одном из узлов миллиметровки. Так как диаметр проекции, употребляемой на практике, равен 20 см, то 1% от этой площади равен кругу с диаметром в 2 см.

Вырезают из бумаги или другого материала круг диаметром 2 см и, накладывая бумагу с отверстием на каждый узел сантиметровой сетки миллиметровки (рис. 30), подсчитывают количество точек, попадающих на 1% площади. Это количество точек выражают в процентах от всего их числа, и полученную цифру ставят в центр кружка. Проведя эту работу в каждом узле сетки, получают на проекции серию цифр, отражающих средние концентрации в каждом участке. Только на краю проекции расположены области, где маленький кружок выходит наполовину за пределы круга проекции. Для измерения этих участков следует вырезать полосу бумаги или другого материала длиной 25 см. На ее середине ставят точку и на противоположных концах полоски на расстоянии 10 см от центра вырезают кружки диаметром 2 см. Поместив середину полоски в центре круга проекции, получают на краях последней два кружка диаметром по 2 см, центры которых расположены на окружности проекции. Каждый такой кружок соответствует половине площади на проекции, а сумма этих половинок соответствует площади, равной 1%. Если кружок на правой стороне отражает положение точек вверху круга на верхней его стороне, то на левой стороне располагаются точки, которые соответствуют диаметрам, противоположные концы которых находятся справа на нижней стороне круга. В сумме точки, попадающие в правый и левый кружки, дают проценты концентрации на периферии диаграммы, и цифру этой концентрации ставят на краю проекции, вне круга как с одного, так и с другого его конца.

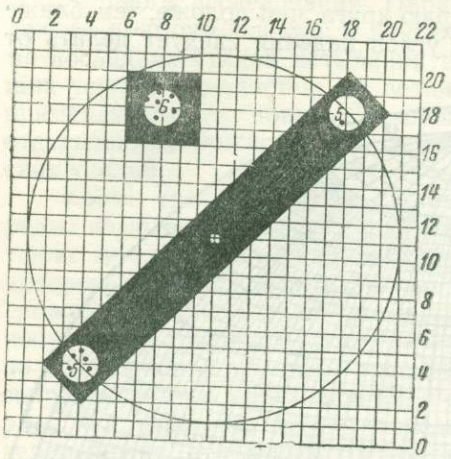


Рис. 30. Сетка для обработки петротектонических измерений

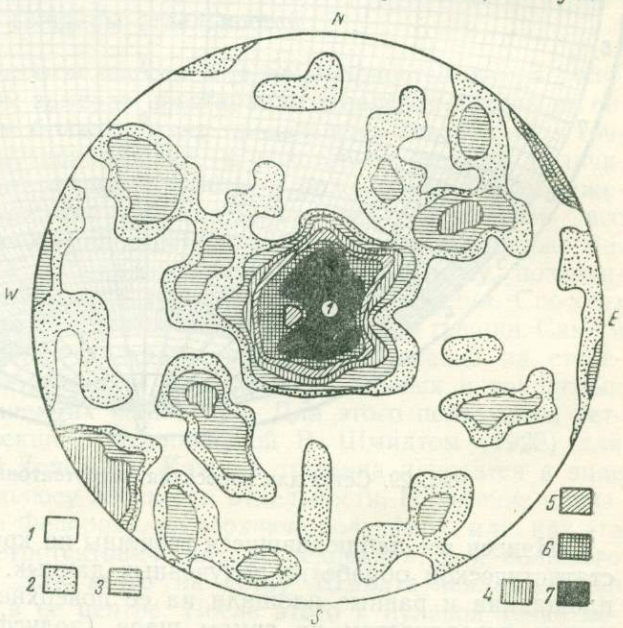


Рис. 31. Диаграмма трещин отдельностей в Сысертском массиве гранитов. Урал. 1, 2, 3...7— различные концентрации точек в %

Полученная картина расположения точек позволяет провести изолинии концентрации трещин отдельностей (рис. 31). Примером для построения диаграммы служат измерения залегания трещин отдельностей Сысертского массива на Урале. На диаграмме

ясно выступает пластовая система трещин отдельностей с горизонтальным и близким к нему залеганием. Кроме нее, выделяются и другие трещины, выступающие в качестве максимумов концентраций на диаграмме.

Отдельность, свойственная интрузивным породам, часто обусловливает качество их как строительных материалов. Породы, разбитые тонкими и равномерно, но не часто расположенными трещинами, ценны для разработки. Горнорабочие пользуются трещинами отдельности при разработке пород для получения правильных блоков желательных размеров. При наличии большого количества разнообразно направленных трещин эксплуатация горной породы для блоков строительного камня становится невозможной, она оправдывается только для получения остроугольного щебневого материала.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Минералы, входящие в состав изверженных горных пород, делятся по своей роли на две группы — *главных* и *второстепенных*. Главными минералами называются те, которые принимают большое участие в составе породы. Понятие это не может быть общим для всех минералов. Так, кварц, главный минерал гранитов, в габбровых породах встречается редко и только в качестве второстепенной составной части. Апатит, играющий второстепенную роль в большинстве горных пород, в нефелиново-апатитовых породах приобретает значение главного компонента. Кроме главных и второстепенных минералов, иногда выделяется группа *случайных* минералов, то есть таких, которые обычно не свойственны изверженным породам и встречаются в них редко, как исключение, в особых случаях. Таковы самородное железо в некоторых базальтах или кордиерит в некоторых гранитах. Понятие *акцессорные* минералы близко по значению к понятию *второстепенные* минералы. Под акцессорными минералами подразумеваются такие, которые встречаются в качестве редкой второстепенной примеси, но являются как бы необходимой принадлежностью значительной группы горных пород. Таковы циркон и ортит в гранитах, апатит или титанит в различных группах горных пород. Количество их обычно не превышает 1%. *Рудными* минералами называются минералы, входящие в состав многих руд, но в породах не образующие скоплений, а присутствующие рассеянными, в качестве второстепенных примесей. Таковы хромит, магнетит, ильменит, гематит, касситерит, пирит, пирротин, халькопирит и другие, более редкие минералы. Все эти второстепенные, акцессорные и рудные минералы могут в некоторых случаях играть роль главных, причем если таким становится рудный минерал, то и порода может сделаться рудой для добычи из нее металла. Выявление состава и количественных отношений акцессорных минералов важно для суждения о генетических отношениях магматических пород. Так, С. Д. Туровским для одного из районов Советского Союза было доказано тождество акцессорных минералов для массивов и связанных с ними гидротермальных жил и различие этих минералов для разновозрастных пород района.

По своему происхождению породообразующие минералы разделяются на *первичные* и *вторичные*. Первичные в изверженных горных породах представлены минералами, которые образовались при разнообразных процессах, происходивших при кристаллизации магматического расплава. Вторичные минералы образуются за счет первичных после окончательных стадий формирования пород, когда бо́льшая часть

расплава уже застыла, или же после застывания в течение долгого геологического времени существования породы под влиянием более поздних по времени агентов. Так, плагиоклазы, кристаллизовавшиеся из расплава, являются первичными. При их разложении и перекристаллизации впоследствии часто образуются такие содержащие гидроксил или воду силикаты, как эпидот, пренит, серицит или цеолиты. Все эти перечисленные минералы наряду с альбитом являются вторичными по основным или средним плагиоклазам.

Среди породообразующих минералов по их химическому составу выделяются две группы. В одной из них главную роль играют кремний и алюминий наряду со щелочами или кальцием. Это — салические минералы (Si, Al). Они представлены полевыми шпатами и фельдшпатидами; к ним относятся мусковит, цеолиты и другие. Другой ряд минералов характеризуется бо́льшим содержанием магния и железа. Они получили название фемических (Fe, Mg) или мафических (Mg, Fe) минералов. К ним относятся минералы группы оливина, пироксенов, амфиболов, биотита, рудные минералы. С ними связаны вторичные минералы группы хлорита, талька, серпентина и другие.

Салические минералы обладают преимущественно светлым цветом и по этому признаку часто называются светлыми. Наоборот, мафические минералы обычно темны и их называют поэтому темными или цветными. Таким образом, термины светлый и салический являются синонимами и применяются независимо от реальной окраски входящих в эту группу минералов. Так, полевой шпат, будучи светлым минералом, может иметь в действительности темносерую окраску, например, украинский лабрадор, а кварц в некоторых гранитах имеет дымчато-серую или почти черную окраску мориона. Точно так же диаллаг представлен иногда светлозеленовато-серыми разностями, а диопсид встречается даже в виде белых кристаллов. Термины светлый и цветной приобретают условный смысл, связанный с химическим составом минералов.

Для вопросов петрохимии имеет большое значение химический состав породообразующих минералов. Они разделяются на насыщенные и ненасыщенные кремнеземом. К насыщенным кремнеземом минералам относятся те, в которых отношение кремния и катионов металлов является максимальным для данных групп атомов, в противном случае минералы являются ненасыщенными. Примером первых могут служить такие минералы, как полевые шпаты, пироксены и амфиболы, примером вторых — минералы группы оливина, фельдшпатоиды, рудные минералы. Действительно, состав минералов группы оливина отличается от состава соответствующих минералов группы ортопироксенов меньшим количеством кремнезема, вследствие чего оливин является ненасыщенным, а ортопироксен насыщенным минералом, так как магнезиально-железистых силикатов, содержащих большее количество кремнезема, чем в ортопироксене, в связи с эквивалентным количеством магния или железа не существует. Аналогичные результаты получаются при сравнении составов альбита и нефелина $NaAlSi_3O_8$ и $NaAlSiO_4$ или ортоклаза и лейцита $KAlSi_3O_8$ и $KAlSi_2O_6$.

Определение породообразующих минералов является одной из важнейших задач петрографа, так как, зная точно их состав и количественное содержание, можно судить и о химическом составе пород. Для изверженных пород наиболее важными являются минералы группы оливина, пироксенов, амфиболов, слюд, полевых шпатов, фельдшпатоидов, кварц, редкие второстепенные и акцессорные минералы — циркон, апатит, рутил, турмалин, касситерит, титанит, ортит и некоторые другие.

Из вторичных минералов петрограф встречается часто с минералами группы слюд, эпидота, пренита, хлорита, серпентина, каолина, талька, карбонатов и цеолитов. Изредка встречаются в изверженных породах также случайные минералы, как, например, гранаты, кордиерит, дистен, силлиманит и некоторые другие. По светлым минералам образуются цеолиты, каолин, минералы группы эпидота и цоизита, пренит и серицит, а по цветным минералам — магнезиально-железистые гидросиликаты, эпидот, различные карбонаты. Рудные минералы, содержащие железо, а также железистые и другие карбонаты, нередко замещаются вторичными гидроокислами железа.

Происхождение каждой горной породы обусловлено большим разнообразием геохимических процессов, протекавших со времени начала ее образования. Процесс затвердевания из расплава сменяется дальнейшим постепенным охлаждением до нормальной температуры окружающего пространства с одновременным влиянием сначала горячих, а потом теплых водных растворов. В последующее время породы подвергаются воздействию холодных поверхностных вод с растворенными в них кислотами и солями или угольной кислотой — все это накладывает на минералогический состав и структуру пород свои следы. Поэтому при исследовании можно встретиться с рядом вопросов, без разрешения которых невозможно выяснить происхождение пород. В то же время, правильно разрешив их, можно понять процессы, создавшие горную породу. Одним из этих вопросов является проблема последовательности образования минералов и обусловленная ею структура горной породы.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Последовательности выделения минералов из расплава уделяли внимание многие авторы, изучавшие изверженные горные породы с самого начала введения микроскопической методики исследования. Имена Циркеля, Розенбуша, Лагорио, Морозевича, Левинсон-Лессинга, Боуэна связаны со многими достижениями в разрешении этой проблемы. Вопросам кристаллизации минералов из магматических расплавов много внимания уделяли также Д. С. Белянкин, А. Н. Заварицкий, В. Н. Лодочников и другие. Каждый петрограф, описывая горные породы какого-либо района, считал необходимым обратить внимание на последовательность выделения минералов. Впервые сводка наблюдений по последовательности выделения минералов из магм была дана Розенбушем (1891) и с тех пор была известна под названием ряда или правила Розенбуша. По мнению этого ученого, первыми выделяются из расплава акцессорные минералы, потом цветные силикаты в порядке увеличивающейся кислотности. За ними следуют светлые компоненты, также в порядке возрастающей кислотности, причем ряд последних оканчивается калиевым полевым шпатом и кварцем. Большой авторитет исследователя был причиной того, что ряду Розенбуша следовали ученые в течение десятков лет, большей частью механически отмечая отсутствие противоречий этому ряду.

Более поздние исследования показали, что это правило не соответствует природным явлениям, и от него стали постепенно отходить. Исключения из него были замечены уже Циркелем, указавшим, что в диабазах степень идиоморфизма плагиоклазов не соответствует правилу Розенбуша. Лагорио (1891) подошел к разрешению вопроса о последовательности выделения минералов из магмы путем изучения излившихся и гипабиссальных пород, подсчитывая количественно минералы ранних выделений, отличающиеся крупными размерами кристаллов, и

минералов основной мелкозернистой массы, в которую погружены ранние продукты кристаллизации. Морозевич (1897) подходил к решению вопроса путем синтеза некоторых искусственных расплавов. Влияние Розенбуша было настолько велико, что даже некоторые современные геохимики (А. Е. Ферсман и др.) пытаются обосновать его правило, исходя из структуры атомов, хотя само правило и сам ряд давно уже признаны устаревшими.

Критериями для выяснения порядка выделения минералов могут служить следующие признаки, которые выясняются из изучения взаимной связи и отношений минералов в горных породах и при тщательном описании горных пород. Форма, свойственная отдельным составляющим породу минералам. Ранние кристаллы могут быть лучше образованы, чем поздние выделения. Этот признак является одним из существенных. Степень развития кристаллических зерен в породах бывает различна. Некоторые из них образуются в породах со всеми свойственными их кристаллам формами. Такие кристаллы называются идиоморфными (эвгедральными), или автоморфными, то есть имеющими свойственную им самим форму. Степень совершенства кристаллического оформления минералов в породах получила название степени идиоморфизма. Наряду с идиоморфными кристаллами в породах часто присутствуют зерна, только частью ограненные, причем за счет вполне оформленных кристаллов они не развивают своих граней, при соприкосновении же с другими образуют правильные грани. Такие зерна и минералы получили название гипидиоморфных (субгедральных), то есть ограненных только частично. Наконец, часто присутствуют зерна, у которых не проявлены свойственные им грани. Их элементы ограничения обусловлены формой соседних зерен. Такие зерна называются аллотриоморфными, или ксеноморфными (ангедральными), то есть имеющими чуждую им форму.

Из всего сказанного следует, что степень идиоморфизма могла бы служить в значительной степени основанием для суждения о порядке выделения минералов из магмы при образовании магматических горных пород. Однако роль этого фактора умаляется влиянием кристаллизационной силы минералов. Многие минералы обладают столь значительной кристаллизационной силой, что способны создавать правильные кристаллы в самых стесненных условиях роста. Они образуют грани за счет растворения соседних минералов, уступающих им свое место. Соответственно поздние выделения шерла в пегматитах прорастают в виде кристаллов ранее сформированные кристаллы полевых шпатов. При процессах вторичного гидротермального замещения микроклина альбитом вростки последнего иногда принимают кристаллографические очертания. Поэтому необходимы тщательные, кропотливые наблюдения за соотношениями минералов в шлифе горной породы, имея в виду, что в нем имеется сечение породы только в одной плоскости, а не пространственные формы соотношений породообразующих минералов.

Включения одного минерала в другой также могут служить критерием для суждения о более раннем выделении включенного минерала сравнительно с включающим зерном. Этот признак при внимательном статистическом изучении оказывается также не лишенным ограничений. Во-первых, встречаются случаи, когда мельчайшие кристаллики некоторых минералов образуются при распаде твердых растворов, например, выделение гематитовых чешуек в полевых шпатах или магнетитовых пылевидных частиц в зернах пироксенов. В этом случае ясно, что включенные зернышки минералов образовались позднее. Более поздними являются также зернышки и кристаллики вторич-

ных минералов, развивающихся нередко по плагиоклазам, например, зерна эпидота или чешуйки мусковита. Кроме этих очевидных исключений, надо указать еще случаи, когда включения связаны с прожилками вторичных минералов, если эти прожилки пересечены шлифом поперек к их протяжению, что можно выяснить точным наблюдением и прослеживанием этих прожилков. Явление захвата кристаллами маточного расплава может привести к образованию идиоморфных кристаллов в пустотах при дальнейшем охлаждении.

Явления замещения, или метасоматоза, одного минерала другим служат надежным признаком для выяснения порядка образования минералов. Так, если наблюдаются картины замещения оливина ромбическим пироксеном или обрастания оливина этим минералом, сопровождаемое замещением, то это служит ясным признаком более раннего выделения оливина сравнительно с пироксеном. Подобные обрастания и замещения часто наблюдаются для цветных минералов в порядке оливин — пироксены — амфиболы — биотит, для плагиоклазов же наблюдается обрастание и замещение их калиевым полевым шпатом.

Описание парагенетических связей минералов в шлифах горных пород имеет особо важное значение для выяснения порядка образования минералов. Так, если, например, имеются включения апатита в других минералах в виде кристалликов, необходимо проследить, в каких минералах они наблюдаются, во всех или нет, не стоят ли эти включения в какой-либо связи с вторичными минералами — продуктами изменения вмещающих минералов. Следует также выяснить, во всех ли частях зерен встречаются такие включения в одном и том же минерале. Таким образом можно иногда составить себе представление о времени зарождения этих кристаллических включений в ряде сопровождающих минералов, а также о дальнейшем росте и развитии кристалликов до времени окончательного формирования породы. Парагенетический анализ взаимоотношений минералов и структур горных пород должен играть решающую роль в выяснении последовательности образования минералов, слагающих горную породу. Для познания последовательности выделения минералов из расплава при образовании изверженных пород большое значение имеют многочисленные исследования физико-химиков над синтетическими системами, произведенные или в лаборатории, или в заводских условиях. Этим путем ученые с самого начала пытались подойти к решению разбираемого вопроса.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ФИЗИКО-ХИМИИ В ПРИМЕНЕНИИ К ПЕТРОГРАФИИ (УЧЕНИЕ О ФАЗАХ)

Все магматические породы представляют собой результат застывания различных сложных физико-химических систем. Физико-химической системой называется вещество, состоящее из одного или нескольких компонентов и подлежащее изучению. Компонентом называется самое простое в химическом отношении индивидуализированное тело, входящее в состав системы. С этой точки зрения можно было бы предполагать, что самым простым компонентом является элемент. Однако это будет неправильно, поскольку элементы в горных породах да и в большинстве других физико-химических систем не являются индивидуализированными, а входят в них в виде соединений с другими элементами, образуя те или иные химические соединения. Точно так же и окислы не всегда являются компонентами, так как бóльшая часть их в горных породах встречается в соединении в виде минералов. Поэтому в большинстве горных пород компонентами как таковыми являются

соединения. Так, например, породы, относящиеся к группе базальтов, состоят существенно из плагиоклазов и пироксенов. Если представить себе разности, состоящие только из этих двух минералов, то компонентами в этой системе будут альбит и анортит, с одной стороны, и пироксены, часто состоящие в свою очередь из изоморфной смеси различных членов ряда — с другой. Альбит и анортит в этой смеси ведут себя как самостоятельные соединения, а потому их можно принять за индивидуализированные самостоятельные компоненты. Точно так же различные члены изоморфного ряда пироксенов входят в состав минералов в различном количестве, образуя закономерно формирующиеся изоморфные смеси чистых членов ряда, которые и должны считаться самостоятельными компонентами.

Различные компоненты во время процесса развития системы при ее охлаждении или нагревании оформляются в виде отдельных ф а з. Фазой в физико-химии называется самостоятельная индивидуализированная часть системы, которая может быть отделена от остальной ее части по разграничивающей их поверхности. Так, например, кристаллы различных минералов граничат друг с другом по плоскостям, по которым их можно отделить друг от друга. Они являются отдельными фазами, слагающими систему. В этом отношении альбит и анортит в базальтовой породе, будучи ее компонентами, все же не являются фазами, так как не образуют отдельных кристаллов, а дают изоморфные, однородные, неразделимые на компоненты фазы — кристаллы плагиоклазов. Кроме кристаллов, в базальте фазами являются также жидкие части системы, находящейся в состоянии расплава. Так, в расплавленном базальте, содержащем кристаллы плагиоклазов, последние являются твердой фазой, находящейся в жидкой фазе, однородной по составу и состоящей из всех остальных, не выделившихся из расплава компонентов. В твердом базальте ту же роль играет вулканическое стекло. Кроме жидкой фазы, в составе систем может участвовать и фаза в виде пара, так как всякое тело способно в той или иной степени испаряться, и пары могут быть отделены от остальных фаз, входящих в состав системы. Различают к о н д е н с и р о в а н н ы е системы, в составе которых газовая фаза отсутствует или ее ничтожно мало. Этот случай имеет место, когда давление настолько велико, что пары, могущие развиться в системе, оказываются конденсированными в жидкость или растворенными в ней. Большинство магмагических пород застывает на большой глубине и под большим давлением; в их состав входят главным образом трудноплавкие компоненты, температура кристаллизации которых очень высока. Тем более высока температура испарения и кипения, которая обычно не достигается в условиях земной коры. Таким образом, можно принять, что большинство магматических пород является продуктами застывания конденсированных систем. В отношении взаимодействия с окружающей средой системы могут быть открытыми и закрытыми. О т к р ы т ы м и системами называются такие, которые не изолированы от окружающей среды и компоненты которых, будучи подвижными, более или менее свободно могут переходить в окружающее пространство. З а к р ы т ы м и системами называются такие, которые являются изолированными от окружающей среды и не входят во взаимодействие с нею. Закрытые системы — понятие идеализированное; в земной коре нет абсолютно закрытых химических систем, образующих магматические расплавы или породы.

К параметрам системы относятся температура и давление, поскольку эти факторы влияют на результат застывания расплава или на его состояние. Столь же важным признаком или параметром системы яв-

ляется концентрация ее компонентов; от концентрации зависит состав выделяющихся из нее фаз и состав расплава и паров, входящих в систему.

Число компонентов, входящих в систему, позволяет разделять системы на одно-, дву-, трех- и т. д. до многокомпонентных. Горные породы часто представляют собой многокомпонентные системы. Каждая система находится в том или ином состоянии в зависимости от температуры и давления. Это ее состояние определяется устойчивостью и образованием тех или иных фаз: кристаллов, жидкой и газообразной фазы. Если эти условия температуры и давления выдерживаются очень долго, то система приходит в устойчивое равновесие, то есть образовавшиеся в ней фазы сохраняются в неизменном количестве и являются, таким образом, постоянными. Как только изменяются условия концентрации, температуры или давления, равновесие системы нарушается и в ней начинаются процессы приспособления к новым условиям: может начаться выделение твердых фаз, может происходить изменение состава отдельных фаз, например, состава пара, жидкости или кристаллов. Таким образом, при изменении термодинамических условий в системе происходят изменения, направленные к непрерывному приспособлению к новым условиям и достижению нового равновесного существования. Поэтому важно знать, в каких случаях какие фазы в их количественном и качественном выражении могут возникнуть и существовать в какой-либо системе. Это является вполне возможным, так как если известны переменные величины, обусловливающие состояние системы и число ее компонентов, то всегда можно рассчитать и количество возможных фаз при данных условиях, в которых находится система. Для идеализированных, полностью замкнутых систем вывод зависимости между количеством фаз и компонентов при наличии той или иной свободы выбора температуры, давления и концентрации компонентов был сделан Гиббсом и дан в виде правила фаз:

$$P = K + 2 - F,$$

где P — число фаз, то есть в практике петрографии количество минералов и стекла в горной породе, K — число компонентов, входящих в систему, образующую данную горную породу, а F — число свобод, то есть число возможного выбора по произволу концентраций, температуры и давления. Другими словами, сумма числа фаз и количества свобод равна числу компонентов плюс два. В конденсированных системах число два в формуле Гиббса заменяется числом один и формула приобретает вид:

$$P = K + 1 - F.$$

Если температура и давление постоянны, то при установившемся равновесии количество фаз при данной концентрации компонентов равно числу компонентов плюс два. В природных условиях в горных породах на глубине обычно отсутствует газовая и жидкая фазы, вследствие чего количество фаз в строго определенных условиях температуры и давления равно числу компонентов системы.

Это правило позволяет, таким образом, в общем выражении предвидеть количество возможных фаз или минералов независимо от состава компонентов, а в зависимости только от числа их. Так как компоненты в различных системах различны, то для определения реальных фаз, их состава и количественных отношений при различных температурах необходимо произвести те или иные опыты, касающиеся конкретного материала, и тем самым выяснить, какие фазы и в каком количе-

стве будут устойчивы при установившемся равновесии при каждой температуре и давлении. Эти опыты производятся в экспериментальных лабораториях путем синтеза и точного изучения соответствующих систем. Естественно, что синтез систем, представленных многокомпонентными горными породами, труден. Поэтому для выяснения закономерностей образования их из расплава прибегают к аналогии с более простыми, даже несиликатными системами растворов, что и было сделано на первых порах развития петрографии. Однако эти времена давно уже прошли, и теперь исследуют сначала простейшие бинарные системы силикатов, имеющих отношение к минералообразованию из расплавов, и далее переносят опыты на тройные системы. Изучение четверных систем связано уже с большими трудностями. Однако многие тройные системы, для которых условия равновесия были выяснены экспериментальным путем, могут с успехом послужить для уяснения процессов образования горных пород из расплава, тем более что значительная часть горных пород состоит из ограниченного количества главных минералов с небольшой лишь примесью второстепенных составных частей, которые в этих случаях только несколько усложняют картину. Особенное значение в этом отношении имеют летучие составные части магмы; выделяясь из расплава при излиянии лавы на поверхность или еще до того, а под давлением в глубине Земли находясь в нем в растворенном состоянии, эти газовые компоненты сильно изменяют ход кристаллизации, как это будет показано в дальнейшем изложении.

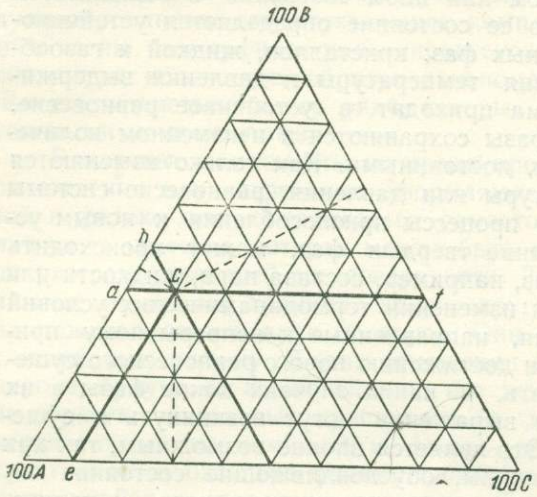


Рис. 32. Треугольная диаграмма для изображения концентрации веществ в их смеси из трех компонентов

Для изображения данных физико-химического исследования какой-либо системы применяются графические методы. Система из двух компонентов может быть изображена в отношении состава прямой линией. Если на одном конце этой прямой линии примем содержание одного компонента (100%), а на другом — другого, то всем промежуточным смесям этих двух компонентов будет соответствовать бесчисленное количество точек, расположенных между этими крайними значениями концентраций элементов. Таким образом отрезок прямой линии будет отражать все концентрации компонентов. Приняв этот отрезок за линию абсцисс, на ординате этой диаграммы откладываем температуру. В дальнейшем изложении мы будет рассматривать конденсированные системы, не содержащие паров и, следовательно, независимые от давления, что для произведенных синтезов является нормальным. Для изображения на чертеже состава системы из трех компонентов необходима диаграмма в виде треугольника. Последний может быть равносторонним, но иногда технически удобнее пользоваться прямоугольным, что и было сделано вначале Розебумом, а впослед-

ствии В. Н. Лодочниковым (1924) и А. Н. Заварицким (1935). На рис. 32 изображен равносторонний треугольник, на одном из углов которого показана концентрация 100% вещества компонента *A*, на другом — компонента *B*, на третьем — компонента *C*. Всякая точка треугольника соответствует строго определенным концентрациям этих трех компонентов. Пусть точка *c* является отражением состава данной смеси трех компонентов. Линия *af*, проведенная параллельно линии *AC*, является геометрическим местом точек, содержащих одинаковое количество компонента *B*. Это количество измеряется отрезком *Aa* или *Cf*, выраженным в процентах от всей длины линии *AB* или *BC*. Точно так же линия, проведенная через точку *c* параллельно линии *BC*, отсекает отрезок *Bв*, показывающий количество компонента *A*. Линия, проходящая через точку *c* параллельно *AB*, отсекает на *AC* отрезок *Ae*, равный отрезку *ca=ав*. Сумма отрезков *Aa+ +ав+вB*, равная концентрациям трех компонентов, соответствует длине всей линии *AB*, то есть 100. То же получится, если мы будем считать общий состав смеси за 100% в виде медианы, высоты треугольника. Сумма трех перпендикуляров, опущенных из точки *c* на стороны треугольника, равна его высоте. В случае системы из трех компонентов температура откладывается по третьему измерению, то есть перпендикулярно к сторонам треугольника.

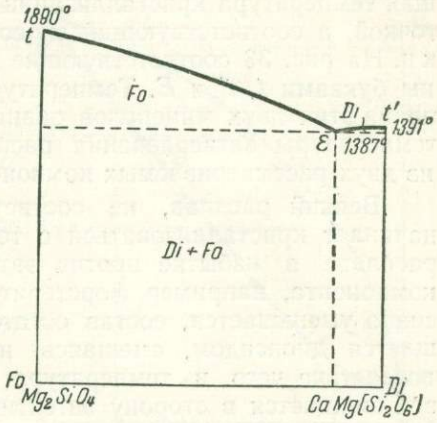


Рис. 33. Диаграмма состояния в системе форстерит—диопсид

Еще Дюроше (Франция) считал, что на магматические расплавы можно распространить всеобщий закон кристаллизации из растворов — закон эвтектики. Эвтектикой называется расплав, представляющий смесь двух или нескольких компонентов, кристаллизующийся при самой низкой температуре из всех возможных для смесей этих веществ, путем одновременного выделения компонентов. Впоследствии был произведен ряд опытов, с целью выяснения эвтектических условий застывания некоторых смесей.

Примером бинарных систем, то есть систем из двух компонентов, может служить система, состоящая из различных смесей, соответствующих составам различных соотношений диопсида (*Di*) и форстерита (*Fo*) (рис. 33). Чистый форстерит плавится при температуре 1890°,* тогда как чистый диопсид — при температуре 1391°. При прибавлении некоторого количества диопсида к форстериту температура начала кристаллизации соответствующей расплавленной смеси будет ниже, чем у чистого форстерита. Точно так же она понижается сравнительно с диопсидом, если к чистому диопсидовому составу будет добавлено несколько материала форстеритового состава, несмотря на то что форстерит является более тугоплавким компонентом. Дальнейшее прибавление того или иного компонента, то есть диопсида к форстериту или форстерита к диопсиду, вызывает дальнейшее понижение температуры начала

* Повторное изучение температурных точек в системе $MgO—SiO_2$ позволило несколько уточнить данные. Так, температура плавления форстерита равна 1860°. Температура превращения форстерита в клиноэнстатит равна 1563°, а эвтектика клиноэнстатит — кристобалит лежит при 1552°. — *С. Ч.*

кристаллизации расплава. Как видно по ходу двух снижающихся температурных кривых начала кристаллизации в правой и левой частях диаграммы, можно подобрать такой состав смеси двух компонентов, который застывает при самой низкой температуре для этих двух компонентов. Для смесей диопсида и форстерита такой состав соответствует 88% по весу диопсида и 12% форстерита. На диаграмме рис. 33 эта точка, соответствующая такому составу, обозначена буквой *E*. Точка, при которой для двух или более компонентов наблюдается наинизшая температура кристаллизации смеси, называется эвтектической точкой, а соответствующий ей состав смеси носит название эвтектики. На рис. 33 соответствующие точки плавления и эвтектики обозначены буквами *t*, *t'* и *E*. Температура кристаллизации эвтектического расплава этих двух минералов равна 1387°, то есть она только на 4° ниже температуры затвердевания расплава диопсида — более низкоплавкого из двух рассматриваемых компонентов.

Всякий расплав, не соответствующий эвтектическим отношениям, начинает кристаллизоваться с того компонента, который содержится в расплаве в избытке против эвтектики. При выделении избыточного компонента, например форстерита, количество его в расплаве прогрессивно уменьшается, состав остаточного расплава соответственно обогащается диопсидом, смещаясь на диаграмме в сторону последнего, вследствие чего и температура кристаллизации в соответствии с кривой смещается в сторону эвтектической точки. Остаток расплава в конце приближается к составу эвтектики, при которой кристаллизация происходит при постоянной температуре одновременно для обоих компонентов до тех пор, пока весь остаток не затвердеет. Положение эвтектической точки всегда сдвинуто в сторону низкоплавкого компонента, в данном случае в сторону диопсида.

Эвтектический принцип кристаллизации расплавов справедлив не только для двух, но и для большего числа компонентов. Природный магматический расплав состоит не из двух, а из многих компонентов. Поэтому его кристаллизация отличается большей сложностью, но и для него закон эвтектики является незыблемым. Вследствие этого последовательность кристаллизации минералов из расплава в одних случаях может быть одна, в других — другая в зависимости от того, каковы количественные отношения компонентов в расплаве. По той же причине один минерал может быть лучше образован, чем другие. При одновременной кристаллизации эвтектического расплава характер формы развития компонентов может быть совершенно одинаковым. Однако он может быть и совершенно различным в том случае, если кристаллизационная сила одного из компонентов превосходит таковую других. Тогда этот минерал выделится в виде правильных кристаллов даже и в случае одновременной кристаллизации с другими минералами.

Кроме эвтектического типа кристаллизации из расплава, Розебумом были выведены и другие возможные случаи, из которых для вопросов петрографии особенно важны два: кристаллизация компонентов, прерываемая в некоторой точке реакцией между ними, и кристаллизация двух компонентов, образующих изоморфные смеси.

Примером кристаллизации системы из двух компонентов, образующих полный ряд изоморфных смесей, может служить система альбит — анортит. На рис. 34 дана эта система в том виде, как она установлена опытами Боуэна. Температура плавления и начала кристаллизации чистого анортита равна 1554°, температура кристаллизации альбита 1118°. При кристаллизации этих двух компонентов не наблюдается эвтектики.

Наоборот, из расплава какой-либо смеси их вместо чистых фаз выделяются смешанные кристаллы ряда плагиоклазов. При застывании расплава, отвечающего по химическому составу смеси этих двух компонентов, кристаллизация, как это установлено, может быть изображена двумя кривыми. Если прямая, соединяющая точки альбита и анортита, представляет составы последовательно расположенных членов ряда альбит — анортит, то кристаллы, выделяющиеся из расплава, будут всегда более основными, то есть более богатыми анортитовой составляющей, чем это свойственно составу взятого для опыта вещества. Но если кристаллы будут содержать больше анортитовой составляющей, чем ее имеется в расплаве, остаточная жидкость после выделения первых кристаллов будет богаче альбитовой составляющей. Таким образом, при прогрессирующей кристаллизации остаток становится все более и более кислым. Состав кристаллов, выделяющихся из какого-либо расплава, обозначен на диаграмме кривой солидус, то есть кривой состава выделяющейся твердой фазы. Состав жидкого остатка обозначен кривой ликвидус. При любой температуре какому-либо составу на кривой ликвидус соответствует состав выделяющихся кристаллов твердой фазы на кривой солидус. Если, например, состав взятого для опыта расплава соответствует лабрадору № 50, то выделяющиеся первыми кристаллы, когда температура расплава понизится до начала кристаллизации, будут обладать составом № 80, то есть вместо лабрадора из расплава выделится битовнит. Вследствие такого преимущественного отхода в твердую фазу трудноплавкого компонента жидкий остаток, обогатившийся альбитовой составляющей, станет кислее и соответственно в следующий момент температура его кристаллизации станет более низкой, состав снова сместится по направлению к альбиту и температура выделения дальнейших кристаллов еще понизится. В пределе, если этот процесс продолжить, то последовательно нарастающие на ранние выделения оболочки кристаллизующегося плагиоклаза будут становиться все кислее, и если для опыта взят лабрадор № 50, то конечный расплав затвердеет при значительно более кислом составе, соответствующем оликоклазу. Так это в действительности и наблюдается в тех случаях, когда кристаллизация расплавов происходит быстро. Если же кристаллизация протекает медленно, то между выделяющимися кристаллами и жидким остатком происходит химическая реакция, при которой ранние, более основные кристаллы, реагируя с жидкостью, постепенно переходят в ту фазу, принимают тот состав, который свойствен данной температуре. С понижением последней не только состав выделяющихся кристаллов становится богаче альбитовым компонентом, но и выделившиеся ранее кристаллы становятся богаче им, приспособляясь к составу выделяющихся из расплава кристаллов. Они как бы впитывают в себя альбитовый компонент из расплава. При

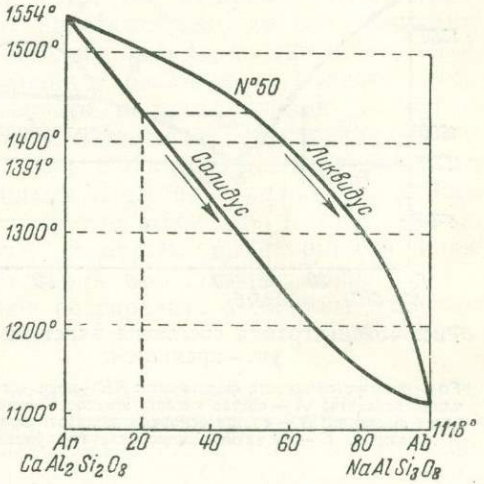


Рис. 34. Диаграмма состояния в системе альбит—анортит

почти полной кристаллизации взятого расплава состав кристаллов будет приближаться к первичному, а последние капли расплава будут израсходованы на реакцию тогда, когда состав всех выделившихся кристаллов станет тем, какой взят для опыта. Состав последних капель расплава при этом будет равен № 20. Реакция при кристаллизации двух компонентов, обладающих полной изоморфной смесимостью, происходит непрерывно от начала и до конца затвердевания расплава. Оба компонента образуют непрерывную реакционную серию. В природе при застывании глубинных пород часто наблюдаются плагиоклазы, обладающие во всей массе их зерен одинаковым составом. Это обусловливается их медленной кристаллизацией и полной реакцией, происходящей непрерывно между выделившимися ранее кристаллами и жидким остатком. В гипабиссальных и излившихся породах, в которых остывание происходит быстро, всегда встречаются кристаллы плагиоклазов зонального строения, указывающие на то, что реакция между кристаллами и жидкой магмой не успевала проходить полностью, вследствие чего нарастающие оболочки кристаллов становятся все более кислыми. Такого рода зональность для плагиоклазов называется нормальной, в отличие от наблюдающихся иногда случаев отклонения от нормальной последовательности зон от основных к кислым, что обусловливается особыми причинами, о которых будет сказано впоследствии.

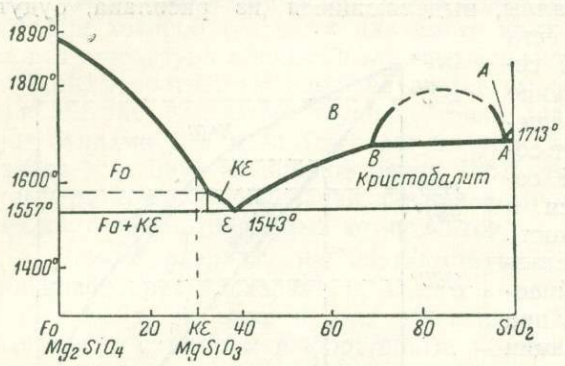


Рис. 35. Диаграмма состояния в системе форстерит—кремнезем:

Fo — поле устойчивости форстерита; *KE* — поле устойчивости клиноэнстатита; *A* — состав кислой жидкости в начале процесса ликвации; *B* — состав основной жидкости при процессе ликвации; *E* — эвтектика клиноэнстатит—кристобалит

Подобно плагиоклазам, такие же изоморфные смеси с аналогичными условиями кристаллизации образуют и другие группы минералов, например, члены ряда оливина, ромбических пироксенов, моноклинных пироксенов и др. Разбор систем соответствующего состава будет произведен в своем месте.

Примером системы с реакциями между двумя компонентами с образованием третьего, нового компонента может служить система форстерит — кремнезем. Она является частным случаем более общей системы магнезия — кремнезем, а первый ее член является сам продуктом реакции между кремнеземом и магнезией. На рис. 35 дан ход кристаллизации в виде диаграммы, отображающей изменение свойств твердой и жидкой фаз во время кристаллизации какого-либо состава в этой частной системе форстерит — кремнезем. Температура кристаллизации форстерита из чистого его расплава без каких-либо примесей равна 1890°. Другой компонент, входящий в систему — кремнезем, — кристаллизуется при 1713°. Если на оси абсцисс обозначить с левой стороны точку состава, соответствующего 100% форстерита, а на правом конце оси примем состав, равный 100% кремнезема, то все промежуточные составы, соответствующие смесям форстерита и кремнезема, уложатся на прямой между их чистыми точками. Всякое прибавление к форстериту небольшого количества кремнезема вызовет понижение температуры

начала кристаллизации расплава. Прогрессивно увеличивая количество кремнезема, мы будем иметь все понижающуся точку начала кристаллизации, причем первыми выделятся кристаллы форстерита. Ход кривой на диаграмме будет такой, какой наблюдается у расплавов, имеющих простую эвтектику. Однако так будет продолжаться только до температуры 1557° и до состава, соответствующего содержанию примеси к форстериту 32% кремнезема. При кристаллизации такой смеси при 1557° происходит реакция между форстеритом и кремнеземом в расплаве и вместо форстерита начинает кристаллизоваться клиноэнстатит. Таким образом, температурой этой реакции намечается предел устойчивости форстерита. Ниже ее при наличии в расплаве свободного кремнезема форстерит не может существовать и превращается в другую фазу вследствие реакции, происходящей в расплаве. Накопление кремнезема и падение температуры, то есть количественные изменения в системе, приводят к образованию нового качества — появлению нового минерала, устойчивого в новых условиях существования. В то же время, когда в расплаве имеется свободный кремнезем, выделившиеся ранее кристаллы форстерита, попавшие в условия температуры, понизившейся ниже поля их устойчивости, начинают реагировать с жидким остатком и метасоматически замещаться клиноэнстатитом или же резорбироваться с выделением клиноэнстатита.

Кристаллизация богатых кремнеземом смесей этой системы осложняется процессом ликвации, то есть расщепления расплава на две несмешивающихся жидкости, что было установлено Грейгом. Явление ликвации происходит при температуре около 1690°. Состав одной из образующихся несмешивающихся жидкостей характеризуется точкой начала ликвации *A*, состав второй — точкой *B*. Эти два расплава образуют эмульсию. Один из них более богат кремнеземом, другой магнезией. При продолжающемся выделении кремнезема состав обоих расплавов меняется. Постепенно кислая фракция, выделяя кристобалит, изменяет свой состав, обогащаясь магнием; количество этой фракции уменьшается. Ее состав изменяется по направлению к точке *B*. Когда этот состав достигнут, жидкость снова делается однородной и ее дальнейшая кристаллизация сопровождается выделением кристобалита и смещением состава остаточной жидкости к точке эвтектики. Однако практического значения эта область смесей, богатых кремнекислотой, для кристаллизации горных пород не имеет, поскольку пород, богатых кремнеземом и магнием, в природе нет.

Такие соединения, как клиноэнстатит, кристаллизация которых из расплава происходит путем реакции одного, более раннего по образованию компонента с другим, называют соединениями с инконгруэнтной точкой плавления. Они не образуют эвтектики с тем соединением, из которого они произошли путем реакции. Весь путь кристаллизации идет в сторону падения температуры. Такие соединения при нагревании плавятся с разложением. На рис. 35 видно, что состав смесей, соответствующий составу чистого клиноэнстатита, лежит на оси абсцисс левее точки, которая соответствует температуре начала выделения клиноэнстатита. Поэтому, если взять чистый $MgSiO_3$ (клиноэнстатит) и подвергнуть его плавлению, то, как это видно на чертеже, при повышении температуры до 1557°, когда клиноэнстатит должен был бы перейти в состояние плавления, последнее действительно происходит, но не просто. Так как при переходе через изотерму 1557° состояние расплава перемещается в поле устойчивости форстерита, то плавление происходит с разложением клиноэнстатита, сопровождаемым выделением кристаллов форстерита соответственно кривой кристаллизации при этой темпера-

туре, расположенной правее. Дальнейшее нагревание поведет к уменьшению количества кристаллов форстерита и увеличению количества жидкой фазы вплоть до полного плавления, которое наступит при температуре, при которой линия состава клиноэнстатита пересекается с кривой кристаллизации расплава.

В только что разобранной системе реакция между кристаллами и остаточным расплавом, образующимся при выпадении форстерита из расплава, богатого этим компонентом, в отличие от аналогичных реакций, наблюдающихся в системе альбит — анортит, протекает не непрерывно Клиноэнстатит и форстерит образуют прерывистую реакционную серию. Никогда процесс кристаллизации не может происходить с более ранним выделением клиноэнстатита сравнительно с форстеритом. Присутствие обоих минералов в этой системе возможно только в том случае, если реакция не дойдет до конца, если не хватит кремнезема.

В случае систем этого типа инконгруэнтное соединение плавится с разложением при образовании одновременно некоторого количества кристаллов более высокотемпературной по устойчивости фазы.

Судьба образовавшихся выше 1557° кристаллов форстерита в дальнейшем ходе кристаллизации может быть различна. Если застывание расплава происходит медленно, выделение кристаллов оливина будет иметь место на всем пути кривой кристаллизации от ее начала до точки реакции при температуре 1557°. Вследствие этого, так как для опыта был взят расплав, по составу соответствующий клиноэнстатиту, в жидкости, оставшейся после выделения первых кристаллов, произойдет накопление свободного кремнезема согласно уравнению реакции: $2MgSiO_3 = Mg_2SiO_4 + SiO_2$. Ниже 1557° свободный кремнезем будет реагировать с кристаллами форстерита и последние постепенно станут замещаться клиноэнстатитом. При медленной кристаллизации эта реакция пройдет до конца, в результате дальнейшего охлаждения фаза оливина постепенно исчезнет, так как освободившийся ранее кремнезем имеется в эквивалентном количестве с выделившимися за счет метасиликата кристаллами форстерита. Останется только одна фаза — клиноэнстатит.

Совершенно иначе пойдет процесс при быстром охлаждении. В этом случае реакция между ранними кристаллами форстерита и жидкостью может не состояться, так как она происходит между твердым и жидким телами и несколько затруднена. Тогда, начиная с температуры 1557°, форстерит сменяется клиноэнстатитом, а кристаллы форстерита остаются неизрасходованными на реакцию. В расплаве останется неизрасходованным и свободный кремнезем, наличие которого поведет к тому, что расплав достигнет эвтектической точки, при которой выкристаллизуется клиноэнстатит с небольшим количеством кремнезема в эвтектических отношениях. В рассмотренном случае в результате кристаллизации вместо клиноэнстатита получается форстерит, клиноэнстатит и кремнезем. Форстерит будет присутствовать в качестве неустойчивой фазы, сохранившейся как реликт от состояния, соответствующего фазовой устойчивости при высокой температуре.

Пример системы форстерит — кремнезем показывает, каков может быть порядок и результат кристаллизации в разных условиях охлаждения, что имеет большое значение для уяснения явлений образования изверженных горных пород. Этот процесс является диалектически направленным и может дать различные результаты в зависимости от условий среды. Приведенный пример касается двух компонентов, которые представлены природными минералами. Вследствие этого он подобен

природным процессам. Однако это соответствие природе далеко не полно. Действительно, в природных условиях чистый форстерит в изверженных горных породах — явление исключительное. В них обычно представлены минералы группы оливина с содержанием фаялитового компонента. Форстерит и фаялит образуют систему компонентов, дающую полную смесимость, подобно системе плагиоклазов (рис. 36). Это усложняет картину взаимоотношений. Однако и для этого случая имеются синтетические данные, показывающие, что и для железистых членов ряда, кроме самых крайних, богатых фаялитом разностей минералов ряда оливина, относящихся к фаялиту, принцип реакционных отношений остается справедливым. При этом за счет магнезиально-железистых членов ряда оливина образуются магнезиально-железистые клинопироксены. В природе вместо магнезиально-железистых клинопироксенов большей частью развиваются такие же по составу ортопироксены ряда энстатит — гиперстен. Условия образования последних отличны от таковых клинопироксенов. Опыты физико-химической петрографии показали, что для образования ортопироксенов необходима более низкая температура (для энстатита 1190°), чем для клинопироксенов. В условиях опыта понижение температуры расплава, необходимое для образования ортопироксенов, достигается добавлением плавней, то есть веществ, понижающих температуру кристаллизации, каковыми являются обычно газообразные вещества — пары воды или галоидов и другие летучие соединения. Д. П. Григорьев получил реакционно образовавшийся энстатит за счет форстерита прибавлением в виде плавня флюорита, то есть введением иона фтора, сильно понижающего температуру кристаллизации расплава, ниже температуры, необходимой для образования клиноэнстатита. При повышенной температуре кристаллизации сухих расплавов, лишенных газов и паров, вместо энстатита, как указано выше, кристаллизуется моноклинная разность магнезиального пироксена. Энстатит, в опытах Д. П. Григорьева с более сложными системами, кристаллизовался самостоятельно из расплава после форстерита и замещал его кристаллы, обрастая его и метасоматически подвергая его резорбции.

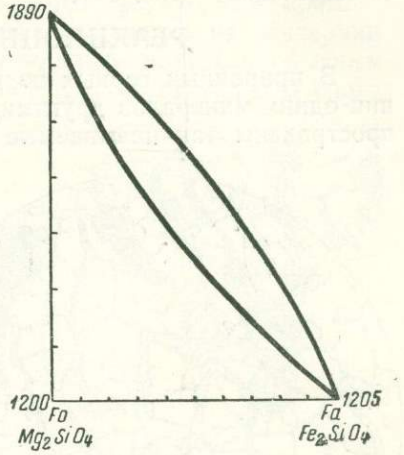


Рис. 36. Диаграмма состояния форстерит—фаялит

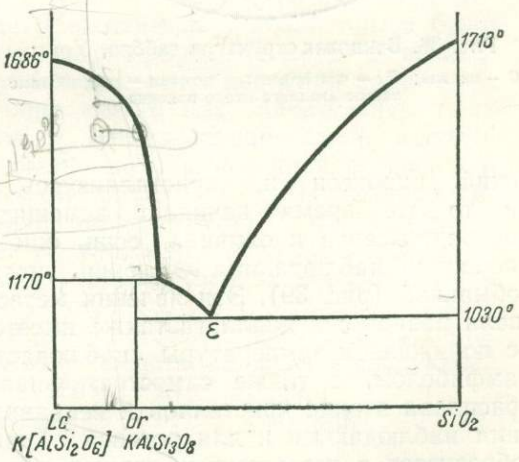


Рис. 37. Диаграмма состояния системы лейцит—кремнезем:

Or — ортоклаз, калиевый полевой шпат; *E* — эвтектика калиевого полевого шпата с кремнеземом

Среди изучавшихся бинарных систем, подобно описанной системе, кристаллизуется система лейцит — кремнезем, в которой лейцит играет роль раннего компонента (1686°), кристаллизующегося из расплава вместо калиевого полевого шпата, образование которого возможно только не выше температуры 1170°, даже если для опыта взят чистый калиевый полевой шпат (рис. 37).

РЕАКЦИОННЫЕ РЯДЫ МИНЕРАЛОВ

В природных горных породах часто наблюдаются явления замещения одних минералов другими. Так, в основных габбровых породах распространены так называемые реакционные каймы пироксенов около оливина (рис. 38). При этом нередко каемки замещения, образующиеся около оливина, сложены бывают сначала энстатитом, а потом диаллагом, то есть являются двуслойными. Это дало повод распространить реакционный ряд и на моноклинные пироксены. Последние кристаллизуются из расплава позднее магнезиальных ромбических пироксенов, замещая и иногда прорастая их. Таким образом, Боуэн предположил, что диаллаг обладает своим полем устойчивости, температурные интервалы которого более низкие, чем у клиноэнстатита. В случае перехода этих температурных интервалов при охлаждении и присутствия в составе магмы веществ, необходимых для кристаллизации диаллага, последний сменяет ромбический пироксен и, кристаллизуясь самостоятельно из расплава, в то же время начинает замещать выпавшие ранее кристаллы ортопироксенов и оливина, если они имеются. Еще чаще в горных породах наблюдаются явления метасоматоза пироксенов роговой обманкой (рис. 39). Эти явления метасоматоза показывают, что и для поля равновесия диаллага также имеется предел, при переходе которого с понижением температуры наблюдается замещение этого минерала амфиболом, а также самостоятельная кристаллизация последнего из расплава в виде кристаллов и неправильных зерен. Такие же отношения наблюдаются и для роговой обманки с биотитом. Биотит нередко образуется в изверженных горных породах, то в виде самостоятельных кристаллов, то в виде метасоматических вростков замещения в роговой обманке и в предшествующих членах ряда. Явления образования реакционных кайм позволили распространить реакционные отношения на весь ряд минералов: оливин — ромбические пироксены — моноклинные пироксены — амфиболы — биотит. В отличие от плагиоклазов, эти члены ряда не представляют изоморфных смесей, каждый из них может быть представлен изоморфным рядом, например, форстерит — фаялит, энстатит — гиперстен и т. д. При переходе одного минерала в другой в реакционном ряду сменяется старая фаза и возникает новая, соответ-

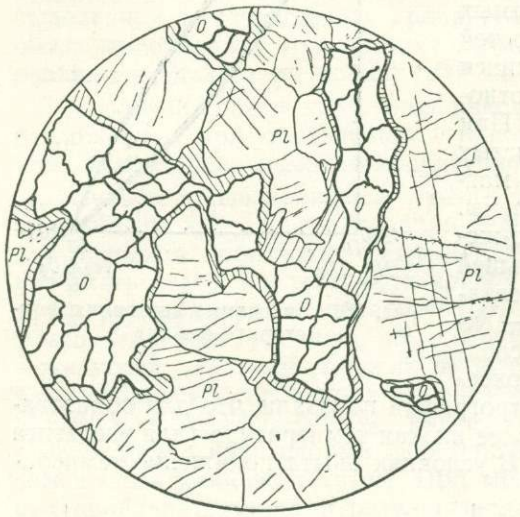


Рис. 38. Венцовая структура габбро, Урал:
O — оливин; *Pl* — плагиоклаз; штрихи — реакционные каймы диаллага около оливина

ствующая понижающейся температуре и изменению состава расплава. Последним членом ряда может быть назван мусковит, который образуется вторично и по биотиту, и по полевым шпатам, преимущественно же по плагиоклазам, являясь, таким образом, соединяющим звеном обоих рядов — цветных и светлых минералов.

Если Боуэн на основании синтеза системы форстерит — кремнезем распространил ряд на всю серию цветных минералов на основании данных микроскопии, то Д. П. Григорьеву удалось доказать опытным путем справедливость реакционных отношений для всего ряда. В своих опытах он подверг плавлению состав, близкий к составу естественных пород, но все же отличающийся от них. В качестве плавня он применил фтористый кальций, добавленный в избытке к смеси. Введение плавня понизило температуру плавления смеси и, кроме того, понизило вязкость жидкости. В результате этого ему удалось получить смену кристаллизации форстерита энстатитом, который на более поздней ступени сменился диопсидом. Около диопсида в еще более позднее время появилась кайма амфибола наряду с его самостоятельными кристаллами, и, наконец, около амфибола развились каемки слюды. Таким образом были получены все члены ряда. В результате опыта была доказана возможность реакционных отношений для всего ряда. Недостатком условий опыта было то, что состав шихты отличался от состава природных магм. В последних, вероятно, только в редких случаях возможна подобная концентрация ионов галоидных элементов, чаще вместо них значительную роль играет гидроксил. Поэтому амфибол и магнезиальная слюда, полученные в опытах Д. П. Григорьева, были не обыкновенной роговой обманкой и биотитом, а бесцветными минералами, в которых не было железа и в которых в решетке кристаллов вместо группы (OH) находился фтор. Фтор в природных амфиболах и слюдах не столь частый элемент, который обычно появляется только в особых условиях образования, а в обычных изверженных породах отсутствует.

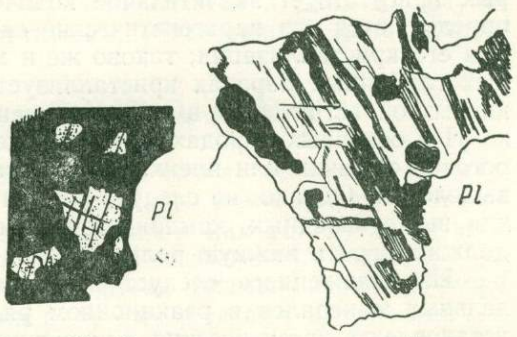


Рис. 39. Реакционное замещение диаллага амфиболом (слева) и гиперстена биотитом (справа):

Pl — плагиоклаз; черное — амфибол с остатками диаллага

В результате всего сказанного последовательность выделения минералов из естественных расплавов можно представить в виде следующей схемы, предложенной Боуэном (ряд Боуэна):

	Оливин	Анортит
Ассоциация основных пород	↓	↓
	Ромбические пироксены	Основные плагиоклазы
	↓	|
	Моноклинные пироксены	↓
Ассоциация средних пород	↓	↓
	Амфиболы	Средние плагиоклазы
	↓	↓
	Биотит	Олигоклаз
	|	↓
Ассоциация кислых пород	|	Альбит
	|	↓
	|	Калиевый полевой шпат
	↓	↓
	Мусковит и кварц	

Этим рядом исчерпываются все главные компоненты изверженных горных пород. Акцессорные компоненты, как, например, апатит, циркон, титанит и другие, кристаллизуются, повидимому, также в различное время, но точно их положение в ряду неизвестно. Можно отметить, что их ассоциации в горных породах достаточно точно указывают места их концентрации, а следовательно, и главной стадии кристаллизации, а именно: циркон всегда ассоциируется с биотитом и кварцем, встречаясь преимущественно в гранитах, то есть с последними членами реакционного ряда; апатит наиболее распространен в породах, в которых присутствует значительное количество амфибола и биотита, чем определяются его парагенетические связи и место в ряду главной стадии его кристаллизации; таково же и место титанита. Магнетит в основных глубинных породах кристаллизуется после силикатов, тогда как в кислых он встречается в виде включений в биотите и в роговой обманке. И в основных породах он часто одевается реакционными оболочками роговой обманки или пленками биотита, что также определяет его место выделения. Однако не следует забывать, что и количественные отношения вышеуказанных компонентов в составе магматического расплава должны играть важную роль.

Из изложенного следует некоторая двойственность поведения отдельных минералов в реакционном ряду. С одной стороны, Андерсеном установлены эвтектические отношения между диопсидом и форстеритом. С другой стороны, эти два минерала могут образовать также реакционный ряд. Причина их двойственной роли неясна. Напомним, что реакционные их отношения были подтверждены опытами Д. П. Григорьева, в которых немаловажную роль играли минерализаторы в виде фтора. Возможно, что наличие последних усиливает реакционные отношения, тогда как в сухих расплавах они понижены, реакция протекает с трудом и вместо нее происходит кристаллизация минералов как независимых друг от друга компонентов. Существенным для этого случая является то, что при вызванном плавнем понижении температуры кристаллизации смеси достигается переход конгруэнтной, эвтектической кристаллизации в инконгруэнтную.

Предложенный Боуэном реакционный ряд не должен приниматься как непреложная догма. В зависимости от условий, от состава расплава, от температуры, давления ход кристаллизации может изменяться. Особенно важно это иметь в виду вследствие того, что каждый член реакционного ряда на левой стороне схемы представляет собой также изоморфный ряд магнезиальных и железистых компонентов для оливинов и для ортопироксенов. Для моноклинных пироксенов в изоморфизме играют роль также кальциевые члены ряда, то же и в амфиболах. Как известно, магнезиальные члены соответствующих изоморфных рядов группы оливина сильно отличаются по температуре плавления от железистых членов. То же справедливо и для ортопироксенов и других минералов. Поэтому в природе могут быть встречены такие отношения компонентов, когда моноклинные пироксены в виде близкого по составу к диопсиду диаллага будут выделяться ранее богатого железом гиперстена. Отношения будут обратными, но это явление обусловливается обратными отношениями их температурных условий образования и устойчивости.

Предполагается также, что между членами ряда цветных минералов и полевошпатовым рядом имеются эвтектические отношения. И. Фогт и П. Н. Чирвинский путем подсчетов минералогического состава горных пород и вывода средних составов показали близость наиболее распространенных полиминеральных пород к эвтектикам их главных компонен-

тов. Действительно, опыты показали, что между пироксенами и анортитом имеются эвтектические отношения и такие же отношения установлены для пироксенов с плагиоклазами. Их можно предполагать и для более низких ступеней реакционного ряда. Однако в природе встречаются породы, имеющие одинаковый или близкий химический, но различный минералогический состав. Таковы, например, некоторые оливиновые габбро, с одной стороны, и авгититы — с другой. Первые состоят из оливина и плагиоклазов, вторые только из авгита. Это различие в минералогическом оформлении одного и того же состава горных пород, называемое гетероморфизмом, объясняется в данном случае реакцией между оливином и анортитом с образованием моноклинного пироксена:

$$Mg_2SiO_4 + CaAl_2Si_2O_8 = CaMgSi_2O_6 \cdot MgAl_2SiO_6.$$

Другими словами, окись алюминия в одном случае выступает в составе анортита, в другом — в виде составляющего компонента Чермака. Условия реакции между анортитом и оливином нам остаются неизвестными, но факт возможности такой реакции несомненен. Такие же условия могут существовать и между средними плагиоклазами и амфиболами, а также между калиевыми полевыми шпатами и цветными минералами и приводят к выделению биотита. На условия кристаллизации и порядок выделения минералов влияют, таким образом, многие факторы, роль которых нами еще не вполне точно оценена, хотя общие принципы этих явлений ясны.

При описании конкретных горных пород никогда не следует стоять на точке зрения какого-либо догмата, а стараться, прежде всего, беспристрастно определить действительные взаимоотношения минералов и на основании их сделать выводы, по возможности положив в основу данные, известные из опыта других исследователей. Описание шлифа изверженной горной породы желательно заканчивать детальной характеристикой взаимоотношений минералов и на основании их делать вывод о последовательности образования минералов в породе.

Формирование минералов в изверженных породах происходит в разное время. Одни из них образуют реакционные ряды и эвтектические смеси, образующиеся при кристаллизации из расплава, другие возникают при дальнейшем охлаждении уже после или в конце полного затвердевания породы. Когда бóльшая часть минералов уже сложилась, остаются небольшие количества межзерновой жидкости, которая может быть остаточным расплавом, обладающим низкой температурой, или даже гидротермальным раствором иногда с участием летучих газовых составных частей магмы, растворенных в этом остатке. Эти растворы сначала обладают высокой температурой и являются перегретыми, но потом постепенно остывают. Состояние перегретых растворов обычно называется пневматолитовым и характеризуется значительной концентрацией газов и паров, могущих выделяться в свободном состоянии. Между этими растворами и твердыми минералами в свою очередь могут происходить реакции с образованием новых вторичных минералов, которые часто называются дейтерогенными. Наблюдаются также прорастания вторичными минералами первичных. Так, по полевым шпатам образуются нередко вторичные слюды, по биотиту — хлорит и мусковит, по другим цветным минералам — вторичные амфиболы характера уралита, хлориты и эпидот, по полевым шпатам — вторичные прожилки пертитов и пр. Явления серпентинизации также

относятся частью к таким процессам. Пневматолитовые явления сменяются гидротермальными, при которых образуются вторичные минералы состава, близкого к предыдущим. При описании горных пород нередко строят диаграммы, указывающие на парагенезис минералов. Образец их дан в следующей схеме:

Другой тип диаграмм парагенетических отношений минералов в породах может быть построен по типу реакционного ряда путем показа минералов в порядке их выделения, а парагенетических отношений — указателями-стрелками, связывающими минералы, соединенные друг с другом родственными связями по происхождению в качестве членов одного ряда, например:

Такая схематическая таблица может служить конспектом для сделанного детального описания шлифа или ряда шлифов.

В отношении минералогического состава горные породы могут быть расположены в ряды по роли тех или иных минералов. Если в их составе господствуют цветные минералы, имеющие большей частью темную окраску, то и горные породы являются темными, или меланократовыми. Наиболее темными окрасками обладают обычно породы, состоящие исключительно из цветных минералов — оливина, пироксенов, амфиболов, биотита, магнетита и других. Эти породы иногда называются меланолитовыми. В противовес этой группе, породы, состоящие почти исключительно из светлых минералов, например из полевых шпатов и кварца, называются светлыми, или лейкократовыми. Средние или промежуточные по окраске породы называются мезолитовыми. Как и в окраске минералов, эти термины не всегда

отражают действительную окраску породы, так как иногда салические минералы могут быть окрашены в серые и даже черные тона.

Среди отдельных групп горных пород также намечаются колебания в определении границ между лейко-, мезо- и меланократовыми членами ряда. Так, для габбро типично-мезократовыми называют породы, содержащие в среднем около 50% цветных и светлых минералов, для диоритов эта величина соответствует содержанию около 15—20% цветных компонентов, для гранитов обычно около 5%.

СТРУКТУРЫ

Форма, размеры и взаимная связь или отношения минералов друг к другу, а также степень раскристаллизации характеризуют структуру породы. Структура стоит в тесной связи с историей развития горной породы и зависит от времени образования и формы слагающих ее минералов. В отношении степени раскристаллизации структуры магматических горных пород и сами горные породы разделяются на полнокристаллические, или голокристаллические (рис. 40), полукристаллические, или гипокристаллические, гипогиалиновые (рис. 41) и стекловатые, или витрофировые, гиалиновые, гологиалиновые (рис. 42). Структура и породы первой группы полностью раскристаллизованы и состоят из кристаллов разных минералов; вторая группа заключает породы, состоящие частично из кристаллов, частично из стекла; наконец, третья группа представлена исключительно стекловатыми породами. Степень раскристаллизации изверженных пород зависит от физико-химических условий остывания магмы и от химического состава самого расплава. На поверхности Земли охлаждение лав происходит очень быстро, и потому раскристаллизация выражена слабо. Однако и в этих условиях различные лавы кристаллизуются по-разному. Лавы кислого состава обладают большой вязкостью, а потому при очень быстром охлаждении часто образуют полукристаллические породы, содержащие много стекла, а иногда дают нацело стекловатые типы пород, или вулканические стекла. Основные лавы, наоборот, часто довольно жидкие и застывают в виде полукристаллических пород только в поверхностных частях больших лавовых потоков, тогда как в центральных их частях могут давать зернистые породы. В поверхностных гипабиссальных условиях магма застывает в жилах и других формах при относительно небольшом давлении и низкой температуре окружающей среды. Здесь также могут получиться полукристаллические породы. Из

Рис. 40. Полнокристаллическая структура (офитовая). Диабаз, район Омской ж. д.:

Pl — плагиоклазы; *P* — пироксены; черное — магнетит; *h* — хлорит; *l* — лейкоксен

магмы основного состава легче образуются зернистые разности, чем из кислых пород, которые и в верхних частях земной коры часто образуют гипокристаллические структуры. При застывании магмы на значительных глубинах, а также на относительно небольших глубинах, но в больших магматических очагах-бассейнах образуются зернистые породы.

Рис. 41. Полукристаллическая структура, интерсертальная. Базальт, Восточная Сибирь. Черное—стекло:

О — оливин; *Pl* — плагиоклазы; *P* —пироксены. Николи+

Следовательно, кислые магмы отличаются вязкостью, а основные — подвижностью в жидком состоянии, что влияет на степень и характер кристаллизации. При увеличении количества кремнезема вязкость лавы при данной температуре возрастает. Расплавы, богатые силикатами магния, соединениями железа и кальция, бедные кремнеземом, относятся к легкоподвижным. Однако и для них подвижность значительно меньшая, чем у воды, так как наиболее жидкие лавы Килауэа текли со скоростью в 24 раза меньшей, чем это свойственно воде при равных условиях. Опытные данные показали, что расплав, содержащий в себе легко летучие соединения в виде раствора, обладает повышенной подвижностью сравнительно с сухими расплавами. Вследствие этого магмы, содержащие летучие компоненты, раскристаллизовываются легче, чем сухие, так как пониженная вязкость благоприятствует питанию растущих кристаллов породообразующих минералов, облегчая конвекционные токи и явления диффузии, необходимые для роста кристаллов. Поэтому газы и пары, содержащиеся в растворе в магме, получили название **минерализаторов**.

Рис. 42. Стекловатая порода с перлитовой микроотдельностью. Видны потоки кристаллитов. Дальний Восток. При одном николе

Во многих случаях развитие кристаллов происходит в несколько стадий. Так, в излившихся горных породах часто на мелкозернистом или стекловатом фоне выделяются крупные кристаллы минералов. Они называются **вкрапленниками**, **порфировыми выделениями**, или фенокристами. Соответственно наличию этих порфировых выделений и структуры пород, содержащих эти вкрапленники ран-

них выделений кристаллов, называются порфировыми[1] (рис. 43). Отношение величины зерна вкрапленников к таковой основной массы порфировой горной породы может быть различным. Основная масса может быть стекловатой, и тогда структура называется витропорфировой, а породы витрофирами. Основная масса бывает также полукристаллической или полнокристаллической, с бо́льшим или меньшим зерном.

В некоторых зернистых породах, например гранитах, вкрапленники минералов, представленные калиевым полевым шпатом, могут развиваться не в качестве ранних выделений из расплава, а в конце или после застывания породы, путем метасоматоза и замещения минералов основной массы, разрастания и создания кристаллических контуров в твердом состоянии. В таких случаях структуру можно назвать порфировидной. Обычно под этим обозначением подразумевают общий случай, когда в среднезернистой основной массе находятся крупные выделения полевых шпатов. Нам кажется более правильным различать случаи первичных порфировых выделений и структур и случаи, когда эти вкрапленники и структуры вторичны — порфировидны.

Рис. 43. Порфировая структура с пилотакситовой основной массой. Пироксеновый андезит Вкрапленники плагиоклазов (*Pl*) и авгита (*P*)

Величина зерна горной породы является одним из важных признаков структуры. В этом отношении породы разделяются на грубозернистые, крупнозернистые, среднезернистые, мелкозернистые и скрытозернистые, или микрокристаллические. Крупнозернистыми называют обычно изверженные горные породы с величиной отдельных компонентов от 5 до 10 мм. Если величина зерна больше этого, породы можно назвать грубозернистыми. При исключительной величине зерен, достигающей у некоторых пегматитов многих десятков сантиметров, структуру можно назвать гигантски-зернистой, или гигантолитовой. Среднезернистыми структурами являются те, в которых величина зерна колеблется в пределах от 1 до 5 мм. У мелкозернистых пород величина зерна меньше 1 мм. Скрытозернистыми, или афанитовыми, называют плотные породы с неразличимыми на глаз зернами. Они становятся видными под микроскопом, и тогда их минералы доступны определению. Иногда, однако, породы столь плотны, что даже при максимальных увеличениях под микроско-

[1] Как указал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, порфировая структура может возникнуть и при монотонно протекающем процессе охлаждения за счет более раннего выделения тех компонентов, которые являются избыточными против эвтектического состава расплава. Такое образование порфировой структуры наблюдается в различных искусственных расплавах, а также в породах гипабиссального (полуглубинного) типа, как, например, в гранит-порфирах (С. Д. Ч.). (*Ред.*)

ном отдельные минералы остаются неразличимыми, хотя основная масса в целом действует на поляризованный свет, являясь нацело раскристаллизованной. Такие структуры называют фельзитовыми (рис. 44).

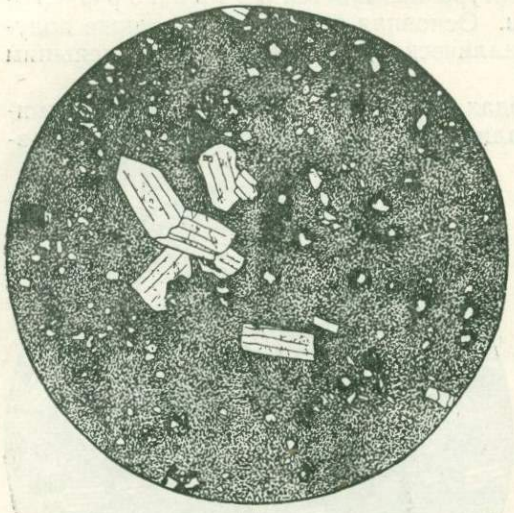


Рис. 44. Фельзитовый порфир. Фельзитовая структура основной массы. Вкрапленники плагиоклазов. Омская ж. д.

Величина зерна зависит от условий охлаждения. Медленно остывающие породы, затвердевающие на больших глубинах, имеют средне- и крупнозернистую структуру. Гипабиссальные породы обладают большей частью мелкозернистыми и среднезернистыми структурами, тогда как поверхностно-излившиеся породы чаще являются плотными, афанитовыми или фельзитовыми. Сделанное выше замечание относительно роли состава самой магмы имеет силу и здесь. Основные породы, даже при кристаллизации на поверхности Земли, в центральных частях больших лавовых потоков могут дать среднезернистые продукты застывания. Большую роль играют минерализаторы, так как богатые ими расплавы легко кристаллизуются.

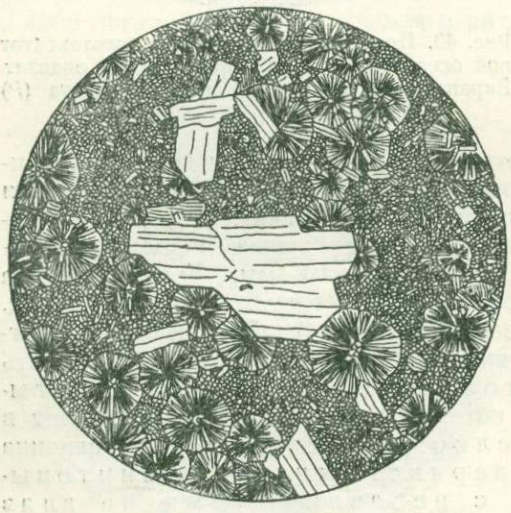


Рис. 45. Сферолитовая структура. Фельзитовый альбитовый порфир

Нередко в стекле или в фельзите, или даже в полнокристаллической мелкозернистой массе излившихся пород развиваются сферолиты, то есть сферические радиально-лучистые сростки микрокристаллов полевых шпатов, иногда в прорастаниях с одновременно выделяющимся кварцем, причем рост этих минералов происходит из центра по радиусам, вследствие чего сростки образуют сферы. Такие структуры называются сферолитовыми (рис. 45).

С самого начала петрографы и геологи среди зернистых структур стали выделять порфировые и равнозернистые структуры. Среди последних были выделены различные типы, наименование которых обычно соответствует тем горным породам, у которых эти структуры наиболее часто встречаются. Эти разновидности структур различаются по степени идиоморфизма минералов, слагающих породу. Очень часто, в особенности у многих гранитов и родственных им пород, идиомор-

физм зерен различных минералов неодинаков. Так, во многих из них плагиоклазы являются правильно ограниченными по отношению к калиевым полевым шпатам и к кварцу. Так же или несколько менее совершенно ограничены гранями кристаллов неделимые амфиболов и биотита, хотя по отношению к плагиоклазам они большей частью уступают в развитии граней. Особенно в этом отношении выделяется биотит, время образования которого более позднее, чем у амфибола. Наиболее неправильно ограниченными, аллотриоморфными минералами в гранитовых породах являются калиевые полевые шпаты и кварц. Такие структуры называются гипидиоморфнозернистыми.

Эти структуры для гранитов характеризуются сильно выраженным идиоморфизмом цветных минералов и плагиоклазов по отношению к кварцу и калиевому полевому шпату. Такие структуры получили название гранитовых (рис. 46).

Рис. 46. Гранитовая структура. Гранодиорит, Витимское плоскогорье:

b — биотит; *Or* — калиевый полевой шпат; *Pl* — плагиоклазы; *q* — кварц; *z* — циркон; *a* — апатит

Наряду с гранитовыми структурами с самого начала развития петрографии различались офитовые, или диабазовые структуры, характеризующиеся правильным кристаллическим оформлением плагиоклазов по отношению к пироксенам (рис. 40). По мысли многих петрографов такие отношения могли бы объясняться ранним выделением плагиоклазов сравнительно с пироксенами. Однако оказалось, что сходные структуры развиваются иногда в эвтектических смесях и что идиоморфизм плагиоклазов не может быть критерием раннего их выделения (Бочвар). Диабазовые структуры слагаются в основных породах в условиях гипабиссального или поверхностного их застывания, когда, повидимому, большую роль играет кристаллизационная сила плагиоклазов вследствие относительной быстроты застывания и малого давления. В глубинных породах эта особенность структуры пород подобного состава теряется и оформление пироксенов и плагиоклазов становится одинаково

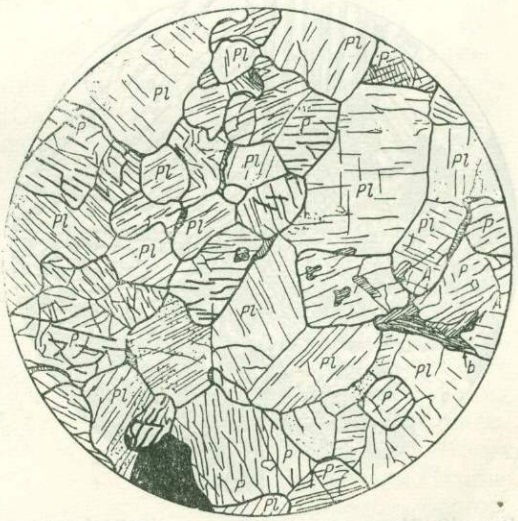


Рис. 47. Габбровая структура. Габбро:

Pl — плагиоклазы; *P* — пироксены; *A* — каемки и вростки роговой обманки; *b* — биотит; черное — магнетит. При одном николе

совершенным или несовершенным, без преимущества в пользу тех или иных. Такого рода структура по имени пород группы габбро, в которых она наблюдается, называется габбровой (рис. 47).

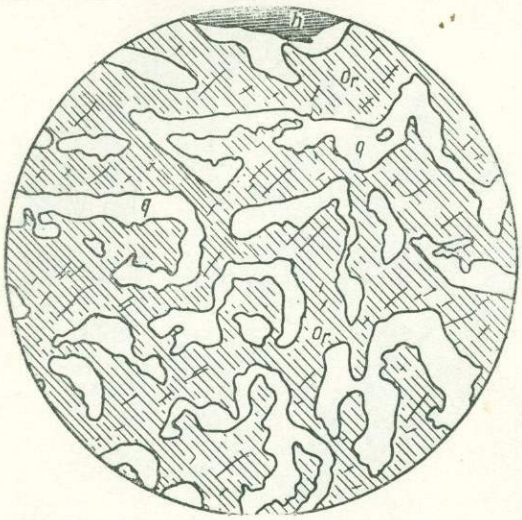


Рис. 48. Микропегматитовая структура. Микропегматит, Карелия:

Or — калиевый полевой шпат; *q* — кварц; *b* — биотит

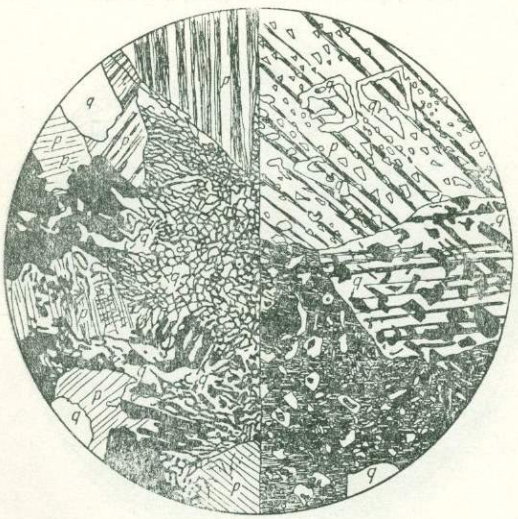


Рис. 49. Микропегматитовая и гранофировая структуры. Слева — гранит-порфир из Казахстана с гранофировой основной массой. Справа — микропегматит из Забайкалья:

P — полевой шпат; *q* — кварц

Детальные исследования структур изверженных горных пород показали некоторые особенности их у отдельных типов пород. И в данном случае структуры получили соответственные названия по имени тех пород, в которых они наблюдаются. Отдельные менее существенные разности, отличные от выше перечисленных и типичных, будут рассмотрены при описании соответствующих горных пород. В порфировых излившихся породах приходится различать общую структуру и структуру основной массы. Так как структура последней в разных типах излившихся пород различна, то описания этих структур основной массы как частные случаи мы отнесем к соответствующим местам курса.

Особые формы структур наблюдаются в случае одновременного развития главных минералов, входящих в состав горных пород. Три возможных типа структур характерны для этой группы. В мелкозернистых породах минералы, входящие в их состав, кристаллизуясь одновременно, образуют одинаково оформленные кристаллы, которые или все имеют правильные идиоморфные или почти идиоморфные ограничения, или же все одинаково аллотриоморфны. В первом случае получаются панидиоморфные структуры, состоящие из одинаково оформленных кристаллов, во втором — паналлотриоморфные, или аплитовые, так как они характерны для пород, называемых аплитами. Крупнозернистые паналлотриоморфные структуры называются иногда пегматоидными, они характерны для пегматитов. Кроме того, гигантолитовые и крупнозернистые породы обладают иногда пегматитовой структурой, которая характеризуется взаимным прорастанием минералов типа еврейского камня. Если такие пегматитовые

структуры наблюдаются под микроскопом, то они называются микропегматитовыми (рис. 48, 49), а особо тонкие прорастания — гранофировыми.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Химический состав магматических горных пород чрезвычайно разнообразен, соответственно разнообразию их минералогического состава. Большинство пород сложено силикатами, а потому самыми важными составными частями с точки зрения химизма горных пород являются те компоненты, которые входят в состав распространенных силикатов. Химический состав пород изображается в виде окислов, содержание которых определяется анализом в лаборатории. Главным из них (табл. 1) является кремнезем (SiO_2). Кроме того, небольшую роль в породах играет двуокись титана (TiO_2) и еще меньшую — двуокись циркония (ZrO_2). Далее в столбце окислов располагаются полуторные окислы трехвалентных элементов: глинозем и окись железа (Al_2O_3 и Fe_2O_3). Иногда наряду с ними определяется также и Cr_2O_3, что необязательно для всех пород, так как в большинстве из них количество этого компонента равно нулю или близко к этой величине. Затем идут окислы двухвалентных металлов, а именно: FeO, MgO, CaO, к которым присоединяется MnO, реже NiO, CoO, BaO и SrO. Щелочные металлы в виде их окислов также имеют большое значение; в анализах Na_2O и K_2O должны определяться всегда, если хотят, чтобы анализ имел научное значение для характеристики горной породы. Во всякой породе должны быть определены элементы воды в виде H_2O, входящей в состав минералов и определяемой или непосредственно, или в виде потери от прокаливания — косвенным путем. Влажность, то есть потеря в весе навески породы при нагревании до 105°, также входит в сумму данных анализа, получаемых в лаборатории. Во многих породах необходимо определять количество CO_2, S и SO_3. Почти всегда желательно определение содержания пятиокиси фосфора (P_2O_5), хлора (Cl), фтора (F), угольной кислоты (CO_2), а иногда и других окислов или элементов, смотря по составу изучаемых пород. Все эти химические элементы и окислы можно разделить на главные и второстепенные (табл. 1).

Таблица 1

Характерные компоненты химического состава изверженных горных пород

Главные	Второстепенные
SiO_2	TiO_2
Al_2O_3	ZrO_2
Fe_2O_3	Cr_2O_3
FeO	MnO
MgO	NiO
CaO	CoO
Na_2O	BaO
K_2O	SrO
H_2O+	S
H_2O-	SO_3
	CO_2
	P_2O_5
	Cl
	F

Вполне понятно, что в некоторых редких случаях второстепенные компоненты могут стать главными. Например, в породах, состоящих главным образом из апатита, которые встречаются иногда в земной коре, роль фосфора становится главной, а кремнезем отступает на второй план. Точно так же существуют породы, обогащенные титановыми минералами, в которых двуокись титана является одним из главных компонентов. Имеются далее породы, в которых главную роль играет угле-

кислота в соединении с окислами металлов в виде карбонатов, а также породы, в сложении которых большое участие принимают сульфиды; в последнем случае определение серы приобретает решающее значение в характеристике химического состава пород.

В химическом составе силикатных изверженных горных пород установлен ряд закономерностей. Наиболее важные из них следующие. Если расположить горные породы по постепенно возрастающему количеству кремнезема, то есть по кислотности, то в большинстве из них основные члены ряда оказываются богатыми магнезиально-железистыми компонентами и бедными щелочами. При этом сначала вместе с увеличением кислотности возрастает количество кальция за счет уменьшения магния и железа. При дальнейшем возрастании кремнезема вместе с кальцием увеличивается и количество натрия и в меньшей степени калия. Вскоре количество кальция начинает падать, но продолжает возрастать количество натрия и калия. Вместе с кальцием идет возрастание также и окиси алюминия, количество которого, дойдя приблизительно до 15—20%, остается на одном уровне и только после увеличения кислотности более чем до 60% в среднем падает до 12%. Все эти изменения химического состава стоят в связи с минералогическим составом соответствующих горных пород. Очень основные породы сложены преимущественно оливином, в котором нет кальция и алюминия. С увеличением кислотности к оливину сначала присоединяются ромбический и моноклинный пироксены, причем присутствие последнего обусловливает появление значительных количеств кальция в составе пород. Присоединение к минералогическому составу основного плагиоклаза увеличивает количество кальция и натрия. С переходом к породам средней кислотности в составе пород главную роль начинают играть средние плагиоклазы и этим вызывается уменьшение содержания кальция и возрастание количества натрия и калия, так как одновременно в составе пород появляется также небольшое количество калиевого полевого шпата. Параллельно с появлением в составе пород полевых шпатов и с увеличением их роли возрастает и количество глинозема, уменьшение которого в породах кислого ряда вызывается ограничением его роли в построении полевых шпатов и появлением нового компонента в виде кварца.

Таким образом, химический и минералогический составы находятся в тесной связи друг с другом.

Колебания в содержании главных компонентов в составе горных пород магматического происхождения очень значительны. Количество кремнезема обычно не превышает 85% по весу и не снижается ниже 20%. Количество окиси алюминия колеблется в пределах от 25% практически до нуля, содержание окиси железа в силикатовых породах не превышает 13%, соответственно закиси железа 15%, окиси магния 30%, окиси кальция 22%, окиси натрия 14% и окиси калия 18%. Содержание воды в связанном состоянии в магматических породах редко превышает 7% и то в случае вторичных изменений, например серпентинизации оливиновых пород. Исключением являются некоторые вулканические стекла, пехштейны. В отношении содержания щелочей среди пород выделяются нормальный и щелочной ряд. Последний отличается повышенным содержанием суммы окислов щелочных металлов.

Состав магм не соответствует составу изверженных горных пород. Это объясняется тем, что в магме в недрах Земли содержатся многие легко летучие компоненты, как, например, пары воды и газы в виде хлористого и фтористого водорода, свободных галоидных элементов, углеводородов, вероятно, также углекислого газа и

окиси углерода и других. Эти легко летучие вещества находятся в магме не в виде свободных газовых пузырей, что не исключено, а, главным образом, растворенными в расплаве силикатов, из которых состоит магма. При извержениях на земную поверхность эти газы и пары выделяются из расплава вследствие резкого понижения давления при переходе от глубин к поверхности. Они вызывают вулканические взрывы, образование туч над вулканом, ливней во время извержения, обусловливают распыление лавового материала с образованием вулканических бомб, пепла и лапилли, и вследствие этого излившаяся на поверхность и застывшая лава уже не соответствует по составу глубинному расплаву. Следует помнить, что летучие компоненты образуют со многими нелетучими элементами легко летучие соединения, которые удаляются из магмы.

В гипабиссальных условиях при несколько повышенном давлении удаление из магмы летучих также частично происходит. Чем глубже залегание магматического очага, тем труднее улетучивание и просачивание летучих компонентов из расплава. Однако, как показывают изменения вмещающих пород около интрузивных массивов, и в этих условиях происходит улетучивание этих подвижных компонентов, а вместе с ними и их летучих соединений с некоторыми металлами, например с железом.

Следовательно, и на глубине продукты застывания изверженных пород не соответствуют по составу первоначальному магматическому расплаву. Все же в существенных чертах судить о составе первичных магматических расплавов по составу изверженных пород можно.

В химическом отношении по степени кислотности изверженные породы разделяются на кислые, средние и основные. Между ними граница условная, хотя она и связана с минералогическим составом пород. К и с л ы е п о р о д ы содержат избыток кремнезема по сравнению с имеющимися в породе основаниями, вследствие чего при полной раскристаллизации этих пород в них выделяется кварц. В с р е д н и х п о р о д а х количество кремнезема колеблется от 52 до 65%. При таком содержании кремнезема количество его в среднем уравновешивается содержащимися в них основаниями, тогда как в о с н о в н ы х п о р о д а х при содержании менее 52% кремнезема его бывает в общем недостаточно для насыщения оснований. Это деление горных пород соответствует делению плагиоклазов на кислые, средние и основные. Содержание кремнезема в них колеблется в тех же пределах, а распространение в породах приурочено к группам их по кислотности.

Шенд предложил делить горные породы на п е р е с ы щ е н н ы е, н а с ы щ е н н ы е и н е н а с ы щ е н н ы е кремнеземом. Это деление несколько совпадает с приведенным выше, но не вполне. Если действительно пересыщенные породы близко совпадают с кислыми породами, то насыщенные породы уже не вполне совпадают с пределами средних пород. К группе насыщенных пород Шенд относит те из них, которые содержат насыщенные кремнеземом минералы.

Следовательно, плагиоклазы независимо от их основности являются насыщенными. Отсюда следует, что многие основные породы, состоящие из основных плагиоклазов и пироксенов, также относящихся к насыщенным минералам, будут включены в группу насыщенных пород вместе со средними типами их. Тем самым нарушается целостность деления на группы по кислотности и на естественные группы пород.

Для более глубокого исследования и сравнения химизма изверженных горных пород было предложено несколько способов. Необходимость в этом была осознана в конце прошлого века, когда накопившийся за предшествующий период большой ана-

литический материал потребовал выработки методов сравнения и классификации его для того, чтобы разобраться в его многообразии. В 1898 году Ф. Ю. Левинсон-Лессинг предложил метод обработки и сравнения данных анализов горных пород. Его принципом является изображение химического состава горных пород при помощи «магматических формул». В этих формулах химический состав изображается в виде групп окислов, входящих в состав пород и объединенных по принципу валентности. Одну из групп составляет кремнезем, являющийся кислотным окислом. В противовес кислотам все основания делятся на две группы, а именно на полуторные окислы и окислы двухвалентные Ca и Mg, соединенные вместе со щелочами. Для того чтобы можно было сравнивать эти группы между собой, весовые количества окислов, полученные из лаборатории, делятся на их молекулярные веса и получаются числа, называемые молекулярными количествами. Действительно, если вес какого-либо окисла разделить на его молекулярный вес, получится число, пропорциональное количествам молекул, имеющихся в данном весе окисла. Получив молекулярные количества всех компонентов анализа горной породы, можно сравнивать молекулярные количества их порознь или по группам родственных окислов. С этой точки зрения очень удобно выделять сначала кислотные окислы и противопоставлять им основания. Для того чтобы получить молекулярные количества, нет необходимости принимать молекулярные веса с большой точностью: достаточно взять их в целых числах. Соответственные величины молекулярных весов окислов даны в табл. 2.

Таблица 2

Молекулярные веса главных окислов

$SiO_2 = 60$	$FeO = 72$	$K_2O = 94$	$F = 19$
$TiO_2 = 80$	$MnO = 71$	$H_2O = 18$	$Cr_2O_3 = 152$
$ZrO_2 = 123$	$MgO = 40$	$P_2O_5 = 142$	$S = 32$
$Al_2O_3 = 102$	$CaO = 56$	$CO_2 = 44$	$SO_3 = 80$
$Fe_2O_3 = 160$	$Na_2O = 62$	$Cl = 35$	

Произведя все пересчеты окислов на молекулярные количества, по двуокиси кремния получают кислотный коэффициент SiO_2. Далее соединяют, как сказано, сложением молекулярные количества полуторных окислов и получают второй коэффициент R_2O_3, наконец, объединяют молекулярные количества окислов Fe^{2+}, Ca, Mg и щелочных металлов в третью группу и, обозначая сумму символом $\overline{RO}$, получают третий коэффициент. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг рекомендовал для упрощения цифровых результатов принять коэффициент при R_2O_3 за единицу и, разделив на него коэффициенты при SiO_2 и при $\overline{RO}$, получить простые, с точностью до десятых долей единицы, цифры окончательных коэффициентов, которые и будут характеризовать общий химизм горной породы.

Данных, характеризующих горные породы в виде магматических формул, недостаточно. Для расшифровки коэффициента $\overline{RO}$ было предложено ввести отношение $R_2O : RO$; из него видно, сколько имеется в породе двух- и одновалентных компонентов. Наконец, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг предложил еще один характерный коэффициент кислотности, обозначенный буквой α. Он представляет отношение суммы атомов кислорода при кислотном параметре к сумме кислородных атомов при параметрах оснований, то есть, если коэффициент при SiO_2 равен q, коэффициент при $\overline{RO}$ равен n и при $R_2O_3 — m$, то

$$\alpha = \frac{2q}{n + 3m}.$$

Метод Ф. Ю. Левинсона-Лессинга был первым в серии предложенных способов обработки данных анализов горных пород. Он основан на чисто химическом принципе валентности. Это является, с одной стороны, достоинством метода как чисто химического, но, с другой стороны, является и его недостатком, так как в группы соединяются разнородные в отношении их породообразующей роли элементы. Минералы, входящие в состав горной породы, не получают отражения в магматических формулах. В группе R_2O_3 соединяются как компоненты, входящие в светлые минералы полевошпатовой группы, так и окись железа — типичный компонент цветных минералов, в особенности магнетита. Точно также в составе коэффициента $\overline{RO}$ значатся и весь кальций — элемент, входящий в состав светлых минералов и цветных компонентов породы, и магний, и железо, свойственные исключительно цветным силикатам, да еще и окислы щелочных металлов, входящих в группу щелочных полевых шпатов, или фельдшпатоидов. Имеются возражения и против коэффициента кислотности, являющегося отражением старого метода в химии считать отношения в химических соединениях по количеству связанного с металлами кислорода. Несмотря на эти недостатки, метод долго являлся основным для петрографических работ в русской литературе и исполь-

зовался некоторыми иностранными учеными, например Дюпарком в Швецарии. Он имеет значение и по настоящее время, так как еще употребляется некоторыми петрографами и необходим для понимания старой русской литературы.

Через несколько лет после опубликования метода Левинсона-Лессинга и за границей появились предложения по обработке химических анализов горных пород. Одним из первых был предложенный Озанном метод пересчета анализов на коэффициенты по группам окислов, участвующих в породообразующих минералах. Молекулярные количества, вычисленные, как указано на стр. 70, соединяются в группы, в которых они участвуют в составе породообразующих минералов. Окислы щелочных металлов соединяются в эквивалентных количествах с окислом алюминия в группы K_2O. Al_2O_3 и Na_2O. Al_2O_3. Эти группы участвуют в строении полевошпатовых, или фельдшпатидовых составляющих горных пород. Далее, остаток окиси алюминия соединяется с эквивалентным количеством окиси кальция в группу CaO. Al_2O_3, которая играет главную роль в составе анортита, то есть в составе полевых шпатов. Первая, щелочная группа обозначается символом *A*, вторая, кальциево-алюминиевая — символом *C*.

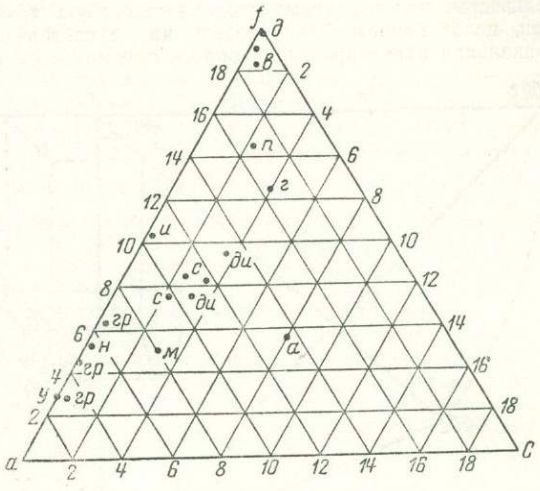


Рис. 50. Треугольник *a*—*c*— *f* по Озанну для типичных пород:

гр — граниты; *с* — сиениты; *м* — монцониты; *а* — анортозиты; *и* — ийолиты; *у* — уртиты; *в*— верлиты; *д* — дуниты; *ди* — диориты; *н* — нефелиновые сиениты; *г* — габбро; *п* — пироксениты

После образования групп *A* и *C* в обыкновенных, наиболее распространенных породах остается еще CaO, для которого не хватает окиси алюминия. Это тот CaO, который входит в состав минералов группы моноклинных пироксенов и амфиболов. Его объединяют с окисью магния и закисью железа в группу *F*, идущую на построение цветных минералов, входящих в состав горной породы. Окись железа при этом методе подсчета переводится в закись и в виде FeO присоединяется к *F*. Для перевода окиси железа в закись необходимо полученное молекулярное количество Fe_2O_3 удвоить, так как из каждого атома железа, входящего в состав окиси, образуется одна молекула закиси железа. Полученный коэффициент представляет собой молекулярные количества всех окисных соединений металлов, входящих в состав характерных для пород цветных минералов. Если это будут пироксены, то они дадут в составе коэффициента *F* количество CaO, равное сумме MgO и FeO; если амфиболы, то количество магнезиально-железистой составляющей будет раза в три больше, чем кальциевой; наконец, если это оливин или ромбические пироксены, то кальциевой составляющей не будет вовсе или будет очень мало за счет других случайных примесей. В породах редко бывает, чтобы цветные минералы были представлены только одним каким-либо компонентом. Чаще в них имеется несколько цветных минералов, а потому количественные сочетания входящих в состав *F* окислов могут также сильно варьировать.

Получив молекулярные группы *A*, *C* и *F*, к ним присоединяют еще одну группу, а именно: общее количество кремнезема, обозначаемое буквой *S*. Таким образом, получаются четыре основные группы. Три из них — *A*, *C* и *F* служат для проектирования на диаграмму, состоящую из равностороннего треугольника, в углах которого располагаются значения проектируемых количеств. Для проектирования полученные молекулярные группы *A*, *C* и *F* рассчитываются на общую сумму, приравненную к 20, и сторона равностороннего треугольника делится на 20 равных частей для откладывания соответственных параметров, обозначаемых соответственно малыми буквами *a*, *c* и *f*. В более позднем варианте был предложен расчет анализов не на 20, а на 30. Картина общего вида соответственной диаграммы дана на рис. 50. Были предложены и другие, второстепенные коэффициенты для характеристики содержания титана, окиси магния, кальция и железа как закисного, так и окисного, но эти коэффициен-

ты мало употреблялись исследователями и вошли частично в более поздние и совершенные системы пересчетов и графического изображения анализов.

Достоинства метода обработки аналитического материала, предложенного Озанном, заключаются в том, что он приблизил данные химического состава к минералогическому составу горных пород путем создания молекулярных групп, входящих в состав породообразующих минералов. Недостатком метода является произвольный выбор общей суммы окислов и групп, приравненных к 20 или 30, а не выраженных в процентах. Еще большей методической ошибкой можно считать выделение общего количества молекул кремнекислоты в особую группу, не входящую в сумму $a+c+f$. Так, целое породы было разбито на не связанные друг с другом части и потеряна правильная ориентировка в вопросе о химическом составе пород.

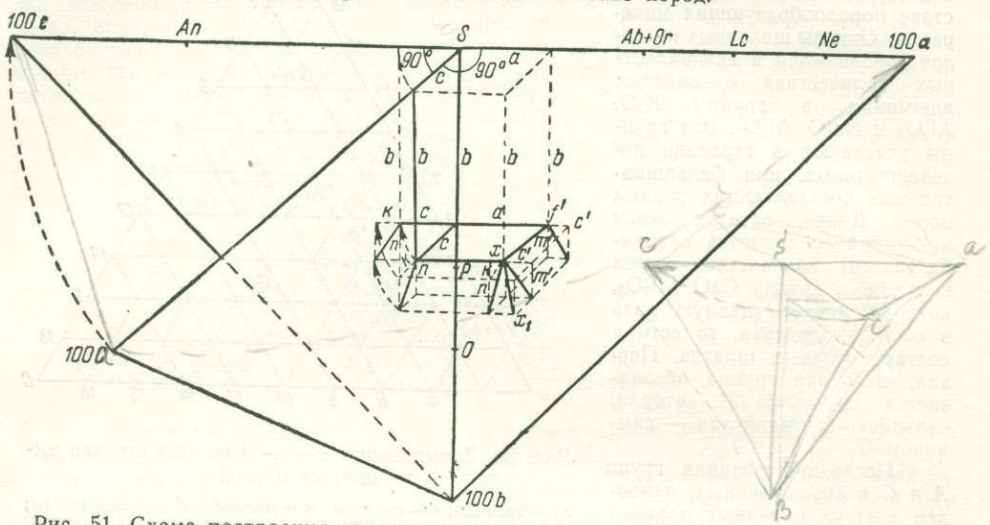


Рис. 51. Схема построения диаграммы химического состава горных пород, по А. Н. Заварицкому:

O — точка, соответствующая составу оливина; *P* — пироксена; *An* — анортита; *s* — кварца; *Ab*+*Or* — альбита и ортоклаза; *Lc* — лейцита; *Ne* — нефелина; *a*, *c*, *b* — отрезки, соответствующие величинам главных характеристик; *c'*, *m'*, *f'*, *k'*, *n* — величины дополнительных характеристик; построенный около точки состава породы *x* вектор *xx*, проектируется на грани проекции *scb* и *sab*, а потом грань *scb* поворотом на 90° по стрелке (пунктир) приводится в одну плоскость с *sab*

Этот недостаток был исправлен в 1936 году А. Н. Заварицким. Четыре группы Озанна в виде *A*, *C*, *F* и *S* соединены им в одно целое, выражающее химический состав породы, но символ *F* заменен характеристикой *B*. Полученные группы рассчитывают на проценты, после чего обозначают малыми буквами алфавита *a*, *c*, *в* и *s*. Эти числа, дающие общее представление о химизме пород, названы «числовыми характеристиками». Так как имеется четыре числовые характеристики, то для их изображения в пространстве необходима фигура тетраэдра. Для одной из своих классификаций Ниггли изображает пространственное поле правильного тетраэдра путем проведения через него разрезов и принятия объема каждого разреза за плоский треугольник. Недостаток такого метода показа проекции тетраэдра на плоскость ясен, так как отдельные разрезы тетраэдра не сливаются в общую пространственную картину. А. Н. Заварицким предложен способ, который позволяет проектировать объем тетраэдра на плоскость. По этому способу всякая точка в пространстве тетраэдра проектируется на плоскость в полной связи с бесчисленными возможными другими точками этого пространства.

Для проектирования этих числовых характеристик на плоскость (рис. 51) производится следующее построение. От данной точки в пространстве тетраэдра опускаются два перпендикуляра на его грани *sab* и *scb*. Полученные две точки проекции на стороны тетраэдра отображают положение точки внутри этой фигуры. После того как все необходимые точки спроектированы на грани, последние развертывают в одну плоскость по линии *bs*. В результате такого развертывания получится фигура равнобедренного треугольника с верхней стороной *ac* и боковыми сторонами *cb* и *ab* и с медианой *sb*. Точки проекции окажутся расположенными по обе стороны линии *sb* на расстояниях от нее, равных величине характеристик *a* и *c*, и на расстоянии от ~~точки~~ линии *acs* ки *s*, равном характеристике *b*. Для построения диаграммы не надо строить самого

тетраэдра, а строится прямо его проекция и в ней положение точек по основным параметрам характеристик.

На полученной диаграмме можно нанести положения главных породообразующих минералов в виде точек их среднего состава или положение конкретных анализов, или теоретических их составов. Так, состав калиевого полевого шпата и альбита будет находиться на диаграмме в точке, соответствующей 40% *a* и 60% *s*. Точка, соответствующая анортиту, находится на левой половине диаграммы и по положению соответствует 60% *c* и 40% *s*. Точка, соответствующая составу оливина, находится в точке *O*, а соответствующая ромбическому или моноклинному пироксену в виде чистого «метасиликата» — в точке *P*. Состав нефелина отражен в точке *Ne*, а состав лейцита — в точке *Lc*.

Кроме четырех главных числовых характеристик химического состава горных пород, А. Н. Заварицкий предлагает еще следующие второстепенные, расшифровывающие содержание главных характеристик. Для характеристики *a* важно знать относительное содержание в ней калия и натрия. Для этого содержание их рассчитывается на проценты и относительное содержание выражается характеристикой $n = \frac{Na \cdot 100}{Na+K}$, где Na и K — количество атомов щелочных металлов в составе породы. Можно вместо атомов взять и молекулярные количества, так как от этого отношение не изменится. Это относительное количество натрия в сумме щелочных металлов может быть изображено на диаграмме. Для этого в точке проекции главных числовых характеристик, на левой стороне диаграммы, делают дополнительное построение, накладывая налево количество K, а вниз количество Na. Полученные два вектора позволяют построить равнодействующий вектор, выражающий их отношение в виде диагонали прямоугольника со сторонами Na и K. После построения этого равнодействующего вектора вспомогательный чертеж стирается и остается один вектор. Длина его может быть любой, так как относительное количество калия и натрия характеризуется наклоном вектора, а не его длиной. Построение ведется в масштабе, равном одной десятой основного масштаба диаграммы.

Другая основная числовая характеристика *b* также требует расшифровки, так как в нее входят трехвалентное и двухвалентное железо, марганец, магний и остатки кальция, не связанного в алюмосиликат. А. Н. Заварицкий предлагает для характеристики главных из этих компонентов объединить трех- и двухвалентное железо. Тогда остаются три второстепенные характеристики, иллюстрирующие содержание железа, магния и кальция в составе *b*. Одна из них $c' = \frac{CaO' \cdot 100}{CaO'+MgO+FeO'}$ выражает относительное содержание кальция или его окиси в сумме двухвалентных металлов или их окислов. Точно так же получится величина $m' = \frac{MgO \cdot 100}{CaO'+MgO+FeO'}$ и величина $f' = \frac{FeO' \cdot 100}{CaO' + MgO + FeO'}$. При этом $c'+m'+f'=100$. Соответственно тому же принципу предлагается ввести еще характеристику φ, показывающую относительное количество трехвалентного железа, но в параметры для проектирования на диаграмму эта величина не входит.

Полученные три новые второстепенные характеристики могут быть показаны на диаграмме химического состава породы. Для этого на правой стороне диаграммы делается добавочное построение в масштабе в десять раз меньшем, чем на основной диаграмме. В точке, изображающей состав породы в виде четырех ее главных числовых характеристик, откладывается направо величина c', вниз величина m'. На этих двух векторах строится прямоугольник и по диагонали его проводится равнодействующий вектор. Содержание f' является дополнительным до 100% к c' и m' и находится при точке проекции самого анализа. Вектор, проведенный в качестве равнодействующей между c' и m', характеризует содержание не только этих двух величин, но и дополнительную для них величину f'. Чем короче длина вектора, тем больше железа содержится в составе цветных минералов. Чем больше длина вектора, тем железа меньше. Если вектор наклонен сильно направо, то в составе цветных минералов господствует кальций, если же он сильно направлен вниз, то в цветных минералах господствует магний над кальцием и железом. Вспомогательное построение стирается и остается только вектор. Так как вектор левой стороны может быть любой длины, то делают его таким, чтобы его нижний конец находился на уровне нижнего конца вектора правой стороны диаграммы. Это не случайно. Как видно на рис. 51, построение векторов в пространстве тетраэдра соответствует диагонали параллелепипеда со стороны c', m' и K(k) и Na(n). Проекция этого вектора на грани тетраэдра будет совпадать с теми векторами, которые построены нами вышеупомянутым образом.

Все построение диаграммы производится так. На миллиметровой бумаге строится в масштабе чертеж, изображающий проекцию тетраэдра в виде треугольника *acb* и проводится его медиана, соединяющая точку *b* с *s*. Далее в принятом масштабе

откладывается от точки s вниз к 100 b величина b, вычисленная из анализа. От полученной точки направо откладывается величина a. В полученной точке располагается точка проекции анализа на первую половину диаграммы. Налево от оси ординат откладывается величина c, в полученной точке будет находиться проекция анализа на левую сторону. Таким образом, две точки, одна на правой, другая на левой стороне, отражают химический состав породы. Основными точками характеризуется содержание кремнезема, щелочей в связи с эквивалентным количеством глинозема, окиси кальция, связанного в анортите с глиноземом («анортитовая известь»), и окислов, присутствующих в цветных минералах. Отношение отрезков, соответствующих содержанию щелочей (a) и «анортитовой извести» (c), показывает приблизительно состав плагиоклазов, но только в том случае, если среди щелочей подавляющую роль играет натрий. При крупной роли калия это положение не будет справедливым. Дополнительные векторы показывают относительное количество калия и натрия, количество кальция в составе цветных минералов, а также магния и железа в них. Всего, таким образом, характеризуется содержание до 7 компонентов. Они не заменяют цифр анализа, но достаточно точно отражают их. Достоинством этой системы расчета анализов и графического их изображения является возможность сравнения во взаимной связи сразу 7 компонентов пород, причем график дает возможность наглядно видеть все это на одном чертеже.

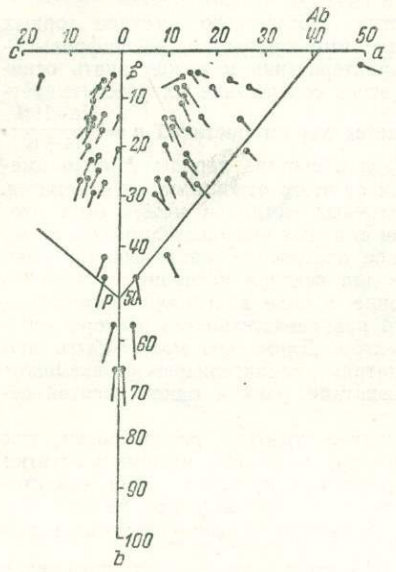


Рис. 52. Диаграмма химического состава главнейших горных пород (по А. Н. Заварицкому)

Кроме нормального ряда пород, в природе существуют такие, в которых после выделения количества «анортитовой извести» в виде соединения в группе $CaO \cdot Al_2O_3$ остается еще некоторое количество избыточной окиси алюминия, следовательно, не хватает окиси кальция для насыщения всего количества окиси алюминия, оставшегося после насыщения им щелочей. Тогда, удвоив это излишнее количество окиси алюминия, присоединяют его к составу компонентов группы B, так что в характеристику b вместо кальция будет входить алюминий. В этом случае вместо характеристики c' в составе b будет характеристика a' и в состав b будут входить a', m' и f'. Изображение этой характеристики на чертеже достигается построением такого же вектора, как и в случае избыточного кальция, только вектор a откладывается налево от точки проекции главных характеристик. Вектор в этом случае наклонен будет влево, что и послужит наглядным признаком избытка окиси алюминия в породах и их принадлежности к породам, пересыщенным алюминием (пералюминиевые породы Шенда). Выделение этой группы не имеет большого значения в классификации горных пород, но в химическом отношении важно, так как из диаграммы бросается в глаза наличие в породах избытка окиси алюминия сравнительно с окислами щелочных металлов и кальция. Минералогически это выражается в присутствии в породах минералов группы слюд, особенно мусковита. В случае наличия одного мусковита в качестве примеси к главным компонентам вектор, выражающий состав характеристики b, будет направлен прямо налево, параллельно оси абсцисс диаграммы. В случае наличия биотита вектор будет наклонен также влево, но вследствие того что в составе биотита, кроме окиси алюминия и щелочных металлов, присутствуют также окислы магния и железа, наклон вектора будет крутой. Естественно, что в случае присутствия еще и других цветных минералов наклон вектора будет иметь какое-то промежуточное положение. Наклон вектора в левую сторону может быть вызван также присутствием в породах вторичного каолина, связанного с выветриванием полевых шпатов, или с присутствием вторичных хлоритов. В редких случаях этот избыток алюминия обусловливается появлением в составе пород корунда.

Третий случай, возможный для изверженных горных пород, представлен такими их разностями, в которых в избытке сравнительно с окисью алюминия оказываются окислы щелочных металлов. Тогда сначала, как всегда, образуют группу $K_2O \cdot Al_2O_3$, потом создают за счет оставшейся окиси алюминия по его количеству натрово-алюминиевую группу, а оставшийся избыток натрия соединяют с эквивалентным количеством трехвалентного железа в виде группы, которая обычно входит в состав

эгирина ($Na_2O.\ Fe_2O_3$). Эта группа может появиться только тогда, когда в избытке находятся щелочные металлы и когда роль «анортитовой извести» сводится к нулю, так как не хватает алюминия для ее создания. А. Н. Заварицкий обозначил эту группу как $\bar{c}$. Для проекции анализов в этом случае необходимо величину $\bar{c}$ откладывать в противоположную сторону сравнительно с характеристикой c, то есть на правую сторону диаграммы, там, где расположена и основная точка проекции анализа. Обе проекционные точки в этом случае находятся на правой стороне диаграммы. Для отличия этой второй точки от нормально находящейся на той же стороне диаграммы ее обозначают в виде маленького кружка (рис. 52). Наличие таких пород на проекции показывает присутствие в составе пород щелочных пироксенов или амфиболов, то есть таких минералов цветной группы, в состав которых входит Na. Группа $\bar{c}$, будучи выделена из характеристики b, входит в число главных характеристик, а потому в состав второстепенной характеристики b в этом случае входят c', m' и f' и вид вектора не будет отличаться от вектора «нормальных пород». Можно отметить, что в случае сильно щелочных пород, к которым относятся рассматриваемые разности их, вектор почти всегда показывает богатство пород c', так как железо все уходит на образование характеристики $\bar{c}$. Наконец, иногда щелочей бывает так много, что не только алюминия не хватает для насыщения щелочей, но и железа также недостает для образования $\bar{c}$. В этом случае подсчитывают характеристики a и $\bar{c}$, а оставшееся количество щелочных металлов присоединяют к группе b в качестве второстепенной характеристики n'. Тогда в составе характеристики b будут иметься n', c' и m', так как все железо, и двух- и трехвалентное, уйдет на составление группы $Na_2O \cdot Fe_2O_3$. В этом случае вектор, соответствующий вектору b, строится около точки проекции анализа так же, как и в нормальном случае, но проводится не сплошной линией, а пунктиром. Избыток щелочей, подобный этому, встречается в породах редко. Он появляется тогда, когда в них имеются минералы, в состав которых щелочи, главным образом натр, входят в соединении не с алюминием, например минералы группы содалита, нозеана, гаюина и пр. Иногда присутствуют также различные щелочные титано- и цирконо-силикаты, наличие которых также даст избыток щелочей.

Кроме всех названных числовых характеристик, А. Н. Заварицкий предлагает выражать количество двуокиси титана в виде $t = \frac{TiO_2 \cdot 100}{TiO_2 + SiO_2}$. Дополнительной и важной характеристикой является также величина Q, представляющая собой то количество кремнезема, которое остается в породе после насыщения им всех остальных числовых характеристик. Так как для насыщения характеристики a до состава полевых шпатов необходимо трехкратное количество кремнезема ($Na_2O.\ Al_2O_3 + 6SiO_2$), для насыщения c — двукратное ($CaO.\ Al_2O_3 + 2SiO_2$), а для b — однократное ($Mg, FeO + SiO_2$), то необходимое общее количество кремнезема будет равно: $S_1 = 3a + 2c + b$. Количество Q тогда будет равно: $Q = s - (3a + 2c + b)$. В одних породах эта величина Q будет иметь положительное значение, в них будет содержаться свободный кремнезем в виде кварца; в других она не будет в большом избытке или недостатке; в третьих, а именно в основных породах, сильно недосыщенных кремнеземом, она будет отрицательна. В случае наличия среди характеристик $\bar{c}$ методика вычисления Q остается такой же, как и при наличии c, так как в составе эгирина $NaFeSi_2O_6$ на каждую группу NaFe приходится $2SiO_2$. А. Н. Заварицкий использует эту величину в качестве классификационного признака для химической классификации пород.

В 1936 году П. Ниггли предложил способ пересчета и изображения химических анализов, отличающийся от предыдущих тем, что образуемые им группы не ограничиваются комбинациями щелочей и кальция с алюминием, а включают также кремнезем. Первой подсчитывается группа *Kp*, или калиофилит, представляющая собой сочетание KAlSi (кислород из системы отбрасывается). Для вычисления последующих групп все молекулярные количества окислов сначала переводятся в атомные, причем, очевидно, молекулярные количества окислов алюминия, железа (Fe_2O_3), окиси натрия и калия удваиваются. После этого все дальнейшие действия при пересчете производятся с атомными числами. Вслед за группой *Kp* образуется нефелин (*Ne*) NaAlSi. Оставшийся алюминий соединяется с кальцием в группу $Cal: Ca \cdot Al_2$; группа остается такой же, как и в системе А. Н. Заварицкого и Озанна, но с той разницей, что в обеих этих системах группа *C* обозначается величиной, соответствующей CaO, а П. Ниггли ведет счет всем атомам и в группу *Cal* вводит также атомы алюминия полным их счетом, так что величина *Cal* оказывается втрое больше величины *C* Заварицкого и Озанна. В группах *Kp* и *Ne* также ведется счет всем атомам. Таким образом калиофилит может быть обозначен как $3Kp$, нефелин как $3Ne$ и кальций-алюминат как $3Cal$. Состав группы b, то есть состав цветных компонентов, рассчитывается П. Ниггли по составу ортосиликатов, содержащих наименьшее количество кремнезема. Для этого им строятся стандартные группы: форстерита $3Fo = Mg_2Si$, фаялита $3Fa = Fe_2Si$, кальциевого ортосиликата $3Cs = Ca_2Si$ и др. Выделяется группа $3Fs = Fe_2'''Si$ и, если имеется избыток алюминия, группа $3Sil = Al_2Si$. Можно образовать также

группы апатита, рутила и других нормативных минералов. Вместо $3Fs$ можно выделять $3Mt$ (магнетит), а вместо $3Sil$ соответственно корунд (C). Из указанных выше стандартных «базисных молекул» производится вычисление всех действительных или модальных минералов, устойчивых в данных условиях при помощи следующих простых приемов. Состав калиевого полевого шпата может быть выражен уравнением $3Kp+2Q=5Or$. Состав альбита: $3Ne+2Q=5Ab$. Состав анортита: $3Cal+2Q=5An$. Состав диопсида: $3Fo+3Cs+2Q=8Di$. Состав энстатита: $3Fo+1Q=4En$. Остаток кремнезема после насыщения всех групп обозначается как Q=нормативный кварц, кремнезем. В природе при одном и том же составе порода часто бывает представлена различными комбинациями минералов. Все эти комбинации можно учесть, исходя из нормативных базисных молекул и простых приведенных уравнений.

Для классификации и для проекции все перечисленные нормативные минералы объединяются в группы, салическую — L, фемическую — M и группу кремнезема Q.

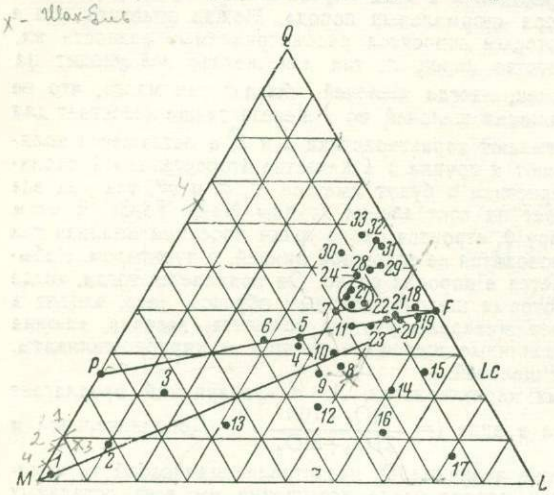


Рис. 53. Диаграмма химического состава главнейших горных пород по нормативной системе П. Ниггли:

Q — свободный кремнезем; M — мафические компоненты; L — салические компоненты; P — пироксены; F — полевые шпаты; Lc — лейцит; *1* — дуниты; *2* — перидотиты; *3* — диаллагиты; *4* — габбро; *5* — базальты; *6* — плато-базальты; *7* — диориты; *8* — эссекситы; *9* — трахидолериты; *10* — монцониты; *11* — сиениты; *12* — тералиты; *13* — лимбургиты; *14* — нефелиновые сиениты; *15* — фонолиты; *16* — йолиты; *17* — ургиты; *18* — щелочные сиениты; *19* — щелочные трахиты; *20* — щелочные трахиты; *21* — трахиты; *22* — щелочные сиениты; *23* — трахиандезиты; *24* — *27* — кварцевые диориты и дацитовые; *28* — гранодиориты; *29* — граниты; *30* — щелочные риолиты; *31* — щелочные граниты; *32* — трондьемиты; *33* — риолиты

В салическую группу (L) входят Kp, Ne и Cal, в фемическую (M) — Fo, Fa, Cs, Fs и другие, а в Q входит весь оставшийся свободный кремнезем, не распределенный в другие группы. Получающиеся соотношения могут быть изображены на диаграмме, представленной простым равносторонним треугольником, в котором 100% содержания Q располагается в верхнем углу, 100% L — в правом нижнем и 100% M — в левом нижнем углу. На диаграмме на левой стороне треугольника ставится точка P, соответствующая составу пироксенов, диопсида или энстатита, а на правой стороне — точка F, соответствующая составу полевых шпатов, притом как щелочных, так и анортита. В результате этого линия, соединяющая точку пироксена P с точкой полевых шпатов F, соответствует линии насыщения кремнеземом до максимального его содержания в силикатных минералах. Если фигуративная точка анализа попадает в проекции выше этой линии, то это означает, что порода содержит или может содержать кварц. Если же она находится значительно ниже линии насыщения, это означает, что в породе имеются ненасыщенные кремнеземом минералы, как-то: оливин или фельдшпатоиды. На диаграмму можно нанести и состав лейцита (Lc). Соединив точку состава ортосиликата (M) с составом полевых шпатов, можно выделить поле возможного развития фельдшпатоидов. Все породы, имеющиеся в виде средних величин по Тиррелю, нанесенные на эту диаграмму, дают картину, которая изображена на рис. 53.

Система П. Ниггли представляет дальнейшую попытку наглядно изобразить состав горных пород с показом его особенностей. Однако по сравнению со способом, предложенным А. Н. Заварицким, она имеет те недостатки, что в проекции не отражает важной «анортитовой составляющей» химического состава горных пород, хорошо выраженной на диаграмме по способу А. Н. Заварицкого. Положительным свойством метода является дальнейшее объединение при составлении проекционных величин и включение в них также кремнезема. Этим создается большее приближение к минералогическому составу, которое только намечено в способах Озанна и А. Н. Заварицкого. Далее положительным качеством следует считать учет всех атомов при пересчетах. По методу Озанна и А. Н. Заварицкого, щелочно-алюминиевая и известково-алюминиевая группы учитываются в атомных количествах по числу атомов металлов и кальция, тогда как атомы алюминия в расчет не входят и теряют свою самостоятельность. В методе П. Ниггли атомы алюминия учитываются в составе групп Kp и

Ne, а также *Cal* наравне с другими атомами. Вследствие этого количество *s*, выраженное в процентах от состава породы в системах Озанна и А. Н. Заварицкого, оказывается сильно повышенным сравнительно с кислотностью породы. При полном учете атомов по системе П. Ниггли этого нет. Хорошей стороной метода является также возможность простого пересчета на различные варианты модального состава не только магматических, но и метаморфических пород.

3. Учитывая эти особенности метода, Е. А. Кузнецов предложил способ, объединяющий положительные стороны методов А. Н. Заварицкого и П. Ниггли. Расчет по этому способу производится так же, как и по другим, изложенным выше методам. Цифры анализа сначала рассчитываются на атомные количества, потом образуются группы *Kp*, *Ne*, *Cal* и четвертая группа *M*, которую можно не делить на отдельные компоненты, как это делает П. Ниггли, если исследователь не задается целью производить пересчет на модальные минералы. Из состава оставшихся для образования проекционного числа *M* компонентов образуют сначала соединения FeO и Fe_2O_3 — магнетитовую составляющую или сокращенно магнетит (*Mt*), а затем присоединяют к остатку для образования ортосиликатов эквивалентное количество кремнезема и, объединяя все вместе с магнетитовой составляющей в один коэффициент *M*, получают в процентах проекционные величины для составления диаграммы. Выделение магнетитовой составляющей необходимо, потому что двух- и трехвалентное железо совместно образуют обычно магнетит, на который не тратится кремнезема, вследствие чего присоединение к нему соответственного количества этого минерала является неправильным. Если же магнетита нет, то окисное железо участвует в породах нормального ряда в компоненте Чермака в пироксенах и амфиболах, где на его долю также нет эквивалента SiO_2.

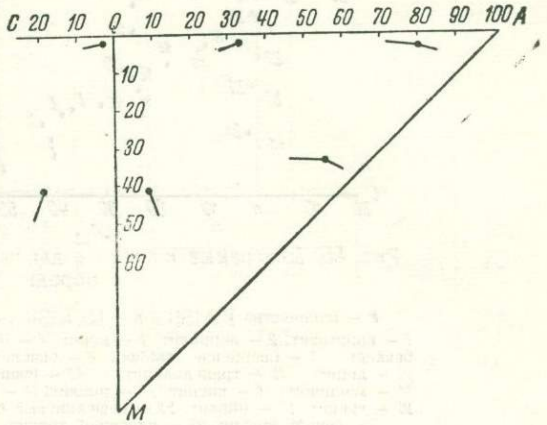


Рис. 54. Проекция химического состава четырех примеров пересчета состава горных пород по таблицам 3, 4, 5 и 6:

Q — свободный кремний; *A* — *Kp* + *Ne*; *C* — *Cal*; *M* — $(Mg, Fe, Ca)_2Si$

Полученные четыре числа проектируют в прямоугольный тетраэдр, а последний, — по методу А. Н. Заварицкого, на развернутые его грани (рис. 51, 54). При проектировании в вершине прямого угла ставят *Q*, на правой стороне диаграммы — количество *A* (*Kp*+*Ne* в %), на левой — *C* (*Cal*) и в нижнем углу — *M*. Преимущества диаграммы, построенной по этому способу, заключаются в том, что уменьшается диспропорция между количеством общего содержания кремнезема и другими окислами, как это имеет место в методе А. Н. Заварицкого. Диаграмма обладает следующими особенностями. Точка, соответствующая составу нефелина, находится в правом верхнем углу диаграммы, точка альбита и ортоклаза — на расстоянии, равном 60% по линии *QA*. На таком же расстоянии, только по другую сторону от *Q* находится точка анортита. Часть диаграммы анортит — *M* — щелочной полевой шпат получается симметричной, чего нет в диаграмме по методу А. Н. Заварицкого. Проекционные числа *A*, *C* и *M*, в общем, увеличены более чем вдвое по сравнению с числовыми характеристиками, по А. Н. Заварицкому, в связи с чем внутреннее пространство диаграммы используется почти нацело. Поэтому для построения диаграммы можно взять гораздо более мелкий масштаб, чем это необходимо для метода А. Н. Заварицкого. Точки проекций различных анализов разбросаны на широком поле, и родственные или чуждые черты отдельных анализов и их ассоциаций вырисовываются рельефнее. По диаграмме А. Н. Заварицкого анализы сближены между собой и их серии не так выпукло видны, как при большем рассеянии точек.

Показ второстепенных чисел в виде векторов при точках анализов может быть сделан по принципу А. Н. Заварицкого. Для характеристики полевошпатовой части породы предлагается ввести отношение $k : n : c$, то есть отношение калиофилита (*Kp*), нефелина (*Ne*) и кальций-алюмината (*Cal*), которое вскроет количества нормативных ортоклаза, альбита и анортита, по особенности метода пересчета с учетом всех атомных количеств, пропорциональных отношению базисных молекул. Для этого отношения можно построить особую диаграмму (рис. 55). Однако можно также построить ее в качестве вектора, подобного вектору в методе А. Н. Заварицкого. Для показа

состава цветной части горной породы ее характерных минералов, можно также принять метод, предложенный А. Н. Заварицким. При вычислении количества свободного кремнезема не следует вычитать из общего количества атомов кремния доли, соответствующей магнетитовой составляющей. Пример пересчета анализа по этому способу дан в таблице 3, а результат пересчета — на рис. 54. Сравнение рис. 52 и 56 дает представление о проекции по методу, предложенному А. Н. Заварицким в его характеристиках, и в проекционных числах по Е. А. Кузнецову.

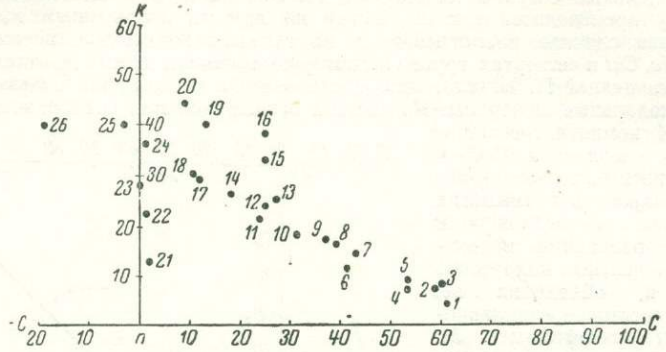


Рис. 55. Диаграмма $\kappa : n : c : \overline{c}$ для главнейших типов горных пород:

k — количество $KAlSi$; n — $NaAlSi$; c — $CaAl_2$; $\overline{c}$ — Na_2F_2;
1 — анортозит; *2* — лерцолит; *3* — дунит; *4* — океанит; *5* — габбро; *6* — плато-базальт; *7* — кварцевое габбро; *8* — базальт; *9* — диорит; *10* — эссексит; *11* — дацит; *12* — трахидолерит; *13* — гранодиорит; *14* — трахиандезит; *15* — монцонит; *16* — сиенит; *17* — риолит; *18* — щелочной сиенит; *19* — трахит; *20* — гранит; *21* — ийолит; *22* — нефелиновый сиенит; *23* — фонолит; *24* — щелочной трахит; *25* — щелочной трахит; *26* — щелочной риолит

В табл. 3 показан расчет горной породы нормального или известково-натрового ряда с незначительным количеством щелочей, причем натрия, калия и кальция в сумме больше, чем имеется алюминия. В этом случае сначала вычисляется количество калиофилита (*Kp*). Оно равно утроенному количеству атомов калия, то есть 18. Соответственно из общего числа атомов алюминия вычитается 6 и из числа атомов кремния 6, получается остаток после образования калиофилита. Точно так же подсчитывается нефелин (*Ne*), количество которого равно утроенному числу атомов натрия, что отвечает цифре 144. Следующим членом ряда является атомная группа *C*, то есть $CaAl_2$, являющаяся ядром анортита (или молекулы Чермака). Для получения этой «анортитовой извести» следует утроить количество атомов кальция, если количества атомов алюминия достаточно для насыщения всего имеющегося кальция. Однако в нашем случае количество алюминия меньше количества кальция. Поэтому за исходное число для расчета приходится принимать

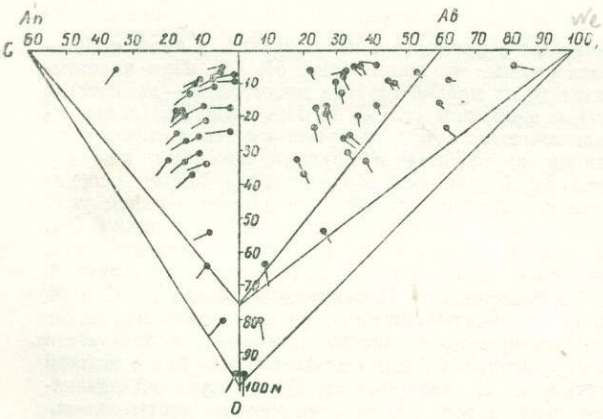


Рис. 56. Диаграмма химического состава горных пород, по Е. А. Кузнецову

алюминий. Имеющиеся 230 его атомов для образования анортитовой составляющей потребуют 115 атомов кальция, а всего в состав *C* будет входить 345 атомов металлов. В результате выделения *Kp*, *Ne* и *C* в остатке находится значительная часть кальция, магний и железо.

Как выше указано, трехвалентное железо входит в магнетит или в пироксены, амфиболы и биотит. Во всех этих случаях оно не связывает кремнезема, а потому

Таблица 3

Расчет оливинового габбро-норита горы Елевой в Тагильском районе

Компоненты	Весовые %	*Mol*	*Atm*	*Kp*	*Ne*	*C*	*Mt*	*M'*	Конечные результаты	
SiO_2	46,37	773	792	786	738	738	738	532	*Q* 532	29,8
TiO_2	1,51	19							*A* 162	9,1
Al_2O_3	14,33	142	284	278	230	—			*C* 345	19,3
Fe_2O_3	6,78	42	84	84	84	84	—		*M* 745	41,8
									1784	100,0
FeO	5,89	82	82	82	82	82	40			
MgO	10,26	256	256	256	256	256	256		*k* 18	3
CaO	12,97	232	232	232	232	117	117		*n* 144	21
Na_2O	1,49	24	48	48	—				*c* 345	76
K_2O	0,28	3	6	—						
									507	100
H_2O^+	0,45			18+144		345	126+	619	*c'* 117	21
H_2O^-	0,20			162=*A*			745=*M*		*m'* 256	48
									f' 166	31
Сумма	100,53								539	100
									q=—0,6	

можно принять, что трехвалентное железо образует с двухвалентным магнетит (*Mt*). Если минералогический состав породы известен, то это заключение можно проверить наблюдением. Соединяя 84 атома трехвалентного железа с половинным количеством атомов двухвалентного для образования магнетита ($Fe^2 \cdot Fe^3_2$), получим 126 атомов в магнетите и в остатке 40 атомов двухвалентного железа, идущего в состав цветных силикатов. Оставшиеся количества кальция и магния идут также на построение базиса для цветных силикатов, для чего они должны быть соединены с эквивалентным количеством кремния по формуле ортосиликата M_2Si (группа *M'*). В остатке находится 532 атома кремния, являющихся свободными и служащих для насыщения базисных молекул *Kp*, *Ne*, *Cal* и *M'* до состава виртуальных, то есть модальных, действительных минералов. Количество магнетита и *M'* соединяем в группу *M* — фемических компонентов породы. Соединяем также группы *Kp* и *Ne* в проекционное число *A*. Количества *Kp*, *Ne* и *C*, будучи рассчитаны на проценты, дают состав нормативного, рассчитанного из анализа полевого шпата. В нашем случае он получается битовнитом № 76, что вполне соответствует действительному, модальному составу плагиоклазов в этой породе, спределенному на многочисленных зернах под микроскопом. Кроме того, выясняется, что этот плагиоклаз содержит в примеси около 3% калиевого полевого шпата, не развитого в виде самостоятельной фазы, а только в форме смешанных кристаллов. На таблице приведен также расчет компонентов, входящих в состав фемических характеризующих породу компонентов.

Для насыщения рассчитанных базисных молекул до модальных минералов необходимо от оставшегося запаса кремния, равного 29,8%, вычесть количество, необходимое для образования альбитовой и ортоклазовой составляющей. По формуле, приведенной выше, имеем $3Ne+2Q=5Ab$. Следовательно, для получения калиевого и натрового полевого шпата необходимо *Q* взять в количестве $^2/_3A$, то есть всего 6,1. Затем необходимо вычесть из оставшегося количества кремнезема также $^2/_3$ количества *C* ($Ca.Al_2+Si_2$) или ($3Cal+2Q=5An$). Это количество будет равно $\frac{19{,}3 \cdot 2}{3}=12{,}8$.

Наконец, для полного насыщения имеющихся ортосиликатов магния, кальция и железа до «метасиликатов» необходимо количество кремния, равное трети числа атомов металлов ($3Fo+1Q=4En$), то есть 11,5%. Это число меньше трети всего количества *M*, так как магнетит не требует кремнезема. В результате получится остаток кремнезема, равный отрицательной величине — 0,6% *Q*. Это указывает на то, что в составе породы не хватает кремнезема для полного насыщения оснований до «метасиликатов»

и наряду с последними имеется некоторое количество ортосиликатов, что в действительности и наблюдается, так как порода содержит в своем составе оливин. Если бы в расчете не учесть образования магнетита и того, что наличие последнего не требует кремния, то для всего количества *M* получился бы больший недостаток кремнезема, но это в принципе было бы неправильным. Количество оливина в породе соответствует тому, которое получилось и при расчете анализа. Отрицательное количество кремния, равное — 0,6%, показывает, что в породе имеется около 2,4% оливина (0,6×4=2,4). Действительное количество определено под микроскопом в 2,34%. Остальное представлено «метасиликатами», в которых соотношение кальция, магния и железа равно в среднем 28 : 62 : 10, и магнетитом. Общая формула для расчета свободного кремнезема будет выражаться равенством:

$$Q - \frac{2}{3}A - \frac{2}{3}C - \frac{1}{3}(M - Mt) = q.$$

Для горных пород, пересыщенных алюминием, приведем расчет аплита из окрестностей Баранчи на Урале (табл. 4).

Таблица 4

Расчет химического анализа аплита Баранчи на Урале

Компоненты	Весовые %	*Mol*	*Atm*	*Kp*	*Ne*	*C*	*Mt*	*M'*	Конечные результаты	
SiO_2	77,83	1298	1299	1221	1103	1103	1103	1091	*Q* 1091	61,4
TiO_2	0,07	1							*A* 588	33,1
Al_2O_3	12,72	124	248	170	52	12	12		*C* 60	3,3
Fe_2O_3	0,19	1	2	2	2	2	—		*M* 39	2,2
									1778	100,0
FeO	0,48	7	7	7	7	7	6		*k* 234	36
MnO	0,01								*n* 354	55
MgO	0,24	6	6	6	6	6	6		*c* 60	9
CaO	1,13	20	20	20	20	—				
									648	100
Na_2O	3,65	59	118	118	—				*a'* 12	52
K_2O	3,75	39	78	—					*m'* 6	24
									f' 5	24
H_2O^+	0,48			234+354		60	3+36		23	100
H_2O^-	0,07			*A*			*M*			
									q=36,7	
Сумма	100,62									

В данном случае, когда в породах имеется избыток алюминия сравнительно с количеством калия, натрия и кальция, взятыми вместе, расчет количества свободного кремнезема производится подобно предыдущему, но вместо магнетита или вместе с магнетитом не учитывается и количество кремнезема для алюминия, так как последний в избытке находится обычно в слюдах, а потому не требует для себя кремния.

Третьим случаем, с которым может встретиться на практике петрограф при обработке данных химических анализов горных пород, являются горные породы, пересыщенные щелочами. Степень пересыщения может быть различной. Иногда даже чаще она сказывается только в общей сумме щелочных групп $Kp+Ne=A$, причем не получается избытка натрия, который в этих случаях целиком увязывается с алюминием. Однако иногда количество натрия вместе с калием настолько велико, что алюминия оказывается недостаточно для увязки всего калия и натрия в группу *A* и остается некоторый избыток натрия. Тогда, как и в методе А. Н. Заварицкого, следует образовать группу $Na_2Fe_2^{3+}$, то есть $\overline{c}$. Пример этого перерасчета дан в табл. 5.

Для этого случая автор предлагает объединить количества $\overline{C}$ и *M*, так как и эгириновая составляющая входит в состав характерного для пород цветного ком-

Таблица 5

Пересчет анализа горной породы, пересыщенной щелочами. Ийолит, Тахтарвум

Компоненты	Весовые %	*Mol*	*Atm*	*Kp*	*Ne*	$\overline{C}$	*Mt*	*M'*	Конечные результаты	
SiO_2	43,35	722	722	702	408			213	*Q* 213	11,5
			26						*A* 1020	54,8
TiO_2	2,06	26							$\overline{C}$ 24	1,3
			340	294	—				*M* 603	32,4
Al_2O_3	17,35	170								33,7
			28	28	28	12	—		1860	100,0
Fe_2O_3	2,17	14								
FeO	7,76	108	112	112	112	112	106		*k* 138	13
MnO	0,30	4							*n* 882	85
									c 24	2
MgO	4,20	105	105	105	105	105	105			
CaO	10,03	179	179	179	179	179	179		1044	100
Na_2O	9,38	151	302	302	8	—			*c'* 179	46
K_2O	2,17	23	46	—					*m'* 105	26
									f' 106	28
H_2O	0,89			138+882 (*A*)		24+18+585 (*M*)			390	100
									q = −36,4	
Сумма	99,66									

понента вместе с другими металлами: магнием, кальцием и железом. Тогда *C* будет равно 0 и проекция точки анализа будет находиться только на правой стороне диаграммы. Количество *c* рассчитывается для того, чтобы можно было видеть, насколько порода пересыщена щелочами. Степень пересыщения ее щелочами может быть показана и на диаграмме. Для этого в точке анализа на правой стороне диаграммы от-

Таблица 6

Пересчет состава горных пород, сильно пересыщенных щелочами. Уртит

Компоненты	Весовые %	*Mol*	*Atm*	*Kp*	*Ne*	$\overline{C}$	*M'*	Конечные результаты	
SiO_2	45,26	761	761	685	221	221	168	*Q* 168	8,2
Al_2O_3	27,37	270	540	464	—			*A* 1620	79,6
Fe_2O_3	3,53	22	44	44	44	—		$\overline{C}$ 88	4,3
								M 159	7,9
FeO	0,49	9	12	12	12	12	—		12,2
MnO	0,19	3						2035	100,0
MgO	0,73	18	18	18	18	18	—	*k* 228	13
CaO	1,22	22	22	22	22	22	—	*n* 1392	82
Na_2O	17,29	281	562	562	98	54	—	$\overline{c}$ 88	5
K_2O	3,51	38	76	—				1708	100
H_2O	0,40			228+1392 (*A*)		+88 54 = 142 ($\overline{c}$)	159	*c'* 22	42
								m' 18	35
								f' 12	23
								52	100
Сумма	99,99							*q* = −50,2	

кладывается вектор $k:n:\overline{c}$. Он будет направлен в противоположную сторону от вектора $c':m':f'$, как видно на рис. 54. Так как полевошпатово-фельдшпатидовый вектор откладывается обычно с направлением вниз, когда c является положительной величиной, то когда c становится величиной отрицательной, вектор следует откладывать в обратном направлении. У пересыщенных щелочами пород на правой стороне диаграммы будет находиться два вектора, из которых один показывает состав «метасиликатовой» составляющей фемического компонента, тогда как другой — содержание эгириновой составляющей пироксенов или рибекитовой амфиболов. Обычно состав «метасиликатовой» части для щелочных пород оказывается обогащенным кальцием вследствие того, что характерные для этих пород минералы являются теми, в которых кальций находится в избытке сравнительно с кремнием, например в канкринite, апатите, в повышенном количестве титанита и пр.

Четвертый случай крайнего пересыщения пород щелочами приведен в табл. 6.

И в этом случае, подобно предыдущему, сначала рассчитывается $\overline{C}$, причем в эту величину включается весь избыток натрия, не связываемый с алюминием и железом. А. Н. Заварицкий включал в группу c все железо, как трех-, так и двухвалентное вместе с марганцем. Однако двухвалентное железо в эгирине не связано с натрием, а потому в настоящем методе мы предлагаем использовать для этого только трехвалентное железо. Остаток натрия условно включается в $\overline{c}$, потому что весь натрий в составе минералов входит в характерные ассоциации цветных компонентов породы, а также в содалит, другие фельдшпатиды, щелочные титано- и цирконо-силикаты и пр., где он выступает в избытке сравнительно с кремнием. И в этом случае $\overline{C}+M'$ объединяются для проекции в качестве M, а щелочность показывается в виде вектора при точке соответствующего анализа на правой стороне диаграммы, а также на диаграмме $k:n:c$.

Химический и минералогический составы магматических пород тесно связаны друг с другом. Минералогический состав является фазовым составом, минералы в породе — фазами ее химической системы. Поэтому, если точно известен химический состав минералов, то легко рассчитать состав породы в ее целом, произведя подсчет минералов в горной породе. Это сделать гораздо легче и дешевле по сравнению с химическими анализами. Поэтому желательно всегда иметь подсчет минералов, слагающих горную породу. Такой подсчет делается при помощи особых счетных столиков или окуляра, в котором вместо креста поставлена прямоугольная сетка: количество минералов в процентах будет пропорционально количеству занимаемых зернами минерала ячеек сетки в поле зрения микроскопа.

Структура породы имеет при этом наиболее важное значение. Мелкозернистые породы просчитываются легко и точно, поскольку в поле зрения и в шлиф в его целом попадает много зерен различных минералов, в общем, пропорционально их содержанию в породе. Крупнозернистые породы для их количественно-минералогического анализа требуют нескольких шлифов, тогда как грубозернистые породы для этой цели лучше шлифовать или полировать, с тем чтобы на полированной поверхности подсчитывать количество слагающих их минералов с помощью планиметра. Метод количественно-минералогического анализа применим лишь для пород, состоящих из одних кристаллов. Для излившихся пород можно подсчитывать количество вкрапленников и основной массы, а также стекла.

Существует ряд классификаций пород по их количественно-минералогическому составу, из которых наиболее совершенной является классификация Б. М. Куплетского. Все породы по его классификации делятся на группы по содержанию светлых и цветных компонентов, далее по количеству различных членов ряда цветных и светлых силикатов, по наличию или отсутствию кварца, калиевого полевого шпата, количеству и составу плагиоклазов, наличию и количеству оливина, пироксенов, амфиболов, биотита и других минералов. Б. М. Куплетским проанализированы с точки зрения количественно-минералогического состава границы между семействами интрузивных пород. Составы каждого

из этих семейств нанесены в пространстве равностороннего тетраэдра, причем каждый произведенный подсчет находит отражение в виде точки в тетраэдре и попадает в поле той или иной группы пород, чем точно определяется ее систематическое положение.

Имея в виду связь минералогического и химического состава горных пород, Д. С. Белянкин предложил производить химические анализы отдельных фаз, а затем производить количественно-минералогические анализы, которые дадут возможность выяснить полную картину химизма самых разнообразных членов ряда пород в данном районе, изученных под микроскопом.

Петрографы делали попытки сравнения химического состава пород с их минералогическим составом. Зная последний по наблюдениям под микроскопом, можно рассчитать химический состав по минералам, то есть произвести работу, обратную той, которая рекомендуется Д. С. Белянкиным. Если минералогический состав пород неизвестен, то химический анализ породы можно рассчитать на минералы различным путем, вследствие чего можно предвидеть возможные случаи гетероморфизма (стр. 59).

В 1904 году Кросс, Иддингс, Пирсон и Вашингтон (США) предложили рассчитывать химический состав всех пород на нормативные или стандартные минералы, которые в породе могут реально не существовать. Так, например, породы с избытком алюминия (a') они рассчитывают с выделением корунда, что в действительности встречается очень редко. Наиболее важные стандартные минералы представлены обычными силикатами, при этом для их вычисления разработана подробная, несколько механическая методика расчета и столь же механическая классификация, в которой породы делятся на группы, классы, порядки, ранги и субранги с выделением отдельных типов пород на основании количественного отношения полученных при расчете стандартных минералов, их салических и фемических групп. Эта классификация по стандартным минералам не отражает реальной картины минералогического состава.

По существу каждый из предложенных методов пересчета химических анализов страдает подобными же условностями. Выделение групп *a* и *c* есть тоже начало создания тех же стандартных минералогических групп, но оно не идет дальше этой небольшой абстракции, не доводя дело до минералов. Несколько дальше пошли Ниггли и автор настоящего руководства, выделившие группы с присоединением кремнезема и образованием групп *Kp* и *Ne*, а также ортосиликатов и магнетита. Эти группировки тоже не переходят границ возможного, так как они являются только вспомогательным средством для вычисления действительных, то есть модальных минералов породы, что нами и приведено выше при расчете габбро.

Переход Ниггли на атомные проценты с учетом всех атомов металлов при расчете количества главных минералов позволяет не только просто рассчитывать главные минералы пород путем уравнений, приведенных выше, но и воздержаться от перехода при этом на весовые количества, так как атомные количества являются промежуточными и близко отражают объемный и весовой минералогические составы пород. Эта особенность позволила Е. А. Кузнецову предложить метод перехода от количественно-минералогического состава к химическому, выраженному в проекционных числах *A*, *C*, *M* и *Q*, чем дается прямой метод сравнения количественно-минералогического и химического состава пород на диаграммах. При этом для метода желательно знать состав минералов; если же он неизвестен, можно воспользоваться средними значениями состава, данными П. Н. Чирвинским (1928 и 1953) и имеющимися в виде отдельных анализов породообразующих минералов, помещенных в «Описательной петрографии» Розенбуша. Знание состава минералов необходимо для вывода второстепенных проекционных количеств, как-то: a', c', m', f' и др. Главные проекционные группы рассчитываются достаточно точно и без этих данных, при помощи схематичных формул.

Для примера произведем расчет плагиогранита, переходящего в кварцевый диорит, из Тагильской дачи (табл. 7).

Для расчета отношения $k : n : c$ можно взять отношение величин *Kp*, *Ne*, *C*, но это отношение не будет отражать полного содержания калиевого полевого шпата, так как часть этого компонента входит в виде составляющей в состав плагиоклазов. Для выяснения количества этого скрытого по форме развития калиевого полевого шпата необходимо воспользоваться диаграммой изоморфной смесимости полевых шпатов, хорошо известной из литературы. Она имеет вид, показанный на рис. 57. Из нее видно, что для состава плагиоклаза № 20 это количество калиевой составляющей равно

Таблица 7

Расчет состава кварцевого диорита Тагильской дачи на проекционные числа

Компоненты	Объемные %	Q	Kp	Ne	C	Mt	M'	Конечные результаты
Кварц	19,3	19,3						Q 50,7
Ортоклаз	0,3	0,1	0,2					A 36,9
Плагиоклаз № 20	76,0							C 9,1
альбит	60,8	24,5	—	36,3				M 3,3
анортит	15,2	6,1	—		9,1			
Роговая обманка	2,3	0,6		0,2			1,5	100,0
Диопсид	0,2	0,05					0,15	
Биотит	0,4		0,2				0,2	k 21
Магнетит	1,1					1,1		n 60
Титанит	0,2	0,1					0,1	c 19
Апатит	0,2						0,2	c' 20
								m' 10
Сумма	100,0	50,7	0,4+36,5		9,1	1,1+2,2		f' 70
			A			M		q=50,7—24,6—6,7=19,4

около 12%, что от 76% плагиоклаза дает 9,1%. Другими словами, мы должны от нормативного альбита отнять 9,1% и прибавить это количество к 0,4% k, имеющегося в составе проекционных величин. Таким образом, отношение $k : n : c$ будет равно 9,5 : 27,2 : 9,1, то есть 21 : 60 : 19. Незначительное изменение содержания анортита, сравнительно с составом плагиоклаза, определенным под микроскопом, объясняется наличием некоторого количества калиевого полевого шпата и биотита; содержание калия в них понижает процентное содержание анортита в общем количестве полевых шпатов.

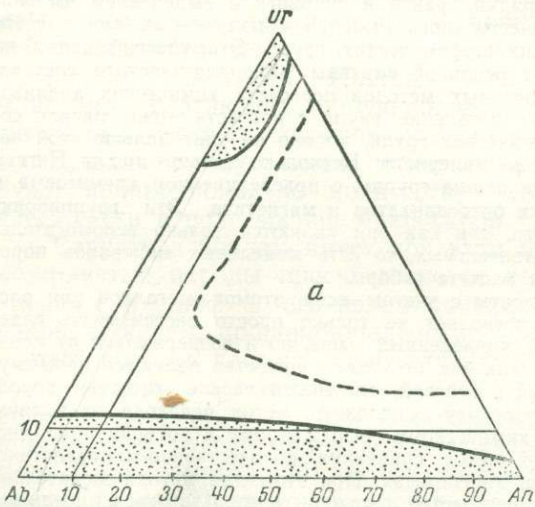


Рис. 57. Диаграмма взаимной растворимости компонентов альбит—анортит—ортоклаз при нормальной температуре (точки). Пунктирной линией отделено поле их смесимости при высокой температуре от участка, где смешанные кристаллы соответственного состава отсутствуют (*a*)

Расчет состава проекционного количества M труднее, так как здесь необходимо иметь в виду поликомпонентный состав цветных минералов. Тем не менее опыт показал, что принятие средних составов породообразующих минералов, сведения о которых имеются в литературе и рассчитаны П. Н. Чирвинским, или же конкретных минералов, состав которых определен для изучаемых пород, или из пород, аналогичных изучаемым, дает вполне удовлетворительные результаты. Векторы, построенные на основании таких величин, соответствуют построенным на основании данных анализов в соответствующих породах. Табл. 8 дает схему расчета этих проекционных величин.

Как видно из таблицы, общее количество, входящее в состав проекционного числа отдельных минералов, можно дальше разбить по частям содержания кальция, магния и железа, а для биотита — алюминия. Относительные количества этих компонентов на основании химического состава диопсида, выделенного из гранитов, равно c' — 50%, m' — 40% и f' — 10%, то есть из 0,15% M в составе пироксена в нашем анализе необходимо выделить 0,07 в состав c', приблизительно столько же в состав

Таблица 8

Вычисление проекционных величин по минералам

Минералы	Объемные %	a'	c'	m'	f'	Конечные результаты	
Роговая обманка	1,5	—	0,38	0,75	0,37		
Пироксен	0,15		0,07	0,07	0,01	c'	24
Биотит	0,2	0,03	0,00	0,07	0,1	m'	29
Магнетит	1,1				1,1	f'	47
Титанит	0,1		0,10				
Апатит	0,2		0,2				
Сумма		0,03	0,75	0,89	1,40		
		—	0,74	0,89	1,40		

m' и 0,01 в состав f'. Для амфибола отношения $c' : m' : f'$ равны по данным конкретных анализов в среднем 25 : 50 : 25, то есть из 1,5% надо выделить 0,75% в состав m', 0,38 в состав c' и 0,37 в состав f'. Отношение a', m' и f' в биотите, по данным среднего состава биотита в гранитах (по П. Н. Чирвинскому), равно 14 : 37 : 49, то есть на долю f' приходится 0,1. Весь магнетит должен быть отнесен в группу f', а весь апатит и титанит — в группу c'. Подавляющее содержание магнетита над другими компонентами, входящими в состав проекционного количества M, обусловливает то, что проекционное число f' является самым большим. Если бы биотита было много, то следовало бы количество a' соединить с эквивалентом a' по формуле $CaAl_2$ в группу C, прибавив это количество к C, а c' соответственно уменьшить на эту величину. В нашем случае этим количеством можно пренебречь, а если и учесть, то от c' следует отнять 0,01%, что не произведет никакого нарушения в процентных отношениях главных компонентов. Общий итог даст отношение $c' : m' : f'$, в нашем случае равное 24 : 29 : 47.

Для правильного вычисления из цветных минералов главных компонентов Q, A, C и M необходимо воспользоваться их средними или конкретными составами. С этой целью были приняты расчеты конкретных анализов диопсида, роговой обманки и биотита из гранитов (Г. Розенбуш, Описательная петрография). Эти цифры даны в табл. 9.

Таблица 9

Проекционные количества породообразующих цветных минералов в гранитах

Минералы	Q	A	C	M	k	n	c	a'	c'	m'	f'
Диопсид	23,6	5,4	—	71	23	77	0	—	50	40	10
Амфибол	25	9	8	58	29	27	44	—	27	52	21
Биотит	—	44	3	53	77	15	8	14	—	37	49

КЛАССИФИКАЦИЯ

Вопросы классификации магматических горных пород могут рассматриваться с различных точек зрения. Одну из главных ролей в этом отношении играют геологические условия их залегания. Другим важнейшим признаком для классификации является их химический и минералогический состав. Оба они тесно связаны друг с другом. Из химических особенностей пород на первое место ставится кислотность, то есть содержание в них кремнезема. Важную роль играет также содержание щелочей и алюминия, магния, кальция, железа и других металлов. Химический состав тесно связан с минералогическим составом, с содержанием главных цветных и светлых минералов:

оливина, пироксенов, амфиболов, полевых шпатов и других. Вследствие того что познание химического состава пород требует больше времени, средств и усилий, группировка горных пород по минералогическому составу приобретает очень важное значение. С этой целью выделяются главные группы горных пород по совокупности минералов, входящих в их состав. Следующий этап определяется присутствием того или иного характерного минерала, обусловливающего видовое название горной породы.

Все признаки, служащие для классификации, являются важными, определяющими место горной породы в естественном их ряду. Чисто химические классификации неудобны в повседневной практической работе, так как из химического состава неясно, какие минералы слагают породу. Минералы как реальные фазы состояния породы должны играть в систематике и наименовании пород важнейшую роль. Количественно-минералогические классификации мало приложимы для излившихся пород и хороши только для зернистых интрузивных разностей.

Одним из создателей современной классификации изверженных горных пород был Розенбуш, наследство которого разрабатывалось и дополнялось многочисленными геологами и петрографами. Из русских геологов большую роль в деле классификации горных пород сыграл Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, посвятивший много работ вопросам классификационного и генетического порядка и установлению границ между семействами горных пород, создавший свою химическую классификацию.

Изучение изверженных горных пород ранее начинали с гранитов. Многие соображения генетического порядка, а также простота состава и структур основных пород заставили отойти от этого порядка ознакомления с ними учащихся и перейти к систематическому изучению, начиная с почти мономинеральных пород, состоящих из оливина и пироксена или амфибола как первичных минералов или, как предлагал А. Н. Заварицкий, с основных габбровых пород, считающихся родоначальными для остальных членов ряда. В настоящем курсе принят первый порядок рассмотрения пород, введенный впервые В. И. Лучицким в практику преподавания в его курсе петрографии. При этом сначала изучающий встречается с ограниченным количеством минералов и сравнительно простыми структурами; при дальнейшем же изучении как минералогический состав, так и структура постепенно становятся многообразнее и сложнее, однако их усвоение и возможность понять их увеличиваются благодаря все возрастающему опыту.

Общая классификация изверженных горных пород дана в табл. 10.

Деление горных пород на группы по комплексным признакам геологического залегания, химизма, минералогического состава и структуры намечает, прежде всего, два ряда их, а именно — горные породы силикатного и несиликатного состава. Роль этих двух групп резко неодинакова. Если первые представляют подавляющее количество всех изверженных пород, то вторые встречаются редко, зато часто имеют большое промышленное применение как полезные ископаемые. Они образуются в земной коре в результате скопления минералов, благодаря концентрации из некоторых расплавов большей частью основного состава. Несиликатные горные породы магматического происхождения представлены апатитовыми, карбонатовыми, сульфидными и различными железорудными породами, из которых главнейшими являются титаномагнетитовые и ильменитовые породы, служащие в то же время и рудами.

Силикатные горные породы в свою очередь делятся на две большие группы, из которых одна чрезвычайно сильно распространена по срав-

Таблица 10

Главнейшие группы изверженных горных пород

		Нормальный ряд			Щелочной ряд			
		Простые	Сложные					Простые
			без фельдшпатидов		с фельдшпатидами			
Кислые	с кварцем		Граниты плагиоклазовые, нормальные и липариты, кварцевые порфиры (липаритовые порфиры)		Граниты щелочные, пантеллериты с комендитами, кварцевые кератофиры			
Средние	Мало кварца	Альбититы, ортозиты, олигоклазиты, андезиниты	Диориты, андезиты, андезитовые порфириты	Сиениты, трахиты, ортофиры (трахитовые порфиры)	Щелочные сиениты, щелочные трахиты, кератофиры, эссексит-диориты, трахиандезиты	Нефелиновые сиениты, фонолиты, нефелиновые порфиры, ювиты, фонолиты, лейцитофиры		
Основные	Без кварца	Лабрадориты	Габбро, базальты, диабазы, базальтовые порфириты	Ортоклазовые габбро, трахидолериты	Эссекситы, трахидолериты, щелочные диабазы	Тералиты, нефелиновые тефриты и базаниты, шонкиниты, лейцитовые тефриты и базаниты	Ийолиты, нефелиниты с нефелиновыми базальтами, миссуриты, лейцититы с лейцитовыми базальтами	Уртиты, нефелиниты, фергуситы, лейцититы, италиты
	Простые	Дуниты, меймечиты	Перидотиты, пироксениты, горнблендиты, пикриты, пикритовые порфириты		Щелочные перидотиты и пироксениты (якупирангиты), лимбургиты, авгититы		Мелилитовые породы, мелилитовые базальты	Биотитовые породы, лейцитовые базальты
		Без фельдшпатидов			с фельдшпатидами или без них	с фельдшпатидами		

Примечание: породы, названия которых напечатаны крупным шрифтом, относятся к глубинным типам; мелким шрифтом напечатаны названия излившихся пород. Биотитовые породы, вероятно, метаморфические

нению с другой. Более распространенная группа получила название горных пород нормального ряда и отличается наличием значительных количеств двухвалентных металлов, тогда как другая отличается от первой сравнительно повышенной концентрацией щелочных металлов, а потому называется щелочным рядом горных пород. Горные породы щелочного ряда в свою очередь образуют две второстепенных ветви, в которых из щелочей преобладают в одном случае натрий, в другом калий. Первые относятся к натровому, вторые к калиевому ряду. Между всеми тремя рядами — нормальным, натровым и калиевым — нет резких границ. В природе имеются многочисленные примеры переходов между породами различных рядов, а потому выделить их можно только в тех случаях, когда типичные черты того или иного ряда настолько рельефны, что могут быть обнаружены путем сравнения числовых характеристик или других параметров, служащих для сравнения химического состава пород.

По содержанию кремнезема силикатные горные породы делятся на три ряда: основные, средние и кислые горные породы. К основным относятся содержащие меньше 52% (весовых) кремнезема. Так как в природе отсутствуют резкие границы между отдельными членами рядов, то граница 52% взята условно и некоторые породы удобнее по их минералогическому составу относить к основным даже в тех случаях, когда они содержат до 54% кремнезема. Таковы, например, мономинеральные породы бронзититы, состоящие преимущественно из бронзита. С другой стороны, породы промежуточного ряда относятся иногда авторами к средним типам тогда, когда они содержат всего 50% кремнезема, так как для разделения пород на группы учитывается содержание и других элементов, кроме кремния. Граница между средними и кислыми породами условно принимается в пределах около 65% кремнезема. И здесь некоторые породы по минералогическому составу относятся к группе средних пород, хотя содержание в них кремнезема достигает 67%, например в альбититах.

По минералогическому составу породы могут быть разделены на почти мономинеральные, или простые (табл. 10), и на сложные, или полиминеральные, породы, в которых присутствуют разнообразные светлые и цветные минералы. К последним породам относится большинство горных пород земного шара. В предложенной таблице горные породы, состоящие преимущественно из одного господствующего над другими минерала, разделены на следующие три группы, обрамляющие каймой всю среднюю часть таблицы. На левой стороне таблицы расположены породы, состоящие преимущественно из известково-натровых плагиоклазов, начиная от оликоглаза и кончая анортитом. Они не получили никаких местных наименований и просты для запоминания. Все они относятся к средним и основным породам. Для кислых пород простые типы отсутствуют. В литературе указываются некоторыми авторами так называемые кварцолиты, то есть породы, состоящие почти из одного кварца. Однако некоторые исследователи отнесли сюда по ошибке осадочные, слегка метаморфизованные кварциты; другие же породы этого ряда представляют собой или связанные с пегматитами кварцевые жилы, имеющие скорее гидротермальное или пневматолитовое происхождение, или граниты, обогащенные кварцем и мусковитом вследствие разложения полевых шпатов и перехода их после застывания породы в слюду и кварц. Средние породы полевошпатового ряда являются олигоклазитами или андезинитами. Основные представлены хорошо известными всем лабрадоритами, служащими прекрасным декоративным камнем, и менее известными анортозитами, главной состав-

ной частью которых является битовнит или анортит. Все полевошпатовые породы нередко объединяют под названием плагиоклазитов и еще более общим термином фельдшпатолитов.

К нормальному ряду пород, состоящих преимущественно из одного минерала, относятся также ортоклазовые породы, или ортозиты, встречающиеся в связи с сиенитами. Другим членом этого ряда являются альбититы, состоящие преимущественно из одного альбита. Эти породы встречаются относительно редко в виде жил или в связи с сиенитовыми массивами в качестве их отдельной краевой фации, например на Урале. Гораздо реже встречаются сильно щелочные разности, состоящие главным образом из нефелина. Они называются уртитами. Еще более редки богатые лейцитом породы, называемые фергуситами и италитами.

Мономинеральные породы из цветных силикатов представлены многочисленными членами ряда, начиная от дунитов, состоящих почти из одного оливина. Дуниты через промежуточные члены ряда перидотитов связаны с пироксенитами, в состав которых преимущественно, а иногда и целиком входят одни пироксены. Перидотиты и пироксениты в свою очередь переходят в породы, состоящие преимущественно из роговой обманки, или горнблендиты, и характерные для щелочноземельного, или нормального ряда. Однако и среди пород щелочного ряда встречаются такие, которые состоят преимущественно из оливина или оливина и пироксенов, но содержат некоторое количество нефелина и благодаря этому отличаются повышенной щелочностью. Иногда эта повышенная щелочность стоит в связи с тем, что часть или весь пироксен этих пород представлен щелочными членами ряда эгирин — авгит или эгирином, а в авгититах натрий входит в состав авгита в виде эгириновой, или жадеитовой, составляющей. В излившихся типах этих пород повышенное количество щелочей находится в виде стекла, вследствие чего щелочные минералы не видны. Таковы излившиеся аналоги этих пород — лимбургиты. Богатые магнетитом щелочные пироксениты из Якупиранга в Бразилии называются якупирангитами; это название распространено и на другие щелочные породы этого ряда. Особо стоят чрезвычайно редкие породы, обогащенные мелилитом. Еще реже встречаются биотитовые породы, выбросы которых известны на вулканах озера Киву в Центральной Африке. В излившемся состоянии они встречаются в виде ассоциаций оливина и лейцита, которые развиваются при застывании биотитового расплава при обыкновенном давлении и при отсутствии минерализаторов согласно схематическому уравнению:

$$2K(Mg,Fe)_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2 = KAlSiO_4 + K[AlSi_2O_6] + 3(Mg,Fe)_2SiO_4 + 2H_2O.$$

В результате этих реакций получаются оливин, кальсилит (особая разновидность минерала состава $KAlSiO_4$) и лейцит — минералы, констатированные в породах района озера Киву.

В центральной части таблицы представлены главнейшие типы сложных пород. Из них наиболее важными в генетическом отношении являются габбро, составные части которых представлены основными плагиоклазами и пироксенами, а иногда также оливином и другими минералами. От габбро идет ветвь к анортозитам и лабрадоритам. Габбро связаны в природе также с дунитами, перидотитами, пироксенитами и горнблендитами. С другой стороны, примесь к габбро ортоклаза дает разность ортоклазового габбро, обнаруживающего переходы

в сиениты, так же как нормальное габбро бывает почти всегда связано с диоритами. От сиенитов и диоритов имеются переходы в граниты, с одной стороны, в плагиоклазовые их разности, с другой — в нормальные, содержащие больше ортоклаза, чем плагиоклаза. Граниты нормального ряда связаны со щелочными гранитами, так же как с нормальными сиенитами встречаются ассоциации щелочных сиенитов. Последние наблюдаются иногда в тесной связи со щелочными гранитами.

Габбро нормального ряда через ортоклазовые габбро переходят в щелочные габбро, или эссекситы, отличающиеся наличием в их составе довольно значительных количеств калиевого полевого шпата, а иногда и нефелина. С другой стороны, и диориты иногда связаны со щелочными породами через эссексит-диориты, отличающиеся большей щелочностью, наличием калиевого полевого шпата и переходящие также в эссекситы. Прежде не проводилось различия между щелочными габброидами и щелочными диоритами — все они относились к эссекситам. Выделение среди них эссексит-диоритов является целесообразным. От эссекситов отходят две ветви щелочных габброидов, а именно: породы, в состав которых входят основной плагиоклаз и моноклинный пироксен вместе с нефелином, они называются тералитами, и породы, состоящие по преимуществу из калиевого полевого шпата и моноклинного пироксена, часто с примесью нефелина. Такие породы получили название шонкинитов. Эти члены ряда в свою очередь связаны переходами с породами, состоящими существенно из нефелина и пироксена или лейцита и пироксена. Они названы соответственно ийолитами и миссуритами, а от них прямой путь ведет к чисто нефелиновым и чисто лейцитовым породам, с одной стороны, и к меланократовым членам ряда, состоящим из оливина или пироксенов — с другой.

Щелочные породы типа щелочных сиенитов бывают обычно тесно связаны с нефелиновыми сиенитами постепенными переходами. Как особенную разность нефелиновых сиенитов выделяют иногда семейство ювитов. Различие их заключается в том, что в нефелиновых сиенитах плагиоклазы представлены альбитом, тогда как в ювитах много калиевого полевого шпата.

Как следует из приведенного описания, все породы, перечисленные в таблице, тесно связаны друг с другом в единую семью, члены которой часто встречаются совместно, образуя серии пород. Главнейшие серии, намечающиеся в таблице,— это серии пород нормального и щелочного рядов. Среди последних эссекситы, тералиты, ийолиты и уртиты представляют серию натрового ряда, тогда как ювиты, шонкиниты, миссуриты и фергуситы, а также биотитовые породы представляют серию калиевого ряда.

Каждый тип интрузивных пород имеет себе аналогов среди лав, излившихся на поверхность. В таблице названия пород-аналогов помещены ниже названий соответствующих интрузивных образований. Помещены в таблице и названия эффузивных пород, измененных диагенетически в земной коре в так называемые палеотипные породы. Они отличаются сильным изменением первичного состояния с развитием значительного количества вторичных минералов. Мы отметили различные парагенетические связи пород, представленных в таблице. Генетические причины этих связей мы рассмотрим после описания этих пород.

Кроме перечисленных в таблице пород, представляющих излившиеся и интрузивные разности, среди магматических пород встречаются члены жильного ряда. Последние всегда бывают развиты в виде небольших жильных тел и даек, пространственно приуроченных к ин-

трузивным массивам и часто связанных с ними общим происхождением. Среди пород жильного ряда выделяются четыре группы. Одна из них по своему составу не отличается от тех пород, которые слагают массив и с которым она связана пространственно. Отличие сказывается в структуре: большая часть жильных пород обладает порфировой структурой, а если последняя отсутствует, то породы являются микрокристаллическими. Будучи породами промежуточного типа и обладая гипабиссальными формами залегания, эти породы носят и промежуточные названия, соединяющие наименования пород эффузивного и интрузивного типа, например, гранит-порфиры и микрограниты, сиенит-порфиры и микросиениты, диорит-порфириты и микродиориты и т. д.

Кроме этих пород, существуют такие, которые по составу отличаются от родоначальных пород массива: то они более лейкократовые и содержат меньше цветных минералов, то, наоборот, более темные и богаты цветными силикатами. Лейкократовые породы жильной серии распадаются на две группы — мелкозернистые однородные по структуре аплиты и крупнокристаллические до гигантолитовых пегматиты. Меланократовые породы жильного ряда получили название лампрофиров. В дальнейшем изложении мы рассмотрим эти породы в связи с теми группами интрузивных пород, с которыми они связаны. С другой стороны, в конце описания пород будет дан общий обзор пород жильной серии и рассмотрен вопрос об их происхождении.

СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Описание магматических горных пород естественно начать с наиболее важной группы горных пород нормального, то есть щелочноземельного ряда. Из изложенного выше видно, что этот ряд образуется разнообразными ассоциациями различных его членов, начиная с перидотитов и кончая гранитами. Значение различных групп этого ряда неодинаково. Многие из них пользуются сравнительно ограниченным распространением; встречаясь довольно часто в виде мелких интрузивных тел или небольших излияний и жил, они редко образуют значительные массы. Другие, наоборот, так широко распространены и образуют иногда столь большие поля, что их роль в строении земной коры приобретает чрезвычайное значение. Подсчеты С. П. Соловьева для территории СССР дали следующие цифры распространения горных пород.

Таблица 11

Среднее количество интрузивных и излившихся пород на территории СССР, по площади в процентах (по С. П. Соловьеву)

Породы	Кислые	Основные	Щелочные	Всего
Интрузивные	48,7	2,3	0,4	51,4
Излившиеся	13,5	35,1	(0,05)	48,6

К этому следует добавить область распространения траппов Сибири, равную 1 550 000 км², являющуюся еще недостаточно изученной, а потому не включенную в таблицу. Эта площадь близка к ¾ всей площади, вошедшей в таблицу в качестве занятой эффузивными породами, что должно сильно повысить роль основных пород как среди интрузий,

так и особенно среди излияний. Дэли дает такие цифры распространения пород на территории США (табл. 12).

Недостающее до 100 количество относится к различным редким, щелочным и другим породам. Если отнести всю площадь распространения сибирских траппов к основным излияниям, то площадь последних

Таблица 12

Распространение магматических пород на территории США в % (по Дэли)

Породы	Кислые	Средние	Основные	Всего
Интрузивные	35,4	1,8	2,6	39,8
Излившиеся	12,8	23,8	20,7	57,3

будет равна 44,5%, что полностью соответствует распространению андезитов и базальтов в США по Дэли. Таким образом, граниты и гранодиориты, базальты и андезиты с липаритами слагают до 93% всех

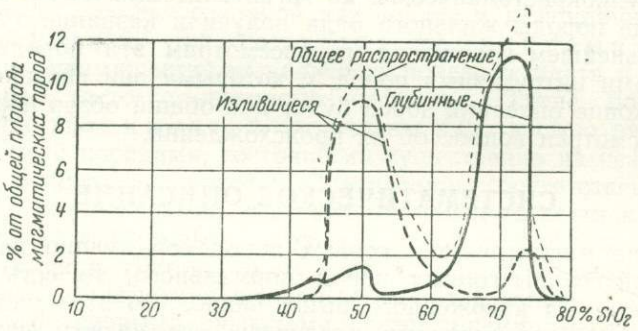


Рис. 58. Диаграмма распространения магматических пород (по С. П. Соловьеву)

изверженных горных пород в земной коре и являются самыми распространенными. На рис. 58 дана кривая площадного распространения магматических пород с разным содержанием кремнезема, по С. П. Соловьеву. Из нее видно, что максимумы распространения попадают на два интервала, а именно: на породы с содержанием кремнезема около 52% и с содержанием его около 72%. Между этими максимумами и по обе стороны от них количество соответственных пород падает.

Нередко горные породы бывают развиты в ассоциации друг с другом. В этом отношении интересны те случаи, когда ряд интрузивных пород не только развит в одной местности, что бывает часто, но образует один массив, в котором разнообразные породы соединены в одно целое и связаны друг с другом по происхождению. Такие интрузивные массивы называются дифференцированными. Роль отдельных типов пород среди этих массивов приблизительно соответствует тем средним цифрам, которые приведены были выше. Точно так же среди областей, в которых большую роль играют комплексы излившихся пород, часто последние состоят из чередующихся продуктов застывания лав различного состава, последовательно сменяющих друг друга, иногда с перемежающимся составом отдельных излияний, иногда же с тенденцией к закономерному изменению в одном петрохимическом направлении, обычно с течением времени от более основных к более кислым типам пород. Рассмотрим некоторые примеры таких комплексов.

Для интрузивных образований наиболее известным из отечественных примеров является габбро-перидотитовый комплекс Урала. Он был детально изучен Н. К. Высоцким, А. Н. Заварицким, Л. Дюпарком и рядом других исследователей (рис. 59). В нем принимают участие разнообразные породы, притом не только щелочноземельные, но в значительном количестве и щелочные. На территории массива выделяются участки, сложенные перидотитами (дунитами) и пироксенитами. Они приурочены преимущественно к западным краевым частям массива. Окружая их и распространяясь далеко к востоку, развиты различные породы семейства габбро, которые в свою очередь восточнее через кварцевые габбро переходят в кварцевые диориты и, наконец, в граниты. Между этими породами упомянутые авторы констатировали нередко наблюдаемые непосредственные постепенные переходы. С другой стороны, часто наблюдаются и внедрения одних типов горных пород в другие, причем большей частью внедрения более кислых разностей в более основные с образованием брекчий из более ранних по возрасту разностей, сцементированных более поздними и кислыми магматическими породами. Такие брекчии называются *магматическими брекчиями*. Они указывают на то, что внедрения изверженных масс повторялись после поднятия главных порций магмы и после ее полного или частичного застывания. Среди габбровых пород местами встречаются разности, содержащие в своем составе калиевый полевой шпат, который играет иногда существенную роль в составе даже основных пород. Таким образом осуществляются переходы к эссекситовым типам горных пород, встречающимся в районе Кушвы. Точно так же наблюдаются частые переходы между диоритами и сиенитами, из которых последние в районе Тагила и Кушвы становятся щелочными, а на горе Благодати сменяются типичными щелочными породами, относящимися к семейству щелочных и нефелиновых сиенитов.

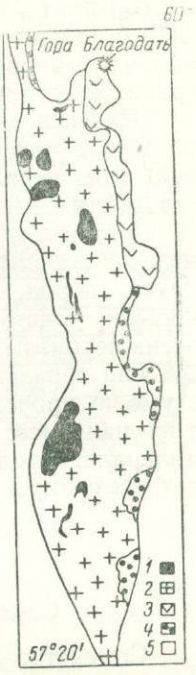


Рис. 59. Схема строения Тагильского массива габбро:

1 — дуниты; *2* — габбро и габбро-диориты; *3* — сиениты и монцониты; *4* — кварцевые диориты и граниты; *5* — вмещающие породы

Исследуя структуру горных пород массива, можно заметить, что на его периферии интрузивные средне- и крупнозернистые типы их переходят в мелкозернистые, иногда порфировые породы гипабиссальной фации. Их мелкозернистая и порфировая структура указывает на условия застывания в контакте с холодными боковыми породами. Среди массива встречаются разнообразные жильные породы, рассекающие коренные породы. Эти жилы иногда имеют состав, строго соответствующий вмещающим коренным породам, но отличаются от них по структуре. Можно встретить мелкозернистые и порфировидные типы, похожие на периферические разности; с другой стороны, встречаются и породы, отличающиеся от них по составу или по структуре и имеющие аплитовую или панидиоморфно-зернистую структуру, а иногда принимающие вид гигантолитовых фаций пегматитового типа. Массив обладает сложным строением и отражает многократные этапы внедрения различных магматических масс.

Аналогичные массивы и соотношения слагающих их горных пород встречаются и в других частях Советского Союза и земного шара.

Особенно поучительным примером является Бушвелдский изверженный комплекс в Южной Африке в провинции Претория. Он сложен разнообразными интрузивными породами от перидотитов до нефелиновых сиенитов и гранитов, причем по строению отличается от Тагильского массива на Урале тем, что сложен концентрическими полосами различных горных пород, образующих огромный лополит. Среди его основных габбро-перидотитовых членов ряда выделяется обогащенный сульфидами горизонт Меренский, который, как и все породы массива, образует слой с падением к центру всего интрузива. Внедрение началось с основных членов ряда, повторялось неоднократно и закончилось внедрением гранитовых и нефелин-сиенитовых масс.

Из вышеизложенного видно, что в составе сложных и дифференцированных массивов, в которых распространены основные породы, главную роль играют габбро. Наряду с ними встречаются различные представители семейств перидотитов, пироксенитов и горнблендитов, развитые в качестве отдельных участков массивов. В других местах ультраосновные породы встречаются и в отдельных интрузиях, независимых от других пород, хотя почти всегда сопровождаются ими, вследствие чего кровное родство их и происхождение из одного источника становятся очень вероятными. И в разрозненных, не связанных друг с другом массах они образуют единый комплекс или серию пород, близких по возрасту и по происхождению. Описание таких комплексов пород мы начнем с их наиболее простых типов, состоящих преимущественно из одного минерала. Среди них к основным породам относятся различные перидотиты и пироксениты, горнблендиты и анортозиты.

АНХИМОНОМИНЕРАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Семейство перидотитов и их фациальные аналоги

Семейство перидотитов обнимает ряд пород, в которых большую роль играет оливин, по старинному названию которого — перидот — и названы эти породы. Наряду с оливином встречаются пироксены и роговая обманка, а также характерные для них вторичные минералы, а именно: серпентины, хлориты и тальк. Кроме главных минералов, присутствуют также различные рудные минералы, например, характерный для этих горных пород хромит, или титаномагнетит, обычно содержащий ванадий. Иногда в них присутствуют некоторые сульфиды, преимущественно пирротин, сопровождаемый пентландитом.

Перидотиты и пироксениты представляют серию пород, связанных друг с другом постепенными переходами. Поэтому среди них можно встретить все члены ряда от содержащих почти только один оливин до состоящих почти из одного пироксена. Б. М. Куплетский на основании своих количественно-минералогических исследований состава изверженных пород дал следующие границы семейств перидотитов и пироксенитов: разности с содержанием от 100 до 85% оливина относятся им к дунитам, разности от 85 до 70% оливина с примесью пироксенов — к пироксеновым дунитам (оливинитам), разности с 70 до 30% оливина — к перидотитам, остальные разности пород, содержащие менее 30% оливина, относятся уже к пироксенитам. Такой классификации будем придерживаться и мы.

Дуниты, состоящие на 85—100% из оливина, в качестве примесей содержат главным образом мелкие кристаллики и зерна хромшпинеллидов — хромита, или пикотита, или более сложных по составу представителей этой изоморфной группы, легко распознаваемых по степени

прозрачности минералов и по их коричневой окраске. Кроме того, присутствует обычно немного энстатита или бронзита, зерна которого находятся в реакционных отношениях с оливином. Изредка могут присутствовать и редкие зернышки диаллага, но нормально в этих породах он отсутствует. В массивах основных пород иногда встречаются жильные перидотиты, состоящие из оливина и магнетита. Л. Дюпарк предложил название для них сидеронитовые дуниты, так как главным их компонентом является оливин, а примесью служит магнетит с характером выделения, свойственным самородному железу железо-оливиновых метеоритов—сидеронитов.

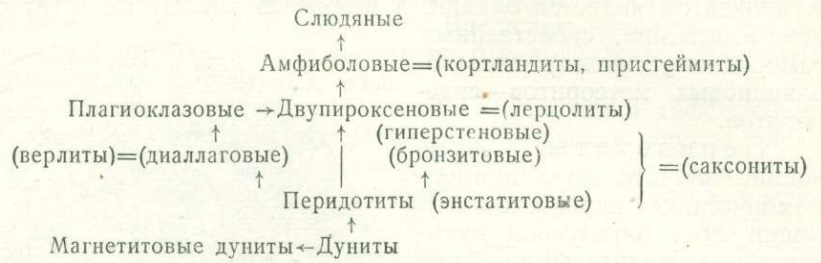
Рис. 60. Шрисгеймит. Шрисгейм, Оденвальд:
О — оливин; *А* — амфибол; черное — магнетит

Перидотиты, содержащие значительную примесь ромбических пироксенов, по имени этих пироксенов называются энстатитовыми, бронзитовыми или гиперстеновыми перидотитами. В литературе имеется объединяющее эти разности название саксонитов или гарцбургитов, данное соответственно американскими и немецкими учеными по местности их развития. Перидотиты с моноклинным пироксеном, представленным обычно диаллагом, можно называть диаллаговыми перидотитами (верлиты). Разности с двумя пироксенами—ромбическим и моноклинным—можно снабжать прилагательным по названию тех пироксенов, которые входят в их состав, то есть называть энстатито-диаллаговыми и т. д. (лерцолиты). Роговообманковые перидотиты встречаются сравнительно редко. В них роговая обманка бывает представлена светлозеленой или светлокоричневой разностью, образующейся реакционным путем за счет оливина или пироксенов (кортландиты-шрисгеймиты) (рис. 60). Она иногда имеет явно вторичный послемагматический характер и образуется за счет влияния остаточных растворов после застывания главной массы расплава. Слюдяные перидотиты еще более редки. В них биотит всегда является реакционным продуктом от воздействия остаточных калийных растворов на образовавшуюся породу. Такие случаи возможны только в местах развития горных пород щелочного ряда с преобладанием калиевых минералов в составе этих пород. Поэтому наличие биотита в перидотитах, наблюдаемых среди пород нормального ряда, объясняется обычно позднейшим метаморфизмом и влиянием посторонних перидотитам калийсодержащих растворов. Тем не менее и в нормальных перидотитах иногда встречается немного биотита, развивающегося в виде пленок около зерен магнетита или около пироксенов, большей частью ромбических. Наличие его связано с остыванием и влиянием остаточных растворов после выделения главной массы породообразующих минералов. Если эти растворы содержали калий, то образование биотита становится вполне вероятным за счет реакции этих калийных соединений в растворах с выделившимися ранее минералами. Нередко вместе с магнетитом в

перидотитах встречается зеленая шпинель, герцинит. В переходных породах от перидотитов к габбро встречаются разрозненные зерна основных плагиоклазов, по наличию которых выделяют тогда плагиоклазовые перидотиты. Все описанные разности могут быть сведены в табл. 13.

Таблица 13

Горные породы семейства перидотитов



Из этой таблицы видно, что в составе перидотитов встречаются все члены реакционного ряда цветных минералов. Однако для того чтобы судить об условиях физико-химического состояния, при котором образуются перидотиты, нельзя исходить из этого простого перечня минералов. Дело в том, что даже мономинеральные дуниты могут образоваться при различных температурах. Теоретически можно было бы судить о температуре кристаллизации разностей, оливин которых близок к форстериту, например уральских дунитов, в которых оливин содержит от 7 до 15% фаялитовой составляющей. Эта температура была бы высокой, если бы этот минерал был в расплаве один и расплав не содержал летучих соединений. Тогда можно было бы ожидать температур начала кристаллизации порядка 1600—1800°. Однако это вряд ли когда-либо бывает, так как сильная серпентинизация перидотитов и дунитов, по мнению большинства петрографов, обусловлена первоначальным содержанием в расплаве паров воды. В дунитах горы Соловьевой (Урал) были встречены большие пустоты, содержавшие, вероятно, первичные газы в виде метана и водорода, а также других несущественных примесей, указывающие на далеко не малое содержание летучих компонентов даже в дунитовом расплаве. Их наличие должно было сильно снижать температуру начала кристаллизации, а следовательно, и конца ее. В этом отношении некоторые авторы, например В. Н. Лодочников, высказывали даже идею, что вещество оливина может задержаться в растворе до последних стадий кристаллизации, когда вместо него будет выделяться серпентин непосредственно из расплава-раствора. Однако исследования Боуэна показали, что в смеси форстерита с водой при температуре более 900° форстерит не реагирует с ней и присутствует в виде неизмененных твердых кристаллов совместно с парами воды. Реакция, ведущая к образованию серпентина, наступает только при более низкой температуре (500°).

Исходя из состава оливина, можно судить о самой высокой возможной температуре начала кристаллизации дунитов. Гортонолитовые дуниты южно-африканского Бушвелдского комплекса должны были кристаллизоваться при значительно более низкой температуре, чем уральские дуниты. И для железистых оливинов возможен при охлаждении переход в железистые разности гиперстена или в моноклинный пироксен ряда диаллага, причем в этом случае часто встречаются структуры, указывающие на переход оливина сначала в диаллаг, а потом в гиперстен.

Система диопсид — форстерит — кремнезем (рис. 61, 62) показывает те отношения, которые могут существовать между минералами в породах типа лерцолитов, саксонитов или диаллаговых перидотитов. На диаграмме в точке *Fo* расположен состав, соответствующий чистому форстериту, в точке *Di* состав диопсида, в точке SiO_2 чистый кремнезем. Известно, что между форстеритом и диопсидом существуют эвтектические отношения и эвтектика располагается в точке *E* при температуре 1387°. Точка, соответствующая составу энстатита, лежит на прямой $Fo — SiO_2$ в точке *En*, а точка застывания эвтектики клиноэнстатита с кремнеземом — в точке E_1. Точка *C* соответствует реакции форстерита с кремнеземом. Так как плавление энстатита инконгруэнтно и из его расплава выделяется форстерит, то на всем протяжении кривой хода затвердевания по линии $En — C$ вместо энстатита (в опытах—клиноэнстатита) выпадает форстерит (см. стр. 52). Соединив точку *En* с точкой диопсида (*Di*), получим составы всех клинопироксенов, соответствующих ряду пижонитов, встречающихся часто в природе в излившихся породах. Кривая выделения этих смешанных кристаллов клинопироксенов показана в виде кривой *C*—*E*. Вместе с линией состава клинопироксенов эта линия ограничивает поле, в котором вместо клинопироксенов выделяется оливин (форстерит). Только в точке *A* эти линии пересекаются, и богатые диопсидом разности пироксенов образуют эвтектические смеси с форстеритом.

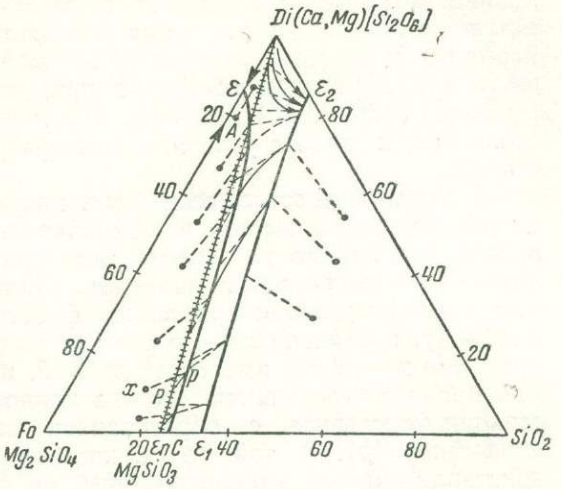


Рис. 61. Система форстерит—диопсид—кремнезем в проекции на плоскость:

Fo — форстерит; *Di* — диопсид; SiO_2 — кремнезем; *E* — эвтектические точки

Между диопсидом и кремнеземом (в виде тридимита) также существуют эвтектические отношения (точка E_2). Промежуточные члены клинопироксенов образуют с кремнеземом эвтектическую линию (котектику) $E_1 — E_2$. Как это справед-

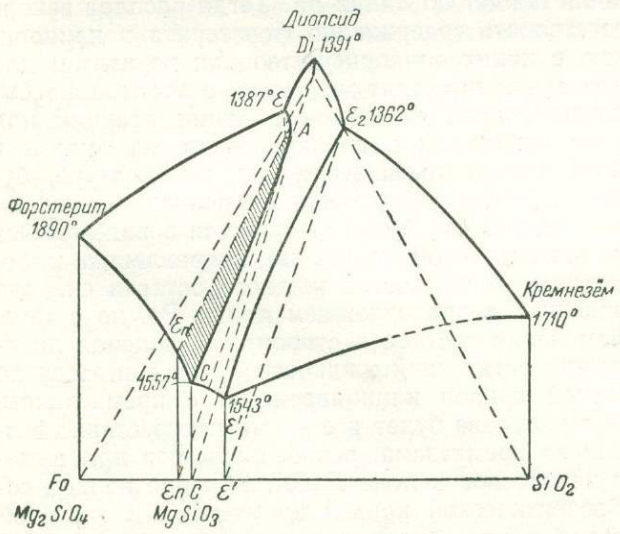


Рис. 62. Система форстерит — диопсид — кремнезем в пространственной диаграмме:

Fo — форстерит; *Di* — диопсид; SiO_2 — кремнезем; *E* — эвтектические точки

ливо для всех случаев изоморфных смесей, смешанные кристаллы клинопироксенов выделяют вначале кристаллы более богатые клиноэнстатитом, образующим непрерывный реакционный ряд с диопсидом. Постепенно с падением температуры состав выделяющихся клинопироксенов приспособляется к тем температурным условиям, которые господствуют в момент равновесия. Равновесие кристаллов с жидкостью все время изменяется соответственно падению температуры и изменению состава жидкого остатка. Кристаллизующийся раствор или расплав постоянно приспособляется к новым условиям и выделяет новые фазы, устойчивые в новых условиях, заставляя приспособляться к новым условиям температуры выделившиеся ранее кристаллы.

В результате этого, если взять какую-либо точку состава расплава, соответствующую составу перидотитов, например точку *x*, находящуюся в поле устойчивого равновесия форстерита, то первыми начнут выделяться кристаллы этого минерала. Состав жидкого остатка, остающегося после выделения кристаллов форстерита, прогрессивно изменяется в сторону, противоположную составу выделяющихся кристаллов форстерита. Это изменение имеет вид прямой, направленной от точки *Fo*. Прямая пройдет через линию состава клинопироксенов и достигнет кривой реакции форстерита с образованием смешанных кристаллов клинопироксенов (*p*). В той точке, которой достигнет прямая *xp*, начнут кристаллизоваться клинопироксены, но в то же время выделившиеся ранее кристаллы форстерита станут неустойчивыми и будут реагировать с жидкостью с образованием клинопироксенов того состава, который будет выделяться непосредственно из магмы в момент начавшейся реакции.

Первые кристаллы, начинающие выделяться из расплава в точке *p*, будут более богаты высокотемпературным компонентом *En*. Их состав может быть выражен точкой *P* на линии состава клинопироксенов. Если застывание расплава происходит медленно, реакция замещения форстерита, выделившегося в поле *EnCA* вместо клинопироксенов, произойдет полностью, и кристаллизация пойдет по линии *pE*. Тогда расплав вскоре затвердеет и будет соответствовать содержанию форстерита и клинопироксенов в тех отношениях, в каких они присутствовали во взятом для опыта расплаве. Если же реакция проходит медленно, а застывание быстро, то линия хода кристаллизации сместится с линии реакции или перитектики: выделяющиеся кристаллы клинопироксенов, не будучи в состоянии выравнивать свой состав применительно к температуре, будут расти в виде зонально наросших оболочек, постепенно обогащающихся к периферии диопсидом, или же будут выделяться в виде особых кристаллов, постепенно меняющих свой состав по направлению к более богатым диопсидом зернам. Тогда состав жидкого остатка сначала будет отвечать линии, являющейся продолжением линии *Pp*, но с течением времени, по мере изменения состава в сторону обогащения диопсидом, кривая хода изменения остаточной жидкости будет двигаться по направлению к эвтектической кривой клинопироксена с кремнеземом, изгибаясь вправо, так как в расплаве будет все время прогрессивно возрастать количество свободного кремнезема, освободившегося при выделении форстерита за счет пироксенов в поле *EnCA*. В конце концов состав расплава достигнет эвтектической кривой кремнезема и клинопироксенов и затвердеет на ней в виде эвтектики, когда будет исчерпан остаток расплава.

Химический состав горных пород перидотитового ряда приведен в табл. 14.

Таблица 14

Химический состав перидотитов в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Сумма
1	42,80	—	—	—	—	9,40	—	47,38	—	—	—	0,57	—	100,15
2	40,03	нет	0,57	нет	0,50	8,29	0,06	48,85	нет	сл.	сл.	1,34	нет	99,64
3	42,60	сл.	0,49	1,61	0,29	6,09	0,09	45,60	0,23	—	0,06	2,35	—	99,41
4	45,10	1,25	2,79	4,56	—	5,37	0,07	22,02	13,70	0,30	0,06	5,09	—	100,31
5	31,84	—	1,37	15,63	—	14,25	—	33,10	0,91	—	—	2,49	—	99,59

Их проекционные числа и коэффициенты, рассчитанные соответственно этому составу, даны в табл. 15.

Таблица 15

Проекционные числа и коэффициенты перидотитов

№	Q	A	C	M	k	n	c	a'	c'	m'	f'	q
1	2,2	—	—	97,8	—	—	—	—	—	66	34	—30,4
2	0,3	—	—	99,7	—	—	—	2	—	90	8	—32,9
3	5,2	0,1	0,6	94,1	25	—	75	—	—	94	6	—25,9
4	19,5	2,0	3,6	74,9	6	30	64	—	25	60	15	— 9,3
5	3,4	—	2,0	94,6	—	—	100	—	сл.	68	32	—24,2

1 — дунит, гора Дун в Новой Зеландии; 2 — дунит, гора Соловьева, Урал; 3 — саксонит, ущелье Конгор, Урал; 4 — верлит, Ждановский район; 5—рудный перидотит (магнетитовый оливинит — сидеронитовый дунит), Косвинский камень, Урал.

Эти данные, нанесенные на диаграмму, представлены на рис. 63. На нем видна концентрация типичных перидотитов около оливиновой точки на диаграмме. Только верлит (4) приблизился к точке пироксена, повидимому, в значительной степени вследствие процесса серпентинизации, о чем говорит значительное количество воды в анализе. Типичные верлиты должны в анализах иметь точки проекции не выше 80% магнезиально-железистых и других компонентов (M). Векторы, характеризующие перидотиты, направлены прямо вниз, вследствие преобладания магния над другими составляющими окислами, но в верлитах вектор правой стороны ясно наклонен направо, занимая промежуточное положение между направлением его у диаллага и оливина. Щелочные компоненты на векторах отсутствуют, так как в большей части этих пород количество щелочей близко к нулю, и часто не определяется. Схе-

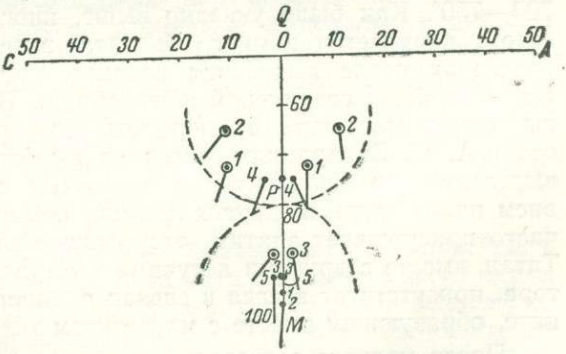


Рис. 63. Диаграмма химического состава перидотитов:
Черные кружки по табл. 14/15 (№ 1, 2, 3, 4, 5), P — точка пироксена. Полые кружки по табл. 16

матическое положение точек химического состава перидотитов очерчено дугой около точки *M*, а пироксенитов — около точки *P*.

Если сравнивать состав пироксенитов и перидотитов с разобранной системой диопсид — форстерит — кремнезем, то в опытных данных найдется много сходства с природными горными породами. Существенная разница состоит в том, что в естественных породах перидотитового ряда вместо форстерита развит оливин, что должно изменить поле устойчивости кристаллов оливина. В то же время кварц в перидотитах как первичный компонент никогда не встречается. Следовательно, условия состава природных перидотитовых расплавов (магм) находятся всегда в поле устойчивости оливина, а реакции проходят полностью; иногда может быть смещение с линии котектики, но незначительное. О том, что в перидотитах наблюдается образование реакционных серий пироксенов и оливинов, говорит наблюдающееся иногда изменение углов оптических осей у клинопироксенов и у оливинов, что, как известно, зависит от изменения состава кристаллов разной стадии выделения. Разобранная система не показывает нам дальнейших изменений в ходе кристаллизации. В породах часто происходит выделение из расплава минералов группы амфиболов. Это наступает в той стадии, когда температура достигает пределов, при которых происходит связывание в решетку минералов группы (OH). Трудно дать приблизительное суждение об этой температуре, при которой в случае наличия в расплаве паров воды и других остаточных веществ начинается образование амфибола. В перидотитах последний редко выпадает непосредственно из расплава, а большей частью выделяется в качестве вторичного, *дейтерогенного* минерала, образующегося в качестве реакционного продукта между остаточными растворами и более ранними кристаллами. Роговая обманка обрастает оливин и пироксены, вдается в них в виде врастков и пересекает их полосками, будучи не связана с элементами спайности. Это последнее обстоятельство указывает на образование, идущее независимо от трещин и происходящее путем разъедания силой химической реакции очень активных реагентов. Образование роговой обманки обычно сопровождается выделением титаномагнетита. Согласно опытам И. А. Островского, образование роговой обманки происходит при температуре 700—750°. Как было указано выше, иногда в породах, богатых пироксеном, появляется немного биотита вследствие наличия в остаточных растворах после выделения главных компонентов небольшого количества калийных соединений и алюминия. Вопрос о сравнительно позднем выделении магнетита в перидотитах и пироксенитах рассматривался особо А. Н. Заварицким, согласно выводам которого задержка в его выделении по сравнению с главными силикатами вызывается действием паров воды и других летучих компонентов. Вместе с магнетитом часто присутствует апатит, отсутствующий в нормальных перидотитах. Титан, вместе с другими летучими выступающий в качестве минерализатора, присутствует всегда и связан в минералогическом составе в ильмените, образующем вместе с магнетитом титаномагнетит.

После полного затвердевания пород и после завершения всех реакций магматического периода начинается гидротермальная стадия развития пород. В этой стадии образуется чаще всего серпентин в виде хризотила или антигорита. Согласно синтезу системы магнезия — кремнезем — вода, произведенному Боуэном, образование серпентина не может происходить при температуре выше 500° и ограничено промежутком от 500 до 400°. Выше этой температуры из вторичных минералов устойчивым остается тальк, устойчивый и при более низкой температуре наряду с серпентином. Это определяет пределы поля устойчи-

вости серпентина. При более высокой температуре и тальк теряет свою устойчивость, переходя в энстатит и кремнезем. Эта реакция с образованием кремнезема в естественных изверженных породах не наблюдается, так как она происходит при нагревании, а при остывании интрузий протекает в обратном направлении. Образующийся кремнезем, реагируя с оливином, дает энстатит. Кроме серпентина часто появляется вторичный магнетит. Он развивается или распыленным по всей массе серпентина, или же выделенным в центральных частях прожилков серпентина по первичным канальцам, по которым проникали растворы при серпентинизации (рис. 64). Выделение магнетита при замещении оливина серпентином происходит тогда, когда замещаемый им оливин более богат железом, чем серпентин. Чем богаче оливин фаялитовой составляющей, тем больше вторичного магнетита образуется в серпентине. Это оправдывает попытку связать состав вторичных серпентиновых пород — серпентинитов — с составом первичного оливина. Проверка, проведенная для некоторых уральских пород, совпала с оптическими определениями оливинов, входивших в состав первоначальных пород.

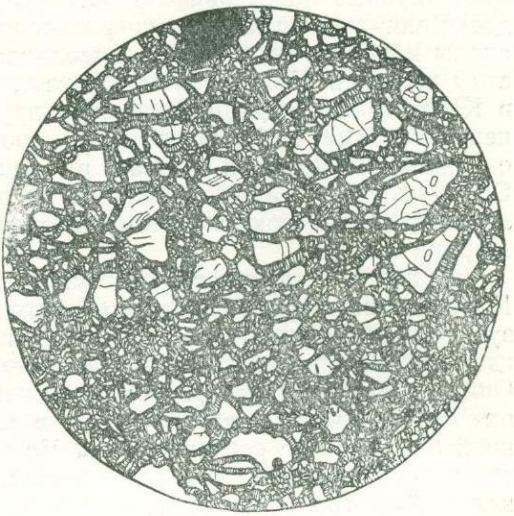


Рис. 64. Дунит, Урал. Сетчатая структура при серпентинизации:

О — оливин; черное—хромит; волокнистая сетка—хризотил

Из вторичных гидротермальных минералов встречаются хлориты (особенно в разностях, содержащих моноклинные пироксены), в состав которых входит алюминий, необходимый для образования хлоритов. Иногда образуются также и другие вторичные минералы: иддингсит, боулерит. При выветривании серпентинитов, возникших за счет перидотитов и других пород, образуются вторичные никелевые минералы, нонтроиты, вторичные карбонаты магния и кальция, а также карбонаты магния, кальция и железа, кварц, халцедон и другие разности кремнезема и вторичные гидроокислы железа. Все эти продукты образуют кору выветривания, представляющую характерный признак для поисков месторождений никеля, кобальта и железа.

Изложенная в общих чертах история образования и дальнейшего бытия горных пород семейства перидотитов обусловливает многие черты структуры этих горных пород. Большей частью в них оливин выделяется одним из первых и образует кристаллы, имеющие хотя бы частично правильные кристаллографические очертания. Другие минералы выделяются позже, вследствие чего образуется типичная гипидиоморфно-зернистая структура. Если выделяющиеся кристаллы пироксенов выполняют пространства между зернами оливина не в виде мелких зерен, а в виде крупных неделимых, в которых включены многочисленные зерна оливина, то такая структура называется пойкилитовой (рис. 60). Она образуется не только путем пассивного выполнения пространств между оливиновыми кристаллами, но также и путем активного замещения более ранних по времени образования зерен

оливина, которые обычно теряют свой идиоморфизм. Породы, состоящие из одного оливина, обладают панидиоморфной или паналлотриоморфной структурой, свойственной дунитам. Магнетитовые перидотиты всегда обладают сидеронитовой структурой. При сильной серпентинизации сетчатые формы вторичного серпентина обусловливают сетчатую структуру пород.

Распространение пород этой группы широкое, но они редко образуют крупные интрузивные тела. В СССР только на Урале их массивы достигают подчас огромных размеров, образуя сложенные в складки силлы и другие точно не устанавливаемые формы интрузий. Они известны также в Центральном Кавказе, в Ждановском районе Украины, в Казахстане, Средней Азии и в других горных районах. Вне СССР перидотитовые и серпентинитовые пояса известны в дугах островов, окружающих Азию, в Альпах, в Средней Германии и других странах. Очень сходные с Уралом условия их распространения имеются в Аппалачах, они встречаются в Кордильерах и Андах, в массивах Южной Африки и т. д.

С перидотитами связаны многочисленные полезные ископаемые. К важнейшим принадлежат месторождения хромита, которые образуют подчас значительные массы, разрабатываемые для металлургии, где этот элемент идет на изготовление различных сталей и сплавов. Они используются также в химической промышленности. Хромиты образуют шлиры, то есть скопления в массе перидотитов или образовавшихся за их счет серпентинитов. Чаще они залегают в виде жильных тел в серпентинитах или перидотитах. Хромиты можно рассматривать как особые горные породы, состав которых характеризуется хромитом или пикотитом, чаще смешанными с хромшпинеллидами, с господством в изоморфной смеси хромитовой составляющей. Эти минералы сопровождаются вторичными серпентином и пеннином (кеммererит, хромсодержащий пеннин) и реже магнетитом. Из первичных минералов встречаются остатки оливина. А. П. Карпинский обосновал более позднее образование хромитовых тел сравнительно с вмещающими перидотитами. Они сопровождаются более энергичной серпентинизацией вмещающих пород, чем это наблюдается нормально в окрестностях месторождений. В отличие от ранее развитых взглядов, А. П. Карпинский предполагает задержку в выделении хромита под влиянием летучих компонентов и в связи с этим концентрацию его в последних остатках раскристаллизовавшихся массивов. Среди хромитовых тел иногда наблюдается особая овоидная текстура, которая сказывается в образовании хромитом эллипсоидальных или округлых скоплений, резко отграниченных от вмещающего их серпентина.

В связи с хромитами в некоторых массивах встречается платина, выделяющаяся позднее хромитов. Она цементирует хромитовые зерна. Платиноносные хромиты и рассеянная в дунитах платина служат источником для образования россыпей этого металла, которым славится Урал и которые известны также в районе Бушвелдского массива.

Никелевые руды в виде сульфидов с пентландитом также встречаются в связи с перидотитами в виде шлир или жил. Никелевые месторождения образуются и в коре выветривания в виде скоплений в серпентинитах. Никель, содержащийся в ничтожных количествах в силикатах этих пород, преимущественно в оливине, при вторичных изменениях концентрируется в виде никелевых гидроксил-силикатов, близких к группе серпентина. Большие скопления этих минералов служат рудой на никель. Крупные месторождения такого рода могут эксплуатироваться и при малом содержании в них металла. В таких же усло-

виях встречаются небольшие кобальтовые месторождения в виде скоплений асболана. Гораздо реже попадаются значительные массы магнетитовых перидотитов, которые могут служить в качестве ванадийсодержащих железо-титановых руд.

Неметаллические полезные ископаемые, связанные с перидотитами, представлены тальком, тальково-карбонатовыми породами и хризотил-асбестом. Помимо того, породы, богатые хромитом, а также и дуниты, могут быть использованы для создания высокоогнеупорных материалов, необходимых во многих отраслях промышленности, например в металлургии. Для тех же целей могут служить серпентиниты и тальково-карбонатовые породы. Продукты, содержащие тальк, образуются в природе в условиях контактового и гидротермального изменения первичных пород или серпентинитов кислыми и углекислыми гидротермами в ореолах, окружающих крупные и более поздние по возрасту массивы гранитов. Под влиянием гидротермальных растворов, источником которых являются граниты, по мнению многих ученых, образуются и месторождения хризотил-асбеста.

Излившиеся аналоги пород перидотитового ряда представлены пикритами. Они встречаются редко, в виде связанных с диабазами залежей, но вследствие того, что они обычно хорошо раскристаллизованы, их принадлежность к излияниям оспаривалась, и Боуэн высказывал мысль, что оливиновые породы в излившемся состоянии не встречаются. В 1947 году были описаны из северной части Сибири эффузивные породы, состоящие в значительной части из чистого свежего стекла и вкрапленников оливина. Их химический состав показал близкое родство с перидотитами. По имени реки Меймечи они были названы меймечитами. Химический состав пикритов и меймечита дан в табл. 16. Состав меймечита на диаграмме перидотитов (рис. 63) занимает место, очень близкое к положению дунитов, а состав пикритов — к положению пироксенитов.

Таблица 16

Химический состав меймечитов и пикритов в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	40,02	0,59	8,32	1,51	11,14	0,85	27,63	4,04	0,65	0,32	4,30	99,37
2	40,79	—	10,41	3,52	6,39	—	23,34	8,48	1,71	0,71	4,04	99,39
3	35,72	1,19	1,51	6,67	6,11	0,17	32,23	6,60	0,27	0,07	9,57	100,11

1 — пикрит, Гессен, Германия; 2 — пикритовый порфирит, Силезия; 3 — меймечит, Гулл.

Жильные и гипабиссальные представители описанных пород не отличаются по составу и по структуре от их глубинных представителей. Только в тех случаях, когда они залегают в виде мелких жил или в близких к поверхности, охлажденных частях земной коры, они представлены мелкозернистыми породами и тогда часто обладают порфировой структурой. Эти разности называются также пикритами и в случае, если они обладают порфировой структурой,—пикритовыми порфиритами. Жильные пикриты были описаны Ф. Ю. Левинсон-Лессингом с Денежкина Камня на Урале. Среди пироксенитов встречаются иногда породы крупнозернистой структуры, типа пегматитов, но они обычно не содержат прорастаний пегматитового типа, так как они сложены минералами, образующими реакционную серию, а не эвтектику. Гигантолитовые породы можно считать соответствующими пегматитами. Их крупнозер-

нистая и гигантолитовая структура свидетельствует о том, что их кристаллизация происходила из расплавов, богатых летучими компонентами.

Пироксениты и их фациальные аналоги

Пироксениты тесно связаны с перидотитами постепенными переходами при посредстве оливиновых пироксенитов. Последние, по Б. М. Куплетскому, колеблются в составе и содержат от 30 до 10% оливина.

К собственно пироксенитам относятся разности с содержанием оливина от 10 до 0%. Чистые пироксениты, состоящие из пироксенов, могут быть сложены или моноклинными пироксенами, практически диаллагом, и называются тогда диаллагитами, или ромбическими, и тогда могут быть названы энстатититами, бронзититами и гиперстенитами. Иногда одновременно присутствуют в составе пород и моноклинные и ромбические пироксены. Такие породы можно было бы называть по господствующему пироксену соответствующим наименованием, а пироксен, развитый в подчиненном количестве, мог бы служить определением наименования, например — энстатитовые диаллагиты и другие (вебстериты).

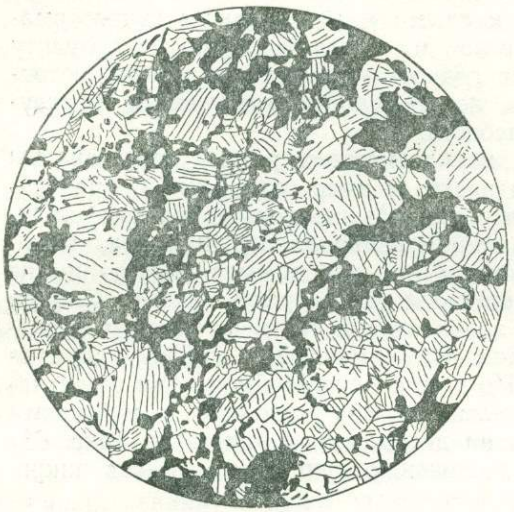


Рис. 65. Косвит, Урал. Сидеронитовая структура

Интересной разновидностью пироксенитов являются шпинелевые пироксениты (ариежиты на Пиренеях, остраиты на Урале). При господствующем в составе диаллаге, а в ариежите также бронзите, они содержат большое количество зеленой шпинели (до 30%). Роль этих пород в строении массивов невелика, но они представляют большой интерес с теоретической стороны. Он заключается в особенности химизма этих пород, богатых окисью алюминия. Концентрация последнего всегда наблюдается, если в пироксенитах или перидотитах появляется много магнетита, так как с ним всегда связана шпинель, содержащая Al_2O_3. Титаномагнетитовые оливиновые пироксениты с сидеронитовой структурой получили название косвитов (рис. 65).

Структура пироксенитов соответствует таковой перидотитов. Встречаются гипидиоморфные, панидиоморфные и паналлотриоморфные структуры. Последние часто развиваются в породах, состоящих только из одного какого-нибудь пироксена, например у диаллагитов. Нередко встречаются пойкилитовые структуры. Последовательность выделения в этих породах характеризуется различными условиями выделения минералов, соответственно реакционному ряду, с одной стороны, и количественным отношениям пироксенов и оливина — с другой, так как между оливином и диаллагом могут быть встречены как реакционные, так и эвтектические отношения. Для косвитов характерны сидеронитовые

структуры, в которых титаномагнетиту свойственна роль цемента для пироксеновых и оливиновых зерен (рис. 65).

Химический состав этих пород представлен в табл. 17.

Таблица 17

Химический состав пироксенитов в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+ H_2O-	Сумма
1	50,41	0,48	4,98	2,75	7,42	—	18,07	14,26	0,48	0,20	—	99,05
2	52,29	0,29	1,56	0,25	4,53	0,03	16,46	23,52	0,11	0,04	1,18	100,26
3	34,68	0,82	17,94	11,47	5,71	—	12,52	14,82	0,35	0,23	1,00	99,54
4	44,98	0,55	5,19	2,94	8,80	0,05	17,50	19,09	0,47	0,05	0,40	100,01
5	54,52	—	1,47	3,82	5,46	—	31,19	1,39	—	—	2,01	99,87

Эти данные, выраженные в проекционных числах и коэффициентах, приведены в табл. 18.

Таблица 18

Проекционные числа и коэффициенты пироксенитов

№	*Q*	*A*	*C*	*M*	*k*	*n*	*c*	*c'*	*m'*	*f'*	*q*
1	24,4	3,3	6,5	65,8	7	27	66	17	56	27	— 3,2
2	24,0	0,9	1,9	73,2	6	24	70	46	47	7	— 2,1
3	18,7	2,7	28,7	49,9	2	7	91	15	49	36	—19,6
4	17,2	2,8	7,0	73,0	2	27	71	34	48	18	—13,2
5	27,6	—	2,4	70,0	—	—	—	1	86	13	— 3,5
6	22	6	7	63	12	35	53	32	41	27	— 9
7	24	3	27	46	—	—	—	21	63	16	—12

1 — пироксенит, Анабар; 2 — оливиновый диаллагит, Урал; 3 — шпинелевый пироксенит (остраит), гора Острая, Урал; 4 — магнетитовый пироксенит (косвит), Синицина гора, Урал; 5 — бронзитит, гора Тхач, Кавказ; 6 — среднее диаллагитов; 7 — среднее ариежитов.

Эти данные спроектированы на рис. 66, где помечены также и породы ранее описанного семейства перидотитов. Большинство пироксенитов концентрируется в точке состава пироксенов и поднимается даже выше этой точки, например шпинелевые пироксениты, названные ариежитами и остраитами. Их состав проектируется в точке № 7. Судя по диаграмме, этот состав соответствует содержанию оливина и анортита, а так как проекция анализа представлена также точкой и на правой стороне тетраэдра, то, значит, в системе имеется и небольшое количество альбита или вообще щелочных полевых шпатов, не представленных в породе в виде самостоятельных минералов. При этом составе на долю свободного кремнезема не остается ничего. Наличие в системе нормативного анортита обусловлено тем, что в состав пироксенов входит немного компонента Чермака, а кроме того, в породе присутствует большое количество окиси алюминия в составе шпинели. При расчете породы на нормативные минералы весь глинозем, входящий в состав шпинели, уходит на создание анортита. Поэтому, для того чтобы понять минералогический состав этой породы, приходится прибегнуть к выяснению кристаллизации в системе, в которой наряду с оливином (форстеритом) присутствует также и анортит.

Такая система была экспериментально изучена Андерсеном (рис. 67). В ней определены поля устойчивого равновесия форстерита, клиноэнстатита и разностей кремнезема. Как всегда, образование

клиноэнстатита происходит при реакции оливина с кремнеземом инконгруэнтно, и при высокой температуре за счет состава клинопироксена сначала начинает кристаллизоваться форстерит. Эвтектическая линия

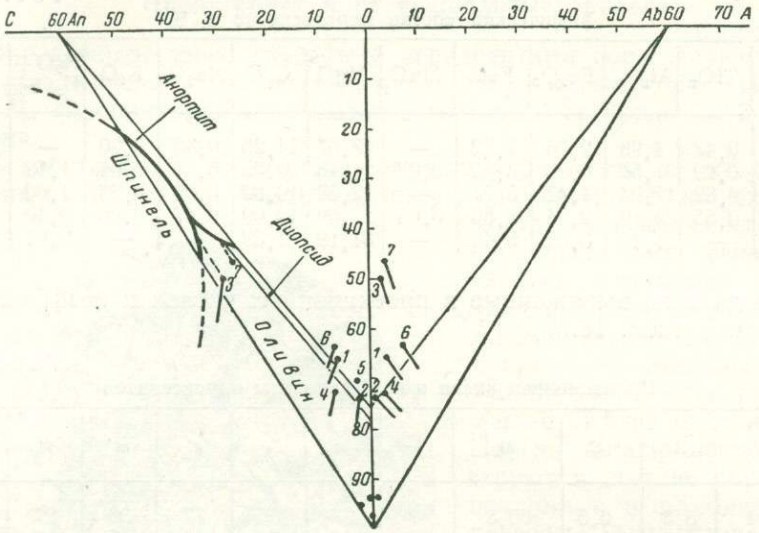


Рис. 66. Диаграмма химического состава пироксенитов с нанесением на нее диаграммы состояния системы диопсид—форстерит—анортит:

Номера точек по табл. 18. Точки без номеров по табл. 15. *О* — оливин

кремнезем—клиноэнстатит проходит по линии $E - Г$. При этом между анортитом и форстеритом, когда они образуют простую смесь без других компонентов, нет эвтектических отношений. В этом случае между ними также происходит реакция и возникает поле шпинели. Это поле находится в промежутке между 50 и 83% анортита. С присоединением к этой смеси кремнезема поле шпинели уменьшается и в точке *К* замыкается. В этой точке возникает эвтектическая линия между форстеритом и анортитом. В точке *М* к ним присоединяется клиноэнстатит, причем его образование сопровождается реакционным замещением ранее выделившихся кристаллов форстерита, идущим в той степени, в какой это позволяет предыдущая стадия образования форстерита за счет клиноэнстатита. Затем путь кристаллизации проходит по эвтектической линии клиноэнстатит—анортит, и последние остатки расплава кристаллизуются в тройной эвтектике *Г*. Анортит и кремнезем образуют эвтектическую смесь при составе 46% SiO_2 и 54% анортита, при температуре

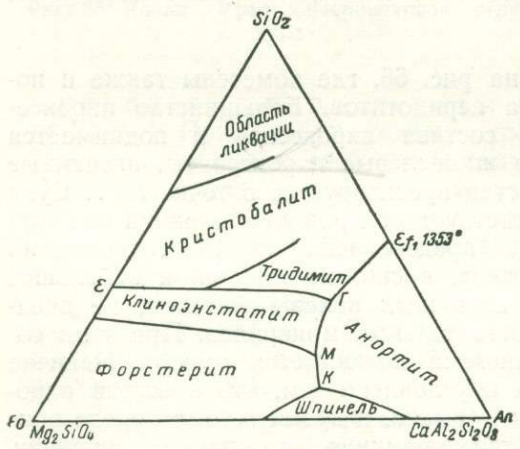


Рис. 67. Диаграмма состояния системы форстерит—анортит—кремнезем

1353°. Если применить эту систему для рассматриваемого случая, то состав большинства перидотитов близок к составу оливина (*Fo*), а составы пород, содержащих шпинель (шпинелевые перидотиты), окажутся в поле треугольника *Fo—K—An*.

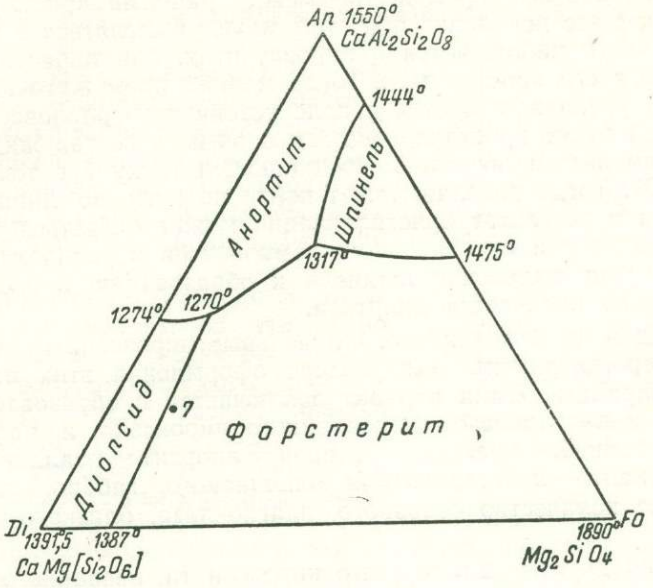


Рис. 68. Диаграмма состояния системы диопсид—форстерит—анортит

Еще более применима к рассматриваемому случаю система диопсид — форстерит — анортит, содержащая три главнейших компонента, входящие в состав пород пироксенито-перидотитового ряда (рис. 68). Из данных этой системы видно, что имеющееся между форстеритом и анортитом поле устойчивости шпинели больше, чем в предыдущей системе. Оно увеличено в сторону диопсида. Здесь установлено, что между диопсидом, форстеритом и анортитом в условиях опыта имеется эвтектика при температуре 1270°. Однако в природе нет чистого диопсида, а диаллаг обычно содержит примесь компонента Чермака. Кроме того, оливин часто вступает в реакцию с анортитом, создавая моноклинные пироксены (стр. 59).

Вследствие этой реакции интервал между полем шпинели и тройной эвтектикой при 1270°, в котором в условиях опыта кристаллизуется эвтектика анортита, диопсида и форстерита, пропадает и происходит выделение диаллага, оливина и шпинели. Как видно на диаграмме рис. 68, точка № 7, соответствующая ариежиту, находится в этой системе в поле равновесия форстерита (оливина), но близко к эвтектической линии форстерит — диопсид, приблизительно проведенной на диаграмме (рис. 68). Точка ариежита оказывается вблизи поля устойчивости моноклинного пироксена. Так как точно это поле для расплава такого состава неизвестно, то, судя по составу природных пород, в которых из цветных силикатов господствует моноклинный пироксен, она должна находиться практически в поле устойчивости этого пироксена. Ход кристаллизации в таком случае будет идти по линии, соединяющей точку № 7 с точкой состава диопсида, в противоположную сторону от последнего. Эта кристаллизация будет выделять кристаллы пироксена, а состав жидкости будет при этом постепенно смещаться к полю шпине-

ли, которого и достигнет, после чего остаток расплава будет смещаться по эвтектической линии диопсид — шпинель с одновременным их выделением в виде кристаллов. Вследствие того, что бóльшая часть кристаллов диопсида к этому времени оказывается уже выделившейся, шпинель принуждена занимать промежутки между ранними кристаллами диопсида. Пóзднее его поколение при этом может выделяться в виде мелких зерен, что часто наблюдается в пироксенитах, или нарастать на ранее выделившиеся его кристаллы, и тогда мелких промежуточных зерен не будет. Если расплав окажется в поле устойчивого равновесия оливина, то последний будет кристаллизоваться первым и состав жидкого остатка будет изменяться по линии, соединяющей точку 7 с точкой состава оливина (*О*). Тогда расплав может пойти по пути до линии эвтектики с диаллагом и результат кристаллизации может оказаться существенно иным в зависимости от отношения компонентов в расплаве. Он может привести вместо выделения шпинели к образованию в последней стадии некоторого количества анортита.

Как видно из изложенного, шпинелевые пироксениты являются породами гетероморфными. В характере оформления этих пород может быть два варианта. Один вариант заключается в образовании за счет форстерита и плагиоклазов моноклинного пироксена и шпинели — вариант, вызванный реакцией оливин + анортит = диаллаг + шпинель. Другой вариант — кристаллизация оливинового габбро, содержащего значительное количество основного плагиоклаза, близкого по составу к анортиту.

Проекция другого шпинелевого пироксенита, названного остраитом, находится в точке № 3 (рис. 66). Эта порода, как видно из рисунка, находится в поле оливина. Тем не менее кристаллизация породы вызвала развитие в ней кристаллов диаллага и зеленой шпинели. Точка анализа находится в поле устойчивости форстерита близко к точке № 7. Если диаграмма плавкости справедлива для горных пород этого состава, то из расплава должен был начать первым выделяться оливин. Достигнув эвтектической линии шпинель — форстерит, кристаллизация этих двух минералов должна была стать совместной. Но на какой-то стадии достигается стадия устойчивости пироксена, и оливин исчезнет при реакции с анортитом, присутствующим в расплаве, с образованием диаллага и шпинели. Образование шпинели можно ожидать и в магнетитовом диаллагите № 4, поскольку он содержит заметное количество полевошпатового нормативного компонента. Кристаллизация его должна начаться с выделения оливина, а состав жидкости изменяться по линии, соединяющей точку анализа с точкой оливина, в обратную от нее сторону, до пересечения с эвтектической кривой оливин — диопсид, после чего они станут выделяться вместе. В случае реакции с образованием пироксена и шпинели оливин может отсутствовать или выделиться частично, но в меньшем количестве. Выделение шпинели произойдет на поздней стадии, когда будет достигнуто поле ее устойчивости. Вот почему представление Розенбуша о времени выделения шпинеллидов как раннем на самом деле не соответствует действительности, что было замечено еще давно, но для шпинели доказано синтетическими данными системы форстерит — анортит — кремнезем. Повидимому, этому правилу следует и магнетит, образующий в этих породах сидеронитовую структуру, благодаря позднему времени своего выделения. Однако шпинель сравнительно с магнетитом является более поздней, поскольку она часто образует венчики около магнетита и парагенетически всегда связана с ним.

Другие пироксениты, нанесенные на диаграмму (рис. 66), все расположены в ряд приблизительно вдоль линии состава пироксенов, выделяющихся из расплава в синтетической системе форстерит—анортит—кремнезем или форстерит — анортит — диопсид. Привлекает внимание также и то, что состав нормативных плагиоклазов различных пироксенитов содержит много анортитовой составляющей (рис. 69); ее содержание колеблется от 91 до 53%, причем наиболее основным плагиоклазом является таковой в шпинелевых пироксенитах, что и обусловливает наличие в них зеленой шпинели, так как с альбитом образование шпинели не происходит и, следовательно, с более кислым составом плагиоклазов эта тенденция к реакции уменьшается.

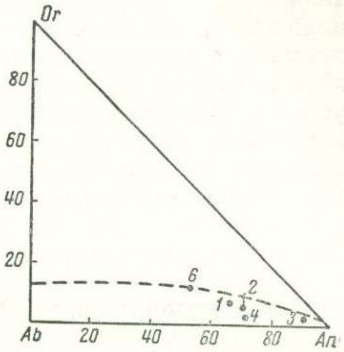


Рис. 69. Нормативный состав плагиоклазов в пироксенитах

Распространение пироксенитов отвечает таковому перидотитов. Интересно отметить развитие пироксенитовой каймы около дунитового массива горы Соловьевой на Урале, которое рассматривается А. Н. Заварицким как результат реакции дунитов с окружающими габбровыми породами. В свете разобранных выше отношений реакции анортит — оливин такое объяснение распространения пироксенитов около дунита в виде оболочки вполне реально.

С пироксенитами связаны те же полезные ископаемые, какие были отмечены и в связи с перидотитами. Следует отметить, однако, значительно меньшую платиноносность этих пород, имея в виду самородную платину. Платина же, связанная с сульфидами, встречается и в этих породах. В заключение приведем схематическую таблицу пироксенитов (табл. 19).

Таблица 19

Схема соотношений различных пироксенитов

Шпинелевые пироксениты (ариежиты) ↑ (остраиты)
Энстатититы
Бронзититы ↑ | Диаллагиты
Гиперстениты | ↑
Двупироксеновые пироксениты:
Бронзитовые диаллагиты
Диаллаговые бронзититы
и другие
(вебстериты)
↑
Оливиновые пироксениты → Магнетитовые пироксениты (косвиты)
↓
Рудные пироксениты
↓
Титаномагнетитовые руды

Горнблендиты

Горнблендитами называются глубинные кристаллические рогово-обманковые породы магматического происхождения. В их состав входит обыкновенная роговая обманка как главный породообразующий мине-

рал. В качестве второстепенных составных частей в составе горнблендитов могут быть встречены остатки первых фаз кристаллизации из того же расплава, но при более высокой температуре, а именно пироксены и оливин. Их можно было бы классифицировать так же, как классифицируются перидотиты и пироксениты, но в такой классификации почти нет необходимости, так как эти породы в переходных разностях сравнительно редки и представляют большей частью чистые роговообманковые породы. Кроме того, в составе горнблендитов могут быть встречены хромиты и титаномагнетиты, последние иногда в виде рудных залежей, подобных тем, которые встречаются в связи с пироксенитами. Этим устанавливается близость этих пород друг к другу. В горнблендитах могут быть встречены и сульфиды. Вместе с тем в этих породах присутствует обычно апатит. Вторичные минералы, наблюдающиеся в составе горнблендитов, представлены минералами группы хлоритов, реже тальком и серпентином, очень часто минералами цоизита и эпидота. Последние присутствуют всегда, если имеется примесь плагиоклазов.

Структура горнблендитов обнаруживает все признаки реакционных отношений с образованием роговой обманки за счет оливинов или пироксенов в том случае, если они сохранились. Если их нет, то о вторичном происхождении роговой обманки свидетельствует очень светлая зеленая окраска минерала или его волокнистое строение, соответствующее вторичному, по пироксену, уралиту. Такие породы со вторичным уралитом по существу не могут быть названы горнблендитами, а являются уралитизированными пироксенитами. Их вторичный характер распознается по волокнистости амфибола и по его неровной пятнистой окраске, что явно свидетельствует о перекристаллизации породы в твердом состоянии. В первичных породах роговая обманка равномерно окрашена и слагает зернистые агрегаты, не образующие друг с другом хаотических по структуре прорастаний.

Излившихся аналогов горнблендитов нет, так как роговая обманка на поверхности неустойчива и не образуется. Соответственные расплавы дают на земной поверхности пикриты, аналогичные описанным выше. Гипабиссальными горнблендиты могут быть, но в таком случае должны отличаться по структуре своей мелкозернистостью; особых названий они не получили. Жильные лампрофировые горнблендиты известны среди массивов основных пород. Они обычно мелкозернисты, состоят из одной роговой обманки, иногда с небольшой примесью плагиоклазов. Роговая обманка их является компактной первичной, а структура паналлотриоморфно-зернистой, или панидиоморфно-зернистой. Окраска роговой обманки всегда зеленовато-бурая. В описанном выше Тагильском интрузивном комплексе такие горнблендиты описаны Н. К. Высоцким, а Л. Дюпарк дал им название и с и т о в по имени р. Ис. Химический состав горнблендитов дан в табл. 20.

Таблица 20

Химический состав горнблендитов в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	53,47	—	1,98	0,43	0,52	2,41	0,09	25,09	10,72	0,84	0,06	0,15	3,98	99,74
2	45,63	1,44	8,83	4,79	—	5,92	—	20,30	7,83	0,65	0,34	4,25	0,14	100,12
3	44,32	1,06	7,25	8,39	—	3,02	—	21,21	7,24	0,52	0,18	6,68	0,13	100,00
4	37,90	5,30	13,17	8,83	—	8,37	—	9,50	10,75	2,35	2,12	1,40	—	99,69
5	41,97	1,06	16,60	3,28	—	11,23	—	7,02	12,65	2,55	1,18	2,60	—	100,14
6	33,00	1,25	14,56	9,20	—	12,39	—	9,86	15,70	1,39	0,96	1,52	—	99,83

Эти данные выражены в виде проекционных чисел в табл. 21.

Таблица 21

Проекционные числа и коэффициенты горнблендитов

№	Q	A	C	M	k	n	c	c'	m'	f'	q
1	24,0	4,6	0,8	70,6	6	79	15	21	73	6	— 3,0
2	23,9	4,5	12,3	59,3	7	21	72	10	71	19	— 6,0
3	23,7	3,5	10,5	62,3	5	20	75	9	71	20	— 4,5
4	20,0	20,7	11,9	47,4	23	40	37	21	41	38	—14,9
5	21,4	18,5	18,7	41,4	11	38	51	24	36	40	—16,3
6	12,7	11,2	18,9	57,2	11	26	63	24	35	41	—24,3

1 — горнблендит, Рай-Из, Урал; 2 — то же, Нижний Энгадин, Австрия; 3 — горнблендит, Кавказ; 4 — горнблендит, район Осло; 5 — жильный горнблендит, Урал; 6 — то же, Светлый Бор, Урал.

Данные этой таблицы нанесены на диаграмму рис. 70. На ней для сравнения показаны также точки, соответствующие пироксенитам. Из

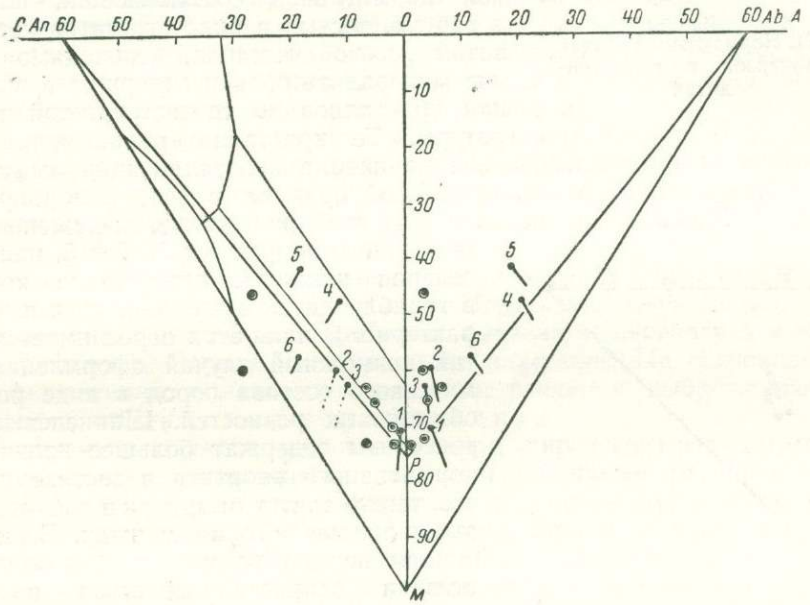


Рис. 70. Диаграмма химического состава горнблендитов. Точками показаны горнблендиты, кружками—пироксениты. Остальные обозначения, как на рис. 66

сравнения положения этих точек видно, что химические составы горнблендитов и пироксенитов близки между собой. Интересен тот факт, что горнблендиты, происшедшие заведомо из интрузивных пироксенитов путем замещения их пироксена амфиболом, содержащие бесцветный актинолитового типа амфибол (анализы 1, 2, 3), и по составу приближаются к пироксенитам, тогда как жильные пироксениты отличаются большей щелочностью, содержанием большего количества нормативного полевошпатового материала, отвечающего по составу № 37—60 (рис. 71), причем эти породы обладают также повышенным содержанием железа в составе *M* (рис. 72). Это указывает, что жильные породы,

обычно рассекающие перидотиты, пироксениты или чаще дуниты на Урале, представляют собой действительно магматические образования, хотя они и содержат среди амфиболовых зерен иногда сохранившиеся остатки первично выделившегося пироксена. С этим связано их относительное богатство титаном и фосфором, присутствие которого всегда может быть установлено по наличию многочисленных в этих породах кристалликов апатита.

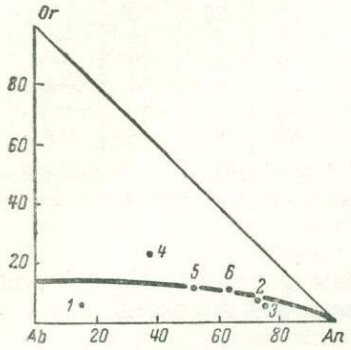


Рис. 71. Нормативный состав плагиоклазов в горнблендитах

Условия образования горнблендитов точно неизвестны. Можно предположить, что температура их кристаллизации из расплава невысока, так как синтез искусственных амфиболов, произведенный И. А. Островским, показал, что роговая обманка может образоваться в виде кристаллов из расплава при температуре около 700°. Для того, чтобы расплав, близкий по составу к пироксениту, или более богатый анортитовой нормативной составляющей, близкий к габбро, застыл в виде агрегатов коричневатой роговой обманки, необходимо наличие минерализаторов и задержка в выпадении кристаллов до соответственной температуры. Те кристаллы пироксенов, которые успели выкристаллизоваться до начала кристаллизации амфибола, обычно присутствуют в незначительной примеси в виде резорбированных зерен. Можно было бы ожидать, что при составе, выраженном на проекции в виде точек № 6 и 5, появится зеленая шпинель, присутствие которой в горнблендитах возможно, хотя и не характерно. В лице этих пород имеется третий возможный случай оформления химического состава пород в виде рогово-обманковых разностей. Шпинелевые пироксениты содержат большее количество нормативного анортита в составе пород, что также могло быть причиной отсутствия шпинели в горнблендитах. Если глубинная порода успеет в значительной степени закристаллизоваться в виде пироксеновых и оливиновых кристаллов, то замещение последних происходит уже после, в конечные моменты ее охлаждения, под влиянием собственных ювенильных остаточных растворов, и тогда образуется бесцветный актинолитовый амфибол, дающий или компактные однородные кристаллы вместо бывших зерен пироксенов или оливина, или же хаотически прорастающие друг друга зерна актинолита или пятнисто-зонального амфибола, или, наконец, в стадии более низкой температуры — волокнистые псевдоморфозы уралита.

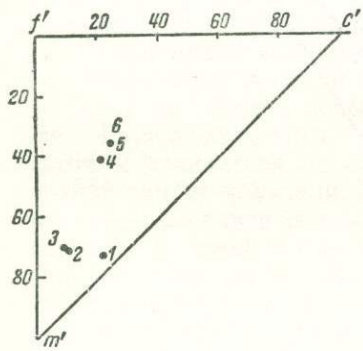


Рис. 72. Диаграмма состава цветных компонентов горнблендитов

Месторождения полезных ископаемых, связанные с горнблендитами, имеются в виде титаномагнетитовых рудных тел, содержащих в своем составе ванадий. В качестве комплексных руд на железо и легированный металл, содержащий ванадий и титан, они разрабатываются, например, на Урале.

Щелочные перидотиты и пироксениты

В районах, где развиты щелочные горные породы, наряду с нормальными встречаются щелочные перидотиты и пироксениты. С нормальными породами этого ряда они связаны взаимными переходами и по генезису представляют с ними, повидимому, одно целое. Так, например, некоторые кольские перидотитовые массивы связаны с такими же породами, содержащими нефелин. Нефелиновые перидотиты с содержанием нефелина до 5% и такие же пироксениты, в отличие от горных пород нормального ряда, относящихся к этому семейству, содержат повышенное количество двуокиси титана, то в виде ильменита, то в виде других титановых минералов, например перовскита. Количество последних достигает иногда 40% от всего состава породы. Такого рода пироксениты (африканд и ты) встречаются редко, их можно ждать в районах развития сильно щелочных пород, например в Фенноскандии, где они и встречаются в различных местах.

Щелочные пироксениты известны также в Гренландии. В местности Якупиранга в Бразилии в связи с нефелиновыми сиенитами развиты пироксениты, состоящие из титанавгита с ильменитом и магнетитом, а также местами с примесью перовскита, апатита и нефелина (якупирангиты), что сближает их с породами Африканды. Эти породы отличны от якупирангитов, описанных на стр. 204 в связи с ийолитами, тем, что вместо эгирина они содержат титанавгит.

Богатые мелилитом пироксениты изредка встречаются на Кольском полуострове. Так как мелилит развивается иногда на контактах магматических пород с известняками, многие авторы допускают образование этих богатых мелилитом пород за счет поглощения известняков воздействующей на них щелочной магмой.

Щелочные горнблендиты встречаются и в связи с другими щелочными породами, но очень редко. Так, в Португалии имеются горнблендиты, сложенные щелочным амфиболом, близким к рибекиту и арфведсониту (озаннит). Порода имеет жильное залегание. На островах Таити во включениях в лавовых породах встречаются выброшенные из недр Земли гаюиновые горнблендиты.

Излившиеся аналоги щелочных пород пироксенит-перидотитового ряда представлены различными породами. Наиболее распространены среди них лимбургиты, залегающие в виде эффузий в областях развития щелочных пород. Это порфировые породы, в темносерой или черной, иногда темнобурой основной массе которых развиты вкрапленники оливина и авгита и встречаются зерна магнетита, ильменита и апатита. Щелочные минералы незаметны даже под микроскопом, но в переходных разностях к другим щелочным породам могут быть найдены как полевые шпаты, так и нефелин. Обычно щелочные минералы находятся в скрытом состоянии в виде стекловатого базиса, играющего большую роль. В таком случае о его присутствии можно судить только на основании химического анализа.

Авгититы представляют собой излившиеся породы, являющиеся аналогами пироксенитовых щелочных пород. Это темные, почти черные плотные горные породы, в составе которых главную роль играет авгит, но кроме того, присутствует нередко небольшое количество нефелина и такие минералы, как мелилит. Лимбургиты пользуются обширным распространением на островах Зеленого Мыса, на Африканском континенте, в Бразилии, в Средней Европе (Кейзерштуль, Эльзас, Таунус, Саксония и др.), в Испании. Авгититы, породы более редкие, распространены в тех же местах.

Таблица 22

Химический состав щелочных пироксенитов и перидотитов в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	Сумма
1	38,38	4,32	6,15	11,70	8,14	0,16	11,47	18,60	0,78	0,13	0,54	0,18	0,17	100,72
2	31,77	12,97	—	12,97	10,23	—	15,77	12,20	2,69	0,54	0,60	0,05	—	99,79
3	24,32	12,60	14,43	9,67	7,82	0,26	15,24	8,18	0,48	4,78	2,60	—	—	100,38
4	38,26	6,84	6,00	8,44	6,18	0,17	9,51	23,04	1,04	0,39	0,04	—	—	99,91
5	40,83	1,35	5,53	10,39	6,67	0,24	13,28	17,22	0,54	1,50	0,60	0,08	1,18	99,41
6	42,60	1,56	9,37	7,58	6,56	0,09	9,75	15,75	0,81	3,34	0,80	0,10	1,22	99,53
7	50,07	0,43	--	13,76	19,71	1,11	3,62	2,12	5,33	1,45	2,03	0,15	0,07	99,85
8	35,36	6,40	12,06	10,36	4,57	—	10,58	15,60	1,41	0,65	1,48	1,09	0,45	100,01
9	45,11	1,09	9,73	1,84	7,81	0,25	8,82	20,11	3,81	1,35	0,33	0,16	—	100,41
10	46,20	—	14,54	3,39	7,00	—	10,37	6,69	4,65	2,44	4,01	—	—	99,29
11	38,12	3,03	13,83	2,66	7,36	0,09	4,13	12,80	7,72	2,88	2,60	0,10	0,59	95,91
12	41,47	2,84	11,91	10,99	4,04	—	6,56	13,87	3,07	1,58	0,77	1,18	0,57	98,85
13	43,50	2,55	14,74	6,53	5,32	—	3,19	14,93	3,49	2,11	3,69	—	0,61	100,66

К числу пород, родственных лимбургитам, относятся выполнения алмазоносных воронок Кимберли в Южной Африке, представляющие собой породы, близкие к слюдяным перидотитам и состоящие из оливина, хромдиопсида, бронзита и флогопита (кимберлиты). Туфы этих пород или их брекчии в воронках, измененные выветриванием, носят название синей земли. Химические анализы описанных горных пород приведены в табл. 22.

Эти цифры дают следующие проекционные числа и коэффициенты (табл. 23).

Таблица 23

Проекционные числа и коэффициенты щелочных пироксенитов и перидотитов

№	*Q*	*A*	*C*	*M*	*k*	*n*	*c*	*c'*	*m'*	*f'*	*q*
1	19,0	4,7	8,1	68,2	4	32	64	34	34	32	— 9,5
2	15,7	—	—	84,3	0	0	100	29	52	19	—12,4
3	9,6	20,5	14,3	55,6	51	8	41	9	56	35	—29,8
4	20,8	7,3	6,6	65,3	10	42	48	47	29	24	— 7,1
5	17,1	8,7	5,1	69,1	41	23	36	33	40	27	—12,6
6	20,0	16,9	7,6	55,5	50	18	32	36	37	27	—12,9
7	21,0	0	0	79,0	0	0	100	9	22	69	— 1,7
8	21,0	10,5	13,9	54,6	32	17	51	31	40	29	—10,9
9	15,4	24,8	3,3	56,5	17	71	12	49	32	19	—21,8
10	19,8	34,1	7,1	39,0	21	62	17	16	54	30	—20,0
11	10,6	47,0	0	42,4	21	71	8	52	23	23	—33,6
12	22,6	23,7	8,8	44,9	18	54	28	36	30	34	—11,3
13	24,8	27,6	11,5	34,1	20	50	30	46	19	35	—11,2

1 — якупирангит, Бразилия; 2 — магнетитовый пироксенит, Гренландия; 3 — африкандит, Кола; 4 — биотитовый пироксенит; 5 — то же, р. Каинды, Узбекистан; 6 — псевдолейцитовый пироксенит, р. Каинды; 7 — педрозит (щелочной горнблендит), Португалия; 8 — гаюиновый горнблендит, Танти; 9 — оливиновый якупирангит, Хибины; 10 — мезолимбургит с лабрадором, Судак в Крыму; 11 — авгитит, Турий мыс; в породе еще определено: FeS_2=1,28; CO_2=2,08; Cl=0,19; 12 — лимбургит, Лимбург; в породе еще имеется: 0,09 Cl; 0,55 SO_3; 0,75 CO_2; 13 — авгитит, Лимбург.

Данные этой таблицы, будучи нанесены на диаграмму, изображены на рис. 73. Из него видно, что положение точек анализов щелочных мафических пород значительно отличается от положения нормальных пироксенитов, перидотитов и горнблендитов тем, что их точки на правой и на левой стороне диаграммы смещены сильно направо. Это указывает на богатство этих пород щелочами и бедность их анортитовой составляющей. Это, однако, не означает бедности их кальцием. Последний содержится в породах в достаточном количестве, но бóльшая часть его входит в состав цветных минералов, о чем свидетельствует наклон векторов правой стороны диаграммы. Многие из этих пород находятся в поле фельдшпатоидов, что и сказывается иногда в минералогическом составе их глубинных фаций, тогда как в излившихся фациях наличие нефелина или лейцита наблюдается реже. Сравнивая диаграммы рис. 73 и 66, можно заметить, что между этими породами и нормальными пироксенитами существуют переходные формы. Так, некоторые щелочные магнезиально-железистые породы, например, якупирангит из Якупиранга (№ 1), близки по составу к нормальным пироксенитам, тогда как якупирангит из Хибинских тундр обладает высоким содержанием щелочных элементов и лежит в поле нефелина. Среди нормальных пород также есть разности с повышенным содержанием щелочных металлов, например жильные горнблендиты (иситы), но все они отличаются

высоким содержанием анортитовой составляющей. Выше было указано, что эта анортитовая составляющая редко наблюдается в составе рассматриваемых пород. Она или входит в состав пироксенов в виде компонента Чермака, или развита в виде шпинели, а в щелочных пироксенитах и перидотитах также в виде этих компонентов, но в малом коли-

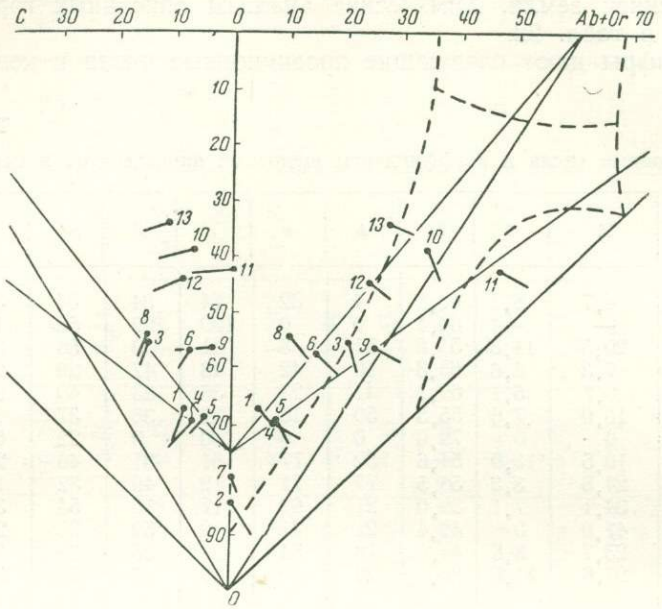


Рис. 73. Диаграмма химического состава щелочных пироксенитов, перидотитов, горнблендитов и их излившихся аналогов. Номера точек по табл. 23

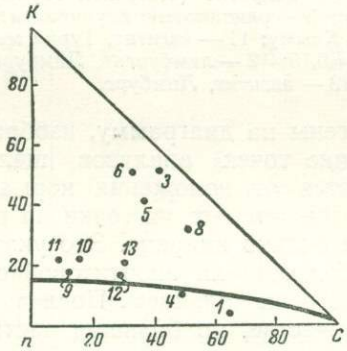


Рис. 74. Диаграмма состава нормативных полевых шпатов и фельдшпатидовых компонентов в щелочных пироксенитах и перидотитах

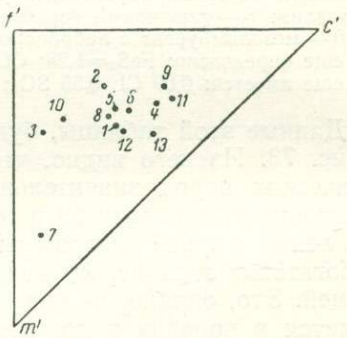


Рис. 75. Диаграмма вектора $c' : m' : f'$ щелочных меланолитовых пород

честве, так как бóльшая часть окиси алюминия в них соединена в виде фельдшпатоидов или входит в состав щелочных пироксенов, хотя в последних главную роль из трехвалентных окислов играет окись железа, которой богаты эти породы. На рис. 74 дана диаграмма состава нормативных полевых шпатов, из которой видно, что многие из этих пород обогащены калием и что в их составе должны быть или калиевые полевые шпаты, или лейцит, или биотиг.

Полезные ископаемые, связанные с этими породами, редки, но иногда с глубинными зернистыми фациями их, а именно с щелочными пироксенитами и перидотитами, встречаются залежи ильменитов или титаномагнетитов. Особенный интерес представляют месторождения перовскитов и аналогичных им титанистых минералов, содержащих, кроме титана, также редкие земли, тантал и ниобий. Рис. 75 показывает отношение главных компонентов, входящих в состав цветных силикатов (кроме щелочей); из него видно, что значительная часть пород богата кальцием и железом.

Биотитовые породы

Биотитовые породы магматического происхождения встречаются очень редко в природе. Искусственно они не могут быть получены при кристаллизации из сухих расплавов, лишенных минерализаторов, так как для построения структурной решетки биотита необходимо наличие паров воды или других минерализаторов, например галоидов, при участии которых могут развиться своеобразные содержащие галоиды слюды. В природе, как выше было упомянуто, встречаются перидотиты и пироксениты, содержащие биотит и носящие название биотитовых перидотитов и пироксенитов. В биотитовом перидотите из Холодной долины (Кальтес Таль) в Гарце количество биотита достигает 30%, следовательно, этот минерал из категории второстепенных для перидотитов и даже редких их примесей приобретает значение главного компонента. Поэтому естественно, что у многих видных петрографов, например у В. Н. Лодочникова, магматическое происхождение биотита в этих породах вызвало сомнения, так как биотит мог прекрасно развиться как метаморфический продукт за счет реакции оливина с калиевыми алюминийсодержащими растворами при метаморфизме. Особенно интересными являются породы из района озера Киву в Центральной Африке. Здесь в выбросах вулканов, изливающих основные и другие щелочные лавы, встречаются ксенолиты пород, состоящих целиком из слюд и названных глиммеритами (слюдиты). Их лучше всего называть биотитовыми породами. В числе их примесей следует указать наличие оливина и пироксенов. Кроме них, имеются также включения богатого биотитом слюдяного перидотита и пироксенита. (См. примечание на стр. 87.)

Излившиеся породы, в которые включены ксенолиты, близки по химическому составу к ксенолитам, но состоят из оливина, лейцита и стекла. Такой состав излившихся пород калиево-лимбургитового типа станет понятен, если вспомнить о том, что вещество биотита после расплавления вновь кристаллизуется уже в виде лейцита и оливина, что было доказано опытами.

Стекловатые разности этой породы неотличимы от лимбургитов, тогда как те, которые содержат порфировые выделения, отличаются наличием в них вкрапленников оливина и лейцита. Эти породы можно было бы назвать лейцитовыми лимбургитами (уганд и т ы). Химическая характеристика некоторых из этих пород и переходных пород от них к перидотитам дана в табл. 24.

Положение точек проекции данных этой таблицы нанесено на диаграмму рис. 76. Из сравнения этого рисунка с проекциями анализов горнблендитов и щелочных мафитов видно, что точки слюдяных пород и их излившихся аналогов сдвинуты значительно дальше направо, породы являются более щелочными и, кроме того, они принадлежат к калиевому ряду, так как сильно обогащены калием по сравнению с

Таблица 24

Химическая характеристика слюдяных и биотитсодержащих изверженных оливиновых и пироксеновых пород в проекционных числах и коэффициентах

№	Q	A	C	M	k	n	c	a′	c′	m′	f′	q
1	8,5	32,7	2,8	56,0	84	8	8	—	13	72	15	—33,7
2	19,3	4,4	9,0	67,3	19	14	67	—	31	60	9	—11,9
3	7,5	21,1	1,6	69,7	53	40	7	—	38	40	22	—30,8
4	3,5	22,3	0,0	74,2	67	33	0	—	37	43	20	—36,0
5	8,3	10,1	0,8	80,8	81	12	7	—	5	85	10	—26,9
6	6,8	20,9	1,3	71,0	81	13	6	7	—	52	41	—31,7

1 — слюдяная порода (глиммерит, слюдит), включение в богатом оливином лейцитовом лимбургите (угандите), Какугир, область оз. Киву в Африке; 2 — биотитовый пироксеновый перидотит, Буфумбира, там же; 3 — лейцитовый лимбургит, Катва, там же; 4 — то же, Катунга; 5 — биотитовый перидотит, включение в катунгите (основные мелилитовые лейцитовые базальты), Какиниу, там же; 6 — биотитовый перидотит, Гарц в Германии.

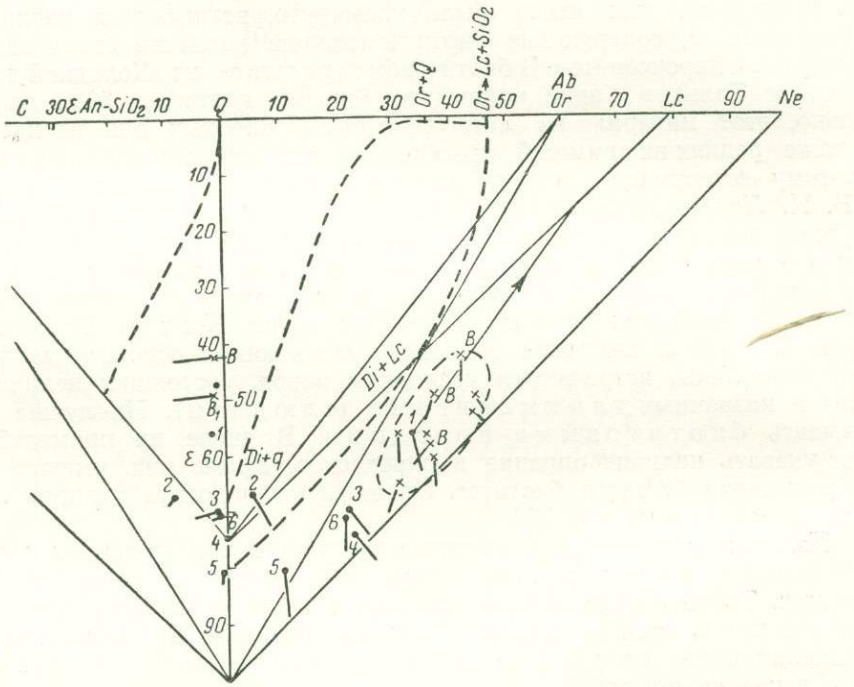


Рис. 76. Диаграмма химического состава биотитовых и других пород Уганды и других месторождений:

B — состав биотитов (кресты); *Di* — диопсид; *Lc* — лейцит; *Ne* — нефелин; *Or* — ортоклаз; *Ab* — альбит; *Q* — кварц. Пунктирные линии соответствуют системе лейцит—диопсид—кремнезем (рис. 77). *Or* + *Q* — эвтектика ортоклаз—кварц; $Or = Lc + SiO_2$ инкогруэнтный распад ортоклаза на лейцит и кремнезем

натрием, что и понятно по их минералогическому составу — биотит в интрузивных разностях и лейцит в излившихся породах. Для сравнения на рисунке нанесены точки состава некоторых биотитов, положение которых близко к положению точек анализов описываемых пород. Связь последних с породами нормального ряда той же группы подтверждается

наличием в лейцитовых базальтах таких ксенолитов, как перидотиты и биотитовые пироксениты; точка, соответствующая составу одного из них (№ 2), отличается от нормальных пироксенитов почти только величиной и наклоном вектора щелочных полевых шпатов (коэффициентом $k = 19$). Эти породы имеют исключительно теоретический интерес, так

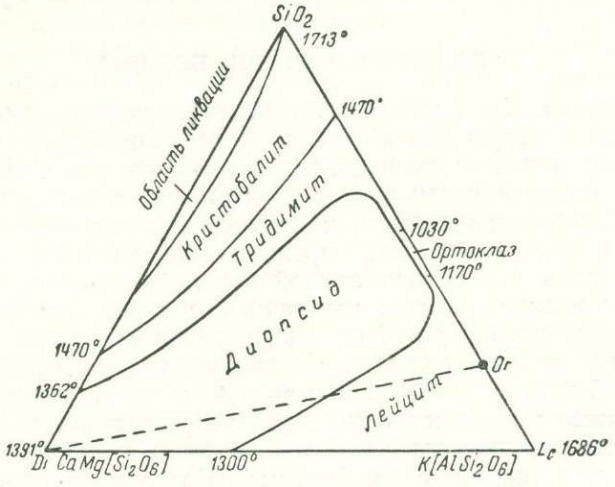


Рис. 77. Система лейцит—диопсид—кремнезем:
Di — диопсид; *Lc* — лейцит

как распространение их крайне ограничено и с ними не связаны какие-либо залежи полезных ископаемых или они неизвестны. В теоретическом отношении породы интересны как примеры таких расплавов, которые близки по составу к системе форстерит — лейцит — кремнезем или диопсид — лейцит — кремнезем, не без примеси нефелиновой составляющей (рис. 77). В их цветных силикатах, представленных биотитом, оливином и авгитом, имеется значительное содержание кальция

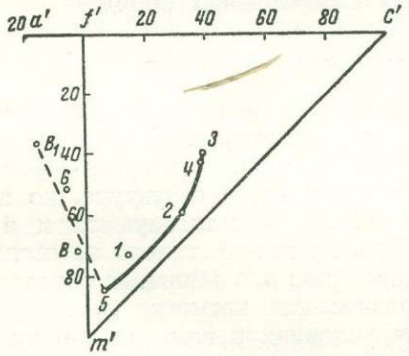


Рис. 78. Диаграмма $a' : c' : m' : f'$ для щелочных меланолитовых пород

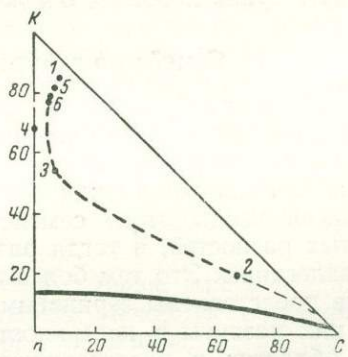


Рис. 79. Диаграмма $k : n : c$ для щелочных меланолитовых пород

(рис. 78) и магния и мало железа. Это свидетельствует о том, что первичные оливиновые кристаллы были богаты магнием, а присоединившиеся к ним кристаллы авгита были близки к диопсиду. Кристаллизация их в расплаве на глубине началась с выделения оливина и лейцита, к которым, вероятно, позднее присоединился пироксен.

Сравнивая изменение состава при переходе от перидотитов к другим породам, по рис. 79 можно видеть постепенно увеличивающуюся роль щелочных металлов — в одних породах калия, в других натрия. В щелочных пироксенитах и перидотитах в среднем значительно возрастает количество окислов железа, что сказывается в смещении точек на диаграмме состава цветных минералов к точке железа (f' рис. 78).

ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Полиминеральные породы отличаются значительным разнообразием по составу и структуре, но среди этого разнообразия наблюдаются многие общие черты и выявляются различные ряды, члены которых стоят в более тесной связи друг с другом, чем с породами других рядов. Эти ряды намечены были в таблице горных пород на стр. 87. Среди горных пород выделяется прежде всего основной ряд, играющий главнейшую роль в строении земной коры. Это ряд нормальных горных пород, описание которых мы начнем с пород семейства габбро и базальтов, тоже крайне разнообразного, различные члены которого отличаются друг от друга как по минералогическому составу, так и по структурам. С габбро связаны, как это видно из таблицы, с одной стороны, различные мономинеральные, рассмотренные выше породы, с другой — более кислые породы семейства диоритов с андезитами, сиенитов с трахитами и гранитов с липаритами. Все эти группы пород стоят в тесной связи друг с другом.

Другой ряд, щелочных пород, представлен также в основном его конце различными щелочными габброидами, тесно связанными с нормальными габброидами. От щелочных габброидов можно проследить различные типы пород среднего, основного и кислого состава. Их мы опишем вместе с соответствующими породами нормального ряда, с которыми они бывают часто связаны.

Как интрузивные, так и излившиеся породы этих рядов имеют свои жильные и гипабиссальные аналоги, описание которых будет приурочено к соответствующим группам глубинных фаций, хотя в заключение необходим будет и общий очерк этих своеобразных пород.

Семейство габбро, базальтов и диабазов

Семейство габбро, базальтов и диабазов представляет собой группу пород интрузивного и эффузивного происхождения. К первым относят различные члены габбровых пород (габброидов), ко вторым — базальты и диабазы. Различие между ними сказывается в структуре, но иногда излившиеся члены этого семейства пород кристаллизуются и в виде зернистых разностей, и тогда различить их можно только по геологическому залеганию. Это тем более справедливо для жильных образований, которые представлены зернистыми разностями, несмотря на то что многие из них развиты в поверхностных условиях в виде даек в вулканических областях и представляют тогда жильные или гипабиссальные, близкие к поверхности Земли продукты застывания габбровой магмы. Поэтому часто жильные породы с диабазовой структурой также называются диабазами, как и соответствующие излившиеся разности этих пород, обладающие такой же структурой.

Габбро. Глубинные горные породы, относящиеся к семейству габбро, представлены различными разновидностями. Наиболее распространенными и типичными среди них являются зернистые породы серого или темносерого цвета, различной величины зерна, состоящие из основных

плагиоклазов и диаллага. Они получили название габбро, без каких-либо дополнительных минералогических характеристик. В типичном габбро плагиоклазы и пироксены присутствуют приблизительно в равных количествах. Эти габбро могут быть названы мезократовыми породами группы, средними по составу. Однако встречаются и разности, обогащенные диаллагом или другими цветными минералами: такие разности могут быть названы меланократовыми. В природе существуют все переходы их к типичным пироксенитам. Переход осуществляется через разности пироксенитов, содержащих небольшое количество основного плагиоклаза — полевошпатовых пироксенитов. Такие же переходы имеются и к перидотитам. Кроме меланократовых габбро существуют разности их, обогащенные плагиоклазами, а потому являющиеся более светлыми или лейкократовыми. И здесь можно найти все переходные разности, ведущие к анортозитам или лабрадоритам, состоящим преимущественно из плагиоклазов.

Кроме диаллага, в породах семейства габбро иногда встречаются оливин, ромбические пироксены, роговая обманка и небольшое количество биотита, а также магнетит или ильменит или их взаимные срастания, называемые титаномагнетитом. Второстепенные минералы представлены апатитом, реже титанитом. Вторичными являются минералы группы эпидота и цоизита, образующие вместе с альбитом псевдоморфозы по основным плагиоклазам. Иногда к ним в этих псевдоморфозах присоединяется немного серицита, образующегося за счет калиевого компонента, входящего в состав каждого, даже основного плагиоклаза, в котором изоморфная примесь калиевого полевого шпата достигает 5%. Когда псевдоморфозы минералов группы цоизита или эпидота развиваются в виде мельчайших частиц, иногда близких по размерам к коллоидальным, тогда такие псевдоморфозы называются соссюритом. По пироксенам образуется вторичная роговая обманка волокнистой структуры, называемая уралитом. Кроме того, часто по цветным силикатам образуются вторичные хлорит и эпидот, по оливину могут образоваться тальк и иддингсит, а также минералы группы серпентина вместе с небольшим количеством вторичного магнетита.

Кроме типичных представителей горных пород семейства габбро, представленных главными минералами в виде основного плагиоклаза и диаллага, в природе встречаются разности, в которых вместо диаллага развит ромбический пироксен и которые можно называть соответственно энстатитовым, бронзитовым или гиперстеновым габбро. Все эти три разности называются норитами. Нориты содержат незначительную примесь других минералов из группы магнезиально-железистых силикатов. Когда в породах присутствуют одновременно моноклинный и ромбический пироксены, они называются промежуточным термином габбро-нориты.

Во многих габбро и норитах присутствует более или менее значительная примесь оливина. Такие породы обозначаются оливиновыми габбро и оливиновыми норитами. Габбро, содержащие из цветных силикатов преимущественно роговую обманку, называются роговообманковыми габбро. Некоторые авторы роговообманковые габбро называют габбро-диоритами, в особенности, если их плагиоклазы близки по составу к кислому лабрадору или основному андезину. Биотитовые габбро принадлежат к редким породам, обычно биотит в них присутствует в незначительном количестве в виде второстепенного минерала. Нередко в габбро или в норитах появляется значительное количество магнетита или другого рудного минерала. Такие габбро или нориты называются рудными габбро и норитами. В некоторых

породах все цветные магнезиально-железистые минералы, кроме оливина, отступают на второй план, и оливиновые габбро с господствующим из цветных минералов оливином получают название *форелленштейнов* или *троктолитов*. Эти два названия — синонимы; они даны разными авторами и часто встречаются в литературе.

Сильно соссюритизированные габбро, в которых от плагиоклазов не осталось и следов вследствие вторичного замещения их почти коллоидными или очень тонкозернистыми агрегатами цоизита или эпидота, называются *соссюритовыми габбро*. Если замещение плагиоклазов неполно, то говорят о *соссюритизированном габбро*. Аналогично этому различают *уралитовые и уралитизированные габбро*. Сильно раздавленное при динамометаморфизме габбро легко подвергается соссюритизации и уралитизации, становится сланцеватым и нередко волокнистым: тогда оно называется *волокнистым* или *раздавленным габбро* в зависимости от степени изменения. Сильно рассланцованные габбро часто значатся как *габбровые сланцы*.

Состав минералов различных представителей семейства габбро неодинаков. В глубинных разностях плагиоклазы однородны, причем состав их колеблется от анортита до лабрадора, иногда снижаясь до основного андезина. Реже встречаются более кислые плагиоклазы, кислотность которых компенсируется другими минералами, бедными кремнеземом или магнетитом. Плагиоклазы оливиновых габбро наиболее основные, но из этого правила имеется много исключений. При основном составе плагиоклазов оливин богат магнием. Наиболее кислым составом плагиоклазы обладают в роговообманковых габбро, но и среди них наблюдается иногда состав, близкий к анортиту. В переходных к диоритам *кварцевых габбро* состав плагиоклазов характеризуется лабрадором, наличие же свободного кремнезема в них компенсируется присутствием значительного количества магнетита или бедной кремнеземом роговой обманки, имеющей в габбровых породах основной состав (около 43—45% SiO_2).

Структура габбровых пород зависит от условий их образования. Глубинные фации имеют средне- и крупнозернистую структуру в связи со спокойной кристаллизацией их и медленным охлаждением. В этом случае развивается типичная гипидиоморфная структура, отличающаяся здесь тем, что зерна оливина, если он присутствует, лучше окристаллизованы и развиты, чем зерна других минералов. В типичных габбро глубинной фации плагиоклазы и пироксены в отношении оформления развиты приблизительно в одинаковой степени. Такая структура габбро получила наименование *габбровой* (рис. 47). В условиях гипабиссального застывания этих пород, при небольшом давлении и быстром охлаждении, структура пород становится диабазовой или *офитовой* (рис. 40). При этом пироксены приурочены к промежуточным пространствам между кристаллическими гранями плагиоклазов. Особенно характерна эта структура для гипабиссальных силловых фаций габбро, которые тогда называются некоторыми исследователями габбро-диабазами, другими же—просто диабазами. Первый термин удобен как указывающий на промежуточное положение этих пород между глубинными и излившимися разностями, на образование их в гипабиссальных условиях.

Различная структура габбро в зависимости от условий их остывания объясняется по-разному. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг предполагал для этих пород изменение в условиях кристаллизации смесей пироксен-плагиоклазового состава в зависимости от давления. В глубинах земной

коры под огромным давлением соотношение минералов в эвтектике уклоняется в сторону, с перевесом пироксена над плагиоклазами, тогда как при уменьшении давления эвтектическая точка смещается в сторону меньшего содержания плагиоклазов в составе эвтектики, вследствие чего последние оказываются в избытке сравнительно с эвтектикой и выделяются раньше, чем пироксены. Влияние давления объясняется им тем обстоятельством, что цветные минералы при своем образовании из окислов во время кристаллизации или непосредственно перед ней дают соединения, обладающие меньшим молекулярным объемом сравнительно с суммой молекулярных объемов отдельных окислов, входящих в состав этих минералов. Благодаря этому высокое давление больших глубин должно благоприятствовать их образованию, тогда как у светлых минералов, в частности у плагиоклазов, отношения обратные, а потому их образованию благоприятствует низкое давление гипабиссальных и поверхностных условий. Правильность этого объяснения трудно проверить опытом. Однако опыты А. А. Бочвара над кристаллизацией эвтектик некоторых органических веществ при обычном давлении показали, что структура получающихся продуктов затвердевания в значительной степени зависит от скорости охлаждения и что при обычном давлении можно получить структуры, сходные с таковыми изверженных пород и представляющие собой различные варианты структуры от типа габбровой, гипидиоморфной, до типа диабазовой в отношении совершенства образования граней различных выделяющихся при эвтектической кристаллизации фаз. Если принять во внимание данные этих опытных исследований, то диабазовая структура гипабиссальных и излившихся аналогов габбро станет понятной, так как скорость охлаждения этих пород существенно различна. При этом вступает в свои права кристаллизационная сила образующихся кристаллов плагиоклазов, хорошо развивающих свои грани, а также кристаллизационная способность их, ведущая к более раннему заложению их кристаллов и относительно быстрому их росту одновременно с пироксенами. Как показали исследования И. Фогта и П. Н. Чирвинского, габбровые породы наиболее распространенного среднего типа по составу близки к эвтектической смеси основного плагиоклаза с пироксенами. Естественно поэтому, что в меланократовых представителях этих пород лучше оформленными являются цветные минералы, тогда как в лейкократовых лучше образованы светлые, то есть плагиоклазы. Исследования в Тагильском массиве путем подсчетов количественного минералогического состава пород габбро показали, что когда в роговообманковых габбро наблюдается очень сильное преобладание роговой обманки над плагиоклазами, идиоморфизм плагиоклазов уступает место таковому роговой обманки.

В структуре габбровых пород особенно наглядно выражены иногда реакционные отношения цветных минералов между собой. Пироксеновые каймы около кристаллов оливина, каемки и прорастания амфибола около пироксенов и внутри их, образование реакционных кайм около оливина являются наиболее распространенными среди них. Особенно сильно выражены они в габбровых, повидимому, несколько метаморфизованных, породах северного побережья Кольского полуострова, за особенности их структуры названных Е. С. Федоровым друзитами. В них оболочки цветных минералов облекают зерна оливина одна за другой последовательно в порядке реакционного ряда, начиная с внутренней каймы ромбического пироксена. Однако в других местах развития габбро эти структуры также прекрасно выражены (рис. 38). Особенно часто встречаются каемки зеленой роговой обманки около оливина при соприкосновении его зерен с зернами плагиоклазов. Строение

этих каемок иногда усложняется наличием тонких вростков зеленой шпинели в роговую обманку. Вростки имеют червеобразный вид и направлены перпендикулярно к поверхности зерен оливина. Эти каймы и вростки шпинели объясняются краевыми реакциями между почти или совершенно сформировавшимися зернами оливина и плагиоклазов. Реакция происходит в твердом состоянии, когда порода только еще затвердела и между зернами, может быть, присутствовали незначительные количества водных растворов или паров воды, под влиянием которых происходит обмен между составом плагиоклазов и оливиновых зерен с образованием роговой обманки и шпинели. Наличие воды обусловливает развитие амфибола, а не пироксена. При более высоких температурах наблюдается образование каемок диаллага или ромбических пироксенов.

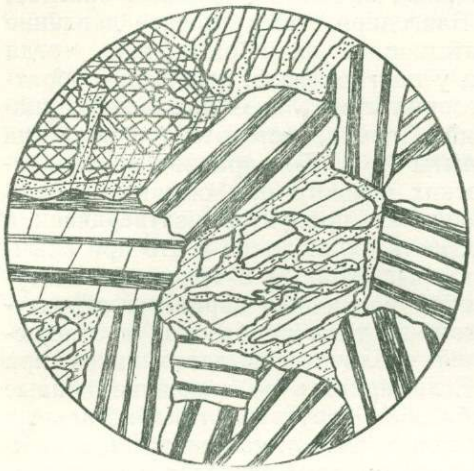


Рис. 80. Замещение диаллага амфиболом в габбро Урала

Замещение роговой обманкой цветных минералов и, в частности, пироксенов наблюдается очень часто, причем в роговообманковых габбро остаются иногда ничтожные следы прежде бывших зерен пироксенов, подвергшихся амфиболизации. В начальной стадии этого процесса образуются прожилки, сходные с теми, которые наблюдаются при образовании пертитов (рис. 80). Ф. Ю. Левинсон-Лессинг объяснял их возможностью эвтектических отношений роговой обманки и диаллага, что при современном состоянии наших знаний представляется мало вероятным. Мало вероятна также возможность выделения роговой обманки этих вростков в качестве распада твердого раствора этого минерала в пироксене (Левинсон-Лессинг). Реакция остаточного расплава с выделившимися ранее пироксеном и оливином является единственной возможной причиной с современной точки зрения на отношение этих минералов в порядке их образования. Однако, как было указано в главе, посвященной пироксенитам, между моноклинным пироксеном и оливином, кроме реакционных отношений, могут существовать также и эвтектические. Биотит как минерал реакционной серии развит иногда в виде тонких пленок около цветных минералов, особенно около магнетита. Что касается последнего, то наблюдения показывают, что магнетит всегда ассоциируется с роговой обманкой, если таковая присутствует в породах. Время его выделения близко ко времени образования роговой обманки или несколько предшествует ему, поскольку роговая обманка образует часто венцы, окаймляющие магнетитовые зерна. В прорастаниях роговой обманки с пироксенами магнетит нередко также участвует совместно с ней. Вместе с магнетитом и роговой обманкой наблюдается апатит.

Текстура габбро бывает различной. Чаще это массивные, мелко-, средне- или крупнозернистые породы. В других случаях наблюдается полосатая текстура и порода состоит из темных и светлых полос. Темные полосы характеризуются большим содержанием цветных минералов, светлые — богаче полевыми шпатами. Степень концентрации этих

разнородных компонентов в полосах бывает различна и иногда доходит до обособления чисто пироксенитовых и анортозитовых полос. Объясняется это явление процессом застывания во время течения магмы при интрузии или после нее, причем в первом случае предполагается, что магма была расслоена еще до интрузии. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг полагал, что это расслоение является следствием ликвации магмы, то есть разделения ее на две несмешивающиеся жидкости. Степень разнородности этих производных жидкостей и различия их от состава первоначального расплава зависят от степени охлаждения, а потому ликвация может дать в различных условиях полосы различного состава. Обособление происходит сначала путем образования тонкой эмульсии, развивающейся во всем объеме ликвирующей магмы, но потом капельки одной жидкости, сливаясь, объединяются в крупные капли первоначально округлой формы, которые при течении во время интрузии вытягиваются в длинные полосы. Согласно другой точке зрения, полосатость возникает при течении во время интрузии или после нее вследствие возникновения конвекционных потоков в однородной кристаллизующейся магме. При наличии этих потоков выделяющиеся минералы вытягиваются в полосы по направлению течения, что хорошо объясняет многие явления в конкретно изученных хорошо обнаженных массивах (см. ниже, стр. 243). Кроме того, наблюдается шаровая текстура габбро, например, на Золотом Камне на Урале, в Закавказье, на острове Корсика и в других местах.

С габбровыми породами часто бывают связаны различные полезные ископаемые. Сами они нередко находят применение в строительном деле, например, габбро-диабазы для изготовления торцовой брусчатки в дорожном деле, для облицовки зданий, изготовления памятников и т. д. Рудные месторождения связанные непосредственно с габбровыми породами, представлены титаномагнетитовыми залежами, развитыми в габбро в виде обособлений или шлир и в виде жильных масс. Сравнительно с главными минералами магнетит выделяется поздно, вследствие чего в габбро наблюдается также сидеронитовая структура, характерная для магнетитовых пироксенитов и перидотитов. Позднее выделение магнетита создает возможность концентрации его на поздних стадиях в виде обособленных масс, или внедрение в уже застывшие части интрузии в виде жильных тел. Эти рудные массы содержат титан и ванадий и могут явиться ценными рудами. В связи с габбро встречаются ильменитовые месторождения. Громадную роль в рудном деле играют сульфидные месторождения, связанные преимущественно с норитами. Последние являются важным признаком при поисках сульфидных никеленосных руд, залегающих в норитовых породах в виде жил и шлиров и связанных, с одной стороны, с концентрацией сульфидов на поздних стадиях формирования пород, а в других случаях — с гидротермальной стадией развития норитовых магм. Поэтому они всегда приурочены к массам норитов и редко выступают за пределы интрузивных тел. Такие залежи существуют почти во всех странах и на всех континентах и имеют громадную экономическую ценность как руды на никель, а также и на платину, которая содержится в этих сульфидных рудах, связанная с сульфидами, а иногда в виде соединений платины, например сперрилита, то есть мышьяковистой платины. Содержание никеля в этих рудах колеблется в широких пределах, от долей процента до 13%. Издавна известны месторождения никелевых руд такого типа в Норвегии и Канаде. В первой четверти настоящего столетия они были открыты в Бушвелдском комплексе Южной Африки, где Меренский горизонт этих руд, представленный вкрапленностью сульфидов в норите,

протягивается в виде пластообразной залежи, согласно залеганию в теле чашеобразной интрузии. После Великой Октябрьской революции такие руды были открыты и в Советском Союзе в различных его местах.

Распространение пород семейства габбро широкое. Они встречаются повсеместно, где на свет выведены глубокие горизонты древних или молодых горных цепей или обнажаются кристаллические щиты платформ: в Фенноскандии, на Украине, Анабарском щите, в горных хребтах Урала, Кавказа, Казахстана и Средней Азии, в Западной и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке и в других местах. Наиболее грандиозного развития на территории СССР габбровые породы достигают на Урале, где они образуют огромные по протяженности массивы, вытянутые по простиранию кряжа. Габбровые породы выступают здесь, как и везде, в тесной связи с интрузивными массами перидотитов и пироксенитов, образуя с ними парагенетически связанные комплексы, называемые петрографическими провинциями. Габбро-диабазы также распространены в указанных местах. Они часто бывают развиты в виде пластовых залежей или силлов в осадках, покрывающих платформы, и участвуют в комплексах вместе с излившимися породами базальтового типа, с которыми обычно объединены в формацию т р а п п о в. На великой платформе Сибири траппы типа габбро-диабазов играют значительную роль. Таким же широким распространением они пользуются и на Индостанском полуострове. Траппы встречаются также в Австралии, в Северной и Южной Америке, в Африке, — везде в платформенных условиях, благоприятных для образования пластовых залежей магматических пород основного состава, которые не смогли пробиться на земную поверхность и застыли в недрах Земли между слоями пород. На территории Русской плиты траппы играют менее значительную роль, но встречаются частично в окрестностях г. Ровно, а также в виде излившихся базальтов Большеземельской тундры.

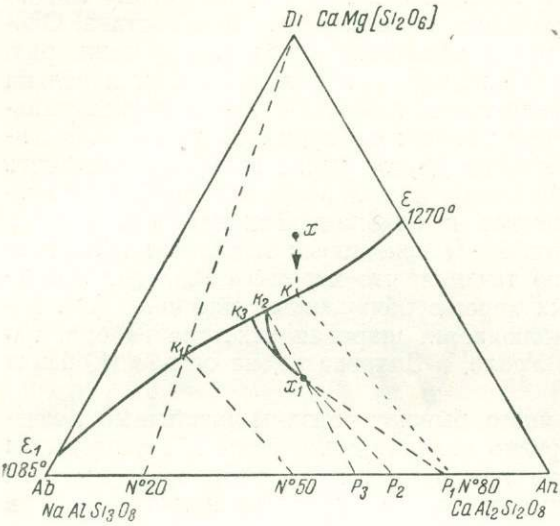


Рис. 81. Диаграмма состояния системы альбит—анортит—диопсид в проекции на плоскости. Значение точек и букв в тексте

Для понимания многих явлений в отношениях минералов в габбровых породах большое значение имеют исследования физико-химических систем соответствующего состава. Из них наиболее близкими к составу габбро и базальтов являются системы альбит — анортит — диопсид и анортит — форстерит — кремнезем. Последняя в общих чертах была уже описана ранее, так что здесь можно ограничиться системой альбит — анортит — диопсид. На диаграмме рис. 81 стороны треугольника соответствуют условиям равновесия трех пар минералов: альбит и анортит, альбит и диопсид и анортит с диопсидом. Как известно, альбит и анортит образуют друг с другом изоморфные смеси (рис. 34). Альбит с диопсидом дают эвтектику (рис. 81), в которой отношение

альбита к диопсиду характеризуется содержанием последнего около 3%. Анортит с диопсидом также дают эвтектические отношения с содержанием диопсида, равным 58%. Соответственно температура эвтектики альбит — диоспид равна 1085° (E_1), а эвтектики диопсид — анортит 1270° (E). Тройная система по исследованиям Боуэна изображена на рис. 82. Из него видно, что эвтектические смеси плагиоклазов различного состава с диопсидом расположены по некоторой кривой линии, соединяющей эвтектическую точку диопсида с альбитом, с одной стороны, и диопсида с анортитом — с другой. Этой эвтектической линией диопсида с изоморфным рядом кристаллов плагиоклазов, называемой также котектикой, все поле треугольника, дающего условия равновесия этих трех компонентов, разделяется на два поля. Одно из них—поле устойчивости и первоочередного выделения кристаллов диопсида, тяготеющее к точке диопсида, другое — поле плагиоклазов смешанного состава. Если какой-либо расплав, состоящий из смеси, в которой господствует диопсид, находится в большем количестве, чем это соответствует эвтектике с плагиоклазом данного состава, то диопсид начинает выделяться из расплава первым. Если точка состава расплава находится в поле плагиоклазов, то они, находясь в избытке против эвтектики, начинают выделяться первыми. По линии котектики выделяются одновременно плагиоклазы и диопсид. Так как состав габбровых пород в значительной части может быть выражен в грубых чертах как состав, близкий к смеси альбита, анортита и пироксена, иногда с примесями других минералов, несомненно усложняющими весь ход процессов застывания, то с некоторым приближением данные исследования системы можно распространить и на расплавы габбрового состава.

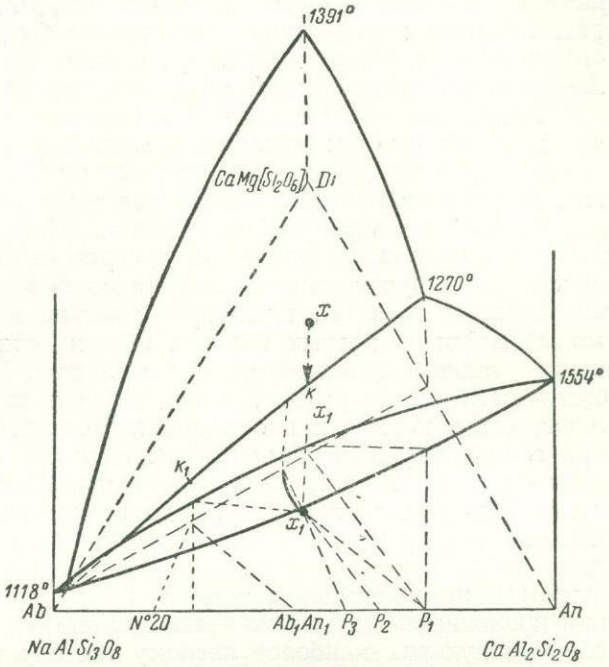


Рис. 82. Диаграмма состояния системы альбит—диопсид—анортит

Ход кристаллизации расплава в этой системе альбит — анортит — диопсид будет различен в зависимости от состава расплава. Допустим, что состав магмы таков, что в ней в избытке. против котектики имеется диопсид (точка x на рис. 81). Тогда при охлаждении расплава первым начнет выделяться этот минерал. Соответственно его прогрессирующему выпадению из расплава состав остающейся жидкости будет изменяться в сторону обогащения ее альбитом и анортитом, относительные количества которых остаются прежними. Выделение пироксенов будет продолжаться до тех пор, пока не выделится весь избыток их против эвтектики

с существующим составом плагиоклазов и не будет достигнута котектическая линия в точке $к$. С этого момента к продолжающейся кристаллизации пироксенов присоединится выделение плагиоклазов. Дальнейший ход кристаллизации смеси пойдет по линии одновременного выделения плагиоклазов и пироксенов. Последние могут или закладываться в виде новых центров, дающих новые кристаллы, и тогда они будут менее крупными, чем кристаллы первого поколения, или же нарастать на ранние кристаллы пироксенов, тогда как плагиоклазы будут располагаться между ними, хотя, может быть, благодаря большей кристаллизационной силе и вырастут в виде правильных кристаллов, обусловливая пойкилоофитовую структуру пород.

Выделение плагиоклазов, как известно, происходит таким образом, что первыми фазами, кристаллизующимися из расплава, являются более основные члены ряда изоморфных смесей, в которых в составе первых кристаллов плагиоклазов господствует компонент, обладающий более высокой температурой плавления. Поэтому для рассматриваемого расплава, соответствующего на диаграмме рис. 81 точке x_1, первыми кристаллами будут кристаллы гораздо более основного состава, соответствующие точке P. Путь кристаллизации по котектической кривой может дойти до разных точек в зависимости от того, будет ли застывание происходить медленно или быстро. При медленном остывании будет иметь место реакция выравнивания состава плагиоклазов, выделяющихся в первые и последующие моменты, к составу, устойчивому при соответствующей температуре. Поэтому конечным продуктом этого пути будет точка, в которой состав плагиоклазов станет равным тому, который находится в жидкости до ее кристаллизации ($к_1$ на рис. 81). Если же между ранними выделениями плагиоклазов и жидкостью реакция не будет происходить вследствие быстроты остывания расплава, то выделяющиеся кристаллы останутся зональными и ход кривой остывания продвинется дальше по кривой котектики до состава последних зон, соответствующих наиболее кислому составу остаточной жидкости плагиоклазов в соответственной смеси с кристаллами пироксенов, то есть эвтектики альбит — диопсид.

В том случае, когда в избытке против эвтектики находится плагиоклаз, кристаллизация начинается с выделения этого последнего. Кристаллы его в первых выделениях более основные сравнительно со средним его составом в расплаве (P_1). Поэтому на первых порах состав остающейся жидкости изменяется в сторону, противоположную составу выделяющихся кристаллов. Но с постепенным охлаждением состав выделяющихся кристаллов тоже очень постепенно становится все более кислым. Вследствие этого ход кривой состава остаточной жидкости постепенно изменяется, приобретая изгиб направо, как показано на рис. 81. Кристаллизация продолжается, пока не будет достигнута котектическая кривая, после чего к выделяющимся плагиоклазовым кристаллам присоединяется пироксен и одновременное выделение их продолжается до тех пор, пока не будет исчерпан весь запас остаточной жидкости. Ход дальнейшей кристаллизации в этом случае зависит от того, насколько кристаллизация происходит быстро и насколько реакция кристаллов плагиоклазов с жидкостью успевает происходить параллельно охлаждению. Вследствие того, что кристаллизация плагиоклазов в случае их избытка против котектики может идти как с непрерывной реакцией, так и без нее, путем образования зональных, быстро растущих кристаллов, пути изменения состава остаточной жидкости при выделении кристаллов до момента достижения котектической кривой будут различными. В случае непрерывной реакции и выравнивания

Таблица 25

Химический состав габбро в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	42,04	—	33,45	2,11	1,52	—	3,82	16,78	0,56	0,18	0,39	—	100,85
2	45,56	—	9,04	4,55	8,11	—	16,74	15,00	0,98	0,22	—	—	100,20
3	36,46	6,20	9,17	9,45	12,20	0,73	7,75	16,24	1,16	0,06	0,52	0,28	100,22
4	45,90	2,55	9,75	0,55	6,67	0,09	12,95	19,84	0,43	0,25	1,33	0,09	100,40
5	46,64	2,67	13,59	2,16	8,05	—	9,91	10,19	1,52	0,89	3,99	0,14	99,75
6	46,74	0,87	19,23	2,80	5,13	—	7,34	12,29	3,24	0,92	1,24	—	99,80
7	47,78	1,67	16,35	1,50	11,29	0,22	6,93	9,79	2,37	0,64	1,61	—	100,15
8	47,80	1,78	19,60	0,94	6,29	—	6,94	11,07	3,12	0,43	1,15	—	99,12
9	48,85	0,37	17,54	2,42	6,75	0,34	8,81	11,38	2,03	0,21	0,32	0,43	99,45
10	50,66	1,99	16,53	0,64	7,86	0,16	5,77	11,97	2,73	0,44	1,22	—	99,97
11	51,79	0,14	16,96	0,78	5,13	0,12	10,16	12,47	1,60	0,17	0,68	—	100,00
12	52,25	0,31	16,53	1,01	6,88	0,11	8,14	11,55	2,22	0,28	1,08	—	100,36
13	52,40	0,65	17,58	4,25	5,92	0,30	5,34	10,21	2,47	0,76	0,65	—	100,53

состава кристаллов с остаточным расплавом путь идет по линии $x_1\kappa_2$. Кристаллы постепенно реагируют с жидкостью, и для определения состава остаточного расплава необходимо провести от устойчивой в каждый данный момент фазы плагиоклаза (P_1, P_2, P_3 ...) линию через точку x_1 и отложить на ней по другую сторону от точки x_1 отрезок, равный количеству имеющихся твердых кристаллов, находящихся в равновесии с расплавом. Количество этого расплава определяется другим плечом рычага (P_1x_1, P_2x_2 и т. д.). В случае отсутствия реакции путь кристаллизации пойдет по кривой, каждая точка которой в данный момент состояния системы является касательной к прямой, проведенной из точек, соответствующих составу кристаллизующихся в данный момент плагиоклазов (P_1, P_2, P_3). В случае неполной реакции кривые пути кристаллизации расположатся в промежутке между отрезками $x_1\kappa_2$ и $x_1\kappa_3$.

Если состав расплава соответствует эвтектике, то кристаллизация пироксенов и плагиоклазов происходит одновременно. Этими тремя случаями можно было бы объяснить наличие среди габбро гипидиоморфной, габбровой и диабазовой структур. Однако, как было изложено выше, существенную роль тут могут играть также кристаллизационная сила и кристаллизационная способность фаз, выделяющихся в эвтектическом и других расплавах. Эти отношения могут изменить соотношения идиоморфизма выделяющихся кристаллов, а следовательно, и структуру пород.

Если в системе анортит — форстерит — кремнезем (анортит — оливин — кремнезем) для пород семейства пироксенитов и перидотитов состав находился всегда в поле устойчивости и выделения пироксенов или оливина, то для габбровых пород возможны различные случаи, что может повести в одних породах к раннему выделению оливина, в других — к ранней кристаллизации плагиоклазов, а также иногда к образованию зеленой шпинели, которая в оливиновых габбро является нередким компонентом.

Химический состав габбровых пород дан в табл. 25, а их проекционные числа и коэффициенты в табл. 26.

Таблица 26

Проекционные числа и коэффициенты горных пород семейства габбро

№	Q	A	C	M	k	n	c	a'	c'	m'	f'	q
1	34,2	3,6	49,5	12,7	1	5	94	19	—	54	27	— 4,0
2	19,7	5,7	11,6	63,0	3	30	67	—	26	53	21	—11,2
3	20,9	6,7	12,6	59,8	2	33	65	—	30	27	43	— 6,2
4	24,3	6,4	12,8	56,5	6	13	81	—	39	47	14	— 2,3
5	30,4	11,9	17,3	40,4	12	28	60	—	20	53	27	— 1,3
6	27,3	20,7	21,0	31,0	8	42	50	—	24	48	28	—10,1
7	30,2	15,4	19,7	34,7	7	37	56	—	14	42	44	— 4,4
8	30,8	18,4	23,0	27,8	4	40	56	—	18	52	30	— 5,9
9	31,3	11,4	23,2	34,1	2	31	67	—	16	53	31	— 1,4
10	33,7	16,3	19,3	30,7	4	52	44	—	9	13	78	— 0,9
11	33,3	9,3	23,0	34,4	2	27	71	—	20	60	20	+ 0,9
12	33,9	12,1	20,8	33,2	3	35	62	—	21	53	27	+ 1,3
13	35,8	16,4	21,2	26,6	8	36	56	—	12	43	45	+ 1,8

1 — троктолит, Урал; 2 — меланократовое оливиновое габбро (тылаит), Урал; 3 — титаномагнетитовое габбро, Патын; 4 — оливиновое габбро, район г. Жданова; 5 — габбро-пегматит, Кабарда, Кавказ; 6 — габбро-порфирит, Алтай; 7 — габбро-диабаз гортонолитовый, Нижнеудинский район; 8 — габбро, Усть-Каменогорский район, Алтай; 9 — габбро-диабаз, Мурманский берег; 10 — микрогаббро, близ с. Фарух, Армения; 11 — меланократовое габбро, Панские высоты, Кола; 12 — норит, Чуна-тундра; 13 — кварцевое габбро, Черемшанский просек близ г. Тагила.

Данные последней таблицы нанесены на рис. 83. Из сравнения его с рис. 66 видно, что между габбровыми породами и рассмотренными выше пироксенитами и перидотитами имеются все промежуточные стадии, представленные различными меланократовыми габбро, в частности, уральскими ультраосновными габбро — тылаитами (№ 2). Близки по составу к ним и меланократовые габбро, а также рудное габбро. Оливиновое габбро, помещенное в таблице под № 1, близко к анортозитам,

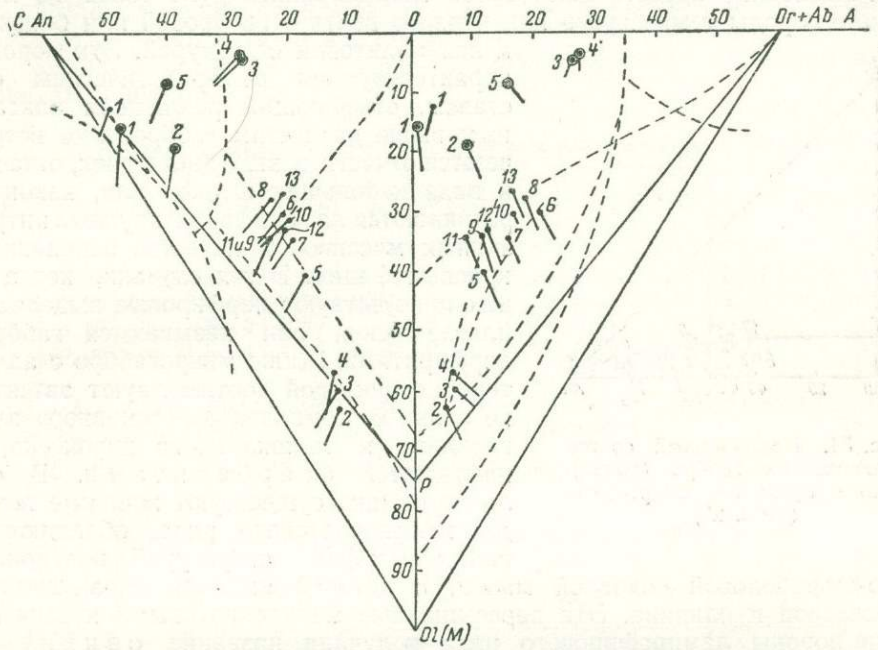


Рис. 83. Диаграмма химического состава габбро и анортозитов (точки—габбро, кружки—анортозиты). Номера точек соответствуют табл. 26 и 28

что видно также и по составу его плагиоклаза (№ 94) на рис. 84 и по содержанию в нем цветных минералов. Наиболее кислыми представителями этих пород являются кварцевые габбро, в которых содержится немного кварца. Анализы на диаграмме представлены серией точек, составляющих ясно выраженный ряд. Из них оливиновое габбро находится в поле плагиоклазов (№ 1). При составе последних, характеризующемся в данной породе как № 94, кристаллизация начиналась с выделения плагиоклазов, состав же остающейся жидкости должен был идти по пути от точки анализа по направлению, противоположному составу выделяющихся кристаллов. При этом на некоторой стадии состав остаточного расплава неизбежно достигнет эвтектической линии плагиоклаз — шпинель. Последняя действительно присутствует в составе породы, о чем говорит вектор правой стороны диаграммы, наклоненный налево, что указывает на повышенное против нормы содержание глинозема в породе. Оливин в этом случае выделится в небольшом количестве тогда, когда состав остаточного расплава достигнет точки равновесия трех фаз — плагиоклаза, шпинели и оливина. В подобных лейкократовых габбро действительно наблюдается всегда сравнительно позднее образование оливина с плохим оформлением его зерен и приспособлением их к промежуткам между хорошо оформленными зернами плагиоклазов.

На диаграмме нанесены также схемы, отображающие поля равновесия в системе альбит—анортит—кремнезем. Из отношения габбро к полям равновесия этих минералов системы видно, что точка кварцевого габбро (№ 13) действительно очень близко подходит к полю кварца, если соединить точки эвтектик кварц — альбит и кварц (кремнезем) — анортит.

Жильные и гипабиссальные аналоги габбровых пород представлены гипабиссальными габбро-порфиритами, габбро-пегматитами и микрогаббро. Последние представляют собой мелкозернистые (не более 0,5 мм) горные породы темносерого или черного цвета с габбровой или близкой к ней аплитовой структурой. Эти породы характеризуются минералогическим составом, отвечающим различным описанным выше разностям габбро. Они встречаются отчасти в виде жил и даек, отчасти в виде небольших штоков или, наконец, развиваются на периферии крупных интрузивных массивов в качестве закаленных краевых фаций. В тех случаях, когда в них присутствуют порфировые выделения плагиоклазов, они называются габбро-порфиритами. Жилы микрогаббро с аплитовой структурой соответствуют эвтектике главных компонентов—основного плагиоклаза и моноклинного пироксена, и называются беербахитами. В отличие от них, существуют жильные породы меланократового ряда, обладающие панидиоморфной структурой плагиоклазово-амфиболовой основной массы, в которой имеются вкрапленники пироксенов и оливина. Эти пересыщенные меланократовыми компонентами породы лампрофирового ряда получили название одинитов.

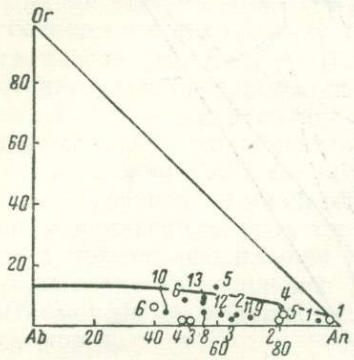


Рис. 84. Нормативный состав плагиоклазов габбро (точки). Полые кружки— анортозиты (табл. 28)

Особая группа почти мономинеральных плагиоклазовых пород, близко стоящих к габбро, называется анортозитами. Это светлые, белые, зеленовато-белые, серые или темносерые породы, состоящие главным образом (на 85% и более) из основных плагиоклазов. Величина зерна анортозитов колеблется в широких пределах от мелкозернистых до пегматитовых гигантскизернистых. В анортозитах, битовнититах и лабрадоритах, кроме плагиоклазов, присутствует небольшое количество диаллага, иногда оливина, амфиболов, биотита и рудных минералов, преимущественно ильменита. В лабрадоритах Волыни состав плагиоклазов соответствует кислому лабрадору, а иногда даже андезин-лабрадору, снижаясь по содержанию анортита до № 46. Кроме того, в них часто присутствует немного ортоклаза в виде антипертитовых вростков. Все эти породы, сложенные основными плагиоклазами, образуют значительные массивы, приуроченные преимущественно к районам древних кристаллических щитов, например, к Украинскому массиву в районе Житомира и Кировограда. Породы эти развиты также на Кольском полуострове, на Анабарском щите, на Алдане и в других местах. Они распространены и в молодых горных сооружениях, например, в окрестностях оз. Севан и Армении. Реже анортозиты встречаются на Урале как фация габбровых пород. Огромный их массив развит в окрестностях Монреаля на Канадском щите.

Полезными ископаемыми, связанными с анортозитами и лабрадоритами, являются, прежде всего, сами эти породы, когда они сложены лабрадором, обладающим красивой игрой — иризацией. Игра цветов

особенно красива у житомирских лабрадоритов, красивой игрой обладают и лабрадоры с п-ова Лабрадора. Плагиоклазиты основного состава большей частью не отличаются такой игрой красок, будучи белыми или зеленовато-белыми (Фенноскандия). С основными плагиоклазовыми породами связаны иногда небольшие месторождения ильменита. Анортозиты в Бушвелдском комплексе изверженных пород слагают местами правильные слои среди других основных пород семейства габбро. С ними связаны ильменитовые полосы. Мощные жильные залежи ильменитовых руд известны среди анортозитов в Квебеке (Канада).

Химический состав этих пород, представляющих полевошпатовые агрегаты, представлен в табл. 27.

Таблица 27

Химический состав плагиоклазитов и других полевошпатовых пород в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	45,58	0,29	26,53	0,68	3,81	5,04	15,42	1,48	0,31	0,61	0,29	100,04
2	43,78	0,30	28,74	0,85	2,15	6,04	15,81	0,15	0,17	1,80	0,57	100,26
3	54,40	—	28,00	0,80	—	0,40	10,20	4,47	0,60	0,80	--	99,67
4	55,54	—	26,11	1,54	1,40	0,63	9,54	5,04	0,11	0,35	—	100,26

1 — анортозит (битовнитит), Алтай; 2 — анортозит (габбро-диабаз), Урал; 3 — лабрадорит, р. Ирша, Украина; 4 — то же, Новмиргород.

Проекционные числа и коэффициенты этих пород даны в табл. 28.

Таблица 28

Проекционные числа и коэффициенты полевошпатовых пород

№	Q	A	C	M	k	n	c	a'	c'	m'	f'	q
1	33,3	9,0	38,8	18,9	2	17	81	—	19	55	26	−3,5
2	35,5	1,0	47,5	16,0	1	2	97	—	—	79	21	—2,0
3	40,8	27,0	27,9	4,3	1	48	51	13	—	26	61	+3,4
4	41,3	27,2	28,0	3,5	1	49	50	—	4	30	66	+3,0
5	36	16	40	8	3	25	72	—	28	32	40	−3
6	37	29	30	4	6	54	40	—	50	23	27	−3

1 — анортозит (битовнитит), Алтай; 2 — анортозит (габбро-диабаз), Урал; 3 — лабрадорит, Новмиргород, Украина; 4 — анортозит, среднее по Дэли; 5 — лабрадорит, среднее по Ниггли; 6 — анортозит, среднее по Тиррелю.

На рис. 83 показано положение точек, соответствующих анализам этих пород. Из него видно, что точки эти находятся в поле устойчивости полевых шпатов. Основные плагиоклазы этих пород кристаллизуются раньше цветных минералов, вследствие чего ясно выступает их гипидиоморфная структура, в основных фациях сходная с офитовой, с той разницей, что роль цветных минералов в этих породах крайне ничтожна. Точки этих пород в пространстве тетраэдра лежат близко к грани анортит — альбит — пироксен. Из вторичных минералов развиваются минералы группы цоизита и эпидота.

Базальты, базальтовые порфириты и диабазы. Излившиеся горные породы габбровой магмы представлены базальтами, базальтовыми порфиритами и диабазами. Базальтами называются излившиеся породы кайнотипного облика, сохранившие свою свежесть и более или менее первоначальный вид, как это свойственно молодым породам. Это темносерые до черного цвета породы, в плотной, редко в пористой основной

массе которых различаются порфировые выделения пироксенов и плагиоклазов, часто также оливина, реже — роговой обманки. Однако сохранность и свежесть пород отнюдь не говорят о их возрасте, так как они зависят от условий, при которых порода находилась в земной коре после своего образования. Нередко молодые породы сильно изменены, тогда как палеозойские излияния иногда сохраняют свежесть молодых, например, андезиты и базальты юга Донбасса.

Диабазы и диабазовые и базальтовые порфириты являются палеотипными аналогами базальтов и отличаются от них сильной измененностью с образованием вторичных минералов, отчего их окраска приобретает часто зеленоватые или фиолетовые оттенки.

В составе базальтов значатся те же минералы, которые были указаны для габбровых пород. В них присутствуют обычно вкрапленники и минералы основной массы. Вкрапленники представлены основными плагиоклазами и пироксенами в виде авгитов переменного состава. Ввиду того что пироксены базальтов образуются в гипабиссальных условиях магматического очага до излияния магмы на поверхность и бывают включены в жидкую магму, после излияния которой попадают в неравновесные условия быстрого застывания, при которых реакция выравнивания состава пироксенов как изоморфных кристаллов не успевает произойти, последние часто представлены в базальтах кристаллами пижонитового ряда, то есть магнезиальными пироксенами моноклинной сингонии, называемыми энстатит-авгитами или энстатит-диопсидами. Они отличаются от обыкновенных авгитов меньшими углами оптических осей и погасания. Нередко в авгитах этого ряда наблюдается зональность. Такая же зональность обнаруживается и у вкрапленников плагиоклазов, причем часто наблюдается основное ядро и более кислая периферия, но иногда встречаются и случаи ритмичной зональности, когда состав зон чередуется на некотором профиле кристалла с постепенным, однако, снижением содержания анортита к периферии. Можно отметить, что в составе зон хорошо проявляется закон кристаллизации плагиоклазов в том виде, как он известен из опыта. Неправильная, ритмичная зональность отчасти может быть объяснена ритмичным осаждением оболочек плагиоклазов по мере роста кристаллов, когда растущими кристаллами захватываются все новые и новые прилегающие слои расплава, причем сначала они извлекают из каждого следующего слоя основную, богатую анортитом часть расплава, а потом из более кислого остатка образуется зона, обогащенная альбитом. С другой стороны, ритмичная зональность этих кристаллов может быть вызвана подвижностью кристаллов, переносимых конвекционными и другими потоками из одной части магматического очага в другую. Средний состав кристаллов вкрапленников отличается большей основностью, чем микролиты плагиоклазов основной массы, застывшей между вкрапленниками. По сравнению с внешней зоной вкрапленников состав микролитов бывает таким же или более кислым. Кроме вкрапленников пироксенов и плагиоклазов, во многих базальтах развиты также порфировые выделения оливина. Величина порфировых выделений всех этих минералов может быть различной: от долей миллиметра до 1—2 см, причем кристаллы их бывают хорошо оформлены; иногда они кажутся корродированными, что на самом деле зависит от коррозии их основной массой при излиянии. В других случаях кажущиеся коррозионные формы являются результатом скелетного роста и захвата кристаллами основной массы, вдающейся во вкрапленники в виде заливов. Кроме перечисленных минералов, в базальтах очень часто встречаются довольно крупные кристаллы магнетита.

Основная масса у базальтов мелкозернистая. Иногда она является скрытокристаллической или гипокристаллической и тогда состоит из микролитов и стекла. В других случаях базальты хорошо кристаллизуются, и стекло в них отступает на второй план или даже совершенно исчезает. Особенно это различие в степени кристаллизации наблюдается у больших базальтовых потоков или покровов, когда внешняя часть их сравнительно слабо раскристаллизована, тогда как внутренняя часть является зернистой. Поэтому среди базальтов различают две главных разности: плотные разности пород называют базальтами, тогда как зернистые, хорошо раскристаллизованные, получили название д о л е р и т о в.

Минералы основной массы представлены плагиоклазами, пироксенами, иногда также оливином; почти всегда среди них имеется много магнетита. Нередко встречаются различные акцессорные минералы, в частности, апатит. Стекло в базальтах играет подчиненную роль, но тем не менее оно почти всегда присутствует. Очень часто стекло располагается между взаимно пересекающимися кристаллами микролитов, плагиоклазов и других минералов, из которых в основной массе всегда плагиоклазы играют существенную роль. Тогда структура пород называется и н т е р с е р т а л ь н о й (рис. 41). Она характерна для базальтов. Если значительная часть основной массы сложена плагиоклазами и авгитом, то при этом чаще всего плагиоклазы идиоморфны по отношению к авгиту, и структура тогда называется о ф и т о в о й или д и а б а з о в о й, так как в типичном виде она наблюдается у диабазов (рис. 40). Иногда промежутки между кристалликами плагиоклазовых микролитов выполнены частью стеклом, частью авгитом. В этом случае структура называется иногда д о л е р и т о в о й, так как она характерна для зернистых долеритов. Стекло, слагающее промежутки между плагиоклазами, иногда становится мутным и непрозрачным, вследствие начавшихся процессов его раскристаллизации, но в свежих породах оно всегда более или менее чистое, просвечивает коричневым цветом и является изотропным. Показатели преломления этого стекла равны 1,500—1,620. Коричневая окраска стекла зависит от его железистости. Стекловатые разности базальтов называются т а х и л и т о м, стекловатые разложенные базальтовые туфы п а л а г о н и т а м и.

Состав микролитов плагиоклаза в базальтах более кислый, чем состав вкрапленников. При быстром застывании на поверхности земли зональность в микролитах не образуется и их состав соответствует составу его в остаточном расплаве, подвергшемся быстрому охлаждению. Тем не менее, состав микролитов плагиоклазов в базальтах также характеризуется основными членами ряда. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, много внимания уделивший изучению состава вкрапленников и микролитов различных излившихся пород, предлагает пользоваться составом микролитов для разграничения андезитов от базальтов, так как у андезитов при основном составе вкрапленников состав микролитов является более кислым и соответствует андезину или даже олигоклазу, тогда как у базальтов он отвечает лабрадору.

Кроме разностей базальтов, выделяемых по структуре, среди них различают разновидности по минералогическому составу. Обычно для этого служат порфировые выделения минералов. Так, базальты, содержащие оливин, называются оливиновыми базальтами. При наличии гиперстена базальты называются гиперстеновыми. Следует отметить сравнительно нечастые роговообманковые базальты, в которых роговая обманка представлена темнокоричневой базальтической разностью, богатой титаном. Ее кристаллы при излиянии часто подвергаются коррозии и разрушению путем оплавления и перехода в стекло, пропитанное

бесчисленным количеством тончайших частиц магнетита. От наличия этого минерала стекло, образовавшееся при остекловании роговой обманки, получило название опацита, так как минерал окружен тогда непрозрачной оболочкой. В качестве редкого минерала в базальтах встречается биотит, но эти случаи свойственны разностям пород, тяготеющим к щелочным излившимся породам базальтового ряда.

В природе существуют и кварцевые базальты, в которых кварц развит в виде кристаллических оплавленных включений. Так как возможность выделения кварца первым из основной магмы мало вероятна и он бывает окружен микролитами основной массы, выделившимися на нем как на затравке для роста кристаллов, можно предположить, что такие своеобразные породы являются гибридными и представляют собой смешение базальта с дацитом при одновременном излиянии этих магм. Гораздо реже встречаются железистые базальты, содержащие металлическое железо (Овифак, Гренландия). Металлическое железо обнаружено А. П. Карпинским в ровненских базальтах.

Палеотипными аналогами базальтов являются базальтовые порфириты, если их основная масса сложена микролитами, одними или с участием стекла плотной структуры. Порфировые выделения этих палеотипных и измененных пород частично сохраняются или же полностью заменяются вторичными минералами. Оливин подвергается серпентинизации или хлоритизации, пироксены хлоритизируются или уралитизируются. Иногда по оливину образуются вторичные магнезиально-железистые силикаты типа иддингсита или боулингита и другие минералы. Стекло в основной массе пород раскристаллизовывается и замещается вторичным пеннином, нередко с образованием обильного количества железистых продуктов распада, пропитывающих стекло и делающих его непрозрачным. Следы первоначальной структуры при этом остаются. Так, на Урале различают авгитовые порфириты с типичной структурой базальтовых пород. Диабазами называют породы более зернистые и обладающие остаточной диабазовой структурой. Они образуются по долеритовым разностям зернистых базальтов. В них всегда имеется остаточная диабазовая структура, но минералы в значительной степени замещены вторичными хлоритами, эпидотом, уралитом и др. Стекло исчезает, и различить его от продуктов разложения пироксенов становится невозможным. Тем не менее, иногда различаются офитовые и долеритовые диабазы, из которых первые образовались по долеритам, не содержавшим стекла, вторые — по разностям со стеклом. Если в породах имеются, кроме того, вкрапленники плагиоклазов или пироксенов среди диабазовой основной массы, то такие породы называются диабазовыми порфиритами. В литературе существуют еще названия пород мелафиры и толеиты, но ввиду того что этими терминами различные авторы называли разные породы, В. Н. Лодочников справедливо предложил от них отказаться и заменить их указанными выше названиями, имеющими всеобщее значение.

В заключение следует отметить, что у базальтов редко встречаются стекловатые продукты излияний. Они все же имеются в природе и развиты в виде шлаковых корок в верхних частях лавовых потоков, быстро застывших и потому не успевших раскристаллизоваться. Они же встречаются в виде вулканических бомб и в зальбандах базальтовых жил. При эрозии стекловатые продукты быстро разрушаются и поэтому в ископаемом состоянии встречаются редко; они известны преимущественно в новейших областях вулканизма.

Распространение базальтов очень широкое. Наряду с андезитами

они являются наиболее распространенными породами на земном шаре. Область их развития приурочена к большому Тихоокеанскому кольцу вулканизма, где базальты, наравне с андезитами, играют главную роль. Базальты изливаются из вулканов, расположенных на Средиземноморской геосинклинали океана Тетис. В недавнем геологическом прошлом они изливались мощными потоками на Кавказе и в Армении, где сохранились их конусы и потоки, а также покровы; здесь они играют приблизительно одинаковую роль с андезитами. Среди Тихого океана, на его островах, имеющих вулканический характер, господствующими излияниями являются также базальты, причем в этой вулканической области важную роль играют оливиновые базальты, а также породы, носящие переходный характер к перидотитовым магмам, а именно пикрит-базальты или океаниты, в которых роль полевого шпата подчиненная и главную роль в минералогическом составе играют оливин и авгит. На великих разломах среди платформ главнейшими вулканическими породами также являются базальтовые лавы. Они являются обычно несколько более кислыми, чем оливиновые базальты, и получили название базальтов плато.

В древние времена истории Земли излияния базальтовых лав были не менее мощными. В виде диабазовых толщ они слагают огромные по мощности свиты в геосинклинальных областях мезозойского, палеозойского и более древних периодов истории Земли. Эти породы, в отличие от более молодых, большей частью сильно изменены и превращены в диабазы и базальтовые и диабазовые порфириты. Интересной формой геосинклинальных излияний магмы являются спилиты. Это — шаровые лавы с эллипсоидальными сфероидами, на которые нередко распадается вся масса их потоков. Цементом для сфероидов служит или промежуточная масса того же состава, или иногда обломочно-туфовый материал, а в некоторых случаях в качестве цемента указывается кремнистый осадочный материал, содержащий остатки радиолярий. Происхождение таких шаровых лав спилитов в настоящее время объясняется излиянием лав на морское дно в условиях геосинклинального режима. Лава приходила в соприкосновение с морской водой, благодаря быстрому охлаждению переходила в сфероидальное состояние и распадалась на отдельные шары, которые, сгружаясь на дне моря и быстро застывая с поверхности, не могли снова образовать единое тело, слиться в одну массу, а оставались в виде шаров. В промежутки в одних случаях затекала лава и цементировала эти шары своей массой, в других — попадал обломочный туфовый материал или материал от разрушения лавы; иногда шары оставались свободными и в промежутках между ними отлагались кремнистые и обломочные материалы. Спилиты по составу отличаются несколько повышенным содержанием натрия, что объясняется вторичной альбитизацией первоначально диабазовых пород под влиянием главным образом термальных щелочных источников, которые изливались на морском дне в виде фумарол или подводных ключей, принося с собой в растворе кремнезем. Последний коагулировался в гель и осаждался. Так объясняется наличие кремнистого осадочного материала в цементе шаровых лав, наблюдаемого в некоторых случаях. Обилие кремнезема благоприятствовало развитию радиолярий, строящих свой скелет из кремнезема. Этим обстоятельством объясняют также и то, что со спилитами и диабазами часто сопряжены прослои кремнистых сланцев и радиоляритов, из которых при метаморфизме образуются яшмы.

Возвращаясь к спилитам, можно отметить, что каждый из шаров этих пород кристаллизовался в качестве самостоятельной системы

и обладает концентрическим сложением. Его периферия плотная, пористая или миндалекаменная; к центральной части шара масса его уплотняется и в самой центральной части крупных шаров нередко хорошо раскристаллизована, что становится понятным, если вспомнить, что каждый шар застывал обособленно от других, отделяясь от них своей первичной коркой охлаждения. Вторичная альбитизация его плагиоклазов доказывается наблюдающимися иногда остатками основного плагиоклаза среди альбитизированных кристаллов.

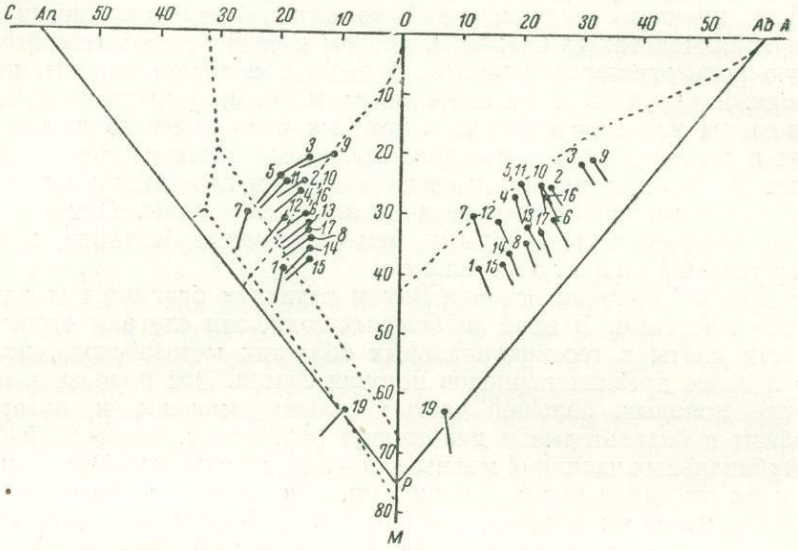


Рис. 85. Диаграмма химического состава базальтов и диабазов. Номера точек по_табл. 30

Огромные массы спилитов и диабазов, сопровождаемых другими породами, слагают геосинклинальные зоны Урала, образуя его зеленокаменные породы. Зеленокаменное изменение диабазов и базальтов заключается в образовании вторичных минералов, из которых главную роль играют хлорит и эпидот. В орогенных зонах эти породы подвергаются сильному метаморфизму с образованием различных хлоритовых, эпидотовых и других сланцев, объединяемых в одну группу зеленых сланцев. Некоторые породы при зеленокаменном изменении, выделяя вторичные окислы железа, окрашиваются в красноватые и фиолетовые тона.

Среди платформенных областей базальты встречаются в виде покровов. В историческое время образование покровов наблюдалось в Исландии, но в древние времена истории Земли излияния базальтов, превращенных в диабазы, происходили также и в других местах, например, на Сибирской платформе, где наряду с силлами габбро-диабазов встречаются также и диабазовые их покровы. Огромные массы этих покровов залегают на Деканском плоскогорье Индостана, в Южной Африке, в Бразилии и в других местах. На территории Русской платформы излияния диабазов (базальтов) Большеземельской тундры могут быть отнесены к этому типу.

В еще более древних отложениях докембрийского времени встречаются пластовые и другие залежи, сильно метаморфизованные, но иногда сохраняющие остатки прежних своих структур и минералогического состава базальтовых пород, превращенных в амфиболиты, с раз-

личной степенью изменения, вплоть до того, что исчезают всякие следы структуры первичных пород.

Базальтовые излияния редко сопровождаются большими залежами туфового материала, хотя туфы базальтов и диабазов все же встречаются, чередуясь с их потоками. Малое развитие туфов объясняется незначительной вязкостью базальтового расплава, вследствие чего газы из него удаляются спокойно, не подвергая лаву распылению. Поэтому относительно редки различные пористые и миндалекаменные разности базальтов, склонных к образованию сплошных сливных литоидных масс.

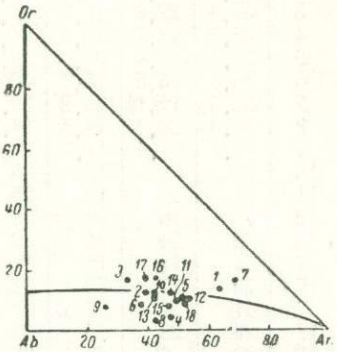


Рис. 86. Нормативные полевошпатовые компоненты базальтов и диабазов. Номера точек по табл. 30

Базальты сами могут служить прекрасным материалом для камнелитейной промышленности. Их переплавляют в печах и льют из них различные изделия для промышленных целей. Лучшим материалом для этого служат мало измененные базальты, так как зеленокаменные породы и диабазы для этого мало годны вследствие повышенного содержания летучих веществ, то есть вследствие большого содержания гидроксилсодержащих силикатов. Из месторождений металлических руд следует указать на месторождение самородной меди у Верхнего озера (США), а также отметить различные колчеданные залежи, связанные обычно со спилитовыми формациями в отложениях различного возраста и приуроченные к геосинклинальным областям земного шара.

Химический состав базальтов, диабазов и базальтовых порфиритов представлен в табл. 29, а их проекционные числа и коэффициенты — в табл. 30.

Таблица 29

Химический состав базальтоидных пород в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	46,58	1,22	14,77	4,52	7,44	0,20	9,08	10,71	1,35	1,01	2,68	0,28	99,84
2	48,74	2,90	16,11	1,58	8,54	0,19	3,27	8,70	3,40	1,35	5,07	0,38	100,23
3	52,78	1,54	17,99	4,48	3,95	0,17	4,26	7,72	4,15	2,01	0,64	0,10	99,79
4	54,50	1,48	15,38	3,36	6,61	0,14	5,81	7,64	3,14	0,41	1,10	0,72	100,29
5	52,17	1,10	17,77	3,08	6,40	0,18	5,16	8,96	2,82	1,07	1,20	0,01	99,92
6	46,84	1,76	16,82	3,13	5,26	0,26	7,09	9,35	4,01	0,79	4,16	—	99,47
7	49,36	0,55	19,00	0,76	7,16	0,14	8,18	11,08	1,15	1,60	1,57	0,11	100,66
8	49,54	0,62	14,61	2,64	10,29	0,22	6,51	8,76	3,51	0,33	3,14	—	100,17
9	52,14	1,08	18,93	7,42	2,00	0,15	4,36	3,60	5,10	0,75	2,80	1,25	99,58

Рис. 85 воспроизводит картину данных таблицы на проекции, из сравнения которой с рис. 83, представляющим те же отношения величин для габбровых пород, видно, что среди базальтов имеются в общем те же разности по химическому составу, что и для габбровых пород. Однако значительное число точек базальтов смещено в сторону большей щелочности и кислотности, хотя встречаются приближающиеся к пикритам (океанитам) типы пород, соответствующие меланократовым габбро (тылаитам). О большей щелочности базальтов по сравнению с габбровыми породами свидетельствует и более высокое содержание в них калиевого полевого шпата в нормативном составе плагиоклазов (рис. 86).

Таблица 30

Проекционные числа и коэффициенты различных пород группы базальтов

№	Q	A	C	M	k	n	c	a'	c'	m'	f'	q
1	29,8	11,8	19,2	39,2	13	24	63	—	17	49	34	—2,8
2	34,3	24,7	15,8	25,2	12	49	39	—	24	28	48	—0,7
3	34,4	29,6	14,8	21,2	16	51	33	—	16	39	45	—1,2
4	38,5	18,7	16,4	26,4	4	49	47	—	12	45	43	+7,1
5	36,1	19,4	20,0	24,5	10	39	51	—	14	43	43	+2,2
6	28,1	25,5	15,7	30,7	8	54	38	—	21	48	31	—8,8
7	32,5	12,1	25,2	30,2	15	17	68	—	13	57	30	—0,2
8	30,3	20,4	14,5	34,8	3	55	42	—	17	40	43	—3,9
9	37,1	31,4	11,1	20,4	7	67	26	21	—	39	40	+4,9
10	36	23	16	25	12	46	42	—	15	53	32	+2
11	37	20	19	25	9	41	50	—	21	31	48	+1
12	34	16	19	31	10	37	53	—	22	39	39	+1
13	32	21	15	32	10	48	42	—	19	38	43	—3
14	31	18	15	36	12	41	47	—	19	44	37	—4
15	30	17	15	38	8	45	47	—	19	39	42	—4
16	31	24	17	27	16	43	41	—	14	38	48	—6
17	29	23	15	33	16	45	39	—	19	40	41	—8
18	20	8	9	63	8	40	52	—	10	69	21	—15

1 — базальт, правый берег р. Ингульца, Украина; 2 — оливиновый базальт, Кавказ; 3 — базальт, Артик, Армения; 4 — базальт, Сихотэ-Алинь; 5 — плагиоклазовый базальт, Ключевская сопка; 6 — диабаз, ущелье Даланкол, Кавказ; 7 — базальтовый уралит-порфирит, близ дер. Кунгурки, Урал; 8 — спилит, Сегозеро; 9 — спилит, Карадаг; 10 — среднее из кварцевых базальтов; 11 — плагиоклазовый (битовнитовый) базальт (михараит), лейкократовый (среднее); 12 — плагиоклазовые базальты (михараиты), среднее; 13 — среднее для диабазов; 14 — среднее для долеритов; 15 — среднее для плато-базальтов (базальты континентальных платформ); 16 — среднее для мелафиров (палеобазальты); 17 — среднее для базальтов; 18 — среднее для пикрит-базальтов (океаниты).

Семейство эссекситов, трахидолеритов и эссекситовых и трахидолеритовых диабазов

Ортоклазовые габбро связаны постепенными переходами с габбро-сиенитами, с которыми тесно сливаются горные породы ряда эссекситов. Габбро-сиениты отличаются от габбро значительным содержанием ортоклаза (Тарасенко) или микроклина и служат переходом к сиенитам.

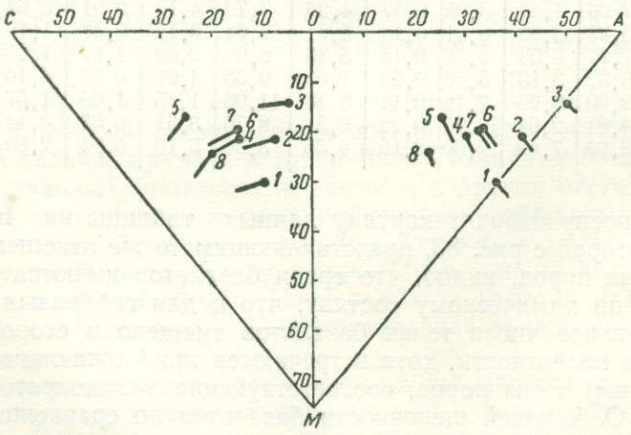


Рис. 87. Диаграмма химического состава эссекситов. Номера точек по табл. 32

Эссекситы являются гипидиоморфно-зернистыми глубинными породами серого или темносерого цвета, в состав которых входят основные плагиоклазы и пироксены ряда диаллага или чаще титанавгита, иногда вместе с оливином, щелочными амфиболами или биотитом. Из светлых минералов в них присутствует ортоклаз, а иногда и нефелин. Благодаря такому минералогическому составу эссекситы обладают сравнительно с габбро повышенным содержанием щелочных элементов. Щелочность сказывается в содержании калиевого полевого шпата в появлении нефелина, присутствие которого, однако, не обязательно. Далее, часто в них присутствуют щелочные амфиболы, а именно баркевикит, около авгита развиваются каемки эгирин-авгита. Величина зерна этих пород колеблется в пределах, свойственных вообще интрузивным горным породам. Второстепенные минералы представлены титанитом и апатитом, а также рудными минералами, из которых характерны магнетит и ильменит. Вторичные минералы представлены продуктами разложения цветных составных частей, хлоритами, карбонатами, эпидотом и другими. Меланократовые оливиновые эссекситы получили название к е н т а л л е н и т о в.

Химический состав этих пород приведен в табл. 31, а проекционные числа соответственно в табл. 32. На рис. 87 дана диаграмма их химического состава. Горные породы этого семейства содержат больше щелочных элементов, из них господствует натрий, но и калию принадлежит заметная роль. Диаграмма нормативного состава полевых шпатов показывает наличие постепенных переходов от габбро к эссекситам, а также повышенное количество калиевого компонента (рис. 88).

Распространение эссекситов ограниченное. Они образуют небольшие массивы в районе Эссекс в Англии, описаны в районе развития

Таблица 31

Химический состав горных пород семейства эссекситов в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	Сумма
1	43,66	1,21	17,35	7,88	5,40	—	4,27	9,39	5,12	2,07	1,99	—	1,32	99,66
2	48,85	2,30	16,53	5,85	5,68	—	2,95	6,51	5,49	2,91	1,48	—	0,83	99,38
3	53,34	1,60	17,92	2,27	5,51	0,17	1,40	4,19	6,41	4,32	2,08	0,58	0,44	100,23
4	50,92	2,55	17,59	3,80	6,69	0,20	3,90	6,97	4,28	1,86	0,79	0,35	0,40	100,30
5	47,94	0,80	19,75	3,53	3,46	0,14	4,56	9,76	2,97	2,54	3,84	0,46	—	99,75
6	51,22	0,68	19,72	2,89	3,90	0,45	3,13	9,19	4,88	2,03	1,84	0,15	0,44	100,52
7	49,27	2,13	18,05	0,49	7,05	0,14	2,74	7,65	4,41	2,15	5,39	0,49	0,60	100,57
8	49,52	—	18,38	3,91	11,56	—	3,23	7,68	29,79	1,99	0,23	—	—	99,29

Таблица 32

Проекционные числа и коэффициенты эссекситов

№	Q	A	C	M	k	n	c	c'	m'	f'	q
1	24,0	36,2	9,6	30,2	18	62	20	26	28	46	—16,6
2	30,1	41,1	7,4	21,4	22	63	15	25	25	50	— 9,4
3	30,7	50,2	4,6	14,5	28	64	8	25	18	57	—10,5
4	34,5	30,2	14,2	21,1	16	53	31	15	34	51	— 2,0
5	31,7	25,5	25,5	17,3	20	35	45	21	43	36	— 8,1
6	31,7	33,8	15,0	19,5	15	54	31	29	32	39	— 6,4
7	32,6	32,9	14,7	19,8	16	53	31	24	30	46	— 5,7
8	33,1	23,0	19,8	24,1	15	33	52	7	23	70	— 1,1

1 — эссексит, Кабо-Фрио, Бразилия; 2 — то же, Барранко-дель-Диабло, Мадейра; 3 — то же. Бидж-гилл, каньон, Техас; 4 — трахидолерит, Гавайи; 5 — эссексит (ортоклазовое габбро), Триалетский хребет; 6 — ортоклазово-оливиновое габбро (эссексит), Кушва, Урал; 7 — тешенит, Ахалцихский район, Закавказье; 8 — кенталленит, р. Буки, Волынь.

щелочных пород в окрестностях Осло, далее известны на Кольском полуострове, в Закавказье, в Средней Азии и других местах. На Урале габбро-сиениты, переходящие в эссекситы, развиты в виде отдельных участков в связи с ортоклазовыми габбро в Тагильском комплексе. Габбро-сиениты пользуются широким распространением на Волыни в связи с анортозитами.

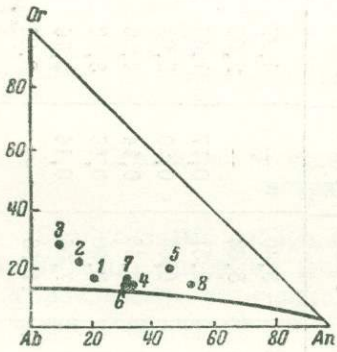


Рис. 88. Диаграмма нормативного состава полевых шпатов эссекситов. Номера точек по табл. 32

Гипабиссальные аналоги эссекситов представлены ортоклазовыми габбро-диабазами и эссекситовыми диабазами. Первые являются габбро-диабазами с содержанием ортоклаза, вторые обладают более щелочным составом и соответствуют эссекситам; диабазовая структура отличает их от эссекситов. Эссекситовыми порфиритами следует называть порфировидные жильные аналоги эссекситов, соответствующие габбро-порфиритам, тогда как эффузивные фации этих пород лучше всего называть трахидолеритами и трахибазальтами. Соответственно палеотипными аналогами будут трахидолеритовые порфириты и трахидолеритовые диабазы.

Близко к эссекситам стоят тешениты (Тешен в Чехословакии), представляющие щелочные натровые габброиды, в которых избыток натра фиксирован в виде анальцима, выполняющего промежутки между другими минералами. Эти породы довольно часто встречаются на Кавказе и в Закавказье (анальцимовые диабазы).

Семейство тералитов и нефелиновых тефритов

Эссекситы связаны постепенными переходами с двумя группами щелочных габброидов, а именно — с тералитами и с шонкинитами.

Тералиты являются глубинными гипидиоморфно-зернистыми породами, состоящими из плагиоклазов, авгита и нефелина как главных

компонентов. Относительное количество цветных и светлых минералов в них приблизительно одинаково. Иногда к этим минералам присоединяется еще оливин и небольшое количество баркевикита. Второстепенные минералы представлены обыч-

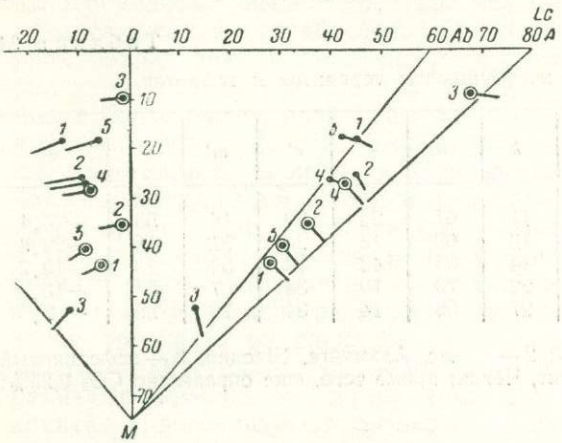


Рис. 89. Диаграмма химического состава тералитов и шонкинитов с их излившимися аналогами. Точки—тералиты, кружки—шонкиниты. Номера по табл. 34 и 35

ными для габброидов разностями. Калиевые полевые шпаты отходят на второй план или отсутствуют, плагиоклазы, наоборот, приобретают главное значение среди светлых составных частей пород. Щелочность пород сказывается в накоплении натровых минералов и, прежде всего, нефелина. Авгит нередко представлен титанистыми разностями, иногда с оболочками эгирина или эгирин-авгита.

Гипабиссальные разности тералитов встречаются в виде жил т е р а л и т-д и а б а з о в с офитовой структурой. Излившиеся аналоги представлены н е ф е л и н о в ы м и т е ф р и т а м и. Это породы порфировой структуры с вкрапленниками плагиоклазов и авгита и с основной массой того же состава с присоединением нефелина. Между микролитами этих минералов, а также между зернами второстепенных примесей — магнетита, апатита и других акцессорных минералов, развиты нефелин и бурое стекло. Часто промежутки между лейстами плагиоклазовых микролитов бывают выполнены нефелином. Структура этих пород, порфировая в целом, для основной массы характеризуется часто трахитовым характером расположения микролитов,

Таблица 33

Химический состав тералитов и тефритов в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	Сумма
1	45,50	1,33	22,06	5,20	4,72	0,86	1,66	8,49	7,33	1,88	0,95	0,17	—	100,15
2	43,68	1,20	20,15	2,94	8,97	0,23	4,38	7,24	7,00	1,99	0,89	—	1,38	99,95
3	41,08	2,43	11,07	4,65	7,05	—	15,75	10,59	1,71	0,94	2,85	1,36	0,41	99,89
4	45,56	1,73	14,43	7,71	6,07	1,47	0,87	9,23	5,57	2,45	2,79	—	1,02	98,90
5	53,26	0,31	16,63	8,29	3,21	—	1,10	7,30	5,31	3,54	1,43	—	—	100,38

которые образуют флюидальные потоки, будучи тесно сближены друг с другом почти без промежуточного стекла.

Химический состав пород дан в табл. 33, проекционные числа — в табл. 34, а диаграмма приведена на рис. 89. Из этих данных видно, что положение тералитов и их излившихся аналогов, сравнительно с эссекситами, характеризуется еще большей щелочностью и недостатком кремнезема.

Таблица 34

Проекционные числа и коэффициенты тералитов и тефритов

№	Q	A	C	M	k	n	c	c'	m'	f'	q
1	23,0	45,6	12,9	18,5	11	67	22	29	16	55	—20,4
2	20,5	44,5	9,4	25,6	13	69	18	24	31	45	—22,8
3	20,0	12,3	12,2	55,5	14	38	48	18	59	23	—13,2
4	25,1	39,6	8,3	27,0	20	70	10	39	7	54	—13,2
5	33,1	41,8	6,7	18,4	27	59	14	34	10	56	— 2,6

1 — тералит, Кузнецкий Алатау; 2 — то же, Альмунге, Швеция; 3 — нефелиновый базальт, Рен; 4 — нефелиновый тефрит, Чехия; кроме того, еще определено CO_2 0,25%; 5 — то же, Рен.

Семейство шонкинитов и лейцитовых тефритов

Шонкиниты также принадлежат к редким породам. Это темносерые гипидиоморфно-зернистые глубинные породы, состоящие из калиевого полевого шпата и авгита как главных компонентов. К ним присоединяется часто немного оливина и нефелина, присутствие которых необязательно. Из цветных минералов более поздней генерации часто имеется немного эгирин-авгита или баркевикита и других щелочных амфиболов, а также биотита. Второстепенные минералы представлены апатитом, магнетитом и ильменитом. Так как титан входит в состав ильменита или титан-авгита, то титанит большей частью отсутствует. Иногда по нефелину развиваются вторичные натровые цеолиты. Из плагиоклазов наблюдается часто альбит в виде пертитовых прорастаний с калиевым полевым шпатом. По минералогическому составу шонкиниты являются членами ряда щелочных габброидов, тесно связанных с эссекситами, в которые они переходят при появлении и накоплении кристаллов плагиоклаза. Богатые оливином шонкиниты, подобно оливиновым эссекситам, называются часто кенталленитами.

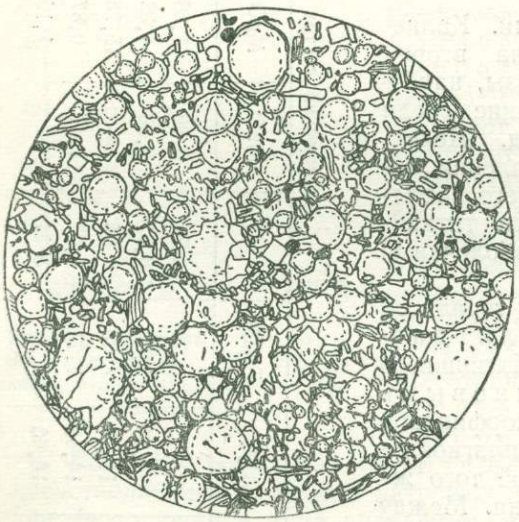


Рис. 90. Лейцитовый тефрит. Везувий. Прямоугольные сечения—нефелин; черное — магнетит; высокорельефные кристаллы—пироксен; цемент—мелкозернистые агрегаты нефелина и плагиоклазов, округлые — лейцит.

Гипабиссальные порфировые разности шонкинитов носят название шонкинит-порфиритов, а излившиеся породы этого ряда — лейцитовых тефритов. Так как ортоклаз плавится инкогруэнтно, с разложением при одновременном выделении кристаллов лейцита, то в гипабиссальных условиях вблизи земной поверхности вместо калиевого полевого шпата или наряду с ним в более раннее время еще при высокой температуре (выше 1170°) происходит кристаллизация лейцита. При застывании в интрузивной фации в последующее время при температуре ниже 1170° происходит реакция и замещение лейцита ортоклазом или же при наличии минерализаторов непосредственное выпадение ортоклаза из расплава благодаря задержке кристаллизации лейцита минерализаторами. Поэтому в глубинных шонкинитах кристаллизуется ортоклаз, тогда как в излившихся и частично в гипабиссальных породах вместо него или наряду с ним развивается лейцит. Вследствие быстрого застывания расплава лейцит остается в неустойчивом состоянии, но при пониженной температуре образуются микролиты санидина. Поэтому в лейцитовых тефритах вкрапленники лейцита и авгита погружены в основной массе из лейцита, авгита, микролитов, плагиоклаза, санидина и других минералов, а также стекла (рис. 90). Если лейцитовые тефриты содержат оливин, то они называются лейцитовыми базанитами.

Между тералитами и шонкинитами, как и между их излившимися аналогами, имеются все постепенные переходы.

Шонкиниты и тералиты пользуются небольшим распространением и приурочены преимущественно к областям с обширным распространением других щелочных пород. Шонкиниты описаны на Кольском полуострове. Дайки их известны в районе Тагила на Урале, на р. Ишиме в Казахстане и на р. Ири-су в Туркестане. В Германии они встречаются в районе Каценбукеля, их много в районе Литл-Белт и Хайвуд в Монтане (США). Тералиты описаны в горах Средней Чехии, Каценбукеле, в Сьерраде-Мончико в Португалии, в районе Умптека на Коле и в других местах.

Таблица 34а

Химический состав шонкинитов и их излившихся аналогов в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	Сумма
1	46,40	1,15	11,51	6,16	5,60	0,34	7,63	12,25	1,89	4,60	1,18	0,14	0,64	99,49
2	50,14	0,80	11,44	10,52	2,07	0,14	6,12	9,34	2,83	5,47	0,86	0,20	0,03	99,96
3	50,25	0,57	21,41	1,76	1,82	—	0,31	4,48	5,16	11,32	0,62	0,34	0,12	98,16
4	47,77	0,37	17,61	2,43	5,68	—	4,80	9,42	2,75	7,64	—	—	0,77	99,24
5	42,65	2,74	14,03	5,67	9,67	—	6,54	10,28	3,05	3,52	0,70	—	0,87	99,72

Химический состав шонкинитов и их аналогов дан в табл. 34а, проекционные числа и коэффициенты в табл. 35.

Таблица 35

Проекционные числа и коэффициенты шонкинитов

№	Q	A	C	M	k	n	c	c'	m'	f'	q
1	23,4	27,5	5,6	43,5	53	32	15	35	35	30	—11,0
2	27,7	35,2	1,4	35,7	54	42	4	34	32	34	— 5,5
3	21,6	67,6	1,1	9,7	59	40	1	57	7	36	—25,8
4	22,0	41,7	7,8	28,5	54	30	16	35	35	30	— 8,7
5	21,5	30,0	8,8	39,7	33	44	23	27	33	40	—19,0

1 — шонкинит, р. Каинды, Таласский Алатау; 2 — то же, район г. Тагила, Урал; 3 — лейцитовый тефрит, близ Рима (еще определено 1,05 SO_3 и др.); 4 — то же, Богемия; 5 — лейцитовый базанит, Кизи близ оз. Киву, Африка.

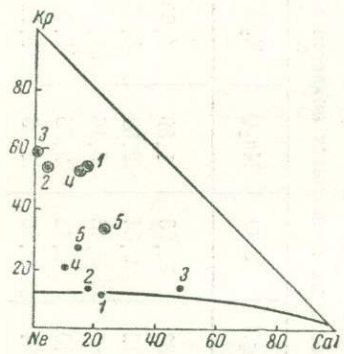
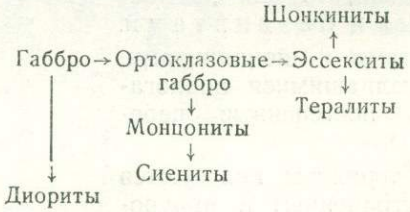


Рис. 91. Диаграмма $k:n:c$ для тералитов и шонкинитов. Точки—тералиты, кружки—шонкиниты

На рис. 89 показаны данные этих таблиц в проекции. Из нее видно, что эти горные породы отличаются еще большей щелочностью. Отличие их от других щелочных габброидов особенно хорошо видно на диаграмме $k:n:c$, где точки, соответствующие этим породам, расположены много выше в связи с очень высоким содержанием в них калия (рис. 91).

В заключение приведем схему взаимоотношений различных габброидов. Как мы видели, габбро постепенно переходят в ортоклазовые разности, которые в свою очередь переходят в эссекситы, дающие две ветви: калиевую — шонкиниты и натриевую — тералиты. С другой стороны, габбро связаны переходами со средними породами плагиоклазового ряда, то есть с диоритами, и через монцониты с содержащими ортоклаз сиенитами:



Семейство диоритов и андезитов

Горные породы семейства габбро и базальтов, а также палеотипных аналогов их постепенно переходят в породы средней кислотности. Глубинные представители этих пород носят название диоритов, излившиеся кайнотипные их аналоги — андезитов, а палеотипные аналоги называются андезитовыми порфиритами.

Диориты. Диориты являются глубинными породами зернисто-кристаллической структуры, состоящими из средних плагиоклазов и цветных силикатов, принадлежность которых к тому или иному минеральному виду может в различных диоритах быть различной. Окраска пород диоритового ряда в среднем более светлая, чем у габбро, а иногда они

представляют собой очень светлые беловато-серые средне- и мелкозернистые породы. В зависимости от этого для обозначения их пользуются индивидуальной номенклатурой.

Типичным и главным цветным минералом для диоритов является обыкновенная зеленая роговая обманка, реже коричневатая разность этого минерала. Роговая обманка характерна для диоритов. Однако встречаются разности пород, в которых она присутствует совместно с другими цветными минералами или даже отсутствует. Заменяющими ее минералами могут быть или пироксены, или биотит. Пироксены встречаются как ромбические, так и моноклинные. Ромбические пироксены развиты в виде гиперстена, тогда как энстатит отсутствует. Из моноклинных пироксенов встречается авгит или диопсид. Биотит принадлежит к числу более или менее обычных для диоритов компонентов. Его черные листочки то связаны с амфиболом, то присутствуют независимо от него. Очень редко в диоритах наблюдается и оливин, но этот минерал в диоритах обогащен фаялитовой составляющей по сравнению с оливинами габбро. Кварц в нормальных диоритах встречается в очень небольшом количестве, не более 5%, причем иногда наряду с ним появляется и калиевый полевой шпат в виде отдельных зерен. Поэтому диориты относятся к породам плагиоклазового ряда, в отличие от сиенитов, в которых ортоклаз является существенным компонентом.

Второстепенные минералы, развитые в диоритах, представлены титанитом, магнетитом и апатитом. Магнетит парагенетически встречается чаще вместе с роговой обманкой, апатит также приурочен к ней или к биотиту, но оба эти второстепенные минерала встречаются также и в связи с другими минералами. Титанит тяготеет к роговой обманке или к кварцу, а также к биотиту. В диоритах при увеличении количества кварца появляется немного циркона в виде характерных мельчайших кристалликов, включенных чаще всего в биотит. Надлежит подчеркнуть то обстоятельство, что если в габбро титан был связан главным образом с железом в виде ильменита, то в диоритах он ассоциируется с кальцием и кремнием в виде сфена. Ильменит в диоритах — минерал необычный, хотя и встречается иногда.

Структура диоритов, типично гипидиоморфно-зернистая, характеризуется прекрасным оформлением кристаллов плагиоклазов (рис. 92), хорошим, иногда таким же, как у плагиоклазов, но обычно несколько худшим образованием форм у роговой обманки и плохим оформлением выделений биотита и кварца с ортоклазом, если последние присутствуют. Оливин как редкий минерал отражает ранние стадии образования пород и потому обычно хорошо оформлен. Характерны реакционные отношения минералов. Замещение пироксена роговой обманкой наблюдается часто, точно так же, как и замещение роговой обманки биотитом. Идиоморфизм плагиоклазов часто настолько резко выражен, что невольно появляется мысль о раннем начале кристаллизации этих минералов сравнительно с другими, причем заложенные ранее кристаллы продолжали нарастать в последующее время наряду с возникновением новых центров кристаллизации, которые дают начало более мелким зернам с последовательно убывающим идиоморфизмом. Характерной, но не обязательной чертой, свойственной плагиоклазам диоритов, является их зональность, сравнительно резче выраженная, чем у габбровых пород. Это указывает на то, что бо́льшая часть диоритовых массивов образовалась в гипабиссальных условиях остывания с неуравновешенным состоянием реакции между выделяющимися основными плагиоклазами и более кислым остаточным расплавом. В ядре плагиоклазовых кристаллов наблюдаются обычно плагиоклазы состава лабрадора

или даже битовнита, тогда как на периферии они соответствуют олигоклазу или даже олигоклаз-альбиту. Образованию зональности плагиоклазов в диоритах благоприятствует также и то, что их состав соответствует андезину, то есть тем членам изоморфного ряда, которые образуются в условиях, при которых линии ликвидус и солидус (рис. 34) наиболее расходятся. Все же условия остывания должны в этом вопросе играть первенствующую роль.

Из разностей диоритов необходимо указать на следующие. Нормальными диоритами или просто диоритами являются те породы, которые из цветных минералов содержат только роговую обманку или в которых этот минерал господствует над всеми другими цветными минералами. При господствующем биотите диориты называются слюдяными. Существуют также авгитовые диориты, в которых главную роль из цветных минералов играет авгит. Соответственно встречаются гиперстеновые диориты. Очень распространены кварцевые диориты, в которых количество кварца превышает 5% и доходит иногда до 21—22%. В этом случае это очень светлые лейкократовые породы гранитоидного облика, которые в поле могут быть смешаны с гранитами и названы ими. Микроскопическое исследование выяснит недоразумение, поскольку будет обнаружен состав плагиоклазов, соответствующих андезину и понижающих кажущуюся кислотность породы, о которой мы судим по количеству кварца. В кварцевых диоритах появляется иногда заметное, хотя и незначительное количество калиевого полевого шпата.

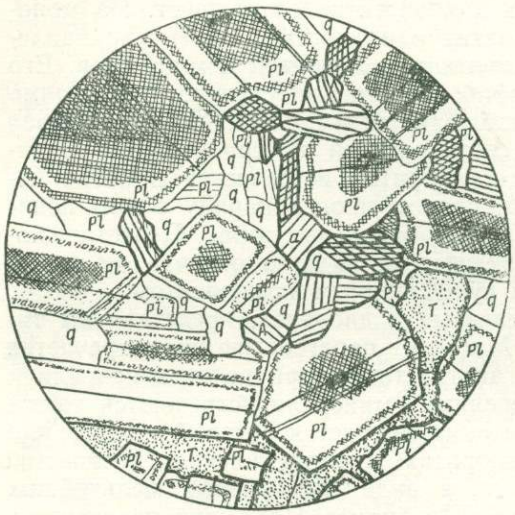


Рис. 92. Кварцевый диорит:

Pl—зональный плагиоклаз; *q* — кварц; *A* — амфибол; *T* — титанит

Основные члены диоритового ряда очень близки к габбро и через промежуточные габбро-диориты связаны с ними постепенными переходами. В габбро-диоритах плагиоклаз обладает составом основного андезина или андезин-лабрадора. Кроме того, в этих породах наблюдается повышенное количество роговой обманки. В сложных массивах, в которых диориты встречаются в качестве членов ряда, генетически связанных с габбровыми породами, часто граница между теми и другими устанавливается условно, поскольку нет никаких ее видимых признаков. Таков Тагильский массив, который был выше описан (стр. 93) в качестве примера сложных дифференцированных массивов.

Распространение диоритов довольно широкое, но они редко образуют крупные массивы, хотя часто участвуют в строении больших дифференцированных габбровых тел, например, на Урале. Обычно они встречаются в качестве небольших массивов типа штоков или лакколитов неопределенной формы залегания и вызывают в окружающих вмещающих породах явления метаморфизма. Они встречаются и в виде жильных образований. Кварцевые диориты встречаются чаще, чем

нормальные разности, содержащие лишь немного кварца. В Тагильском массиве кварцевые диориты присутствуют в большом количестве и через кварцевые габбро связаны переходами с габбро. Кварцевые диориты развиты нередко и в виде больших масс совместно с различными гранитоидами, причем развиваются также переходные между гранитами и кварцевыми диоритами разности, которые получили название гранодиоритов, отличающихся от кварцевых диоритов наличием значительных количеств калиевого полевого шпата.

Полезными ископаемыми, связанными с диоритами, являются месторождения железных и медных руд, иногда значительные, развивающиеся в контакте с известковистыми породами, как, например, с известняками или доломитами, мергелистыми осадочными породами, иногда с различными известковистыми туфовыми породами. Примерами таких месторождений могут служить известные классические месторождения района Турьинских рудников на Урале, изученные в последнее время особенно детально Д. С. Коржинским. Месторождения залегают на контактах кварцевых диоритов с верхнесилурийскими отложениями, среди которых главную роль играют известняки.

К жильным породам диоритового семейства принадлежат различные диоритовые порфириты, диоритовые пегматиты, аплиты и лампрофиры.

Диоритовые порфириты представляют породы, по составу аналогичные глубинным фациям диоритов, но отличающиеся от них по структуре. Это всегда порфировые породы; порфировые выделения представлены обыкновенно плагиоклазами, к которым присоединяется немного роговой обманки или реже биотита. Основная масса представляет мелкозернистый или микрокристаллический диорит или кварцевый диорит с присущей этим породам структурой. Таким образом, в кварцевых диорит-порфиритах, помимо общей порфировой структуры, следует отличать структуру основной массы, большей частью микрогранитовую, гипидиоморфно-зернистую. Если в породах развита микрокристаллическая основная масса, а вкрапленники отсутствуют, то соответствующая порода получает название микродиорита.

Породы типа микродиоритов или диорит-порфиритов развиваются в виде небольших гипабиссальных тел, которые кристаллизовались в холодных условиях окружающей среды и застыли быстро. Порфировые выделения их обычно принесены при интрузии из глубоких недр земли, где диоритовая магма еще до интрузии медленно кристаллизовалась, выделяя кристаллы плагиоклазов, а иногда и роговой обманки. Основная масса представляет собой результат застывания в новых, холодных условиях. В окружении больших массивов диоритов часто наблюдается свита жил и даек диорит-порфиритов — апофиз главного массива. С другой стороны, и среди самих массивов диоритового состава, а также иногда среди массивов гранитов наблюдаются жилы и дайки диоритовых порфиритов, внедрившиеся из более глубоких недр еще не застывшего внутри очага, создавшего главное интрузивное тело, в котором залегают жилы и дайки.

Микродиориты и диорит-порфириты нередко образуют периферические части больших массивов, а именно в том случае, когда они застывали в гипабиссальных условиях. При быстром охлаждении внешние слои магмы застывают очень быстро в виде гипабиссальных структурных фаций, тогда как под образовавшейся коркой, обладающей повышенной температурой и небольшой теплопроводностью, охлаждение происходит медленно и возникают все постепенные переходы от порфировых к абиссальным структурам. Так, в некоторых местах Тагильского

Таблица 36

Химический состав диоритов и связанных с ними жильных пород в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	56,42	0,80	18,16	7,29	1,23	0,25	2,55	6,97	5,79	0,42	0,66	0,07	100,61
2	52,33	0,58	18,78	7,10	3,99	0,11	4,37	7,43	3,53	1,41	0,58	—	100,21
3	55,41	1,15	16,55	0,65	7,70	0,25	4,12	7,38	4,91	0,56	1,30	0,10	100,08
4	59,30	0,41	17,30	0,71	4,85	0,12	2,96	6,50	3,96	1,55	1,54	0,18	99,38
5	53,68	1,24	21,34	3,73	4,49	0,12	3,46	4,80	1,18	4,51	1,39	0,25	100,19
6	59,24	0,31	13,79	2,41	5,45	0,25	5,62	6,71	3,10	2,06	1,41	0,32	100,67
7	55,33	1,79	15,88	4,76	7,66	0,09	3,02	4,73	3,62	1,79	0,64	0,64	99,95

массива наблюдается периферическая каемка кварцевых диоритовых порфиритов, в которых при афанитовой или микрокристаллической основной массе видны порфировые выделения кристаллов плагиоклаза. Продвигаясь в глубину массива, с удалением от контакта можно видеть, как очень постепенно увеличиваются размеры зерна основной массы, тогда как величина вкрапленников плагиоклаза остается прежней. В конце концов размеры кристаллов основной массы становятся близкими к величине вкрапленников (2—3 мм) и порода теряет свою порфировую структуру, а с окончательным выравниванием переходит в типичный кварцевый диорит с гранитовой структурой. Такие отношения указывают на то, что при интрузии во всей массе магмы были рассеяны вкрапленники одинаковых размеров, но основная масса, образовавшаяся на периферии, застыла в виде плотной или мелкозернистой породы, тогда как с удалением от контакта кристаллизация происходила постепенно, так, как это было бы и на глубине.

Диоритовые аплиты отличаются от микродиоритов своей аплитовой структурой. Это жильные породы с аллотриоморфной структурой (малхиты). Распространение их ограничено. Они развиты в виде жил и даек среди диоритовых и гранитовых массивов и связаны с последними проявлениями магматической деятельности после застывания главной массы магм. Обычно их объясняют как остаточные продукты ее застывания или дифференциации. Состав диоритовых аплитов характеризуется содержанием среднего плагиоклаза и роговой обманки, структура их аплитовая.

Гораздо реже встречаются диоритовые породы со структурой пегматитов. Это объясняется главным образом тем, что диоритовые массивы образуются большей частью в гипабиссальных условиях, неблагоприятных для формирования пегматитов. Последние характеризуются очень крупнозернистыми структурами.

Своеобразными лейкократовыми жильными породами диоритового ряда являются плагиоклазиты — андезиниты и олигоклазиты.

Андезиниты представляют собой редкие жильные породы, встречающиеся местами среди массивов основных изверженных горных пород. Жилы обладают малой мощностью, содержат иногда немного кварца или примесь кристаллов и зерен зеленой роговой обманки. В некоторых андезинитах встречается примесь кристаллов корунда, тем бóльшая, чем основнее состав слагающих породу плагиоклазов. Точно так же олигоклазиты — сравнительно редкие жильные образования, в которых развиваются небольшие листочки биотита. Жилы этих пород встречаются среди массивов, сложенных перидотитами и пироксенитами, а также их продуктами изменения в виде серпентинитов. Они наблюдаются также среди комплексов, в которых развиты метаморфизованные основные породы.

Диоритовые лампрофиры представлены породами, состоящими существенно из средних плагиоклазов и роговой обманки. Эти породы отличаются от диоритов концентрацией роговой обманки, следовательно, своим меланократовым составом, а также структурой, характеризуемой как панидиоморфная и выражающейся в одинаково совершенном кристаллическом оформлении как плагиоклазов, так и роговой обманки. Богатство последним минералом обусловливает иногда образование большого числа порфировых выделений его на общем достаточно меланократовом темносером фоне породы. Эти породы получили название спессартитов, но их можно было бы назвать рогово-обманковыми диоритовыми лампрофирами. Они довольно часты и встречаются в виде жил и даек среди массивов диоритов или различных гранитоидов. Другой тип диоритовых лампрофиров представлен керсантитами — меланократовыми породами, состоящими из средних плагиоклазов и биотита и характеризующимися идиоморфизмом развития плагиоклазовых и биотитовых кристаллов. Породы встречаются обычно в тех же геологических условиях, как и спессартиты. Диоритовый состав их ясен по минералогическому составу, а связь с массивами

Таблица 37

Проекционные числа и коэффициенты диоритов и пород их жильной серии

№	*Q*	*A*	*C*	*M*	*k*	*n*	*c*	*a'*	*c'*	*m'*	*f'*	*q*
1	38,4	32,5	13,4	15,7	3	60	37	—	20	30	50	+ 4,2
2	36,0	24,9	18,8	20,3	12	44	44	—	8	39	53	+ 1,7
3	35,5	28,5	13,4	22,6	5	63	32	—	19	38	43	+ 0,1
4	40,8	28,1	15,8	15,3	13	51	36	—	15	41	44	+ 6,4
5	40,4	23,2	14,9	21,5	42	21	37	34	—	28	38	+10,7
6	40,0	24,5	10,7	24,8	21	48	31	—	19	46	35	+ 8,7
7	40,0	26,9	13,6	19,5	17	50	33	—	2	34	64	+ 7,6
8	40	26	15	19	17	46	37	—	14	44	42	+ 6
9	39	26	15	20	19	45	36	—	14	43	43	+ 5
10	36	28	16	20	19	44	37	—	12	44	44	+ 1
11	32	28	12	27	26	44	30	—	10	51	39	— 4
12	32	27	11	30	22	50	28	—	18	47	35	— 3

1 — кварцевый диорит, близ г. Тагила; 2 — кварцевый диорит, Кедабек; 3 — микродиорит, Красноуральский рудник; 4 — диорит-порфирит, Красноуральский рудник; 5 — керсантит, Амурская область; 6 — малхит, Урал; 7 — спессартит, Казахстан; 8 — диориты, среднее из всех диоритов по Тиррелю; 9 — диориты, среднее из всех диоритов по Дэли; 10 — диориты, среднее из нормальных диоритов по Ниггли; 11 — керсантиты, среднее; 12 — спессартиты, среднее.

гранитоидов и диоритов указывает на их генетические отношения к этим массивам.

Химический состав диоритов и их жильных аналогов, а также их проекционные числа и коэффициенты даны в табл. 36 и 37.

Проекционные числа, нанесенные на диаграмму, даны на рис. 93. Из рисунка видно, что точки, соответствующие составу диоритов, на диаграмме смещены по сравнению с базальтами (рис. 86) и габбро (рис. 83) в сторону большего содержания кремнезема и щелочей, то есть вверх и вправо на обеих сторонах диаграммы. Соответственно укоротилась длина векторов $k : n : c$ вследствие большей роли калиевого полевого шпата сравнительно с нормативными количествами этого минерала в габбровых породах. Обращает на себя внимание особое положение керсантитов, вызванное их относительным богатством калием ($k =$ $= 42$ и 26). Это особенно рельефно выделяется на особой диаграмме рис. 94, где отношение *Kp*, *Ne* и *Cal*, или сокращенно $k : n : c$, дает относительное содержание калиевого полевого шпата, альбита и анортита в нормативных количествах по химическому анализу. На этой диаграмме приведено среднее содержание калиевого компонента в составе плагиоклазов, положение кривой которого намечает и выделяет те породы, в которых калиевый полевой шпат присутствует в модальной форме или в скрытой, нормативной форме, модально выраженной биотитом. Особенно выделяется среди этих пород керсантит № 5. Разница между габбровыми породами и диоритами сказывается также в наклоне вектора на левой стороне диаграммы, показывающем сравнительно с соответствующим вектором габбровых пород большее содержание натра, то есть более основной состав плагиоклазов в габбровых породах.

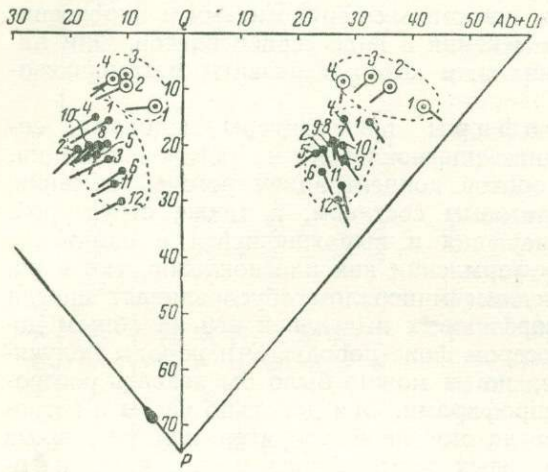


Рис. 93. Диаграмма химического состава диоритов (точки) и гранодиоритов (кружки). По табл. 37 и 40

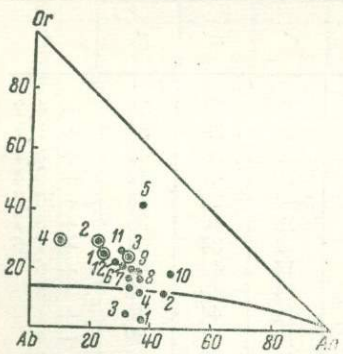


Рис. 94. Диаграмма $k : n : c$ диоритов и гранодиоритов

Андезиты. Излившиеся аналоги диоритов представлены андезитами. Андезитами обозначаются мало измененные разности горных пород кайнотипного облика (фации). Андезитовыми порфиритами называются породы палеотипного характера, измененные продолжительным влиянием различных агентов поверхностного происхождения или иногда неглубокой стадии метаморфизма. Естественные изменения без посторонних влияний получили название диагенеза, так как эти изменения частично обусловле-

ны внутренней перекристаллизацией в связи с тем, что минералы и стекло излившихся горных пород при низкой температуре верхних частей земной коры становятся неустойчивыми. Это зеленокаменное изменение ведет к образованию вторичных минералов.

Минералогический состав андезитов аналогичен таковому диоритов. Различие между ними заключается в структуре горных пород, а также в свойствах, обусловленных некоторыми особенностями условий застывания этих пород сравнительно с диоритами. Одной из особенностей является сильно выраженная зональность порфировых выделений плагиоклазов. Как указано выше, зональность в плагиоклазах наблюдается и у диоритов, однако в них она выражена менее резко. В андезитах часто наблюдается повторная зональность, сказывающаяся в чередовании пачек зон, меняющихся в определенном направлении, иногда с возвратом к составу первоначальных зон и новому повторению их в том же порядке. Такие явления обусловлены, повидимому, переносом кристаллов из одной части гипабиссального очага в другую под влиянием конвекционных потоков, а также, может быть, переносом при помощи газовых пузырьков. Поднятие и опускание кристаллов, кристаллизация и новая ресорбция, наслоение новых зон—все это усложняет форму и чередование зон порфировых выделений излившихся пород вообще и в частности андезитов, как имеющих средний состав плагиоклазов. Необходимо отметить, что первые зоны являются более основными, вкрапленники же отличаются всегда большей основностью по сравнению с микролитами плагиоклазов в основной массе пород.

Вкрапленники роговой обманки встречаются в андезитах сравнительно реже, чем вкрапленники пироксенов. Последние представлены как авгитом, так и гиперстеном, или обоими вместе. Роговообманковые андезиты содержат порфировые выделения зеленой или светлокоричневой обыкновенной роговой обманки — свидетеля глубинного процесса кристаллизации до излияния лавы на поверхность земли. Так как амфиболы образуются только на глубине вследствие наличия в их составе группы (OH), то при излиянии нередко роговая обманка подвергается остеклованию из-за потери летучих компонентов при пониженном давлении. Периферия кристаллов замещается стеклом с выделением тончайших железистых частиц, лишающих стекло прозрачности. Эта каемка опацита бывает иногда очень узкой или отсутствует, но в других случаях замещает кристаллы целиком. Массы опацита сначала сохраняют форму первоначальных кристаллов роговой обманки, но затем их форма начинает теряться и в пределе кристаллы могут быть полностью резорбированы. Тогда в основной массе на первой стадии остаются неправильные скопления магнетитовых зерен, расположенных в виде кучек.

Встречающиеся изредка вкрапленники биотита в слюдяных андезитах, как и кристаллы роговой обманки, обычно также замещаются опацитом.

Основная масса андезитов состоит из микролитов плагиоклаза, состав которых не обнаруживает зональности вследствие быстрого их образования в условиях земной поверхности. Величина микролитов может колебаться от сотых и тысячных до десятых долей миллиметра. Состав микролитов не основнее состава андезина, но часто отвечает олигоклазу, вследствие избыточного количества анортита, выделившегося в составе вкрапленников. Сравнительно с количеством микролитов авгита в базальтах микролиты авгита в андезитах являются редкими. Кроме них, присутствуют микролиты магнетита, иногда кристаллики апатита. Особое значение в составе основной массы андезитов играет стекло, которое обладает более низким показателем преломления, чем сильно

железистое стекло базальтов. По сравнению с ним стекло андезитов окрашено более светло.

Структура андезитов в целом порфировая. Вкрапленники находятся в основной массе, обладающей своей структурой. Наиболее часто встречается андезитовая структура, выражающаяся в том, что микролиты плагиоклазов, образуя флюидальные потоки, включены в стекло, количество которого превышает количество микролитов или равно ему. Среди многочисленных микролитов встречаются и немногие микролиты авгита и другие минералы, как-то: апатитовые кристаллики и магнетит. Другое название этой структуры — гиалопилитовая (рис. 95).

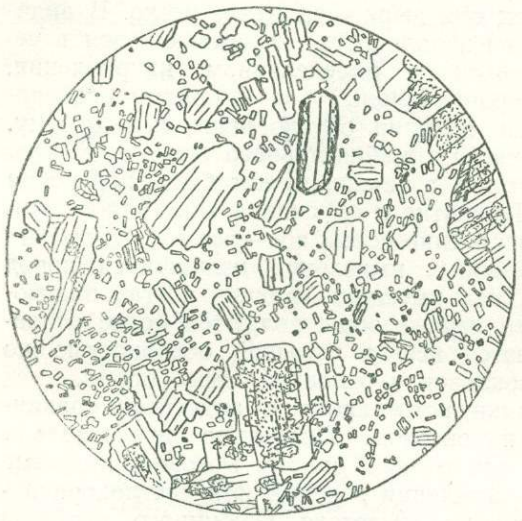


Рис. 95. Андезитовый порфирит. Гиалопилитовая основная масса. Вкрапленники разложенного плагиоклаза и редкие выделения цветного минерала. Микролиты плагиоклаза и редкие рудные зерна в основной массе

В других случаях наблюдается почти полная раскристаллизация основной массы на микролиты плагиоклазов и авгита, которые образуют как бы войлок с флюидальной структурой. Такого рода основная масса называется пилотакситовой (рис. 43). Среди андезитовых лав чаще, чем в базальтах, встречаются стекловатые разности, представленные андезитовыми обсидианами и пехштейнами, которые отличаются друг от друга по содержанию «воды»: в обсидианах содержание «воды» не превышает 2%, тогда как в пехштейнах количество ее больше и достигает иногда 10%. Эта «вода» находится в стекле в виде твердого раствора.

Андезитовые порфириты, отличаясь от андезитов сильной степенью изменения, состоят из тех же минералов-вкрапленников, а также из основной массы такого же состава, с той разницей, что минералы вкрапленников и основной массы сильно изменены вторичными процессами. Наиболее сильно изменяется стекло, превращаемое во вторичные минералы группы хлорита и эпидота, а также серицита и каолина. Часто также расстеклованная основная масса становится непрозрачной вследствие выделения тончайших железистых частиц.

Пористые текстуры среди андезитов наблюдаются чаще, чем у базальтов, что характерно и для андезитовых порфиритов, в которых пустоты и поры заполняются вторичными продуктами. Выполнения пор и пустот встречаются также и в андезитах. В них бывают миндалины, состоящие из цеолитов или халцедона, кальцита, иногда хлорита и других минералов. В палеотипных разностях эти миндалины представлены кварцем и эпидотом с хлоритами и кальцитом, а иногда и альбитом.

Андезитовые породы гораздо чаще, чем базальтовые, сопровождаются туфами, образующими иногда мощные толщи, чередующиеся с типичными излияниями. Как сами андезиты и андезитовые порфириты, так и их туфы, подвергаясь метаморфизму, в условиях горообразования превращаются в зеленые сланцы, состоящие из альбита, эпидота, хло-

рита и кварца. В них часто присутствует заметное количество серицита. Иногда вместо хлорита развивается немного актинолита.

Распространение андезитов и порфиритов приурочено к горным областям складчатой структуры. Они развиты там вместе с базальтами. В Огненном кольце Тихого океана андезиты являются наиболее распространенными породами. Они же развиты широко и в поясе геосинклинали Тетис. В древних горных хребтах вместо них развиты андезитовые порфириты, местами в областях развития стресса (боковое давление) они замещены зелеными сланцами, с которыми связаны постепенными переходами. Андезиты встречаются также и в континентальных условиях излияний при разломах континентов, хотя они здесь менее обычны. Они почти или совершенно отсутствуют среди вулканических островов Тихого океана. Граница их распространения проходит по границе глубочайших впадин океана и называется андезитовой линией.

Полезные ископаемые, связанные с андезитами и порфиритами, представлены различными гидротермальными месторождениями, встречающимися в сфере развития этих излившихся пород. В этом отношении следует отметить связь с ними месторождений золота, относимых к периоду гидротермальной деятельности после периода излияний. Такого рода месторождения расположены по внутреннему краю Карпатской горной дуги. Андезиты под влиянием гидротермальных вод подвергаются сильному изменению и превращаются в так называемые п р о п и л и т ы—породы, состоящие из различных гидроксил-содержащих силикатов ряда хлорита, серицита, каолина, далее из вторичного кварца или халцедона, карбонатов и других вторичных минералов. Гидротермальные агенты принесли с собой золото, выделившееся, однако, не в самородном состоянии, а в связи с сульфидами, пиритом и медными сернистыми соединениями, иногда также со свинцовым блеском, цинковой обманкой и теллуридами. Эти месторождения приурочены к старым третичным вулканическим аппаратам. Некоторую аналогию с этими месторождениями представляют среди древних горных хребтов и отложений отдельные колчеданные месторождения, все же отличающиеся от них глубоким метаморфизмом как вмещающих пород, так и самих рудных тел.

Андезиты сами по себе представляют иногда ценные полезные ископаемые в качестве кислотоупорного материала. Пористые тонкие туфы андезитов и более кислых пород служат иногда как цементные гидравлические добавки и называются т р а с с а м и.

Семейство кварцевых диоритов и гранодиоритов (гранитоиды)

Кварцевые диориты по существу уже охарактеризованы выше. Это породы, по составу сходные с диоритами, но отличающиеся от них наличием большого количества кварца. Кварц встречается в них в качестве последней генерации минералов и выполняет промежутки между хорошо образованными кристаллами плагиоклазов. Иногда вместе с ним встречается также небольшое количество калиевого полевого шпата, однако не превышающее нескольких (5) процентов. Остальные минералы в кварцевых диоритах такие же, как встречающиеся в нормальных диоритах. Из цветных минералов чаще распространена роговая обманка, но биотит в них также обычен. Особая разновидность пород получила название т о н а л и т о в, представляющих собой биотитовые кварцевые диориты, переходные от последних к гранодиоритам. Кроме того, были выделены авгитовые кварцевые диориты, в которых авгит играет роль главного цветного компонента, но вместе с ним развиты и другие минералы, как-то роговая обманка и биотит. Они были названы

банатитами. По существу эти названия излишни, их следует избегать, характеризуя породы по свойственному им цветному компоненту. В банатитах присутствует также немного калиевого полевого шпата.

Гранодиориты представляют породы, переходные между гранитами и диоритами. Они все содержат довольно значительное количество кварца и калиевого полевого шпата наряду с плагиоклазами, содержание которых меньше, чем в диоритах. В связи с большим количеством кварца и калиевого полевого шпата эти породы отличаются более светлым цветом, часто с розовыми или желтыми оттенками и пятнами вследствие наличия калиевого полевого шпата. Количественные отношения плагиоклазов и калиевого полевого шпата характеризуются близостью к знаку равенства. Цветные компоненты остаются теми же. Чаще встречается обыкновенная роговая обманка, часто также и биотит. Состав плагиоклазов в этих породах несколько более кислый, чем в кварцевых диоритах, но также характеризуется как андезин. Близкими к этим породам являются адамеллиты. Они представляют переходные типы пород между гранодиоритами и гранитами. Впрочем, границы между различными названными породами не могут считаться строго установленными. Один из вариантов границ между этими породами показан в табл. 38 (по Б. М. Куплетскому).

Таблица 38

Количественный состав гранитоидов (в объемных процентах)

Название	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклазы
Диориты	0—5	0—10	100—90
Кварцевые диориты	5—15	0—10	100—90
Гранодиориты и тоналиты	15—35	10—30	90—70

Цифры показаны для полевых шпатов в процентах от общей суммы содержания калиевого полевого шпата и плагиоклазов. Для рационализации номенклатуры Б. М. Куплетский предлагает объединить банатиты с грандиоритами в одну группу, название же тоналиты сохранить за породами с высоким (15—35%) содержанием кварца, но без калиевого полевого шпата.

Жильные аналоги гипабиссальной фации гранодиоритов называются гранодиорит-порфирами, тоналит-порфиритами и адамеллит-порфирами. Их аплиты и пегматиты соответствуют гранитовым аплитам и пегматитам, но богаче кислыми плагиоклазами. Лампрофиры этих пород представлены спессартитами и керсантитами.

Излившиеся аналоги кварцевых диоритов и гранодиоритов (дациты и дацитовые порфириты). Кайнотипными излившимися аналогами кварцевых диоритов и гранодиоритов являются дациты и липарито-дациты. Это застывшие лавы, окрашенные в светлосерые и темносерые, иногда красные, оранжевые и желтые тона. Они имеют плотную или пористую текстуру. Нередки шлаковые формы развития, и особенно часто встречаются вулканические туфы, брекчии и агломераты. Такое обилие обломочных форм развития вулканических продуктов зависит от большой вязкости дацитовой лавы.

Среди дацитов встречаются как порфировые, так и афировые разности, но как и среди других излившихся пород порфировые структуры являются господствующими. Вкрапленники представлены чаще всего

плагиоклазами, столь же сильно зональными, как и порфировые выделения плагиоклазов в андезитах и базальтах. Основность вкрапленников плагиоклазов сильно повышена по сравнению со средним составом плагиоклазов в дацитах. Зато состав микролитовых плагиоклазов более кислый, чем средний состав плагиоклазов, полученный пересчетом анализов дацитов. Часто во вкрапленниках встречаются расположенные неправильно или по зонам включения коричневатого изотропного стекла, захваченного при кристаллизации вкрапленников в гипабиссальных условиях застывания. Состав порфировых выделений плагиоклазов в ядрах кристаллов достигает иногда битовнита. Вкрапленники цветных минералов сравнительно с плагиоклазами развиты в меньших количествах и представлены пироксенами, или амфиболами, или биотитом, обусловливая названия соответственных разностей дацитов — гиперстеновых, авгитовых, роговообманковых, слюдяных или смешанных. Несмотря на то что в составе дацитов по расчету имеется свободный кремнезем, последний редко встречается в них в виде кварца, так как он не успевает выделиться при их застывании и весь избыток кремнекислоты уходит в стекло. Поэтому стекло дацитов гораздо более кислое, чем стекло андезитов и тем более чем стекло базальтов. Окраска его обычно более светлая, так как оно беднее магнезиально-железистыми компонентами магмы. Полная раскристаллизация дацитов встречается сравнительно редко.

Основная масса дацитов содержит преобладающие микролиты олигоклаза и редкие микролиты авгита. Роговая обманка и биотит в основной массе обычно не встречаются, так как малое давление на поверхности земли неблагоприятно для их образования в связи с удалением летучих компонентов. Кварц выделяется в основной массе только в случае полной раскристаллизации лавы в глубоких частях крупных потоков и в гипабиссальных условиях застывания лавы, в проводящих каналах и дайках вулканических областей, в вулканических конусах. В основной массе дацитов находится много стекла.

Структура дацитов, в общем, порфировая, но основная масса их может иметь разнообразные формы развития в зависимости от того, при каких условиях она застывала и каков ее состав. Последний может сильно колебаться — от состава кварцевых диоритов до состава, близкого к таковому кислых пород. Чаще всего средние по кислотности типы дацитов обладают андезитовой структурой основной массы. В них развиты многочисленные микролиты плагиоклазов или иногда также и санидина, которые вытянуты в виде флюидальных потоков в стекле. Нередко основная масса застывает нацело в виде стекла и обладает тогда витрофировой структурой. Кислые разности стекол иногда раскристаллизовываются после застывания при охлаждении в неразличимые под микроскопом тонкокристаллические агрегаты, называемые фельзитами. Тогда основная масса является фельзитовой. Изредка в благоприятных условиях сравнительно медленного охлаждения могут создаваться микрокристаллические структуры основной массы.

Так как кварц в дацитах очень редко присутствует в модальной форме и избыток кремнезема приурочен обычно к стеклу, то отличить дациты от андезитов не всегда возможно. Определить их можно или по кислому составу микролитов олигоклаза, или по низкому показателю преломления дацитового стекла (n=1,504—1,529), но надежнее определение путем химического анализа, в крайнем случае с определением только содержания кремнезема в породе. Некоторым указанием может служить структура основной массы, если она является фельзитовой, так как фельзиты встречаются только у кислых пород.

Палеотипные аналоги дацитов лучше всего называть дацитовыми порфиритами. Прежнее название «кварцевые порфириты» неудовлетворительно, так как кварц не всегда развит в породах.

Вкрапленники дацитовых порфиритов те же, что и вкрапленники в дацитах. Кварц первого поколения встречается сравнительно редко. Основная масса пород также обнаруживает полную аналогию с основной массой дацитов, с той разницей, что она более сильно раскристаллизована с образованием большого числа вторичных продуктов. Если в

Таблица 39

Химический состав кварцевых диоритов и гранодиоритов в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	60,98	0,41	15,64	4,28	1,80	—	1,60	4,62	5,25	3,79	1,00	—	99,37
2	61,98	—	19,05	1,77	3,12	—	1,16	3,34	4,10	3,88	0,88	—	99,28
3	64,67	0,44	18,11	2,12	1,47	0,05	1,15	3,40	4,02	2,88	1,19	0,03	99,53
4	65,55	0,51	16,02	2,02	2,35	0,09	1,71	4,19	3,26	2,74	1,02	0,37	99,83

Таблица 40

Проекционные числа и коэффициенты кварцевых диоритов и гранодиоритов

№	Q	A	C	M	k	n	c	a'	c'	m'	f'	q
1	40,2	41,9	4,9	13,0	29	61	10	—	31	23	46	+ 5,7
2	44,1	36,2	10,1	9,6	30	48	22	28	—	22	50	+11,1
3	49,3	32,8	10,4	7,5	20	52	28	24	—	30	46	+18,9
4	50,1	28,0	12,8	9,1	24	44	32	2	—	41	57	+21,7

1 — гранодиорит (банатит), Дашкесан; 2 — гранодиорит, Волынь; 3 — адамеллит, р. Витим; 4 — авгитовый гранодиорит (банатит), Чирагидзор, Кавказ.

дацитах были микролиты санидина, то в соответствующих разностях дацитовых порфиритов он переходит в ортоклаз, микролиты которого могут быть обнаружены по их низкому показателю преломления. Вторичные минералы, получающиеся при раскристаллизации стекла этих пород, представлены значительным числом минералов группы хлорита, в меньшем количестве присутствует эпидот, поскольку состав плагиоклазов этих пород менее богат кальцием, чем плагиоклаз основных эффузий. Довольно много в числе вторичных продуктов серицита, а также часто и каолина. Окислы железа в виде гематита или лимонита также присутствуют в значительном количестве, придавая красные оттенки серому цвету пород. Среди вторичных минералов часто появляется кварц как продукт раскристаллизации кислого стекла.

Полезные ископаемые дацитов и значение их сходны с тем, что было сказано для андезитов. Породы распространены в тех же районах, что и андезиты. На Кавказе, в Армении, дациты играют большую роль. К ним относятся, например, некоторые породы района Казбека, Алагеза в Армении и знаменитые туфо-лавовые породы Артика, ценные как прекрасный строительный материал, так как они при пористости обладают малым удельным весом, легки и хорошо поддаются распилу и обработке. Камень, выработанный в виде блоков, обладает красновато-серым цветом, плохой теплопроводностью и удобен при работе, так как позволяет легко забивать гвозди и производить другие строительные операции. Эти туфо-лавовые породы имеют часто обломочное строение,

так как содержат включения лавовых пород другого цвета — красного или темного, но того же дацитового состава, отличающихся лишь большей степенью окисленности железа. По мнению А. Н. Заварицкого, эти породы являются примером случая игнимбритов, то есть таких пород, которые, подобно изверженным продуктам горы Мон-Пеле или вулкана Катмай, образуются из огненных туч или «дождей» и представляют нагромождение горячих, близких к плавлению лавовых обломков, выброшенных вулканом при взрывах газов. Такого рода «огненные дожди» довольно часты при вулканических извержениях. Сгруженные после падения обломки лав снова могут спекаться в сплошную массу, сохраняя частично свое туфовое строение.

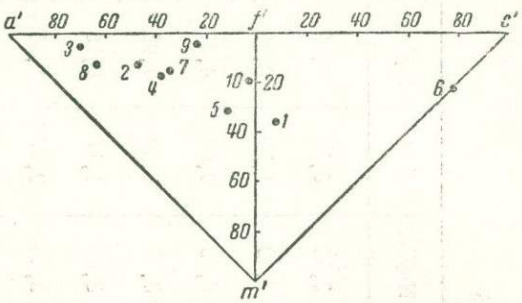


Рис. 96. Диаграмма химического состава $a' : c' : m' : f'$ в диоритах и гранодиоритах. Точки—диориты, кружки—гранодиориты

Дациты встречаются и среди продуктов извержений камчатских вулканов, в состав которых всегда входят базальты и андезиты. Дацитовые порфириты характерны для районов древней мезозойской или палеозойской вулканической деятельности. Бо́льшая часть их в полевых условиях картирования объединяется в одно общее название «порфириты».

Химический состав кварцевых диоритов и гранодиоритов и их проекционные числа даны в табл. 39 и 40.

Эти данные, будучи нанесены на диаграмму, выражены точками проекций соответствующих химических анализов на рис. 93. Из него видно, что породы гранодиоритового ряда смещены на проекции против диоритов в сторону увеличения кислотности. В то же время ясно выступает тенденция векторов правой стороны диаграммы к наклону налево, что свидетельствует о значительной доле слюд в составе анализированных пород и в гранодиоритах вообще. В проекционных числах это сказалось в появлении в анализах числа a' вместо c'. На диаграмме состава полевошпатовой части проекционных чисел (рис. 94) видно, что все взятые для примера анализы гранодиоритов характеризуются бо́льшим содержанием калиевого компонента, чем это допустимо для калиевого полевого шпата, который может находиться в твердом растворе в плагиоклазах. В гранодиоритах типа банатитов (№ 4) вектор правой стороны диаграммы наклонен сильно направо, что обусловлено наличием в его составе моноклинного пироксена. В остальных породах имеются или только биотит, или биотит совместно с амфиболом (№ 3) (рис. 96).

Химические анализы андезитов и дацитов и их палеотипных аналогов приведены в табл. 41, а их проекционные числа и коэффициенты в табл. 42.

Если сравнить эти данные, наглядно представленные на рис. 97, с соответственными данными по базальтам (рис. 85), то можно убедиться, что андезиты располагаются на диаграмме значительно ближе к верхней ее части. Эти породы кислее и богаче щелочами. У многих из них, как и у соответственных диоритовых и гранодиоритовых пород, вектор, характеризующий цветные минералы, наклонен налево, так как, хотя они и не имеют в своем составе слюды, тем не менее содержат

Таблица 41

Химический состав андезитов и дацитов в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	54,40	1,05	17,79	7,72	0,28	0,14	4,23	7,05	3,32	3,32	0,49	0,34	100,13
2	56,38	1,34	17,41	3,72	4,31	0,18	2,39	7,28	2,42	1,01	2,98	0,67	100,09
3	57,25	0,47	18,53	4,24	0,97	0,26	1,07	6,98	3,08	0,98	4,47	1,28	99,58
4	61,50	1,30	15,60	0,18	5,68	0,10	3,20	3,40	3,38	3,39	1,25	0,15	99,13
5	53,46	1,12	18,51	2,49	4,70	0,14	4,86	8,87	3,80	1,17	0,28	0,38	99,78
6	62,96	0,53	15,88	4,95	1,95	0,18	1,70	4,85	2,20	2,67	1,25	0,79	99,91
7	58,12	0,85	17,01	2,65	4,22	0,18	3,31	6,71	3,27	2,44	1,57	–	100,33
8	66,81	0,39	15,77	2,04	2,03	0,12	0,89	4,95	2,95	1,65	2,51	–	100,11
9	62,56	0,62	16,77	0,23	3,23	0,03	1,92	3,66	3,07	3,61	4,16	0,25	100,11
10	64,18	0,86	16,43	2,13	1,84	0,10	1,42	3,00	4,70	4,08	1,53	–	100,27
11	64,99	0,64	17,49	3,35	0,74	0,09	1,39	4,46	4,41	2,14	0,48	–	100,18
12	60,79	0,59	16,43	4,68	0,73	0,09	2,46	2,44	3,21	5,49	1,95	0,68	99,54
13	60,45	0,73	17,31	2,10	3,16	0,12	1,11	5,56	3,60	0,72	5,12	–	99,98

Таблица 42

Проекционные числа и коэффициенты андезитов и дацитов

№	Q	A	C	M	k	n	c	a'	c'	m'	f'	q
1	37,6	29,6	14,7	18,1	27	41	32	—	16	43	41	+ 3,8
2	46,9	17,7	21,4	14,0	10	35	55	—	5	34	61	+17,1
3	48,8	21,9	21,6	7,7	9	41	50	—	5	26	69	+18,3
4	44,5	31,1	10,4	14,1	29	45	26	1	—	49	50	+12,1
5	35,2	25,6	17,6	21,6	10	48	42	—	19	44	37	— 0,4
6	51,2	21,6	14,8	12,4	27	32	41	7	—	29	64	+24,7
7	40,7	27,5	14,2	17,6	20	45	35	—	17	38	45	+ 7,6
8	55,6	22,9	15,3	6,2	17	44	39	—	—	29	71	+28,6
9	48,4	30,4	11,4	9,8	32	41	27	21	—	40	39	+17,9
10	45,2	40,1	7,1	7,6	31	54	15	—	12	35	53	+11,6
11	49,3	31,2	13,1	6,4	17	54	29	—	1	39	60	+18,0
12	47,7	37,6	7,4	7,3	45	39	16	6	—	25	69	+15,6
13	50,5	23,2	17,7	8,6	7	51	42	11	—	25	64	+21,2
14	41	28	15	16	20	45	35	—	9	38	53	+ 7
15	43	25	16	16	15	45	40	—	11	43	46	+10
16	44	27	15	14	17	46	37	—	8	40	52	+11
17	46	25	17	12	9	50	41	—	3	45	52	+14
18	48	29	12	11	22	48	30	4	—	37	59	+16
19	49	31	11	9	23	52	25	10	—	33	57	+18

1 — андезито-базальт, Южная Осетия; 2 — палеоандезит, район Верхнеуральска, Урал; 3 — андезит, Карадаг; 4 — гиперстеновый андезит, Северный Кавказ; 5 — авгитовый андезит, Армения; 6 — роговообманковый андезит, Мервский округ; 7 — андезит, Камчатка; 8 — дацит, Карадаг (со стекловатой основной массой); 9 — дацит, долина р. Черек, Северный Кавказ; 10 — дацит кристобалитовый, Алагез; 11 — дацит, Камчатка; 12 — палеодацит, Кара-Мазар; 13 — андезито-дацит, с. Арша у Казбека; 14 — авгитовые андезиты, среднее по Дэли; 15 — гиперстеновые андезиты, среднее; 16 — андезиты, среднее; 17 — роговообманковые андезиты, среднее; 18 — слюдяные андезиты, среднее; 19 — дациты, среднее.

избыток окиси алюминия, необходимый для образования слюд при полной раскристаллизации пород. На рисунке, кроме конкретных пород из того или иного района, обозначены кружками точки, соответствующие средним величинам по Дэли.

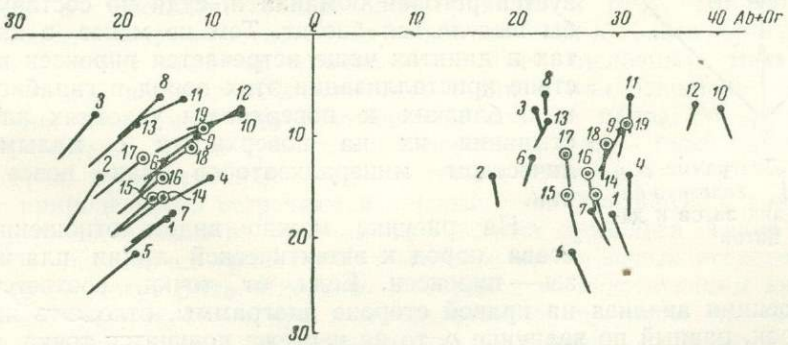


Рис. 97. Диаграмма химического состава андезито-базальтов, андезитов и дацитов по табл. 42. Точки—андезито-базальты, кружки—андезиты и дациты (№ 14—19)

Номенклатура излившихся горных пород не всегда отличается точностью, даже если имеются не только минералогические и петрографические характеристики породы, но и химические анализы. Так, иногда переходные породы андезито-базальтового состава относятся или

к базальтам, или к андезитам, тогда как по кислотности некоторые из таких переходных пород оказываются ближе к андезитам. Примером может служить анализ, помещенный в таблице под № 2, содержащий 56% кремнезема. Сближающим моментом с базальтами здесь служит состав плагиоклазов, который, судя по нормативным соотношениям (рис. 98), является лабрадором № 55 при относительно незначительном содержании нормативного калиевого полевого шпата. При сравнении рис. 98 и 94, показывающих нормативный состав плагиоклазов, видно, что андезиты и дациты в гораздо большей мере обогащены калиевым полевым шпатом, подобно гранодиоритам, которые тоже всегда содержат модальный ортоклаз или микроклин. Коэффициент состава цветных минералов, будучи нанесен на диаграмму рис. 99, показывает отношения, подобные наблюдаемым у соответствующих векторов базальтов, с той лишь разницей, что у последних редко встречаются породы, содержащие избыточный против полевых шпатов алюминий, тогда как у андезитов и дацитов содержание алюминия очень часто избыточно. Если на диаграмме показать положение полей равновесия в системе альбит — анортит — диопсид, а также систему анортит — альбит — кремнезем — форстерит, то ясно выступает то обстоятельство, что точки анализов андезитов и дацитов расположены в полевошпатовом поле, близко к эвтектической поверхности с кварцем, которую гипотетически можно представить себе между эвтектическими точками кремнезем — альбит, кремнезем — анортит и кремнезем — диопсид. Следует, однако, учесть, что в описываемых породах вместо диопсида или авгита часто кристаллизуется роговая обманка и, судя по составу, могбы выделяться биотит. Тем не менее в андезитах и дацитах чаще встречается пироксен вследствие кристаллизации этих пород в гипабиссальных, близких к поверхности условиях или застывания их на поверхности с малым количеством минерализаторов или вовсе без них.

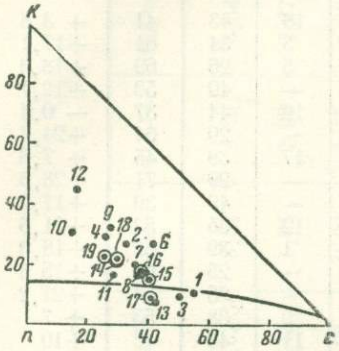


Рис. 98. Диаграмма $k : n : c$ андезито-базальтов, андезитов и дацитов

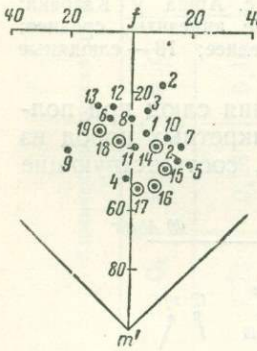


Рис. 99. Диаграмма $a' : c' : m' : f'$ андезито-базальтов, андезитов и дацитов

На рисунке можно видеть отношение состава пород к эвтектической линии плагиоклазы — пироксен. Если от точки, соответствующей проекции анализа на правой стороне диаграммы, отложить направо отрезок, равный по величине c, то на чертеже получится точка, показывающая положение анализа по отношению к эвтектической линии плагиоклазы — диопсид. Если эта точка находится вправо от этой линии, то состав соответствует избытку пироксена, если влево — то избытку плагиоклазов. Все точки анализов содержат кремнезем в количестве меньшем, чем это требуется для эвтектики плагиоклазов и диопсида с кварцем. Поэтому выделение кремнезема должно задерживаться по сравнению с выделением пироксенов и плагиоклазов, о чем и свидетельствует отсутствие в нормальных породах этого ряда порфировых

выделений кварца и наличие чаще всего порфировых выделений плагиоклазов, иногда наряду с цветными силикатами.

В заключение приводим взаимоотношения кварцевых диоритов с другими гранитоидами и гранитами:

Диориты
↓ ↓
Кварцевые диориты Гранодиориты
↓ ↓
Плагиоклазовые граниты Граниты

Семейство гранитов и липаритов

Граниты. Гранитами называются кислые глубинные горные породы с содержанием свыше 63—65% кремнезема, состоящие из кварца, плагиоклазов и калиевого полевого шпата как главных компонентов с примесью некоторого количества цветных силикатов, которые в гранитах представлены чаще всего биотитом, реже роговой обманкой, сравнительно редко авгитом или даже диаллагом; гораздо чаще они имеют в своем составе мусковит. Акцессорные минералы гранитов представлены преимущественно апатитом, цирконом, титанитом и рудными минералами, например магнетитом и пиритом, а также другими более редкими, среди которых в некоторых гранитах встречаются касситерит, ортит, монацит, турмалин, эпидот, гранат и др. Вторичными минералами являются по полевым шпатам серицит и каолин, в меньшем количестве эпидот. При этом серицит и эпидот встречаются вторичными по плагиоклазам, тогда как калиевые полевые шпаты замещаются обычно каолином. Цветные минералы замещаются хлоритами и эпидотом. Из рудных минералов пирит на поверхности легко лимонитизируется.

Уже среди гранодиоритов имеются разности, которые по содержанию кремнезема должны быть отнесены к семейству кислых горных пород, называемых гранитами. Таковы некоторые адамеллиты, содержащие до 67% кремнезема. Отнесение таких пород к кварцевым диоритам или к гранодиоритам может быть оправдано тем, что между членами естественного ряда изверженных горных пород нет резких границ, наличие же постепенных переходов приводит к тому, что по другим признакам, кроме кислотности, их можно отнести к гранодиоритам. Критерием к этому является отношение суммы щелочных металлов к «анортитовой извести» в химическом анализе, или отношение ортоклаза к плагиоклазам в минералогическом составе пород. Многие петрографы считают, что в гранитовых породах должно быть выдержано господство ортоклаза или микроклина над плагиоклазами. Тем не менее в природе часто встречаются породы, тесно связанные с гранитами, но содержащие избыток плагиоклазов против ортоклаза. Такие породы издавна назывались гранитами, тем более при полевых исследованиях, где они не могут быть отделены от пород с господствующим калиевым полевым шпатом. Но и при микроскопической проверке они часто так тесно перемежаются с последними, что выделение их в самостоятельные тела оказывается невозможным.

Структура гранитов обычно типичная гипидиоморфно-зернистая, гранитовая, названная по имени этих пород (рис. 100). Однако значительная часть гранитов не обладает типичной гипидиоморфно-зернистой структурой. Она осложняется в этих случаях различными реакционными взаимоотношениями главных минералов друг с другом в порядке реакционного ряда. Метасоматоз плагиоклазов калиевым полевым шпатом, различные прорастания с кварцем, например микропегматитовые,

часто наблюдаются в этих породах. Некоторые граниты имеют структуру, близкую к аплитовой, но осложненную различными реакционно-метасоматическими взаимоотношениями минералов. Явления метасоматизма указывают, что при формировании гранитов значительную роль играли различные минерализаторы, облегчавшие реакции между ранними фазами кристаллизации и более поздними минералами, формировавшимися при низкой температуре.

Если сравнить минералогический состав гранитов с последовательным рядом развития минералов, то обращает на себя внимание то, что граниты состоят из наиболее низкотемпературных минеральных фаз, участвующих в строении ряда изверженных горных пород. В отношении образования граниты являются наиболее низкотемпературными горными породами в их естественном ряде, описанном выше. Состав плагиоклазов в гранитах нормального ряда представлен олигоклазами или членами альбит-олигоклазового ряда. В щелочных гранитах развит альбит, что позволяет отличать нормальные граниты от щелочных.

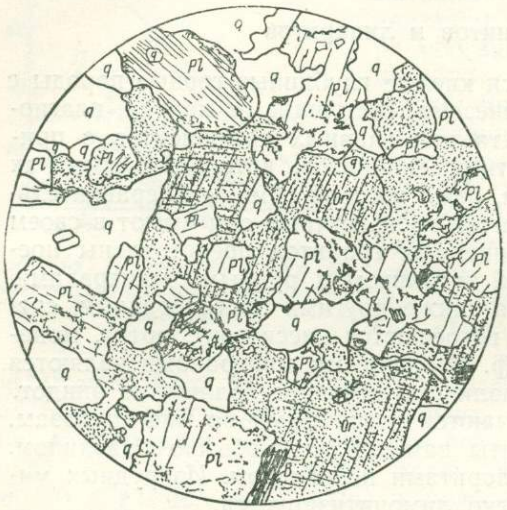


Рис. 100. Гранит. Витимское нагорье:
Pl — плагиоклазы, *Or* — ортоклаз, *q* — кварц, *B* — биотит

Классификация гранитов и их номенклатура стоят в связи, прежде всего, с их химическим составом. В этом отношении различают нормальные граниты и щелочные в зависимости от содержания щелочей в горной породе, составляющего 6—8% в нормальных гранитах и до 11—12% в щелочных. Вследствие господства щелочных металлов в щелочных гранитах понижается роль кальция, снижающаяся до долей процента, тогда как в нормальных гранитах она достигает 3%. Минералогически избыток щелочей сказывается в появлении минералов группы щелочных амфиболов и пироксенов, но вместо них может быть развит и биотит. В последнем случае появление биотита зависит от роли калия и магния в составе гранитов.

Вторым классификационным признаком является наличие того или иного цветного минерала или нескольких из них. Породы приобретают определяющий признак по этому минералу, например — биотитовые граниты (гранититы), мусковитовые, двуслюдяные, роговообманковые, авгитовые, турмалиновые и другие разности. Наконец, среди гранитов имеются и местные названия, данные им по тем местам земного шара, в которых они были первоначально описаны. Среди последних разностей следует указать гиперстеновые граниты (чарнокиты), описанные вначале в Индостане, но затем констатированные во всех древнейших континентальных массивах земного шара. Лейкократовые граниты, почти не содержащие цветных силикатов, представленных биотитом или реже роговой обманкой в количестве не более 2%, получившие название аляскитов (Аляска), широко распространены на Земле. В аляскитах полевые шпаты представлены преимущественно микропертитом.

Существуют разности гранитов, выделенные по структурным особенностям. К их числу относятся р а п а к и в и, финляндские и украинские граниты, в которых при их богатстве калиевым полевым шпатом последний выделяется в виде крупных, до 5 см, порфировидных кристаллов, обросших каймой олигоклаза. Основная масса этих гранитов средне- или крупнозернистая и состоит из кварца, олигоклаза, микроклина и цветных минералов, среди которых присутствуют щелочная роговая обманка, биотит, а иногда наряду с ними также и оливин гортонолитового ряда, богатый железистым компонентом, а также и диаллаг.

П о р ф и р о в и д н ы м и г р а н и т а м и называются породы с крупно- и среднезернистой основной массой и выделяющимися на ее фоне очень крупными, до 10 см и более, порфировидными кристаллами калиевого полевого шпата. Образование этих крупных выделений объясняют, с одной стороны, метасоматическим ростом после полного застывания породы из остаточных, богатых калием и алюминием растворов при замещении минералов основной массы. С другой стороны, предполагают, что такие же кристаллы могут расти на ранних стадиях в виде порфировых выделений, возникающих после начала кристаллизации плагиоклазов, но на последних стадиях вырастающих вследствие собирательной перекристаллизации в крупные кристаллы за счет калиевого полевого шпата промежуточной основной массы, с метасоматизмом минералов предшествующей стадии кристаллизации.

Описанный ряд гранитов стоит в тесной связи, с одной стороны, с кварцевыми диоритами, с другой — с гранодиоритами. С кварцевыми диоритами находятся в генетической связи п л а г и о к л а з о в ы е г р а н и т ы (плагиограниты) или т р о н д ь е м и т ы, с гранодиоритами связаны в ряд н о р м а л ь н ы е г р а н и т ы в их последовательности от роговообманковых гранитов через биотитовые к мусковитовым разностям и к лейкократовым аляскитам. Некоторые структурные разности гранитов объясняют условиями их образования. В этом отношении выделяются рапакиви: особенности формы выделения их овоидов рассматриваются или как следствие пересыщения магмы калиевым полевым шпатом, или же, как думают некоторые, как следствие особенностей формирования этих вкрапленников путем роста в твердом состоянии порфиробластов, через метаморфизм. Гиперстеновые граниты толкуются многими исследователями как результат кристаллизации, с одной стороны, в магме, бедной летучими компонентами, в которой вместо биотита выделялся лишенный воды гиперстен, с другой — в магме, возникшей путем смешения или, как говорят, гибридизации нормальной гранитовой магмы с осадочными породами, богатыми магнием и железом (преимущественно глинистого состава).

Распространение и форма залегания гранитов разнообразны. Они развиты в виде огромных площадей среди древних щитов континентальных массивов, в которых древнейшие складчатые сооружения архейского времени размыты до их основания и корней, где граниты вместе с сильно метаморфизованными вмещающими породами пользуются самым широким распространением. В огромных массах они развиты также в центральных частях палеозойских и более молодых горных хребтов, причем чем моложе горные цепи, тем меньшая роль принадлежит этим горным породам. Очень часто в этих хребтах в центральных их частях вместе с гранитами появляются более древние палеозойские или докембрийские отложения. Примером этому может служить Кавказский хребет, в центральных частях которого граниты и древнейшие метаморфизованные докембрийские образования — гнейсы и сланцы—

играют значительную роль. В Закавказье Дзирульский массив также содержит как докембрийские толщи, так и граниты. Среди гранитов молодых горных хребтов встречаются как древние докембрийские, так и более молодые палеозойские, мезозойские и кайнозойские (третичные) массивы. Условия залегания, возрастные отношения и многофазность интрузий гранитов, как и других пород, могут быть выяснены только тщательным геологическим наблюдением, в котором петрографический характер пород играет только второстепенную роль, так как граниты разных возрастов могут быть близкими по составу и структуре.

Форма гранитовых интрузий ранее считалась для больших массивов исключительно батолитовой. Однако исследования Клооса показали на конкретном примере массивов Баварии, Гарца, Чехословакии и Западной Африки обманчивость их батолитовой формы, так как на самом деле им свойствен межформационный лакколитовый характер залегания, иногда имеющий в разрезе форму серпа (отсюда название гарполит) (рис. 20). Граниты залегают часто в виде штоков, даек и жил, реже в виде силловых залежей.

Гранит-порфиры и микрограниты. Граниты в гипабиссальных условиях затвердевают в виде мелкозернистых гранитов, а иногда и в виде скрытозернистых микрогранитов. Когда они содержат порфировые выделения полевых шпатов и кварца, они называются гранит-порфирами или гранитовыми порфирами. Их зернистая основная масса под микроскопом оказывается микрогранитовой со всеми признаками минералогического состава и структуры гранитов. Нередко структура основной массы бывает также гранофировой или сферолитовой. Вкрапленники представлены преимущественно кварцем и полевыми шпатами, а иногда также биотитом или роговой обманкой. Гранит-порфиры залегают в виде небольших гипабиссальных массивов, штоков или лакколитов, жил или даек. Нередко они развиты также в виде краевых фаций больших гранитовых массивов или в виде свиты жил и даек сопровождают эти массивы в окружающей их среде. Тогда между гранитами и их краевой фацией наблюдаются все взаимные переходы, сказывающиеся в постепенном увеличении размеров зерна основной массы гранит-порфира и в исчезновении разницы между размерами вкрапленников и зерен основной массы.

Аплиты и пегматиты. Жильная серия гранитовых массивов, кроме гранит-порфиров, представлена аплитами и пегматитами. Аплиты — это мелкозернистые породы, состоящие из кварца и полевых шпатов с небольшой примесью цветных силикатов или без них. Они бывают развиты вместе с гранит-порфирами в виде жил и даек в среде гранитовых или гранодиоритовых массивов и относятся к остаточным продуктам застывания гранитовых интрузий. Небольшая величина зерен минералов, слагающих аплиты, обусловлена их быстрым застыванием в холодных условиях уже застывшей части массива или его внешней оболочки, когда остаточная магма потеряла свои газы и пары, а потому застыла из вязкого состояния расплава, имевшего кислый состав, близкий к составу гранита. Из примесей к полевым шпатам и кварцу в аплитах содержатся доли процента биотита, столько же мусковита, иногда отдельные зернышки турмалина. Бедность этими минералами указывает на ничтожное количество минерализаторов в расплаве, послужившем для образования аплитов. В аплитах иногда развивается микропегматитовая структура. Во многих массивах аплиты образуют жилы, залегающие по полого падающей отдельности гранитов (пластовой отдельности). А. Н. Заварицкий полагает, что это обстоятельство стоит

в связи с отслоением гранитов по отдельности, оседанием в остаточный расплав и внедрением по образовавшимся свободным пространствам магмы аплитового состава. Аплитовая структура этих пород объясняется близостью их состава к эвтектической смеси кварца и полевых шпатов.

Пегматиты, в отличие от аплитов, являются весьма крупнозернистыми, большей частью гигантолитовыми по структуре горными породами. Они состоят из кварца и полевых шпатов как главных минералов, но кроме того, содержат много различных других примесей, иногда очень редких. В пегматитах встречаются друзы полевого шпата, кварца, слюды (мусковита), аметиста, мориона, топаза, берилла, касситерита, циркона, апатита и других разнообразных минералов, служащих украшением музеев и материалом для различных художественных поделок или драгоценных изделий из камня, а также для добывания из них редких металлов, радиоактивных элементов и, наконец, керамического сырья.

Образование гигантских и очень крупных кристаллов различных минералов объясняется тем, что кристаллизация этих пород происходила в условиях выделения минералов из остаточных расплавов, обогащенных летучими компонентами. Из последих наибольшую роль играли, повидимому, пары воды, но участвовали и галоиды — хлор и, главным образом в гранитовых пегматитах, фтор. Вместе с ними летучи вольфрамовые и молибденовые соединения, бериллий, бор, кремний и многие другие элементы, участвующие в создании пегматитовых минералов. В результате богатства летучими компонентами застывание остаточного расплава сменялось непосредственно переходом в перегретые гидротермальные растворы. В связи с различными стадиями кристаллизации остаточного расплава пегматитов А. Е. Ферсман различает ранние стадии, ведущие к образованию сначала пород, близких к аплитам, потом сменяющихся крупнозернистыми частями жил гранитового состава с постепенно увеличивающимся зерном (ортомагматическая стадия) и переходящими к центру жил в крупнозернистые прорастания письменного гранита, или собственно пегматита (пегматитовая стадия). Эти письменные структуры издавна считаются соответствующими эвтектическому составу полевого шпата и кварца при одновременной их кристаллизации. Пегматитовая стадия кристаллизации сменяется в типичном и полно развитом пегматите пегматоидной стадией, в которой происходит выделение крупных кристаллов полевого шпата (микроклина или ортоклаза), а также кристаллов редких минералов, образовавшихся из богатого минерализаторами раствора. Крупные кристаллы турмалина, берилла или других перечисленных выше минералов растут перпендикулярно к стенкам, образованным пегматитовой стадией кристаллизации минералов, причем кварц и полевые шпаты пегматита, образующие иероглифы, иногда перерастают непосредственно в крупные, блоковые (К. А. Власов) кристаллы пегматоидной стадии образования породы. Промежутки между выделившимися кристаллами различных минералов нередко заполнены сплошным крупнокристаллическим полупрозрачным кварцем, реже остаются пустыми, и тогда друзы кристаллов вдаются в пустоту центрального пространства жилы, образуя гроты кристаллов или занорыши, богатые коллекционным материалом и минералами драгоценных камней или иногда редкометальными минералами. Вместе с турмалинами и бериллами нередко присутствуют красивые фиолетовые агрегаты лепидолита. Прежде возникшие блоковые кристаллы полевых шпатов на более поздней гидротермальной стадии остывания замещаются

нередко вторичным альбитом, образуя или обильные микропертитовые вростки, или иногда и кристаллические наросты пластинчатого альбита на ранних кристаллах микроклина.

Накопление минерализаторов ко времени пегматоидной стадии обусловливает прогрессивное увеличение размеров кристаллов и образование крупных блоковых кристаллов, содержащих связанные в их составе летучие компоненты. А. Е. Ферсман полагал, что во время кристаллизации этой стадии выпадение кристаллов происходит непосредственно из газового состояния (пневма). Однако последующие опыты Горансона показали, что в расплаве кислого состава может быть растворено не более 10% паров воды и что избыток их выделяется из расплава с некоторым количеством растворенных в них других веществ. Поэтому весьма вероятно, что пневматолитического газового раствора как такового не образуется, а существует только богатый летучими компонентами остаток, причем избыток этих компонентов может выделяться в особую газовую фазу, в которой при господстве в ней летучих составных частей имеется растворенным некоторое количество силикатов. Таким образом происходит расслоение остатка на жидкую и газовую фазы, существующие одновременно. Из этих растворов образуется часть пегматита блоковой текстуры. Остывание растворов приводит к выделению жидкой водной фазы, гидротермальной стадии развития пегматитов, во время которой образуются вторичные и пластинчатые альбиты, некоторое количество кварца, вторичные слюды типа мелколистоватого мусковита по полевым шпатам и плотного онкозина (серицита, жильбертита), происходит образование цеолитов, каолинизация и некоторые другие процессы.

Так как формированию пегматитов благоприятствует концентрация летучих компонентов, то образование их не пользуется повсеместным распространением. Некоторые гранитные массивы обладают обильной пегматитовой серией жил, другие лишены пегматитов. Концентрации летучих компонентов благоприятствует высокое давление внешней среды, препятствующее свободному удалению газов и паров. Поэтому глубинные массивы, залегающие в гнейсовых областях и застывавшие в условиях высоких давлений, в почти закрытой системе магматического расплава, были в состоянии дать в остатке мощные накопления летучих компонентов. Последние могли концентрироваться местами и давать пегматитовые жилы. Эти компоненты имели возможность выделяться и отделяться от остаточного расплава, уходя по трещинам в массиве, растворяя вмещающие граниты и кристаллизуя или перекристаллизовывая их в крупнозернистые породы. Если такие продукты взаимодействия перегретых растворов с коренными породами развиваются в среде гранитов, то соответственно и продукты их деятельности приобретают сходство с гранитами, то есть соответствуют понятию пегматитов того типа, который свойствен составу самого гранита. Если же они попадают в условия, существенно отличные от породившей их породы, то создаются гибридные пегматиты, в которых минералогический состав отражает состав включающих эти жилы пород. Так, существуют пегматиты, залегающие среди слюдяных кианитовых сланцев, которые при наличии нормальных аплитовых каемок содержат центральную часть гигантолитового строения, состоящую из прорастаний кварца, мусковита и кианита. Таким образом получаются в пегматитах иногда несвойственные магматическим породам минералы, как-то: дистен, силлиманит, гранаты, кордиериты и другие, нормально характерные для пород метаморфического характера.

Лампрофировые жилы, связанные с гранитами, представлены

Химический состав гранитов и их жильных пород в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	71,85	—	14,28	—	3,74	0,04	0,77	2,79	3,34	0,73	2,59	0,18	100,31
2	72,64	—	17,04	0,49	0,72	0,03	0,52	2,62	3,18	1,35	0,94	0,23	99,76
3	71,11	0,61	11,65	4,04	0,90	0,12	0,11	1,96	3,11	6,07	0,22	0,13	100,03
4	74,32	0,10	13,96	0,48	1,41	0,05	0,42	0,89	4,26	4,16	0,16	0,13	100,34
5	74,32	0,12	12,52	1,40	1,72	0,04	1,30	1,81	2,97	3,50	0,42	0,12	100,24
6	72,80	0,22	13,58	1,27	1,87	0,05	0,22	1,51	3,52	4,85	0,50	0,20	100,59
7	76,15	0,03	12,17	1,12	0,72	0,03	0,44	0,37	3,09	4,85	0,13	0,67	99,77
8	69,69	—	14,72	—	1,04	—	0,52	0,65	11,15	1,29	0,68	—	99,74
9	70,66	0,37	15,67	1,46	1,01	0,02	0,91	2,53	3,89	3,28	0,27	0,15	100,22
10	76,90	сл.	12,87	0,41	0,29	сл.	0,17	0,90	1,88	6,20	—	—	99,62
11	69,06	0,33	15,03	0,63	0,78	0,03	0,77	1,82	3,55	7,61	0,43	0,17	100,21
12	73,18	0,30	14,43	0,62	0,37	сл.	0,08	0,45	2,57	7,33	0,12	0,14	99,59
13	73,71	—	14,48	0,09	—	—	0,14	0,34	1,35	9,36	0,17	—	99,64
14	71,97	0,06	17,82	0,09	0,20	сл.	0,08	3,32	4,84	1,42	0,24	0,05	100,09

обычно породами состава керсантитов, описанных выше, в главе о диоритах (стр. 151). Химический состав гранитов и их жильных представителей дан в табл. 43, а их проекционные числа и коэффициенты—в табл. 44.

Таблица 44

Проекционные числа и коэффициенты гранитов

№	Q	A	C	M	k	n	c	$\overline{c}$	a'	c'	m'	f'	q
1	60,5	21,7	8,7	9,1	9	62	29	—	39	—	16	45	+38,1
2	60,9	22,6	7,9	8,6	16	58	26	—	79	—	10	11	+40,2
3	54,0	38,5	0,0	7,5	58	40	—	2	—	37	3	60	+26,8
4	55,6	38,1	2,7	3,6	37	55	7	—	28	—	20	52	+27,6
5	59,1	28,8	5,6	6,5	36	47	17	—	13	—	36	51	+31,6
6	55,4	36,5	4,2	3,9	43	46	11	—	—	4	12	84	+27,2
7	60,3	34,5	1,2	4,0	49	48	3	—	41	—	18	41	+35,9
8	56,7	34,7	2,1	6,5	7	87	6	—	73	—	13	14	+31,3
9	54,2	32,8	7,5	5,5	29	52	19	—	29	—	30	41	+26,3
10	61,7	33,1	2,7	2,5	75	20	5	—	65	—	10	25	+37,7
11	47,5	46,1	1,5	4,9	57	40	3	—	—	38	31	31	+14,4
12	55,5	40,5	1,4	2,6	63	33	4	—	65	—	5	30	+27,4
13	57,9	41,1	0,0	1,0	82	17	—	1	—	67	33	—	+30,2
14	55,9	31,4	9,8	2,9	14	74	12	—	89	—	4	7	+28,3
15	59	37	1	3	46	51	3	—	63	—	6	31	+33
16	56	40	2	2	41	54	5	—	—	28	25	47	+28
17	54	38	4	4	47	47	6	—	—	7	21	72	+22
18	53	37	5	5	40	48	12	—	—	—	30	70	+23
19	54	38	4	4	23	68	9	—	—	25	22	53	+24

1 — плагиоклазовый гранит, район Челябинска; 2 — трондьемит, Анабар; 3 — диаллаговый гранит, район г. Жданова; 4 — роговообманковый гранит, Урал; 5 — роговообманково-биотитовый гранит, с. Боковое, Украина; 6 — биотитовый гранит, Новоданиловка, Украина; 7 — двуслюдяный гранит, с. Джандар, Закавказье; 8 — мусковитовый гранит, Кара-Тюбе, Туркестан; 9 — чарнокит, Анабар; 10—аляскит, Томмотский район на Алдане; 11 — эгиринозый гранит, Бердяуш, Урал; 12 — аплит, Слюдянка; 13 — пегматит, Карелия, район Кеми; 14 — олигоклазовый пегматит, Мамский район; 15 — аляскиты, среднее; 16 — аплиты, среднее; 17 — энгадиниты (граниты, несколько обогащенные калием), среднее; 18 — рапакиви, среднее; 19 — трондьемиты, среднее.

Анализируя данные этих таблиц и составленный на основании их рис. 101, можно отметить, что сравнительно с кварцевыми диоритами и гранодиоритами у гранитов точки сближены к кислому и щелочному полюсам диаграммы, причем во многих из них вектор правой стороны

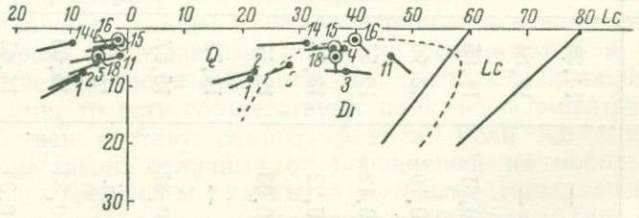


Рис. 101. Диаграмма химического состава гранитов. По табл. 44, точки—конкретные анализы, кружки—средние. В диаграмме показаны не все, а лишь главнейшие типы пород

указывает на большое содержание a', то есть на пересыщение алюминием, как следствие содержания в породах слюд и особенно мусковита. Однако пересыщение пород алюминием может быть следствием и вторичной каолинизации пород. Два анализа в таблице выделяются по

своим свойствам, а именно: анализ диаллагового гранита района г. Жданова (№ 3) и эгиринового гранита Бердяуша (№ 11). Первый, хотя и содержит в качестве цветного компонента диаллаг, тем не менее отличается сильной щелочностью, так как алюминия в нем не хватает не только на образование анортита, но и на насыщение натрия до содержания, свойственного альбиту. Поэтому в нем, несомненно, содержится эгириновый компонент. Щелочность этого гранита совершенно естественна, так как он связан с щелочными гранитами и сиенитами. Рапакиви Бердяуша, несмотря на то что они содержат модальный эгирин, по данным анализа не имеют последнего, так как алюминия в нем вполне достаточно для образования калиевого полевого шпата, альбита и некоторого количества анортита. Отношение его к щелочным породам можно установить на основании большого вектора правой стороны диаграммы, указывающего на значительное содержание кальция в его цветном компоненте, что характерно для щелочных пород ($c' = 38$). Кальциевая составляющая по удалении из состава эгиринового компонента из пироксена в щелочных пироксенах является доминирующей над магнезиальной и железистой частью. Точно так же и в пегматите из Карелии (№ 13) можно усмотреть некоторый избыток щелочей по сравнению с содержанием алюминия и большой коэффициент c'. Олигоклазовые пегматиты, примером которых могут служить многие пегматиты, в том числе и приведенный в табл. 43 (№14), характеризуются повышенным количеством анортитовой составляющей и пересыщен алюминием ($a' = 89$). По своему составу они соответствуют пегматитам диоритового состава.

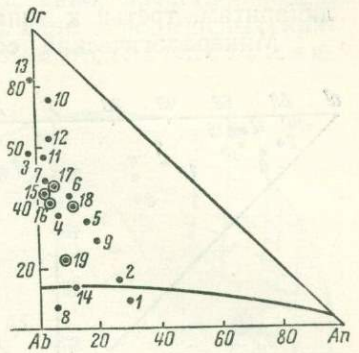


Рис. 102. Диаграмма $k:n:c$ для гранитов

По диаграмме рис. 102 видно, что породы гранитового ряда в составе полевых шпатов заключают различные члены по богатству калием, натрием или кальцием. Аляскиты наиболее богаты калиевым полевым шпатом. В то же время плагиоклазовые граниты содержат калиевый полевошпатовый компонент в количестве ниже нормы, при которой этот компонент образует твердые растворы в составе плагиоклазов. Близки к такому содержанию калиевого полевого шпата и трондьемиты. В отношении характеристики цветного компонента точки на рис. 103, соответствующие анализам, показывают значительно большее обогащение гранитов железом и алюминием, чем цветными компонентами более основных пород, а для щелочных разностей (№ 11, 13 и 3) — кальциевой составляющей в «метасиликате».

Липариты и кварцевые порфиры. Излившимися аналогами гранитов являются кайнотипные липариты и палеотипные кварцевые порфиры. Липариты представляют собой продукты застывания кислых лав, часто пористые, окрашенные в белые, желтоватые или светло-серые, иногда слегка розоватые тона. Обсидианы обладают темно-серым цветом. Для кислых представителей излившихся пород характерно развитие плотных фельзитовых или стекловатых разностей. Липаритовые обсидианы и пехштейны являются наиболее распространенными разностями стекловатых пород. Так как кислые расплавы силикатов отличаются наибольшей вязкостью, то для липаритов характерно обилие обломочных продуктов извержений — туфов, брекчий, агломератов

и других разностей. Лавовые породы среди этих обломочных образований обычно встречаются в подчиненном количестве. Среди них попадаются и представители игнимбритов, то есть продуктов отложения горячих лавовых и газовых туч, выбрасываемых вулканами.

Между дацитами и липаритами по составу имеются переходы, известные под наименованием липарито-дацитов. При исследовании подобных переходных пород петрографы попадают в затруднительное положение, не зная отнести ли их в ту или другую группу. Поэтому такие переходные разности одни ученые относят к дацитам, другие к липаритам, третьи к липарито-дацитам.

Минералогический состав липаритов характеризуется наличием вкрапленников и основной массы. Вкрапленники представлены обыкновенно кварцем и полевыми шпатами. Среди последних присутствуют как плагиоклазы, так и санидин. Плагиоклазы представлены зональными кристаллами среднего состава, так как порфировые выделения всегда являются более основными членами ряда по сравнению со средним составом плагиоклазов соответственной породы. Санидин развит в виде свежих стекловато-прозрачных неделимых. Кварц обнаруживает признаки коррозии и скелетного роста с захватом стекла или минералов основной массы. Сравнительно менее развиты вкрапленники цветных минералов, из которых присутствуют иногда пироксены, роговая обманка и биотит. Последние два минерала нередко бывают окружены опацитовыми каемками. Основная масса представлена или теми же минералами в микрогранитовых сочетаниях, что бывает очень редко, или чаще скрытокристаллическим, неразрешимым даже под микроскопом фельзитом (рис. 104). Очень часто наблюдается витрофировая основная масса, в которой иногда видны сферолитовые образования или тонкие концентрические трещинки сферической формы, представляющие результат растрескивания породы при остывании стекла (рис. 45). По этим трещинкам порода при расколе распадается на сферические бугорчатые, похожие на перлы формы, вследствие чего и соответствующая микроотдельность получила название перлитовой (рис. 42).

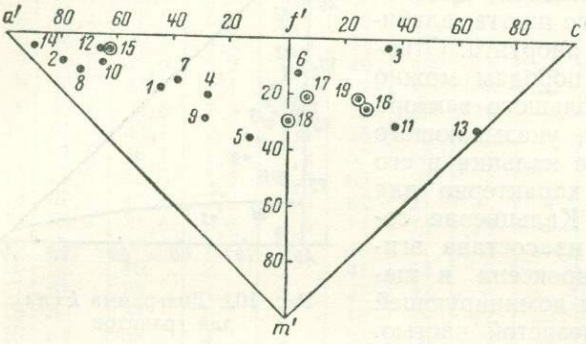


Рис. 103. Диаграмма $a' : c' : m' : f'$ для гранитов

Сферолиты в липаритах представлены обыкновенно радиально-лучистыми сростками кристаллов калиевого полевого шпата, лежащих в стекловатой основной массе. Иногда вместе с калиевым полевым шпатом в их составе участвует и кварц, а иногда и кристобалит, образующие с первым вытянутые по радиусу сферолитов микропегматитовые прорастания. Эти сферолиты, сложные по составу, было предложено называть псевдосферолитами. Очень редко вся основная масса распадается целиком на сферолиты, обычно же бóльшая ее часть застывает в виде стекла или фельзита. Состав фельзита, судя по его химизму, соответствует агрегатам полевых шпатов и кварца, то есть составу гранитов. Как показывают наблюдения, многие фельзиты являются результатом позднейшей раскристаллизации стекла после засты-

вания породы, так как они содержат перлитовые трещинки, свойственные стекловатым породам. Более того, иногда перлитовые трещинки наблюдаются в породах, раскристаллизованных в микрогранитовые агрегаты, что ясно указывает на то, что минералы последних возникли после застывания породы при раскристаллизации стекла во время медленного остывания в центральных частях лавовых потоков (отжиг) или же при долгом лежании в земной коре.

В вулканическом стекле обсидианов и пехштейнов нередко наблюдаются зачаточные кристаллические новообразования, представляющие результат начальной стадии кристаллизации в виде зародышевых кристаллов. Такие зародышевые кристаллики называются кристаллитами. По их форме различают несколько разностей. Иногда они представлены округлыми точечными формами, получившими название глобулитов. В других случаях они имеют волосовидную форму, это так называемые трихиты. Маргаритами называются глобулиты, вытянутые в цепочки зачаточных кристалликов. Вытянутые шестообразные формы в виде палочек называются лонгулитами. Различают также иглообразные белониты и спикулиты, перьевидные скопулиты, кумулиты, представляющие собой неправильные скопления глобулитов, и глобосферитыэ — такие же скопления, но правильной шарообразной формы.

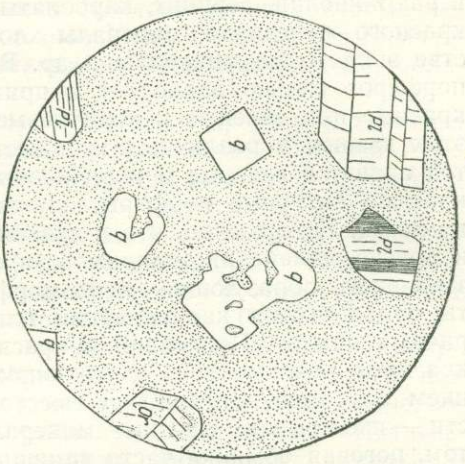


Рис. 104. Кварцевый порфир. Урал:
Pl — плагиоклаз; *q* — кварц; *Or* — ортоклаз. Фельзитовая основная масса

В вулканических стеклах часто наблюдается флюидальная текстура, обусловленная потоками стекла разной окраски, а следовательно, и состава, а также иногда потоки, содержащие в разном количестве зачаточные формы кристаллов, что придает породам в шлифах при одном николе полосчатый вид. Количества стекла или фельзита, с одной стороны, и порфировых выделений, с другой, являются в липаритах различными; если же господствуют в составе пород вкрапленники, то липариты называют невадитами (Невада), хотя в этом особом названии нет надобности, так как в работах имеются описания этих пород. Соответственные палеотипные разности носят название кристалл-порфиров.

Палеотипные разности липаритов называются кварцевыми, или лучше липаритовыми порфирами. Это обыкновенно древние застывшие лавы, по возрасту соответствующие полеозойским и мезозойским излияниям, в которых произошли различные диагенетические изменения, обусловленные переходом неустойчивых при низкой температуре минеральных фаз в устойчивое состояние. Обычно критерием для разделения палеотипных стадий состояния этих пород от кайнотипных служит изменение санидина в ортоклаз или микроклин. Санидин является минералом, образовавшимся в условиях высокой температуры и неустойчивым при низкой. Однако сформировавшиеся кристаллы его переходят в ортоклаз или микроклин крайне трудно, и нужно много миллионов лет, чтобы в готовой породе этот процесс

прошел нацело. Поэтому бóльшая часть молодых излившихся пород содержит калиевый полевой шпат в виде санидина, тогда как бóльшая часть, по существу даже все древние породы содержат ортоклаз или микроклин. Многие излияния мелового возраста на Дальнем Востоке представляют собой в одних случаях свежие породы с санидином, относящиеся, таким образом, к липаритам, в других случаях — кварцевые порфиры того же возраста с содержанием ортоклаза.

Второй неустойчивой фазой кристаллизации излившихся пород является вулканическое стекло. Чаще всего оно сохраняется даже в древних палеозойских излияниях кварцевых порфиров и, вообще говоря, легко раскристаллизовывается или в фельзит, или в микрогранитовые агрегаты, или, наконец, во вторичные минералы, из которых главную роль играют каолин, серицит, карбонаты, вторичные скопления бурого или красного железняка, минералы хлоритовой группы, в меньшем количестве эпидотовые минералы и др. Вследствие этого окраска кварцевых порфиров сильно варьирует и принимает иногда красивые розовые, красные или зеленые и коричневые тона, что обусловливает красоту этих камней в различных художественных изделиях. Так, своей красотой славятся зеленые и коричнево-желтые порфиры Алтая, встречаются красные античные порфиры, служащие декоративными и поделочными камнями. Естественно, что в древних горных породах могут происходить и другие изменения, например, превращение первичных минералов во вторичные, образующие псевдоморфозы по первым. Так, полевые шпаты подвергаются каолинизации или серицитизации, появляется вторичный эпидот. Последний в красных порфирах иногда приобретает красивые розовые тона плеохроизма, что обусловлено в них содержанием марганца и развитием вместо эпидота его марганцовистой разности — пьемонтита. Цветные минералы замещаются хлоритами и эпидотом, роговая обманка часто замещается карбонатом. Все эти изменения обусловлены позднейшими влияниями на горные породы как собственного неустойчивого состояния и стремления перейти в устойчивые фазы, так и различных посторонних агентов, среди которых прежде всего необходимо указать поверхностные воды с угольной и другими кислотами, а также местами и позднейшие гидротермальные воздействия, разрушительно сказывающиеся особенно на неустойчивых фазах, из которых состоят породы рассматриваемой группы.

Древние полосчатые порфиры Швеции, богатые трихитами, иногда раскристаллизованные в фельзиты, получили название *геллефлинтов*.

Излившимися аналогами щелочных гранитов являются щелочные *кварцевые порфиры*, или *комендиты*, и более бедные кварцем *пантеллериты* (остров Пантеллерия). Палеотипные их аналоги называются *кварцевыми кератофирами*, или *кварцевыми альбитофирами*. Как и соответственные граниты, щелочные липариты содержат минералы щелочного ряда, то есть в них из полевых шпатов встречаются вкрапленники альбита или анортоклаза, следовательно, отсутствуют порфировые выделения средних по составу плагиоклазов. Кроме того, в них часто присутствуют немногочисленные порфировые выделения, а иногда и микролиты щелочных пироксенов или щелочных амфиболов, например рибекита. В палеотипных аналогах вкрапленники полевых шпатов также представлены обычно альбитом, почему эти породы и получили название *альбитофиров*. Однако при отнесении исследуемых пород к альбитофирам надо быть осторожным, так как в древних породах порфировые выделения альбита могут быть вторичными и образоваться вследствие позднейшего процесса

альбитизации средних плагиоклазов. Неизбежным следствием этого вторичного процесса является наличие вторичного эпидота в плагиоклазе или в основной массе породы, что указывает на более основной состав первичного плагиоклаза. Химизм пород даст в этих случаях коренной ответ на вопрос об их первичном составе.

Распространение излившихся аналогов гранитов, в общем, незначительное. Липаритовые лавы и туфы выбрасываются многими современными вулканами. Прежде всего надо упомянуть здесь лавы многих средиземноморских островов, например Липарских, по имени которых и названы кислые лавовые породы этого типа. Они же развиты во многих местах среди лав Камчатки и описаны Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и другими петрографами с Кавказа и из Армении. В Армении, около оз. Севан сильным развитием пользуются стекловатые липаритовые породы — обсидианы. Они же развиты на о-ве Унга, к востоку от Камчатки. Интересны обсидианы с р. Мареканки на Дальнем Востоке, обладающие перлитовой структурой.

Кварцевые порфиры широко распространены в древних и молодых горных хребтах. Они развиты на Урале, в Казахстане, Средней Азии и других районах. Среди них встречаются разности щелочного характера, известные под именем кварцевых альбитофиров.

Среди пород, застывших вблизи поверхности в залежах лакколитового или дайкового типа, а также в виде жил и вулканических некков, встречаются разности, по минералогическому составу и структуре ближе стоящие к излившимся, чем к интрузивным породам. Такие породы называются соответствующими именами излившихся пород. Так, различают жилы и дайки липаритов или кварцевых порфиров, некки их или лакколиты. Примером подобных пород являются хорошо известные породы лакколитов Минераловодского района и окрестностей Пятигорска. Они называются в литературе трахитами, липаритами и трахилипаритами соответственно своему несколько изменяющемуся в отдельных телах составу. Их минералогический состав соответствует щелочным аналогам, так как среди них развиты вкрапленники альбита совместно с санидином, а, кроме того, в них встречаются лепидомелан, а часто также микролиты и выделения эгирин-авгита и диопсида, что явно указывает на их щелочной характер, не говоря уже о химическом составе этих пород, который также подтверждает отнесение их к щелочным породам.

Среди туфовых пород липаритового состава встречаются такие, которые, будучи сильно пористыми, содержат много аморфного и легко растворимого кремнезема. Такого рода туфы представляют ценность для силикатной промышленности и называются трассами. Они употребляются как гидравлические добавки к цементу, применяемому для морских сооружений, и разрабатываются в Крыму на Карадаге. Среди пород липаритового состава встречаются иногда обильные залежи пемзы, например, во многих местах Армении. Пемза — прекрасный абразивный и строительный материал и для этих нужд подвергается разработке.

О полезных ископаемых, связанных с описываемыми излившимися породами, многое сказано выше. Можно подчеркнуть крупное значение их как строительных материалов, иногда также как поделочных камней, как источника для получения цемента (трассы), как абразивный материал (пемзы), как сырье для варки стекла. С полями развития кератофиров иногда бывают связаны различные полиметаллические месторождения. Так, в связи с гипабиссальными кварцевыми порфирами (фельзитовыми гранит-порфирами) Алтая стоят полиметаллические

Таблица 45

Химический состав липаритов и кварцевых порфиров в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	79,00	—	11,40	0,60	—	–	0,20	1,20	4,00	2,50	0,90	—	99,80
2	74,18	сл.	13,92	0,32	1,95	0,04	0,38	0,65	3,67	4,49	0,46	0,12	100,18
3	74,66	0,12	13,17	0,53	0,13	0,04	0,07	0,84	3,20	4,58	2,50	0,17	100,01
4	74,04	0,26	14,08	0,64	0,84	0,08	0,29	1,03	4,06	4,08	0,57	0,06	100,03
5	69,27	0,78	14,11	2,02	2,18	0,07	1,24	4,02	2,98	1,24	1,84	—	99,75
6	71,78	—	12,68	1,22	—	—	0,34	1,55	5,73	6,21	0,36	—	99,87
7	69,07	0,26	14,91	0,88	1,48	сл.	0,46	0,51	3,75	6,02	1,76	0,52	99,62
8	73,78	0,07	12,94	2,43	0,03	0,05	0,71	0,79	0,62	5,52	1,58	0,53	99,05
9	76,25	0,07	11,69	1,88	0,80	0,02	0,09	0,33	2,84	5,40	0,34	0,20	99,91
10	69,51	0,26	14,97	2,53	0,96	0,16	0,48	0,84	6,24	2,76	1,43	—	100,14

руды. Могут быть встречены и месторождения других металлических руд, например золотые, примером чего может служить Золотая гора в Приамурском крае.

Химический состав липаритов и кварцевых порфиров и их щелочных представителей дан в табл. 45, а их проекционные числа и коэффициенты — в табл. 46.

Таблица 46

Проекционные числа и коэффициенты липаритов и кварцевых порфиров

№	Q	A	C	M	k	n	c	$\bar{c}$	a'	c'	m'	f'	q
1	64,2	31,4	3,4	1,0	26	64	10	—	—	7	36	57	+40,8
2	56,4	36,1	2,0	5,5	42	53	5	—	48	—	13	39	+30,2
3	60,1	35,0	2,6	2,3	45	48	7	—	70	—	5	25	+34,7
4	57,4	37,0	2,8	2,8	37	55	8	—	38	—	17	45	+29,6
5	58,7	21,2	12,4	7,7	14	50	36	—	12	—	31	57	+35,6
6	48,8	41,3	0,0	9,9	47	42	—	11	—	78	22	—	+45,5
7	50,9	42,6	1,5	5,0	50	47	3	—	35	—	15	50	+20,8
8	64,4	24,6	2,5	8,5	77	13	10	—	64	—	13	23	+43,1
9	60,5	35,4	1,0	3,2	54	43	3	—	24	—	4	72	+35,6
10	49,4	43,8	2,6	4,2	21	73	6	—	3	—	20	77	+17,8

1 — липарит, Карадаг, Крым; 2 — липарит, Северный Кавказ, ледник Уллу-Шрак; 3 — пехштейн, оз. Севан; 4 — липарит, Камчатка, вулкан Хангар; 5 — липарито-дацит, Карадаг, Крым; 6 — обсидиан, Армения; 7 — трахилипарит, гора Железная; 8 — кварцевый порфир, Джелтимас, Таджикистан; 9 — фельзит, Экибастуз; 10 — кварцевый кератофир, Карадаг, Крым.

Из таблиц и из рис. 105 видно, что липариты и кварцевые порфиры по составу вполне аналогичны соответственным типам гранитов. На-

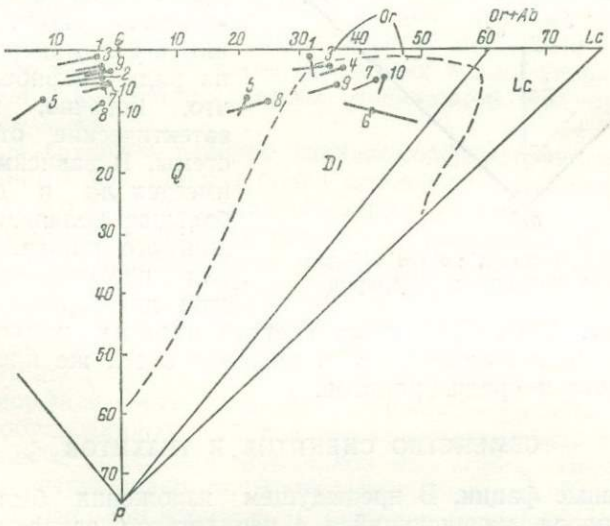


Рис. 105. Диаграмма химического состава липаритов и кварцевых порфиров. По табл. 46:

Q — кремнезем; *Di* — диопсид; *Lc* — лейцит системы диопсид—лейцит—кремнезем

блюдаются те же пределы насыщения пород кремнеземом, алюминием и щелочами. В большинстве случаев векторы цветных минералов наклонены влево вследствие наличия в их составе нормативных слюд или,

быть может, вторичного каолина. У щелочных разностей наблюдается обогащение вектора кальцием. Волластонитовая составляющая эгирин-диопсидов господствует в составе цветного компонента. Избыток щелочей и связанного с ними трехвалентного железа выделен в состав группы $\bar{c}$ и входит в построение вектора $k : n : c$. Бóльшая часть этих пород содержит из нормативного полевого шпата разности, богатые калием и натрием. Содержание анортита не превышает 15%. Содержание калиевого полевого шпата колеблется в тех же пределах. Все это указывает на то, что среди излившихся горных пород гранитовой магмы имеются по существу все представители как нормальных гранитов, так и их плагиоклазовых членов ряда (плагиолипариты), а также щелочных липаритов. Интересно, что состав обсидиана Армении (№ 6) оказался обладающим явно щелочным характером, с наличием нормативного эгиринового компонента. На диаграмме показана также проекция системы ортоклаз — диопсид — кремнезем, причем из рисунка видно, что граниты имеют тенденцию к концентрации точек близ эвтектического пункта кремнезем — ортоклаз — диопсид. Однако при соответствующих температурах и наличии минерализаторов вместо диопсида кристаллизуются более поздние фазы минералов, цветные из ряда амфиболов и слюд, что, конечно, нарушает все эвтектические отношения системы. В зависимости от того, имеется ли в составе пород большое количество калиевого полевого шпата, или альбита, или промежуточные количества их, породы располагаются в ряд (рис. 106). Диаграмма состава цветных компонентов показывает богатство их алюминием и железом в тех же пропорциях, как это имеет место и среди гранитов.

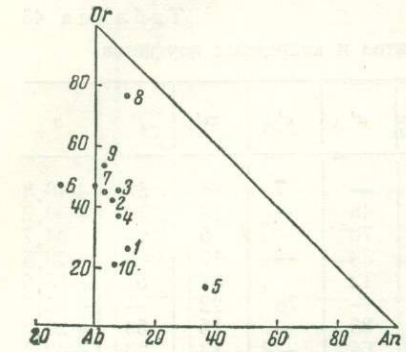


Рис. 106. Диаграмма $k : n : c$ для липаритов и кварцевых порфиров

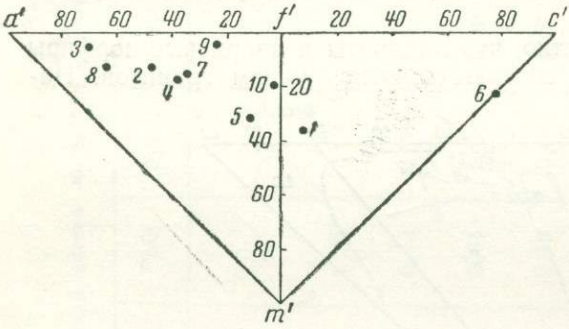


Рис. 107. Диаграмма $a' : c' : m' : f'$ для липаритов и кварцевых порфиров

СЕМЕЙСТВО СИЕНИТОВ И ТРАХИТОВ

Интрузивные фации. В предыдущем изложении был рассмотрен ряд горных пород, начинающийся с перидотитов, захватывающий габбро и кончающийся гранитами. Бóльшая часть их содержит из полевых шпатов плагиоклазы; только граниты обладают значительными количествами калиевого полевого шпата.

Среди интрузивных пород, как было указано выше (стр. 87), имеются и другие ряды и комплексы, из которых распространенными являются породы, содержащие наряду с плагиоклазами калиевые полевые шпаты. Этот ряд начинается с представителей габбро, содержащих в своем составе ортоклаз или микроклин так называемых ортоклазовых

габбро. Количество этого минерала в основных породах невелико — не превосходит нескольких процентов, но иногда оно превышает эти ограниченные пределы, и тогда ортоклазовые габбро переходят в породы, которые называются некоторыми исследователями габбро-сиенитами (В. Тарасенко). Подобно тому как габбро через кварцевые габбро переходят в диориты и кварцевые диориты, так и габбро-сиениты переходят в сиенито-диориты. Такие переходные породы объединяются в одну группу монцонитов. Состав этих пород характеризуется довольно основным плагиоклазом и наличием пироксенов наряду с амфиболами и слюдами. Вместе с тем содержание ортоклаза или микроклина достигает 60%. От этих пород наблюдается прямой переход к ортоклазово-плагиоклазовым породам, содержащим цветные минералы и носящим название сиенитов. Обычно монцониты и сиениты объединяются в одну группу сиенитов.

Типичные сиениты представляют глубинные или гипабиссальные средне- и крупнозернистые породы, в состав которых как главные минералы входят средние плагиоклазы, калиевый полевой шпат и роговая обманка. Кроме них, присутствуют часто пироксены, представленные авгитом или диопсидом, реже гиперстеном. Биотит в сиенитах встречается часто. Второстепенными минералами являются апатит, реже циркон и очень часто титанит вместе с магнетитом. Вторичные минералы представлены серицитом и эпидотом по плагиоклазам, каолином—по калиевым полевым шпатам, хлоритом и эпидотом — по цветным силикатам. Среди минералов сиенитов часто присутствует также кварц, содержащийся в количестве единичных процентов. Иногда роль кварца усиливается, и нормальные сиениты переходят в кварцевые сиениты, в которых участие кварца настолько возрастает, что содержание его доходит иногда до 20% и породы приобретают граносиенитовый состав. Граносиениты являются переходными породами от сиенитов к нормальным гранитам; две ветви описанных выше диоритовых и сиенитовых пород в семействе гранитов соединяются, будучи связаны взаимными переходами.

Структура сиенитов типично гипидиоморфно-зернистая или гранитовая. Монцониты как породы более основные сравнительно с сиенитами нормального типа служат связующим звеном с диоритами и габбро. По минералогическому составу они отличаются несколько более основным составом плагиоклазов, достигающих по содержанию анортитовой составляющей основного андезина или кислого лабрадора. Пироксены в этих породах довольно интенсивно замещаются зеленой роговой обманкой и биотитом как более поздними членами реакционного ряда минералов. Монцониты характеризуются чрезвычайно резко выраженной гипидиоморфной структурой. Их плагиоклазы развиты часто в виде совершенно образованных кристаллических неделимых, столь же совершенных, как и выделения кристаллов пироксенов. Последние встречаются в виде нарушенных позднейшими процессами форм обрастания и замещения амфиболом и биотитом. Все перечисленные минералы хорошо образованы по отношению к калиевым полевым шпатам. Кварц в монцонитах или присутствует в небольшом количестве, или отсутствует вовсе. Эти особенности структуры монцонитов привлекли к себе внимание исследователей; некоторые авторы склонны называть такую структуру с сильно выраженным идиоморфизмом плагиоклазов по отношению к калиевому полевому шпату монцонитовой. Особенности этой структуры объясняются тем, что между временем кристаллизации основных плагиоклазов ряда основного андезина или кислого лабрадора и временем выделения ортоклаза имеется большой промежуток,

в течение которого господствующие в породе плагиоклазы успевают оформиться в виде хорошо выраженных кристаллов, тогда как калиевый полевой шпат принужден приноравливаться к их уже создавшимся контурам.

В результате такого разрыва во времени между выделением главной массы плагиоклазов и калиевого полевого шпата возникают реакционные явления на контактах этих минералов. Очень часто можно видеть замещение плагиоклазовых кристаллов по краям калиевым полевым шпатом, иногда переходящее в сильную коррозию его форм позднейшим метасоматизмом. В этих условиях встречаются также тонкие мирмекитовые прорастания, указывающие на реакционные взаимоотношения остаточных растворов с плагиоклазами в последние моменты кристаллизации калиевых полевых шпатов.

Сиениты, кроме особой их разновидности — монцонитов, в остальном классифицируются по характерным цветным или другим минералам, служащим примесью к полевым шпатам. Различают нормальные или роговообманковые сиениты, авгитовые сиениты (тип Грёба) и биотитовые сиениты. В нормальных сиенитах нет такого резкого идиоморфизма плагиоклазов по отношению к калиевым полевым шпатам, какой наблюдается в монцонитах, но гипидиоморфная структура выражена ясно.

Распространение сиенитов широкое, однако они обычно не образуют крупных массивов, а встречаются в виде частей больших дифференцированных масс основного или кислого состава. В описанном выше Тагильском магматическом комплексе они связаны переходами с диоритами и с габбро. Реже встречаются переходные звенья между ними и кварцевыми диоритами. С другой стороны, в крупных гранитовых массивах кислые горные породы часто переходят постепенно в сиениты, теряя кварц. В таком случае сиениты являются гранитами, лишенными кварца. Примером распространения монцонитов и сиенитов могут служить горные породы Украины на Волыни, где развиты габбровые интрузии, переходящие в ортоклазовые габбро и габбро-сиениты и далее в сиенито-диоритовые породы. Весь этот комплекс украинских пород характеризуется содержанием гиперстена наряду с диаллагом. Монцониты развиты в Средней Азии, встречаются часто в Казахстане в связи с гранитовыми и основными породами. В литературе встречаются указания на наличие сиенитов, происшедших из аляскитов и связанных с ними переходами. Такие породы описаны на Алтае, имеются в Казахстане и в других местах. Они состоят из одного микропертита, иногда с небольшой примесью кварца и плагиоклазов, и по своему химизму близки к щелочным разностям сиенитов.

Полезные ископаемые, связанные с нормальными сиенитами, представлены теми же элементами, что были описаны для диоритов и гранитов. Среди них встречаются значительные месторождения железных и медных руд контактового происхождения в областях контактов этих пород с известняками. Примером таких месторождений могут служить известные месторождения гор Высокой и Благодати на Урале, месторождения железных руд Монцони и ряд других. Медные месторождения этого типа встречаются реже, но известны, например, в районе Тагила (Меднорудянский рудник). Характерно, что на Урале месторождения, связанные с сиенитами, стоят в том же ряду и в том же геологическом положении, в каком находятся месторождения железа и меди в районе г. Серова (Турьинские рудники), где в том же комплексе магматических пород вместо сиенитов развиты кварцевые диориты. С монцонитовыми месторождениями в скарнах иногда встречаются месторождения

редких металлов, например, месторождения шеелита (Средняя Азия, Таджикистан). Они связаны с явлениями выноса руд растворами в областях контактов и в особых жилах, имеющих по составу характер контактовых пород, называемых скарнами и состоящих существенно из гранатов и диопсида.

Химические анализы сиенитов даны в табл. 47.

Гипабиссальными разновидностями сиенитов являются различные микросиениты и сиенит-порфиры. Микросиениты обладают таким же составом, какой описан для обыкновенных сиенитов, отличаясь от них только своей мелкозернистой или даже плотной структурой; составные части этих пород различимы часто только под микроскопом. Сиенит-порфирами называют микросиениты, содержащие порфировые выделения полевых шпатов или цветных минералов. Эти породы приурочены к гипабиссальным формам интрузий, обычно небольшого размера, например, они встречаются в виде даек и жил, развиты в небольших штоках, а иногда приурочены к краевым частям интрузивных тел, обладающих в центральных частях среднезернистой или даже крупнозернистой структурой. Наличие таких мелкозернистых и сиенит-порфировых фаций у массивов свидетельствует о том, что они застывали в гипабиссальных условиях, в охлажденной среде, и что их порфировые каемки можно считать каемками охлаждения, быстро застывшими, закаленными фациями интрузива.

Жильная свита сиенитов представлена, во-первых, сиенит-порфирами и микросиенитами, то есть породами гипабиссальной фации, застывшими в виде жил среди интрузивной массы и представляющими внедрения из глубоких, еще

Таблица 47

Химический состав сиенитов и пород их жильной серии в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	50,48	0,88	17,72	5,26	3,73	0,25	5,30	10,02	2,62	2,72	0,49	0,15	99,62
2	51,22	0,68	19,72	2,89	3,90	0,45	3,33	9,19	4,88	2,03	1,84	0,15	100,28
3	57,32	0,82	17,66	2,39	4,69	0,11	3,26	6,32	3,52	3,69	0,01	0,18	99,97
4	60,27	1,40	15,35	4,44	3,27	0,19	2,05	4,77	2,83	2,87	2,12	0,59	100,15
5	62,08	0,60	16,06	0,89	4,09	0,09	3,11	3,79	1,74	5,52	1,42	0,28	99,67
6	64,68	0,35	15,89	1,99	2,18	0,15	1,16	3,27	4,01	5,12	0,59	0,17	99,56
7	51,34	0,76	16,52	2,48	6,72	0,08	6,99	7,58	1,46	3,21	2,62	0,52	100,28
8	52,56	1,56	13,37	6,70	0,76	—	8,46	6,11	3,24	4,62	2,39	—	99,77

не застывших частей магматического очага. Встречаются также аплитовые сиенитовые породы, которые можно называть сиенит-аплитами. Они представляют собой жилы мелкозернистых сиенитов, отличающихся своим лейкократовым характером и аплитовой структурой, и, вероятно, являются анхиэвтектическими породами, застывшими без участия минерализаторов. Сиенит - пегматиты также встречаются среди сиенитов, но обычно являются редкими породами, представленными маломощными жилами.

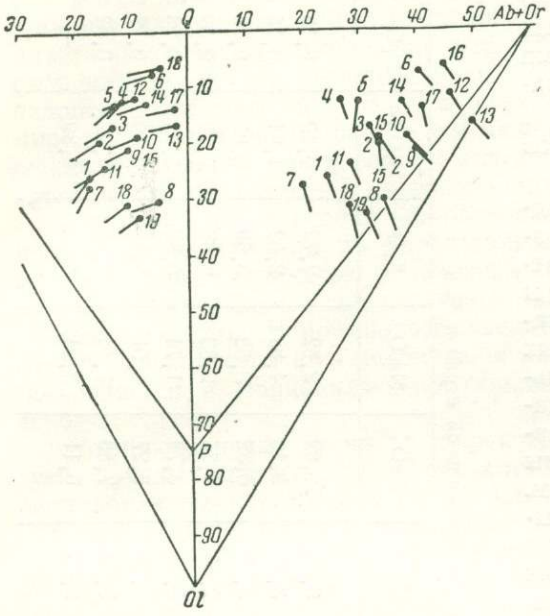


Рис. 108. Диаграмма химического состава сиенитов. По табл. 48

Интересным типом жильных пород являются сиенитовые лампрофиры, отличающиеся своим меланократовым характером и окраской в темносерый цвет благодаря обилию роговой обманки, наряду с которой в качестве существенной составной части породы присутствует калиевый полевой шпат, ортоклаз или микроклин. Благодаря тому что в составе пород содержатся минералы различной температурной стадии выделения, например роговая обманка и ортоклаз, роговая обманка всегда развита в виде правильных шестоватых кристалликов зеленого или светлокоричневого цвета, среди которых расположены зерна ортоклаза, хотя и менее совершенные, но тоже хорошо образованные. Судя по хорошей оформленности того и другого компонента, можно думать, что их кристаллизация происходила одновременно и что состав пород близок к эвтектике для этих двух компонентов. Однако часто роговая обманка встречается в избытке против эвтектики, и в лампрофирах наблюдаются многочисленные порфировые выделения этого минерала, хотя и в отсутствие порфировых выделений полевых шпатов. Ортоклаз в этих породах часто замещается альбитом в виде пертитовых вростков или метасоматических каемок. Эти своеобразные роговообманковые сиенитовые лампрофиры получили название вогезитов, так как впервые описаны из Вогез. Они встречаются не так часто, но известны из сиенитовых и гранодиоритовых массивов Казахстана.

Другим типом сиенитовых лампрофиров являются сравнительно редкие породы, состоящие из ортоклаза и биотита. Эти два минерала близки по температурному интервалу выделения, вследствие чего их совместное развитие более естественно, чем совместное развитие роговой обманки и ортоклаза. Биотитово-ортоклазовые лампрофиры получили особое название минетте. Минеттовые жилы состоят по существу из идиоморфных кристалликов и листочков биотита и кристалликов калиевого полевого шпата. Часто биотит выделяется в виде порфировых вкрапленников. Количество обоих минералов в составе пород одинаковое. Часто к ним присоединяются еще порфировые выделения авгита

и оливина, минералов, указывающих на пересыщение расплава фемическими компонентами. Минетте встречаются в виде жил среди сиенитов, среди диоритов и гранитов, а также иногда и среди пород, окружающих массивы.

Химические анализы всех описанных пород даны в табл. 47, а их проекционные числа и коэффициенты в табл. 48.

Таблица 48

Проекционные числа и коэффициенты сиенитов

№	Q	A	C	M	k	n	c	a'	c'	m'	f'	q
1	32,6	24,0	17,4	26,0	24	34	42	—	23	40	37	— 2,4
2	31,2	33,6	15,6	19,6	15	54	31	—	29	32	39	— 7,5
3	38,1	31,7	13,2	17,0	29	42	29	—	16	39	45	+ 3,0
4	47,3	26,9	12,8	13,0	27	41	32	—	8	31	61	+ 8,4
5	45,7	29,8	11,7	12,8	49	23	28	6	—	78	16	+14,2
6	45,6	40,3	6,3	7,8	39	47	14	—	21	21	58	+12,7
7	34,5	20,0	17,9	27,6	30	22	48	—	10	52	38	— 9,8
8	30,6	34,1	5,1	30,2	42	45	13	—	21	55	24	— 4,1
9	28	40	11	21	40	40	20	—	26	33	41	—13
10	34	38	9	19	33	49	18	—	25	30	45	— 3
11	33	28	15	24	26	39	35	—	16	43	42	— 4
12	33	46	9	12	33	50	17	—	18	29	53	—11
13	31	50	2	17	48	48	4	—	29	34	37	—10
14	41	38	8	13	43	40	17	—	14	34	52	+ 6
15	39	33	9	19	38	40	22	—	6	58	36	+ 5
16	43	45	5	7	36	54	10	—	18	25	57	+ 7
17	43	41	2	14	48	48	4	—	3	39	58	+ 9
18	30	28	11	31	26	46	28	—	11	58	31	— 6
19	27	31	9	33	43	35	22	—	18	53	29	—10

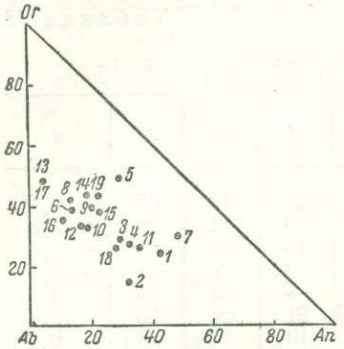
1 — габбро-сиенит (монцонит), Таласский Алатау; 2 — монцонит (оливиновый габбро-сиенит), Кушва, Урал; 3 — монцонит, Моголтау; 4 — сиенит, Карагандинский район; 5 — кварцевый сиенит, Чукотка; 6 — граносиенит, Воронежская обл., район Павловска; 7 — вогезит, р. Ульдыгич, Дальний Восток; 8 — авгитовая минетте, Эльзас; 9 — монцонит, среднее по Ниггли; 10 — лейкократовые монцониты, среднее по Ниггли; 12 — монцонит-сиениты, среднее по Ниггли; 13 — сиениты, среднее по Ниггли; 14 — роговообманковые сиениты, среднее по Дэли; 15 — слюдяные сиениты, среднее по Дэли; 16 — граносиениты, среднее по Дэли; 17 — сиенит-граниты, среднее по Дэли; 18 — вогезиты, среднее по Дэли; 19 — минетте, среднее по Дэли.

Эти данные показывают, что сиениты, в отличие от диоритов и гранодиоритов, обладают более щелочными полевыми шпатами при явном преобладании калия над натрием или равенстве этих компонентов. На этом основании Ниггли относит сиениты к калиевому ряду горных пород. Вследствие значительного содержания калия вектор на левой стороне диаграммы рис. 108 короче, чем у диоритов. Диаграмма ясно показывает, что породы эти богаты калием (рис. 109) и относительно богаты анортитовой составляющей, особенно монцонитовые сиениты.

Сиенит-граниты и граносиениты Ниггли встречаются и среди приведенных нами анализов, являясь переходными между сиенитами и гранитами.

Трахиты и ортофиры. Излившиеся аналоги сиенитов нормального ряда называются трахитами для кайнотипных представителей и ортоклазовыми порфирами или ортофирами для палеотипных разностей. Ортофир — сокращенное от слов ортоклазовый порфир, что означает порфир, содержащий вкрапленники калиевых полевых шпатов.

Трахиты изливаются и в настоящее время. Они широко известны в областях кайнозойской эффузивной деятельности, но встречаются редко среди более древних отложений, так как в этом случае они не сохраняются, постепенно подвергаясь отчасти диагенетической перекристаллизации, отчасти изменениям под влиянием различных поверхностных и глубинных процессов в течение всего последующего после излияния времени, очень длительного для мезозойских и палеозойских пород. Иногда и более молодые породы сильно изменены.



Риу. 109. Диаграмма $k:n:c$ для сиенитов

Трахиты представляют собой светлые — белые, желтоватые, сероватые, иногда слегка розоватые или других оттенков — породы, шероховатые наощупь вследствие их пористости, за что они и получили свое название. На их плотной, иногда пористой поверхности видны вкрапленники, представленные санидином и плагиоклазами, реже с небольшой примесью цветных минералов, из которых встречаются авгит, роговая обманка и реже биотит. Вкрапленники полевых шпатов идиоморфны, как и выделения цветных силикатов. Основная масса состоит часто из микролитов с незначительной примесью стекла. В этом случае микролиты санидина и плагиоклазов тесно соприкасаются друг с другом, стекло же присутствует иногда между ними в небольшом количестве. Микролиты в основной массе расположены в флюидальные потоки, обтекающие вкрапленники минералов первого поколения и отражающие течение лавы во время остывания. Такая структура особенно характерна для трахитов и вообще для пород, основная масса которых состоит в значительной степени из щелочных плагиоклазов и калиевого полевого шпата. По трахитам такая структура основной массы получила название трахитовой (рис. 110). Кроме нее, встречаются и другие разности структур. Так, у богатых кремнеземом аналогов трахилипаритов может встречаться структура, свойственная богатым кремнеземом расплавам, то есть фельзитовая или стекловатая. Такие породы в природе трудно отличимы от соответствующих фельзитов или витрофиров липаритов. Встречаются часто и сферолитовые структуры, свойственные кислым и богатым калиевым полевым шпатом расплавам. Цветные минералы в

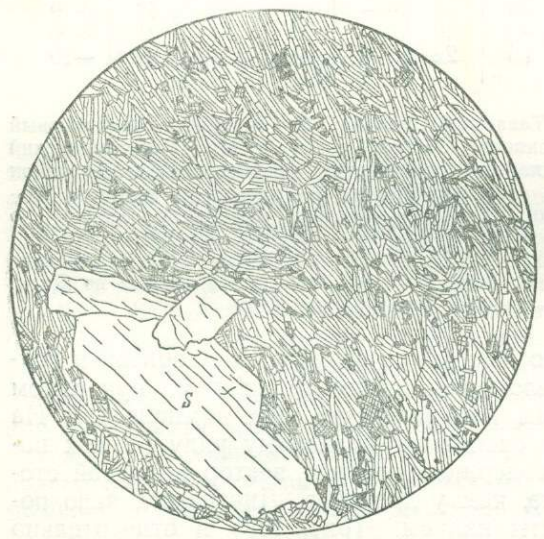


Рис. 110. Эгириновый трахит. Кастелло, Иския. Трахитовая структура основной массы. S — санидин (вкрапленники и микролиты); сетка — эгирин-авгит; черное — магнетит

основной массе исключительно редки, они наблюдаются только в центральных частях больших лавовых потоков, или в дайках и жилах, служивших в вулканических районах подводящими каналами для излияний, или в неглубоких лакколитовых залежах, в которых по структуре породы бывают сходны с излившимися. Роговая обманка и биотит вкрапленников часто опацитизированы.

Древние и мезозойские порфиры отличаются тем, что в них санидин подвергся диагенетическому перерождению в ортоклаз или микроклин, а стекло, плохо сохраняющееся, обычно нацело замещено вторичными продуктами. Продуктами раскристаллизации стекла являются в кислых разностях фельзиты, происшедшие за счет раскристаллизации вскоре после застывания породы еще в горячем состоянии, в связи с процессом отпускания при постепенном и медленном охлаждении. Таким же образом структура иногда получается даже зернистой, и тогда основная масса распадается на полевошпатовые или полевошпатово-кварцевые агрегаты мелкозернистой и безразлично аллотриоморфной структуры для всех компонентов. Подобная основная масса встречается часто у ортофиров и называется поэтому ортофировой.

Продуктами изменения минералов в порфирах являются значительные массы каолина, серицита или иногда эпидота, хлориты, окислы железа и другие вторичные минералы. Вследствие их обильного развития в виде тонко распыленных продуктов они придают породам характерные, иногда яркие и красивые цвета. Порфиры часто бывают окрашены в красные и зеленые цвета, иногда имеют красивые желтые или коричневые окраски. Благодаря этому порфиры употребляются иногда для украшения зданий, для различных произведений искусства, в качестве поделочного камня и для других целей.

Трахитовые и порфировые туфы, сложенные обломочными продуктами извержений, часто развиты в природе среди вулканогенных продуктов. Это или тонкозернистые пепловые туфы, иногда обладающие тонкой слоистостью, или это продукты цементации вулканических пеплов и песка, или, наконец, продукты цементации лапилли и бомб. Если в них имеется примесь посторонних пород, то такие крупнообломочные туфы называются агломератовыми.

Полезные ископаемые, связанные с трахитами и порфирами, не говоря о породах как таковых, представлены теми же объектами, какие свойственны и другим ранее описанным средним и кислым породам, поскольку они всегда встречаются совместно, образуя вулканические комплексы, к которым и приурочены различные месторождения. К сказанному ранее о липаритах и кварцевых порфирах, а также дацитах и андезитах необходимо добавить, что возможно нахождение среди всех этих пород продуктов изменения их под влиянием послевулканических фумарольных процессов. При этих процессах воздействие сернокислых фумарол часто ведет к преобразованию пород в алуниты, служащие для получения солей алюминия, необходимых в кожевенной и химической промышленности.

Трахиты встречаются в различных частях света. Наиболее они развиты на центральном плоскогорье Франции, на Рейне, в Северной Италии, близ Неаполя. В СССР трахиты встречаются на Кавказе, в Армении, откуда они описаны в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и его учеников. Близ Пятигорска вместе с липаритами и промежуточными членами ряда — трахилипаритами, они участвуют в строении лакколитов и, как указано выше в разделе о липаритах, имеют ясно выраженный щелочной характер. Ортофиры встречаются частью в тех же районах, представляя более ранние мезозойские излияния, например, ортофиры

Таблица 49

Химический состав трахитов и ортофиров в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	62,65	1,34	15,97	5,23	0,32	0,34	0,69	2,64	2,65	5,88	1,23	0,89	99,83
2	65,49	—	18,95	2,55	1,36	—	0,60	2,06	3,45	5,08	0,71	0,37	100,62
3	69,07	0,26	14,91	0,88	1,48	сл.	0,46	0,51	3,75	6,02	1,76	0,52	99,62
4	58,43	1,11	18,58	3,00	1,22	0,09	0,13	3,50	4,78	5,82	0,94	1,63	99,23
5	64,05	—	16,06	2,43	5,72	—	0,34	3,15	2,64	4,63	0,55	—	99,57

окрестностей Садонского рудника на Северном Кавказе. Они широко распространены на Урале, где на восточном его склоне образуют горизонт среди верхнесилурийских и нижнедевонских отложений. Широко распространены ортофиры

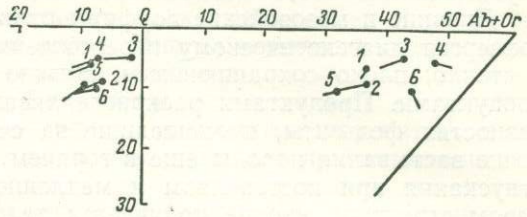


Рис. 111. Диаграмма химического состава трахитов и ортофиров. По табл. 50

в Казахстане и на Алтае, встречаются и в других местах. Алтайские порфиры служат прекрасным поделочным камнем.

Химический состав трахитов и ортофиров дан в табл. 49, а их проекционные числа и коэффициенты в табл. 50.

Данные этих таблиц, будучи нанесены на диаграмму, ясно показывают то же положение трахитов, что свойственно и сиенитам (рис. 111). На диаграмме состава нормативных полевых шпатов видно, что все трахиты богаты калиевым полевым шпатом (рис. 112), а цветные минералы их содержат, с одной стороны, слюды, с другой — пироксены и амфиболы, что обусловливает наклон соответственных векторов правой половины диаграммы (рис. 113).

Щелочные сиениты. Щелочные сиениты развиты в природе в различных ассоциациях с другими породами. С одной стороны, они встречаются как фациальные члены ряда нормальных сиенитов и монцонитов. Особенно часто последние, имея сами несколько щелочной характер, встречаются в связи со щелочными породами, продолжающими щелочную тенденцию, ясно выраженную у монцонитов. Такими сиенитами щелочного характера являются сиениты, развитые в связи с габбровыми интрузиями восточного склона Урала в районе горы Высокой и Благодати. Здесь щелочные сиениты выступают в восточном контакте сиенитовых массивов с породами зеленокаменной серии. Они постепенно переходят в монцониты, связанные ге-

нетически с ортоклазовыми габбро района, лежащего западнее сиенитов. С другой стороны, щелочные сиениты встречаются в широком развитии в связи со щелочными и нормальными гранитами, особенно в районах

Таблица 50

Проекционные числа и коэффициенты трахитов и ортофиров

№	Q	A	C	M	k	n	c	a'	c'	m'	f'	q
1	48,4	36,8	8,2	6,6	49	33	18	10	—	17	73	15,7
2	48,0	36,7	6,2	9,1	42	43	15	54	—	10	36	18,6
3	50,9	42,6	1,6	4,9	50	47	3	36	—	16	48	30,7
4	39,2	47,9	7,3	5,6	39	48	13	—	26	4	70	1,3
5	48,3	31,7	9,6	10,4	41	36	23	15	—	7	78	13,1
6	39	44	7	10	40	46	14	—	12	25	63	3

1 — кварцевый трахит, оз. Севан; 2 — то же, р. Гочас-чай, Армения; 3 — трахилипарит, гора Железная, район Минеральных Вод, Кавказ; 4 — трахит пироксеновый о. Сардиния; 5 — ортофир, с. Сухая Воля, Волынь; 6 — трахиты, среднее по Дэли.

развития типичных щелочных пород, которыми являются нефелиновые сиениты. Примером такого рода щелочных сиенитов являются щелочные сиениты Ильменских гор, Кольского п-ова, Ждановского района на Украине и многие другие.

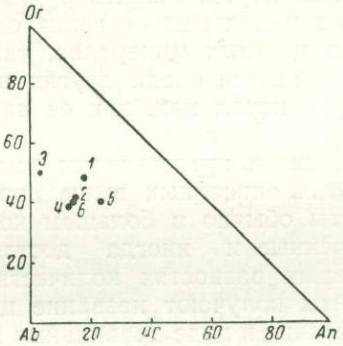


Рис. 112. Диаграмма $k : n : c$ для трахитов и ортофиров.

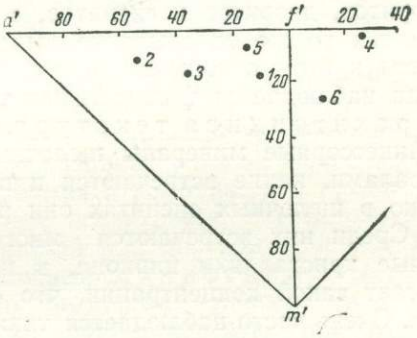


Рис. 113. Диаграмма $a' : c' : m' : f'$ для трахитов и ортофиров

Щелочные сиениты представляют собой светлые, серые, розовато-серые, розовые или белые зернистые массивные, иногда шлировые и полосатые породы, состоящие существенно из щелочных полевых шпатов и тех или иных цветных компонентов, с примесью небольшого количества второстепенных минералов. Щелочные полевые шпаты представлены в них калиевыми полевыми шпатами и альбитом. Представителями калиевых полевых шпатов являются ортоклаз, микроклин, иногда анортоклаз и переходные натрийсодержащие разности, натровый ортоклаз и микроклин. В различных породах встречаются обычно те или иные из этих разновидностей. Цветные компоненты представлены щелочными амфиболами и пироксенами, а также лепидомеланом. Количество цветных компонентов колеблется от следов до 30%, от чего зависит лейкократовый или меланократовый и мезолитовый характер пород. Величина зерна колеблется в широких пределах, встречаются как плотные микросиенитовые типы пород, так и разности, близкие к пегматитам. Текстура щелочных сиенитов массивная или имеет характер неправильный,

шлировый, когда участки разного состава или разной величины зерна неправильно переходят друг в друга на относительно небольшом расстоянии, иногда в одном взятом для исследования штуфе. Такого рода неправильная шлировость наблюдается в сиенитах Ждановского района. В других случаях эта шлировость принимает полосатый вид, и полосы различного состава или структуры чередуются друг с другом. Иногда текстура бывает сланцеватой, и породы имеют вид гнейсов или кристаллических сланцев. Примером этого последнего типа текстур могут служить щелочно-сиенитовые породы Ильменских гор на Урале.

Такие различия в текстурах зависят от способов происхождения этих пород. Структура пород, выражающаяся во взаимоотношениях их минералов под микроскопом, является гипидиоморфно-зернистой, иногда аплитовидной. Она осложняется многочисленными проявлениями реакционных взаимоотношений минералов. К характерным особенностям структуры щелочных сиенитов и других щелочных пород принадлежит плохая оформленность цветных компонентов, часто встречающаяся в этих породах. Плохая оформленность цветных компонентов привела к выводу, что при образовании этих пород светлые минералы выделялись раньше, чем цветные, и что этим структура отличается от нормальных структур, свойственных гранитам. Сама же эта последовательность кристаллизации получила название агпаитовой (агпаиты — одна из разностей нефелиновых сиенитов). Однако, по нашим наблюдениям, и для гипидиоморфных структур гранитового типа пород, например для гранодиоритов, диоритов и сиенитов, а также и для многих гранитов, наблюдается то же опаздывание выделения цветных минералов, так что агпаиты в этом отношении ничем не выделяются среди других пород. Иногда наблюдается флюидальная текстура пород или, как ее называют, трахитоидная текстура.

Акцессорные минералы щелочных сиенитов представлены теми же минералами, какие встречаются и в других описанных выше породах. Однако в щелочных сиенитах они развиты обычно в большем количестве. Среди них встречаются многочисленные и иногда достаточно крупные кристаллики циркона, в некоторых разностях количество их достигает такой концентрации, что сиениты получают название цирконовых. Очень часто наблюдается также титанит в виде правильных идиоморфных кристалликов конвертообразной формы. Встречаются кристаллики апатита и ортита. Из рудных минералов характерен ильменит, но имеется также и магнетит. Следует отметить, что в щелочных сиенитах встречаются иногда особые минералы. Так, им и щелочным гранитам свойственен триклинный энигматит, далее в них попадаются иногда различные редкоземельные минералы, особенно часто приуроченные к их пегматитам. Поэтому пегматиты щелочных сиенитов представляют особый интерес как источник различных редких минералов, таких, как мозандрит, джонструпит, чевкинит, самарскит и многие другие.

Среди щелочных сиенитов встречаются следующие разности. Во-первых, пироксеновые щелочные сиениты, в которых пироксен представлен эгирин-авгитом, эгирином или же иногда диопсидом. По этим пироксенам сиениты получают соответственные наименования. Эгирин-авгитовые сиениты района Осло в Норвегии носят название лаурвикитов по имени местечка, в районе которого они развиты. Встречаются также амфиболовые щелочные сиениты (умптектиты по горам Умптек), лепидомелановые щелочные сиениты (пуласкиты), щелочные гранатовые сиениты на мысе Святой Нос на Байкале (святоситы), в которых гранат представлен андрадитом. Все эти

специальные географические названия могут быть с успехом заменены рациональными терминами по характерным цветным минералам, встречающимся в породах.

Распространение щелочных сиенитов невелико. Они встречаются в районах развития щелочных пород вместе с нефелиновыми сиенитами. Такими районами являются Ильменские горы, район Жданова, где они сопровождают нефелиновые сиениты, Кольский п-ов. Они известны далее из Казахстана, где описаны А. Н. Заварицким со среднего течения р. Ишима, в Средней Азии, в Саянах на Ботогольском гольце, в Забайкалье, на Алдане, Сахалине и в других местах. В Фенноскандии они известны из Швеции (Альмунге), из района острова Альнё, из района Осло в Норвегии. Они отмечены также и в других частях света. Большей частью они расположены вблизи или среди платформенных образований в связи с нарушениями и расколами континентальных платформ в результате тех или иных явлений диастрофизма.

Полезные ископаемые, связанные со щелочными сиенитами, преимущественно приурочены к их пегматитам, содержащим различные минералы и являющимся иногда источником минерального полевошпатового сырья.

Щелочные сиениты связаны постепенными переходами со щелочными гранитами, а через последние часто и с нормальными гранитами. Таким образом, парагенетические связи пород в различных петрографических ассоциациях могут носить разнообразный характер. Переходы в щелочные граниты совершаются через щелочные граносиениты (нордмаркиты), которые по кислотности занимают промежуточное положение между ними.

Гипабиссальные фации щелочных сиенитов представлены щелочными сиенит-порфирами. В окрестностях Осло в Норвегии встречаются жильные и излившиеся породы, сходные между собой, имеющие порфировую структуру и получившие название ромбопорфиров за то, что полевой шпат их развит в формах и комбинациях, представляющих прекрасные ромбические спайные поверхности, блестящие, в виде крупных граней на фоне мелкозернистой или плотной породы. Кроме сиенит-порфиров, встречаются и щелочные микросиениты, а также щелочные сиенит-аплиты. Если щелочные микросиениты и сиенит-порфиры представляют собой жильную и краевую гипабиссальную фацию интрузий, то сиенитовые аплиты являются последними остаточными жильными породами. К числу остаточных жильных пород относятся также и щелочные сиенитовые пегматиты. Их состав соответствует глубинным породам, но, как и все пегматиты, они отличаются своим грубозернистым и гигантолитовым строением, причем встречаются жилы, по своему строению сходные с гранитовыми пегматитами. Можно отметить, что в сиенитовых пегматитах по сравнению с соответствующими сиенитами различные редкие минералы содержатся в значительно большем количестве.

Своеобразными аплитовыми породами щелочных сиенитов являются бостониты, отличающиеся от других разностей сиенитовых аплитов своей трахитоидной структурой, заключающейся в том, что в них полевые шпаты, преимущественно анортоклаз или альбит и калиевый полевой шпат или плагиоклазы, образуют флюидальные потоки, состоящие из тесно сближенных друг с другом кристалликов, наподобие структуры трахитов.

Своеобразными жильными породами, близкими по химическому составу к щелочным сиенитам, являются альбититы и ортозиты, состоящие соответственно из альбита и ортоклаза. Первые встречаются

в виде жил, в особенности среди ультраосновных пород. Они состоят из альбита с небольшой примесью других минералов. Ортозиты развиваются среди щелочных пород. Их жилы и дайки известны на горе Никольской на Среднем Урале, где они состоят из микропертита с небольшой примесью кварца и биотита и постепенно переходят в гранитовые дайки.

Лампрофирами щелочных сиенитов могут быть как минетте, так и вогезиты. Реже среди них встречаются дайки спессартитов.

Щелочные трахиты. Излившимися аналогами щелочных сиенитов являются щелочные трахиты. Их внешний вид и состав чрезвычайно сходны с видом и составом трахитов нормального ряда. Санидин и альбит играют роль главных минералов среди вкрапленников, иногда к ним присоединяется немного цветных минералов — эгирина, диопсида, амфибола или лепидомелана. В переходных разностях к щелочным липаритам появляются порфировые выделения кварца, но очень редкие, тогда как в основной массе некоторых застывших поблизости от поверхности Земли гипабиссальных разностей пород кварц принадлежит к типичным минералам, участвующим в строении микрогранитовой или фельзитовой массы. Таковы щелочные трахилипариты лакколитов Минеральных Вод, в которых цветные минералы представлены иногда диопсидом, несколько щелочной роговой обманкой или лепидомеланом (бештауиты). Структура щелочных трахитов типичная трахитовая, еще более отчетливо выраженная, чем в трахитах нормального ряда. Вообще, чем богаче порода щелочными полевыми шпатами, тем чаще в ней встречается и резче выражена трахитовая структура (рис. 110).

Древние, сильно измененные щелочные трахиты получили название кератофиров. Среди их вкрапленников встречаются те же минералы, что и в кайнотипных породах, кроме санидина, вместо которого развиты кристаллы ортоклаза или микроклина. Кроме того, в палеотипных породах наблюдается много вторичных минералов, как-то: серицит и каолин, часто также минералы группы хлоритов; цветных минералов и эпидота немного, так как в первичных породах развит альбит, который обычно сохраняется. Наличие цветных щелочных минералов в составе пород может быть хорошим подтверждением правильности отнесения пород к щелочному ряду, тогда как присутствие среди вкрапленников альбита не может служить достаточным критерием их первичной щелочности, так как альбит может быть вторичным вследствие альбитизации более основного плагиоклаза, например, олигоклаза или андезина. Химический анализ даст на вопрос более точный ответ. Указанием является также относительное количество эпидота среди продуктов разложения первичных полевых шпатов или вне их, если альбитовые кристаллы очищены, отмыты растворами от эпидота. Наличие щелочных кератофиров подтверждается нахождением среди них щелочных амфиболов и пироксенов, например, в долине р. Лан в Сланцевых горах или на Гарце и в других местах. Иногда при отсутствии в них этих минералов принадлежность пород к щелочному ряду подтверждается аналитически и наличием пространственной связи с соответственными щелочными сиенитами. Таковы, например, многие ортофиры зеленокаменной полосы Урала, пространственно связанные с гипабиссальными и глубинными фациями сиенитов щелочного характера. Ввиду неопределенности и неясности многих вопросов при определении систематического положения ряда излившихся пород в литературе указываются различные названия близкого круга пород, причем среди кератофиров у разных авторов можно найти представителей как андезитовых, так и дацитовых порфиритов, подвергшихся альбитизации после их

застывания. С другой стороны, среди ортофиров можно встретить типичных по химизму представителей щелочных пород.

Существует особый термин альбитофиры. Это породы, вкрапленники которых представлены альбитовыми кристаллами, а основная масса часто имеет андезитовый или трахитовый характер структуры. Часть альбитофиров относится к типичным кератофировым породам, часть же представляет альбитизированные порфириты кислого дацитового ряда с фельзитовой структурой. При сильном метаморфизме эти породы также трудно различить, и отсюда возникает неясность терминологии во многих петрографических работах.

Распространение кератофиров и щелочных трахитов довольно широкое. Современные и недавно потухшие вулканы изливали лавы щелочного трахитового состава в Оверни (Франция) и в Италии. Эти породы можно встретить на Кавказе, часто с переходами к щелочным трахилипаритам. Кератофиры щелочного состава встречаются среди мезо- и палеозойских горных сооружений в ассоциации с диабазами и диабазовыми порфиритами и спилитами. Они образуют так называемые диабазово-спилито-кератофировые формации, в которых эти породы чередуются друг с другом, причем чаще вначале господствуют диабазово-спилитовые излияния, а в конце они сменяются господством кератофиров.

Полезные ископаемые, связанные с кератофирами, представлены рудами, приуроченными обычно к ним и к сопровождающим их спилитам. Сюда относятся месторождения колчеданов, служащих для выплавки меди и встречающихся в виде линзообразных или иногда пластовых залежей, происшедших путем замещения различных пород, входящих в состав толщи. Заме-

Таблица 51

Химический состав щелочных сиенитов, трахитов и кератофиров в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	61,69	0,34	19,58	1,73	2,12	0,06	1,22	1,36	8,21	2,65	0,58	0,07	99,61
2	64,14	0,53	18,10	1,30	0,98	0,09	0,87	1,49	7,45	4,98	0,33	0,13	100,39
3	59,26	0,60	17,54	2,45	1,47	0,08	3,72	2,41	0,65	10,10	1,61	0,20	100,09
4	58,68	0,67	17,90	3,13	1,83	0,19	0,57	6,75	4,52	5,28	0,15	—	99,67
5	54,48	0,26	21,28	1,93	2,76	0,84	0,44	1,54	9,78	3,65	2,85	—	99,81
6	62,08	0,79	17,30	3,79	4,05	0,65	0,13	1,77	4,94	4,04	0,53	0,09	100,16
7	59,36	0,59	19,94	0,77	2,17	0,44	1,17	2,06	4,52	6,68	1,52	0,16	99,38
8	56,97	0,52	21,46	0,77	2,18	0,35	1,24	3,00	2,99	10,09	0,92	0,15	100,64
9	62,86	—	12,23	3,65	—	—	3,87	3,83	1,23	9,16	3,37	—	100,20

щению подвергаются как кератофиры и спилиты, так и сопровождающие их прослои осадочных пород или жильные гипабиссальные залежи альбитофиров и гранит-порфиров. Замещение происходит путем образования рассеянных рудных минералов или сплошных скоплений колчеданов с небольшой примесью нерудных минералов. Медный колчедан и его производные, реже блеклые медные руды, пирит, свинцовый блеск и цинковая обманка, — вот перечень главнейших рудных минералов, обычно содержащих также связанное золото и серебро, добываемое из руд попутно.

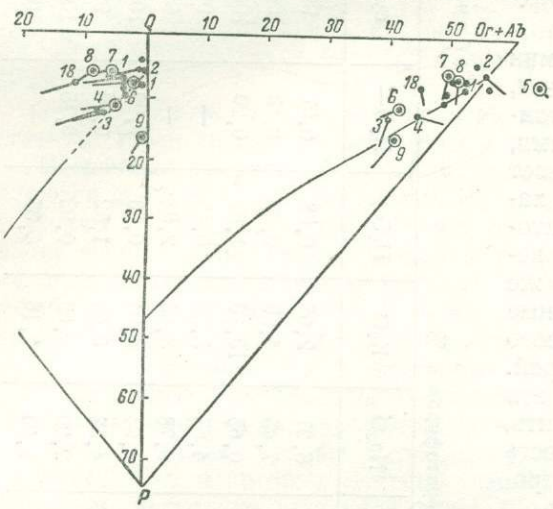


Рис. 114. Диаграмма химического состава щелочных сиенитов (по табл. 52). На диаграмме пронумерованы лишь некоторые точки во избежании затемнения рисунка. Полые кружки соответствуют эффузивным породам

Щелочные трахиты сопровождаются часто рыхлыми туфовыми залежами, служащими добавкой в гидравлическом цементе (трассы). Той же цели служат и трахитовые туфы, носящие название п у ц ц о л а н.

Химический состав щелочных сиенитов, трахитов и кератофиров приведен в табл. 51, а их проекционные числа и коэффициенты в табл. 52.

Как видно из этих таблиц и из рис. 114, щелочные сиениты и их излившиеся аналоги близки между собой по составу и отличаются от соответствующих пород нормального ряда своим богатством щелочами, что на диаграмме выражается смещением точек направо, в сторону увеличения количества *A* и уменьшения количества *C*. Направление векторов у них отличается непостоянством. Среди избранных примеров нет анализов, в проекционных цифрах которых появляется второстепенный член *c*, а обыкновенный член анортитовой извести пропадает. В щелочных породах сиенитового ряда, как это видно из табл. 52, проекционное число *c* вообще не должно быть значительным. Оно увеличивается в сторону перехода к более основным породам. Как видно из рис. 115, среди щелочных сиенитов и их излившихся аналогов имеются разности, богатые калием и натрием, и переходные члены ряда, а среди векторов, характеризующих цветной компонент, наблюдается большое разнообразие в пределах от биотита до пироксенов, богатых кальцием (рис. 116). Из имеющихся анализов особо стоит трахит № 5 с Кольского полуострова. По своему составу он ближе к нефелиновым сиенитам и фонолитам, которые будут описаны ниже. Бóльшая часть анализов располагается близко к эвтектической линии

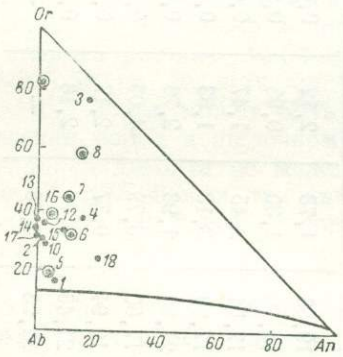


Рис. 115. Диаграмма $k:n:c$ для щелочных сиенитов и трахитов. Точки—щелочные сиениты; кружки—трахиты

Таблица 52

Проекционные числа и коэффициенты щелочных сиенитов и их излившихся аналогов

№	Q	A	C	M	k	n	c	a'	c'	m'	f'	q
1	37,0	52,1	3,9	7,0	16	77	7	16	—	31	53	— 1,3
2	37,7	55,9	0,7	5,7	30	69	1	—	30	29	41	— 1,5
3	40,0	39,9	7,3	12,8	77	7	16	14	—	55	31	+ 5,4
4	34,8	44,9	8,0	12,3	37	48	15	—	50	10	40	+ 3,9
5	26,2	64,1	2,1	7,6	19	78	3	—	15	11	74	—20,1
6	42,9	41,5	5,2	11,4	31	58	11	21	—	2	77	+10,0
7	39,1	49,7	5,5	5,7	44	46	10	—	6	37	57	+ 1,0
8	33,7	51,4	8,9	6,0	59	26	15	1	—	41	58	— 8,3
9	42,4	40,4	0,5	16,7	82	17	1	31	—	47	22	+11,3
10	42	51	1	6	29	68	3	—	38	29	33	+ 5
11	41	54	1	4	29	69	2	—	43	11	46	+ 3
12	38	53	1	8	35	62	3	—	18	16	66	— 1
13	40	47	—	13	36	64	0	—	30	15	55	— 1
14	38	49	4	9	34	66	0	—	17	21	62	— 1
15	39	50	4	7	33	58	9	18	—	11	71	— 1
16	39	48	3	10	38	57	5	19	—	24	57	+ 2
17	36	56	0	8	31	69	0	—	20	12	68	— 5
18	35	45	12	8	24	55	21	—	2	27	71	— 5

1 — слюдяной щелочной сиенит (пуласкит), гора Собачья на Урале; 2 — эгирин-авгитовый сиенит, там же; 3 — диопсидовый сиенит, Кара-Мазар; 4 — андрадитовый сиенит (святоносит), Святой Нос на Байкале; 5 — щелочной трахит, Кола; 6 — кератофир, Верхний Токраун, Казахстан; 7 — ортофир (кератофир), гора Лисья у Тагила; 8 — то же, Полевской район на Урале; 9 — трахит, лакколит Джуца, Минеральные Воды; 10 — нордмаркиты, среднее; 11 — щелочные сиениты, среднее; 12 — щелочные трахиты, среднее; 13 — умптекиты, среднее; 14 — щелочные сиениты, среднее; 15 — трахитоидные щелочно-сиенитовые аплиты (бостониты), среднее; 16 — кератофиры, среднее; 17 — эгириновые аплиты (сельвсбергиты), среднее; 18 — эгириновые сиениты (лаурвикиты), среднее.

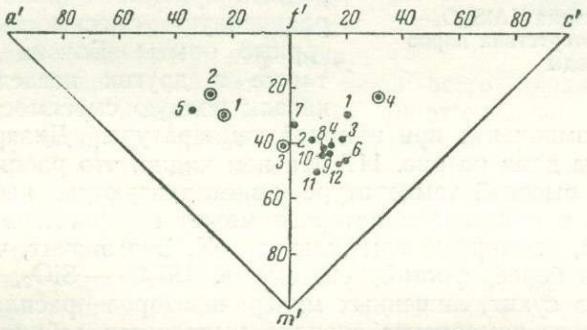


Рис. 116. Диаграмма $a' : c' : m' : f'$ щелочных сиенитов и трахитов. Точки — сиениты; кружки — трахиты

плагиоклаз — диопсид, хотя в составе многих пород вместо диопсида имеются другие цветные минералы.

Семейство нефелиновых сиенитов и фонолитов

Нефелиновые сиениты. Как указывалось выше, щелочные сиениты и их излившиеся аналоги стоят близко к щелочным гранитам и пантеллеритам и связаны с ними переходами путем постепенной концентрации

кварца. Однако у этих пород имеются и другие связи, ведущие к повышению щелочности их и пересыщению щелочами сравнительно с алюминием и особенно сравнительно с кремнекислотой и к появлению вследствие этого вместо полевых шпатов или наряду с ними соответствующих фельдшпатоидов — нефелина или лейцита. При этом нефелин чаще появляется в этих породах, так как окись калия легче соединяется с кремнекислотой и глиноземом и легче дает насыщенные силикаты, чем натрий. Только у излившихся пород чаще появляется лейцит, в связи с тем что его кристаллы выпадают из расплава при высокой температуре вместо ортоклаза и только при температуре 1170° происходит реакция лейцита с кремнеземом и становится возможным выпадение калиевого полевого шпата (рис. 37). В глубине, до излияния, магма еще не достигла стадии выделения калиевого полевого шпата, и образовавшиеся кристаллы лейцита вынесены при излиянии наверх. Породы сиенитового ряда с нефелином называются нефелиновыми сиенитами.

Рис. 117. Система $KAlSi_3O_8$—$NaAlSi_3O_8$ в отсутствии паров воды

Особенное значение для понимания условий кристаллизации лейцита имеет система щелочных полевых шпатов $KAlSi_3O_8$ и $NaAlSi_3O_8$. Кроме чистых разностей последних, в природе имеются смешанные их кристаллы в группе анортоклазов. Природные кристаллы обнаруживают ограниченную смесимость, но лабораторные опыты Боуэна и Туттла, а также и других исследователей показали полную смесимость калиевого и натрового компонента при высокой температуре. Диаграмма состояния их системы дана на рис. 117. На нем видно, что расплавы, богатые $KAlSi_3O_8$, при высокой температуре кристаллизуются, выделяя первой фазой лейцит, в кристаллах которого может содержаться значительное количество Na, изоморфно замещающего K. Это значит, что в этой системе, как и в более простой системе $KAlSi_2O_6 — SiO_2$, при высокой температуре из сухих, лишенных минерализаторов расплавов в случае обилия калиевого компонента сначала выделяется лейцит. Только около 1170° начинается реакция его кристаллов с SiO_2 и переход в калиевый полевой шпат. Последний вместе с альбитом образует изоморфные смеси, причем они имеют эвтектический минимум при температуре около 1050° при составе около 60% $NaAlSi_3O_8$. В этой точке линии ликвидус и солидус касаются друг друга. Однородность кристаллов сохраняется до $t = 650°$, после чего наступает их дистектика (распад) с образованием пертитов.

Эти исследования вскрыли также роль минерализаторов в застывании системы. При давлении паров воды до 2000 кг на 1 см² диаграмма состояния принимает вид, показанный на рис. 118. Из него видно, что температура кристаллизации отдельных фаз и вся кривая процесса застывания сильно снижаются. Поле лейцита становится крайне неболь-

шим, и калиевый полевой шпат начинает выделяться из расплава уже при температуре 960—970°. Линии ликвидус и солидус оказываются сильно разошедшимися, место эвтектического минимума и слияния их приближается к точке 70% $NaAlSi_3O_8$, а кристаллизация этого эвтектического состава происходит при $t = 770°$. Распад смешанных кристаллов происходит в тех же температурных условиях, как и для сухих смесей. Из этих данных ясно выступает влияние минерализаторов на снижение температуры кристаллизации породообразующих минералов, а также влияние глубинных условий кристаллизации в системе с летучими компонентами под давлением на выделение фаз полевых шпатов, минуя фазу лейцита, так как большинство нефелиновых сиенитов и фонолитов богаче натрием, чем калием. В излившихся породах, расплавы которых близ поверхности теряют летучие составные части, условия соответствуют кристаллизации сухих систем, а потому в них часто встречается лейцит.

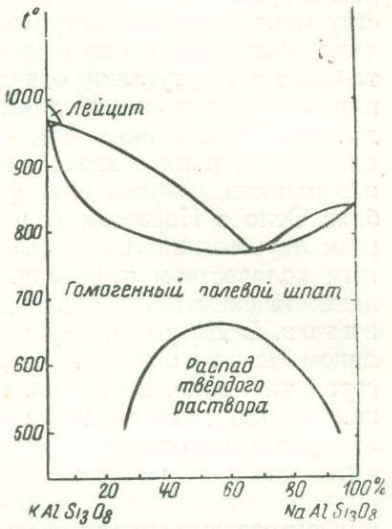


Рис. 118. Система $KAlSi_3O_8$—$NaAlSi_3O_8$ под давлением паров воды

Нефелиновые сиениты являются глубинными зернистыми породами с сильно изменчивой величиной зерна в зависимости от условий кристаллизации. Окраска их обычно серая или светлосерая, причем наличие нефелина в них видно на поверхности выветривания невооруженным глазом, так как при выщелачивании нефелина кислыми поверхностными водами остаются углубления, покрытые тончайшей пленкой нерастворимого остатка. Иногда окраска пород принимает слегка оранжевый оттенок вследствие оранжево-красной окраски нефелина. Полевой шпат нефелиновых сиенитов чаще всего окрашен в белый цвет и представлен микроклином или анортоклазом и альбитом. Цветные минералы представлены или эгирином и эгирин-авгитом, или щелочными амфиболами, или, наконец, биотитом и лепидомеланом. Количество их колеблется в пределах 5—20%. Количество нефелина также изменчиво — от единичных зерен в шлифе до 30—40%, чаще же оно составляет от 5 до 25%.

Структура нефелиновых сиенитов гипидиоморфно-зернистая, близкая к гранитовой, но отличающаяся от нее сильно выраженным идиоморфизмом нефелина и щелочных полевых шпатов относительно цветных минералов, чем иногда напоминает офитовую структуру габбровых пород. Идиоморфизм щелочных полевых шпатов по отношению к цветным минералам никогда почти не наблюдается в породах нормального ряда, а потому структура щелочных пород с идиоморфизмом альбита и калиевого полевого шпата, а также нефелина заслуживает особого названия, которое было ей дано по имени одной из разновидностей нефелиновых сиенитов как структура агпаитовая (а г п а и т ы — породы из Гренландии, особенно богатые натрием; в них эта структура ярко выражена). Нефелин в зависимости от его количества в случае, когда его много, обнаруживает сильно выраженный идиоморфизм, когда же его немного он развит в виде неправильных зерен и часто замещается альбитом.

Текстура пород бывает массивная, или неправильно-шлировая, или полосатая; последнее наблюдается в этих породах очень часто. В этом отношении нефелиновые сиениты напоминают щелочные сиениты и иногда превосходят их по степени неоднородности сложения. Очень часто наблюдаются сланцеватые текстуры, которые не всегда отличимы от тонкополосчатых.

Среди нефелиновых сиенитов наблюдается большое разнообразие в отношении колебаний минералогического состава и структуры отдельных разновидностей. Вследствие этого в их номенклатуре появились разнообразные местные термины. Наиболее часто в их составе присутствуют из цветных минералов щелочные пироксены или амфиболы, причем такие породы получили название фойяитов по имени горы Монте-Фойя в Португалии, откуда они впервые были описаны. Различаются пироксеновые и амфиболовые фойяиты. Подобные же по составу породы, но отличающиеся тем, что в их составе развит из полевых шпатов анортоклаз в виде кристаллов, в сечениях дающих крупные спайные поверхности ромбовидной формы, развиты в окрестностях Лаурдаля, близ Осло в Норвегии (лаурдалиты). Они близки к соответствующим лаурвикским щелочным сиенитам, но отличаются от них повышенным количеством нефелина. Крупнозернистые породы из группы нефелиновых сиенитов пегматоидной структуры получили название хибинитов. В Дитро (Венгрия) развиты нефелиновые сиениты с лепидомеланом (дитроиты). Аналогичные породы имеются в Ильменских горах на Урале. Они были известны давно, еще с начала прошлого века, и были названы тогда «ильменским гранитом». Потом выяснилось наличие в их составе нефелина, и Г. Розе отнес эти породы к нефелиновым сиенитам (миаскиты). Они отличны от пород Дитро своей сильно выраженной сланцеватостью, а иногда и полосатостью, причем светлые и темные полоски этих пород чередуются друг с другом. Среди миаскитов наблюдаются разности, одновременно содержащие много микроклина и альбита. Альбитовые биотитовые нефелиновые сиениты района Жданова, содержащие также эгирин, получили название мариуполитов. Они обладают неправильной шлировостью и чередованием участков различной зернистости и с различным содержанием лепидомелана. Можно было бы привести и другие разновидности, названные по тем или иным отличительным признакам, например, по имени мест, где они развиты: сильно полосатые, богатые эгирином луяврит, довольно меланократовые, богатые биотитом рисчорриты, близкие к мариуполитам лепидомелановые личфильдиты и многие другие. Петрографы уделяют много внимания этим породам, интересным в отношении проблемы их происхождения в земной коре и в отношении богатства их различными редкими минералами. Каждый из исследователей, заметив какое-либо отличие описанной им разности от других пород этого семейства, старался дать этой разности свое название, вследствие чего при разнообразии этих пород получилась сильно развитая и сложная номенклатура.

Второстепенные минералы нефелиновых сиенитов многочисленны и сходны с теми, которые были упомянуты при описании щелочных сиенитов. Различные редкоземельные минералы, апатит, циркон, титанит и многие другие очень распространены в этих породах. Из рудных минералов особенно часто в них встречается ильменит, реже магнетит, иногда упоминается также пирротин. Характерно наличие в этих породах кальцита не как вторичного продукта, а как минерала, выделившегося в них наравне с лепидомеланом и силикатовыми минералами. Этот так называемый «магматический кальцит» служил объектом внимания

многих петрографов и рассматривается одними как результат вплавления или взаимодействия магмы с известняками, другими — как результат затвердевания породы на большой глубине в замкнутом пространстве при наличии минерализаторов, из которых главную роль играла угольная кислота. Под давлением ее паров, как показали опыты, кальцит может спокойно плавиться без разложения, следовательно, может выпадать и из расплава или сохраняться в растворе до последних моментов формирования пород. Кроме того, в нефелиновых сиенитах часто наблюдаются редкие титано- и цирконо-силикаты, как, например, эвдиалит, эвколит, ловенит, астрофиллит и лампрофиллит, перовскиты, беккелит и многие другие. Особой разностью нефелиновых сиенитов являются лейцитовые их разновидности, в которых лейцит замещен обычно псевдолейцитом вследствие распада лейцита на сростки ортоклаза и нефелина, образующие псевдоморфозы по лейциту, который узнается по его форме. Наблюдаются также меланитовые разности, например, в массиве, развитом на берегу р. Ишима в Казахстане (*бороланиты* в Шотландии). Очень часто в составе пород присутствуют также содалит (*содалитовые сиениты*), гаюин и нозеан. Интересной особенностью многих нефелиновых сиенитов является наличие в них кристаллического графита (Ботогол).

Гипабиссальные представители нефелиновых сиенитов называются *нефелиновыми порфирами*. Аплитовые породы также развиты среди нефелиновых сиенитов в виде жил и называются *нефелин-сиенитовыми аплитами*. Особой структурной разностью их являются породы, названные *тингуаитами*, описанными впервые из гор Сьерра-де-Тингва в Португалии. Это лейкократовые нефелин-сиенитовые породы, отличающиеся от соответствующих аплитов своей трахитоидной структурой.

Жильная серия нефелин-сиенитов *лампрофирового* характера представлена серией меланократовых пород, богатых цветными минералами. Они называются *камптонитами* в том случае, когда основная масса их сложена микролитами основного плагиоклаза, пироксена или амфибола, представленного баркевикитом. Породы содержат вкрапленники авгита или оливина. Щелочность этих пород сказывается в наличии баркевикита.

Иногда встречаются породы со стекловатой основной массой, по составу близкие к камптонитам, но отличающиеся от них наличием довольно большого количества биотита. Эти породы получили название *мончикитов*.

Для нефелиновых сиенитов характерно наличие большого количества пегматитов состава, соответствующего разностям этих сиенитов, но отличающихся своим крупнозернистым и гигантолитовым характером структуры. Такого рода *нефелин-сиенитовые пегматиты* очень богаты редкими минералами, в том числе различными редкоземельными элементами, а также минералами, встречающимися обыкновенно в качестве акцессорных. Нефелин-сиенитовые пегматиты пользуются очень широким распространением среди массивов, сложенных нефелиновыми сиенитами. Они не менее типичны и не менее распространены, чем гранитовые пегматиты, что служит указанием на богатство магмы нефелиновых сиенитов летучими компонентами.

Фонолиты и нефелиновые порфиры. Излившиеся аналоги нефелиновых сиенитов называются *фонолитами* («звонкие камни»). Эти светложелтые или серовато-желтовато-белые плотные породы при раскалывании издают характерный звон, за что и получили свое название. На их светлом фоне можно видеть порфировые выделения нефелина,

часто также санидина или альбита, а иногда и цветных минералов в виде эгирина или щелочного амфибола. Иногда среди вкрапленников в породах встречаются кристаллы лейцита. Основная масса плотная, но под микроскопом видно, что большей частью она состоит из микролитов санидина и альбита с примесью нефелина. Реже среди основной массы имеются микролиты эгирина или щелочного амфибола. Структура основной массы, когда она состоит из микролитов, типичная трахитовая. Иногда в составе породы значительную роль играет вулканическое стекло, но такая витрофировая масса встречается крайне редко. Иногда наблюдаются и фонолитовые пемзы (Лаахское озеро).

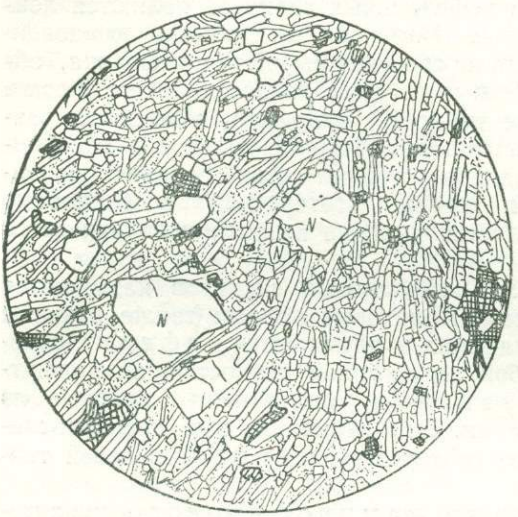


Рис. 119. Фонолит нефелинитоидный. *N* — нефелин; сетка — эгирин; лейсты — санидин; точки—тонко раскристаллизованный базис

Среди фонолитов имеются разности, в которых основная масса напоминает трахит, так как в ней нет или почти нет микролитов нефелина. Последний встречается только среди порфировых выделений. Такие фонолиты называются трахитоидными. В других разностях нефелин господствует и среди микролитов, причем он развит тогда в виде коротких призматических кристалликов, имеющих в вертикальном сечении почти квадратные, а в поперечном — шестиугольные формы. Количество санидина в этих последних разностях не превышает 20% (нефелинитоидные фонолиты) (рис. 119).

Среди фонолитов имеются также разности с порфировыми выделениями лейцита, называемые лейцитовыми фонолитами, а если лейцит вытеснил вкрапленники санидина, то породы называются лейцитофирами. Даже в самых богатых лейцитом лейцитофирах в основной массе развит санидин.

В палеозойских и мезозойских, а иногда и в более молодых породах наблюдаются сильные изменения минералов фонолитов с развитием вторичных процессов каолинизации и цеолитизации, которые особенно часто происходят за счет нефелина. Лейцит в этих древних породах или преобразуется в псевдолейцит, то есть в псевдоморфозы ортоклаза с нефелином по лейциту, или же замещается вторичными слюдами, цеолитами и другими минералами. Эти вторичные слюдистые минералы образуют псевдоморфозы по нефелину, названные в Тироле либенеритом, в связи с чем породы получили название либенеритовых порфиров.

Распространение фонолитов приурочено к областям развития щелочных пород. Молодые вулканы изливали фонолиты в историческое время и в четвертичный, а также третичный период (в районе Канарских о-вов, на о-ве Сардинии, в Испании). В средней Германии на берегах Лаахского оз. они также встречаются, образуя характерную щелочную провинцию. На нашей территории фонолиты описаны на Алдане. Лейцитофиры и лейцитовые фонолиты встречаются в тех же областях. В Средней Италии и на юге Апеннинского полуострова

Таблица 53

Химический состав нефелиновых сиенитов и их излившихся аналогов в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	55,21	0,84	20,77	2,86	1,34	0,14	0,45	1,10	9,33	5,88	1,06	0,19	99,17
2	54,99	0,46	21,36	2,23	2,58	0,12	0,85	0,33	7,32	8,72	0,39	0,20	99,55
3	58,05	0,21	21,46	2,79	1,50	0,11	0,49	0,81	7,62	6,44	0,66	0,13	100,27
4	58,35	0,17	20,70	2,39	0,63	0,38	0,11	1,13	11,23	3,55	0,78	0,13	99,55
5	49,43	1,12	13,83	11,37	5,03	1,57	0,27	2,21	13,16	1,82	0,89	—	100,70
6	46,12	3,30	16,33	6,80	6,19	0,25	4,43	6,82	4,38	2,82	1,82	0,65	99,91
7	45,10	0,92	19,98	2,28	4,68	0,09	8,00	8,21	2,77	1,02	4,25	2,33	99,63
8	57,45	0,41	20,60	2,35	1,03	—	0,30	1,50	8,84	5,23	2,04	—	99,75
9	51,66	0,41	23,70	2,80	0,64	—	0,20	3,18	6,10	10,07	1,08	—	99,84
10	60,43	0,36	18,35	1,64	0,91	0,16	0,17	1,41	6,15	8,68	0,62	0,34	99,22
11	54,05	—	21,06	0,41	3,90	1,91	0,86	2,80	9,67	4,18	1,03	0,33	100,20
12	50,41	0,40	22,15	2,27	1,12	0,23	0,16	1,75	8,83	9,10	2,65	—	99,07

известны лейцитовые фонолиты с нозеаном и гаюином. В районе р. Ишима в Казахстане А. Н. Заварицким описаны псевдолейцитофиры. Лейцитовые и псевдолейцитовые эффузивы обнаружены в последнее время в Армении, в районе Памбакского хребта и в других местах. Псевдолейцитофиры известны в районе Алдана. Нефелиновые сиениты имеются в СССР в районе г. Жданова (мариуполиты и фойяиты), на Урале в Ильменском комплексе пород, в районе Бердяуша, где они связаны с рапакиви-гранитами. В последнее время они стали известны в связи с габбровым массивом Тагила в районе Кушвы, на горе Благодати в связи с сиенитами. В Казахстане они описаны из района р. Ишима и из района г. Карсакпая, а также из других мест. Обширного развития они достигают в Средней Азии в Туркестанском и Алайском хребтах, но слагают там мелкие массивы. В районе Ботогола в Восточных Саянах они образуют массив фойяитов, содержащих вместо эгирина — геденбергит, а местами также и графит.

Нефелиновые сиениты распространены в тех же районах, где развиты и другие щелочные породы. Они приурочены ко многим местам Фенноскандии, начиная с Кольского п-ова, далее известны в Альмунге в Швеции, на о-ве Альнё и в районе Осло в Норвегии.

Химический состав нефелиновых сиенитов и их излившихся аналогов дан в табл. 53, а их проекционные числа и коэффициенты в табл. 54.

Таблица 54

Проекционные числа и коэффициенты нефелиновых сиенитов

№	Q	A	C	M	k	n	c	$\bar{c}$	a'	c'	m'	f'	q
1	26,2	67,1	0,0	16,7	30	67	—	3	—	30	16	54	—25,3
2	25,5	69,0	0,0	5,5	45	55	—	сл.	—	6	23	71	—22,0
3	30,7	61,6	2,3	5,4	34	62	4	—	14	—	14	72	—12,8
4	29,1	64,7	0,0	6,2	18	77	—	5	—	53	9	38	—16,2
5	25,6	43,8	0,0	30,6	10	58	—	32	—	29	7	64	—22,6
6	27,4	34,7	10,7	27,2	23	54	23	—	—	17	32	51	—10,4
7	30,2	19,6	24,6	25,6	3	36	61	—	—	2	67	31	— 7,2
8	29,5	64,5	0,7	5,3	28	71	1	—	—	31	11	58	—15,1
9	23,3	66,8	4,2	5,7	48	45	7	—	—	38	6	56	—25,2
10	35,1	58,6	0,0	6,3	50	45	—	5	—	57	9	34	— 6,3
11	22,1	64,9	0,9	12,1	22	77	1	—	—	30	14	56	—25,6
12	20,4	70,8	0,0	8,8	42	52	—	6	—	57	4	39	—30,7
13	29	65	0	6	28	64	8	—	—	31	9	60	—17
14	26	64	0	10	29	70	1	—	—	25	14	61	—20
15	23	62	0	15	14	56	—	30	—	70	20	10	—23
16	25	67	0	8	30	70	0	—	—	25	16	59	—22
17	25	60	1	14	43	55	2	—	—	28	28	44	—20
18	24	53	0	23	16	61	—	23	—	33	40	27	—19
19	23	54	0	23	8	48	—	44	—	63	37	0	—21

1 — хибинит, Кольский п-ов; 2 — слюдяной нефелиновый сиенит (рисчоррит), Кольский п-ов; 3 — миаскит, Ильменские горы; 4 — мариуполит, Ждановский район; 5 — тингуаит, Кола; 6 — камптонит, Витимский район; 7 — мончикит, Ахалцых; 8 — фонолит, среднее из 25 анализов по Дэли; 9 — эпилейцитовый порфир, Чимкент; 10 — фонолит трахитоидный, Сардиния; 11 — фонолит нефелинитоидный, Триполи; 12 — лейцитофир, Лаахское озеро; 13 — фонолиты, среднее; 14 — тингуаиты, среднее по Дэли; 15 — тингуаиты, среднее по Ниггли; 16 — фойяиты, среднее; 17 — лаурдалиты, среднее; 18 — луявриты, среднее; 19 — меланократовые тингуаиты, среднее.

Из таблиц и рис. 120 следует, что породы семейства нефелиновых сиенитов и фонолитов представляют собой в химическом отношении

породы с увеличенной концентрацией щелочей по сравнению с составом щелочных сиенитов. Нормальные породы этого ряда содержат очень немного «анортитовой извести», что согласуется с составом их плагиоклазов, представленных альбитом. В связи с концентрацией щелочей стоит также и то, что в составе цветных компонентов в них присутствуют минералы, в которых щелочи связаны не с алюминием, а с трехва-

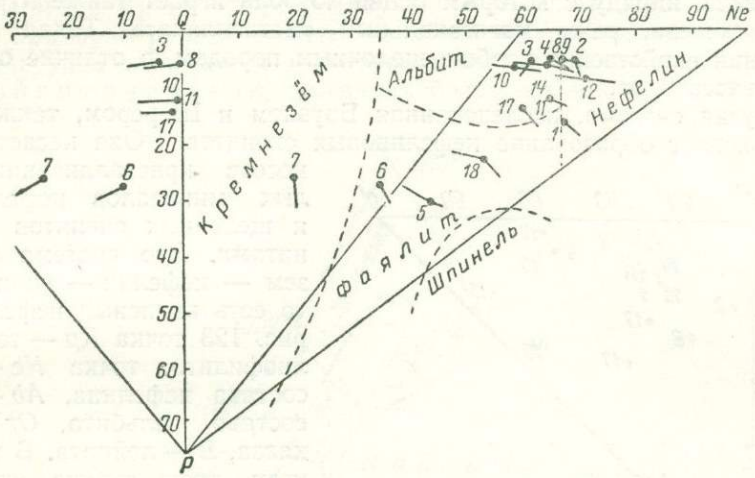


Рис. 120. Диаграмма химического состава нефелиновых сиенитов и фонолитов (по табл. 54). Во избежание наложения и затемнения общей картины показаны только главнейшие вариации состава

лентным железом, или даже находятся в избытке против того и другого вместе. Вследствие этого точки проекции химического состава этих пород смещены за линию полевой шпат — пироксен по направлению к точке состава нефелина.

Среди различных физико-химических систем, исследованных в лаборатории и стоящих близко к составу нефелин-содержащих пород, известна система фаялит — нефелин — кремнезем (рис. 120), в которой имеются две тройных эвтектических точки, одна: альбит—фаялит—кремнезем, другая: альбит — нефелин — фаялит. При этом точки, соответствующие составу нефелиновых сиенитов, близко располагаются к последней эвтектической точке. Отсутствие в этих породах фаялита обусловлено развитием вместо него других цветных минералов, в которых окислы железа имеют крупное значение и в которых, кроме двухвалентного, большую роль играет также трехвалентное железо, дающее в соединении со щелочами и кремнеземом такие минералы, как лепидомелан или эгирин. Наличие в породах эгирина особенно наглядно видно на диаграмме рис. 121. Здесь все точки, расположенные на пра-

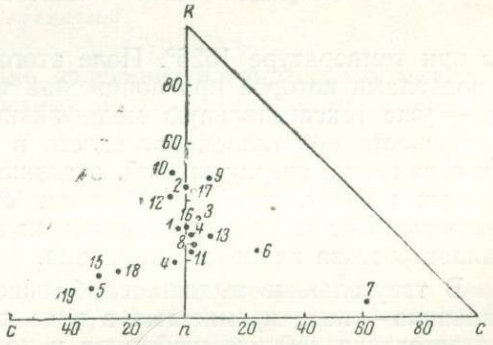


Рис. 121. Диаграмма $k:n:c$ для нефелиновых сиенитов и фонолитов

вой стороне от линии *kn*, не содержат эгирина или содержат лишь малое количество его, тогда как точки анализов на левой сороне содержат большее или меньшее количество эгирина или щелочного амфибола. В этом отношении интересно соотношение компонентов, входящих в состав цветных минералов, за исключением эгириновой составляющей (рис. 122). «Метасиликатовая» часть этих минералов содержит избыток волластонитового компонента, наряду с которым большую роль играет также и «метасиликат» железа, реже магнезиальный «метасиликат». Такая картина отношений свойственна вообще щелочным породам, в отличие от пород нормального ряда.

Другая система, исследованная Боуэном и Шерером, также хорошо объясняет образование нефелиновых сиенитов. Она касается процессов кристаллизации светлых минералов нефелиновых и щелочных сиенитов с гранитами. Это система кремнезем — нефелин — калиофилит, то есть калиевый нефелин. На рис. 123 точка *Кр* — точка калиофилита, точка *Ne* — точка состава нефелина, *Ab* — точка состава альбита, *Or* — ортоклаза, *L* — лейцита. В верхнем углу треугольника находится точка чистого кремнезема. На диаграмме показаны поля устойчивости отдельных минералов, входящих в систему в различных условиях температуры и концентрации компонентов. Нефелиновый состав при высокой температуре выделяется в виде кристаллов карнегиита при температуре 1526°. Поле этого минерала ограничено кривой, за пределами которой при понижении температуры он переходит в другую — уже гексагональную модификацию, то есть в нефелин. Поле устойчивости кристаллов последнего в соединении с калиевым нефелином ограничено сверху кривой, отделяющей это поле от поля щелочных полевых шпатов, которые образуют смешанные кристаллы, а справа отграничено от поля устойчивости калиофилита, гексагональных кристаллов состава калиевого нефелина.

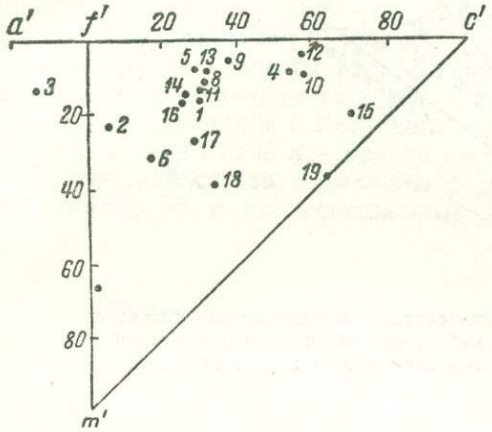


Рис. 122. Соотношение компонентов $a' : c' : m' : f'$ для нефелиновых сиенитов и фонолитов

В треугольнике выделяется большое поле лейцита, а вверху треугольника — поле кремнезема в виде кристобалита и тридимита. Тройная эвтектика лейцита, нефелина и полевого шпата лежит при 1020°. Интерес этой системы заключается в том, что в ней имеется два минимума температуры. Один из них находится в упомянутой тройной эвтектической точке, другой — в эвтектике полевых шпатов и кремнезема. Между этими точками имеется седло с повышенными изотермами. Оно проходит по линии, соединяющей точку калиевого полевого шпата и альбита. В зависимости от того, каковы соотношения в составе смеси кремнезема, натрия и калия с алюминием, застывание пород, находящихся в полевошпатовом поле, может при охлаждении пойти или к эвтектике лейцит — полевой шпат — нефелин, или к эвтектике кремнезем — полевые шпаты. На диаграмме нанесена область, в которую попадают количественные отношения кварцево-полевошпатовых и нефели-

но-полевошпатовых групп щелочных пород, нефелиновых и щелочных сиенитов и гранитов, рассчитанных на *Кр : Ne : Cal.*

Среди щелочных пород ряда нефелиновых сиенитов различаются два ряда — калиевые и натровые. Первые содержат наряду с нефелином довольно много калиевого полевого шпата, тогда как вторые богаты альбитом, что можно видеть из состава тех разностей, которые были описаны выше. Кроме того, существуют и переходные типы пород, содержащие примерно равные количества обоих щелочных минералов. Интересная группа выделяется некоторыми исследователями под названием фойяит-диоритов, имеющих более основного состава плагио-

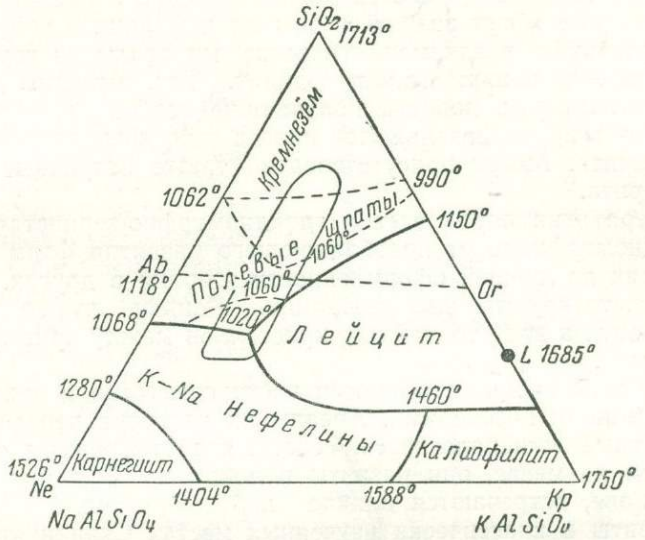


Рис. 123. Диаграмма системы нефелин—калиофилит—кремнезем

клазы, а не альбит, следовательно, являющихся переходными между монцонитами и нефелиновыми сиенитами и близкими в этом отношении к эссекситам.

Семейство горных пород ийолит-уртитового ряда

Продолжение ряда щелочных пород, содержащих в своем составе нефелин, составляют породы ийолит-уртитового ряда. Они отличаются от нефелиновых сиенитов тем, что не содержат полевых шпатов или содержат их в количестве не более 15%. Главными их составными частями являются нефелин и эгирин или эгирин-авгит. Различие между отдельными членами ряда заключается в содержании этих компонентов. Чисто нефелиновые или близкие к ним породы получили (Рамсей) название уртитов. Уртиты содержат не более 15% эгирина, остальное представляет нефелин. Это светлые лейкократовые породы сероватой или розоватой окраски и равномернозернистой структуры. Эгирин развит в виде рассеянных кристалликов черного или темнозеленого цвета, приуроченных большей частью к промежуткам между кристалликами и зернами нефелина. Величина зерна может колебаться в широких пределах.

Среди более обогащенных пироксеном разностей выделяются ийолиты, в которых содержание эгирина колеблется от 15 до 55%.

Их мезолитовый характер обнаруживает значительные колебания в цвете от серого до темносерого. Богатые эгирином разности по существу являются уже меланократовыми породами. В более богатых эгирином разностях пород, называемых мельтейгитами, количество пироксенов возрастает до 85%, и породы в конце концов приближаются к очень меланократовым эгириновым породам, называемым некоторыми исследователями якупирангитами.

Второстепенные минералы могут быть представлены рудными зернами, преимущественно ильменитом; часто присутствует апатит, иногда в большом количестве сфен. Цирконы и другие более редкие акцессорные минералы также встречаются в этих породах, а из вторичных минералов те, которые могут развиться за счет нефелина и эгирина. Очень часто присутствуют позднемагматические минералы из группы фельдшпатидов, то есть канкринит или содалит. Так, известны даже чистые содалитово-эгириновые породы, получившие особое название тавитов. За счет эгирина развиваются иногда щелочные амфиболы, иногда немного биотита. Могут присутствовать также вторичные минералы группы хлорита.

Структура этих пород всегда гипидиоморфно-зернистая, с колебаниями в идиоморфизме от преобладающего развития форм нефелина в одних случаях до лучшей оформленности эгирина в других. Для эгирина часто констатируются две генерации. Ранняя лучше оформлена, поздняя развита в виде тончайших кристаллов между кристаллами светлых минералов.

Породы этой серии встречаются часто совместно и связаны друг с другом взаимными переходами. Ареалы их развития невелики, так как их своеобразный минералогический состав является редким сочетанием в природе. Тем не менее, они развиты в довольно больших массах на Кольском п-ове, встречаются в виде небольших тел в Туркестанском хребте, развиты в классически изученных местах Скандинавского п-ова в районе Осло, известны в районе оз. Виктории в Центральной Африке, а также в Канаде.

Из района Бекинкина на Мадагаскаре были описаны меланократовые ийолиты, содержащие до 75% авгита с оболочками эгирина (бекинкиниты).

К излившимся аналогам ийолитов и уртитов принадлежат эффузивы, состоящие существенно из нефелина и пироксена и названные нефелинитами. Когда кроме авгита встречаются вкрапленники оливина, породы получают название нефелиновых базальтов. Это — все серые или голубовато-серые до черных, плотные или пористые породы. Среди минералов нефелинитов появляется часто лейцит, и тогда породы получают название лейцитовых нефелинитов. Соответственно встречаются мелилитовые нефелиниты, иногда также гаюиновые нефелиниты и богатые гаюином гаюинофиры, далее нозеановые базальты. Особо стоят содержащие мало нефелина мелилитовые базальты, наиболее основные и бедные кремнеземом продукты среди силикатовых горных пород. Они содержат мало нефелина, а главными их компонентами являются оливин, авгит и мелилит. Отсюда имеются все переходы к чисто авгитовым излившимся породам, авгититам. Их связь со щелочными породами подтверждается многочисленными переходами к ним, а также совместным развитием с ними. Связь ясно выступает и в химизме пород.

Все эти основные породы щелочного ряда всегда бывают обогащены титаном, что сказывается в появлении в них титан-авгита, или сфена, или, наконец, титанового граната — меланита или лопарита.

Сами породы этого ряда обычно не содержат полезных ископаемых, хотя уртиты могут иметь некоторое значение в связи с тем, что они богаты нефелином, который может найти применение в качестве источника солей алюминия. Особенно легко алюминий извлекается из богатых лейцитом пород. Предпринимались также попытки использовать нефелин в стекольной промышленности. С ультраосновными породами щелочного ряда развиты бывают различные месторождения редкоземельных минералов, а также титано-магнетитов. Следует отметить, что в связи с ийолитами местами в земной коре встречаются апатитовые породы. Так, в Хибинах на Кольском п-ове известны месторождения нефилин-апатитовых и апатитово-нефелиновых пород, переходящих в несодержащие нефелин апатитовые породы, которые входят в группу несиликатных магматических пород и рассматриваются здесь вследствие их тесной ассоциации с ийолитами и уртитами. Такие же породы известны и в Центральной Африке в районе оз. Виктории. Большое количество апатита развито в горных породах о-ва Альнё в Швеции.

Химический состав этих пород дан в табл. 55, а их проекционные числа и коэффициенты в табл. 56.

Из диаграммы (рис. 124), построенной на основании цифр анализов, переведенных в проекционные числа, видно, что породы этого ряда приближаются по своему составу к комбинации двух минералов, а именно пироксенов и нефелина. Уртит (№ 1) отличается по составу от комбинации этих минералов тем, что точка его проекции отклоняется в сторону

Таблица 55

Химический состав пород ийолит-уртитовой серии и их излившихся аналогов в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	44,95	0,55	28,48	3,08	0,61	0,33	0,32	1,13	11,27	7,31	1,64	0,61	100,28
2	43,35	2,06	17,35	2,17	7,76	0,30	4,20	10,03	9,38	2,17	0,89	—	99,66
3	40,64	2,24	10,58	4,18	4,18	—	6,47	19,91	4,75	1,86	0,27	0,14	95,22
4	45,11	1,09	9,73	1,84	7,81	0,25	8,82	20,11	3,81	1,35	0,33	0,16	100,41
5	37,27	1,80	24,44	—	3,16	0,19	2,55	10,19	12,22	2,69	4,84	0,76	100,11
6	40,40	2,68	14,74	6,05	6,17	—	9,05	12,16	3,33	1,14	3,66	0,48	99,86
7	45,43	—	28,77	3,10	0,40	—	0,22	1,86	16,16	3,38	—	—	99,32
8	41,84	—	28,42	3,29	0,40	0,15	0,25	0,66	19,48	2,06	0,14	0,62	97,31

Таблица 56

Проекционные числа и коэффициенты ийолит-уртитовой серии пород и их излившихся аналогов

№	Q	A	C	M	k	n	c	$\overline{c}$	c'	m'	f'	q
1	11,7	81,5	2,9	3,9	28	67	5	—	1	13	86	—45,1
2	10,9	55,5	0,0	33,6	13	85	—	2	45	27	28	—37,2
3	13,1	33,7	0,7	52,5	20	78	2	—	56	26	18	—25,0
4	15,4	24,7	3,3	56,6	16	72	12	—	49	32	19	—21,7
5	2,7	72,5	2,1	22,7	12	85	3	—	59	23	18	—54,7
6	20,2	22,8	13,5	43,5	11	51	38	—	26	43	31	—17,0
7	6,3	82,4	0,0	11,3	12	81	—	7	75	11	14	—52,5
8	3,8	84,3	0,0	11,9	7	85	—	8	33	33	34	—56,4
9	7	82	0	11	13	77	—	10	69	11	20	—51
10	17	41	0	42	6	46	—	48	78	22	0	—24

1 — уртит, Кола; 2 — ийолит, Кола; 3 — мельтейгит, Норвегия; кроме того, определено: P_2O_5=1,91 и другие (BaO, CO_2, Cl...) в сумме 2,55%; 4 — якупирангит, Кола; 5 — нефелинит, Турий Мыс; 6 — нефелиновый базальт, Кайзерштуль, Германия; 7 — уртиты, Луявр Утр; 8 — тавит, Квебек; в породе определено еще Cl=4,47%; 9 — уртиты, среднее; 10 — тавиты, среднее.

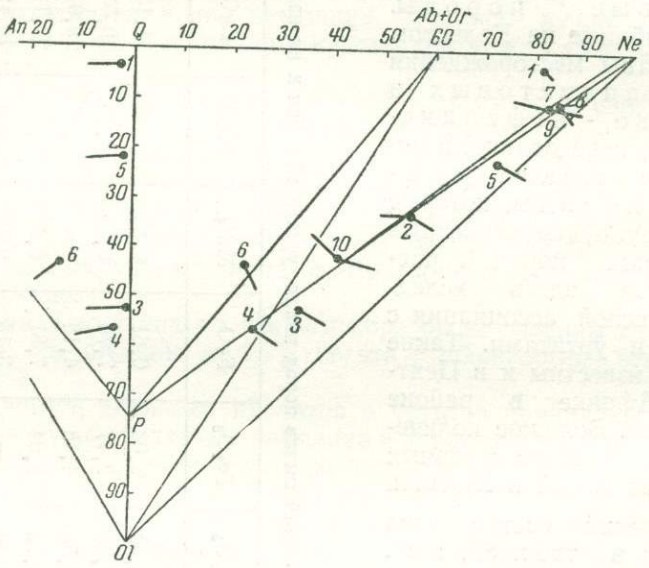


Рис. 124. Диаграмма химического состава горных пород ийолит-уртитового ряда (по табл. 56.)

состава альбита или ортоклаза, что объясняется наличием этого минерала в составе породы. Однако необходимо отметить, что вместо диопсида в породах имеется пироксен щелочного ряда, в составе которого много железа в соединении с натрием, тогда как в составе «метасиликатовой» части видно господство кальциевого компонента, что отражается на соотношении компонентов, входящих в состав проекционного числа *M* (рис. 125). Только анализ нефелинового базальта (№ 6) отличается большим содержанием «анортитовой извести» и уклоняется от линии пироксен—нефелин в сторону большего содержания нормативного «анортита»,

сказывающегося в модальном составе в наличии мелилита. Соотношение компонентов в породе таково, что некоторые из них оказываются пересыщенными щелочами сравнительно с алюминием, необходимым для создания проекционных чисел A и C (рис. 126).

Мономинеральные породы (№ 7, 9) действительно находятся вблизи точки, соответствующей составу нефелина (рис. 124), тогда как точка содалитовой породы (№ 10), тавита, как среднее из всех имеющихся анализов содалитовых пород (тавитов) показывает ясно, что к ним относятся также и разности, содержащие в своем составе значительное

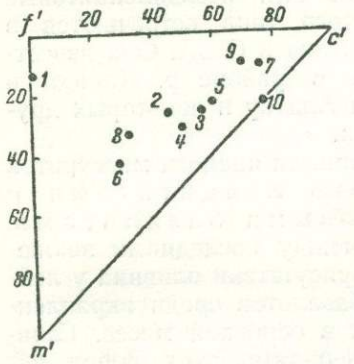


Рис. 125. Диаграмма $c' : m' : f'$ для горных пород ийолит-уртитового ряда

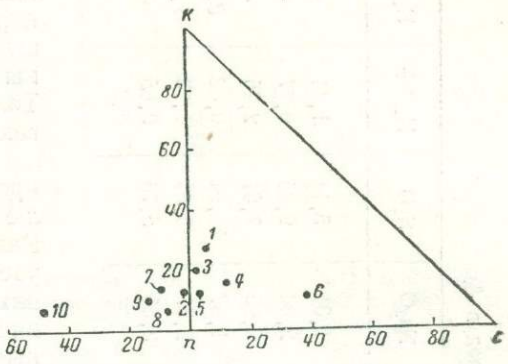


Рис. 126. Диаграмма $k : n : c : \overline{c}$ для горных пород ийолит-уртитового ряда

количество пироксенов и не являющиеся мономинеральными. Большинство пород этой группы имеет в составе коэффициент $\overline{c}$, что говорит о наличии в них эгирина. Однако в пересчете появляются избыточные количества натрия даже для эгириновой группы, особенно значительные у содалитовых пород в связи с тем, что в их составе имеется, кроме кремнезема, еще хлор; поэтому натрий находится в большем количестве, чем требуется для насыщения щелочами кремнезема.

В составе «метасиликатовой» части этих пород имеется много кальция, вследствие чего все векторы правой стороны диаграммы наклонены сильно вправо.

Семейство лейцитовых пород (миссуритов и лейцититов)

Ультращелочные основные породы калиевого ряда представлены лейцитово-пироксеновыми породами, получившими название миссуритов, и их излившимися аналогами, известными под именем лейцититов и лейцитовых базальтов.

Миссуриты представляют собой зернистые глубинные породы, состоящие из лейцита (или псевдолейцита) и пироксена, обычно в виде титан-авгита, часто с каемками эгирина. Кроме этих двух главных компонентов, в породе могут быть встречены оливин как более ранний минерал сравнительно с пироксеном, биотит как поздний продукт реакции и выделения сравнительно с другими цветными минералами, а из светлых компонентов — нефелин и анальцим. Из второстепенных присутствуют рудные минералы, представленные магнетитом или ильменитом. Лейцит преобразован в псевдолейцит, представляющий собой псевдоморфозы агрегатов нефелина и ортоклаза во взаимном прорастании. В природе встречаются иногда и лейкократовые породы этого типа,

Таблица 57

Химический состав лейцитовых пород в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	Сумма
1	46,06	0,73	10,01	3,17	5,61	сл.	14,74	10,55	1,31	5,14	1,44	—	0,21	98,97
2	48,33	1,10	17,16	4,81	3,47	—	3,10	6,67	2,60	9,45	0,77	—	0,72	98,18
3	51,75	0,23	14,52	5,08	3,58	сл.	4,55	7,04	2,93	7,61	2,25	—	0,18	99,72
4	51,02	0,57	22,21	1,48	0,57	0,01	0,14	2,31	1,67	17,94	0,82	0,11	0,02	98,87
5	42,84	2,49	12,13	5,86	4,43	0,17	11,80	10,44	2,37	3,68	1,93	1,51	0,55	100,20
6	53,36	2,57	13,65	1,67	6,37	—	6,13	5,47	3,55	5,76	0,85	—	—	99,38

богатые псевдоморфозами эпилейцита или псевдолейцита по лейциту. Они получили название ферг у с и т о в.

Лейцитовые породы очень редки и потому представляют лишь теоретический интерес как изверженные породы, в которых концентрация калия достигает наивысшей стадии. Лейцитовые или псевдолейцитовые породы этого типа встречаются в штате Монтана в США. Они известны также в районе р. Каинды в Таласском Алатау и некоторых других местах.

Излившиеся аналоги миссуритов представлены лейцититами и лейцитовыми базальтами. Разница между последними заключается в присутствии оливина у лейцитовых базальтов среди вкрапленников или в основной массе. Главными минералами этих пород являются лейцит и авгит, иногда с оболочкой эгирина. Кроме того, присутствуют в подчиненном количестве и другие минералы. Так, могут быть встречены оливин, коричневый баркевикит и второстепенные минералы, иногда в заметном количестве — апатит, магнетит или ильменит. Имеются переходы к нефелинитам, в которых наряду с лейцитом развит нефелин. Встречается мелилит. В некоторых лейцититах наблюдается стекло. Лейцит в этих породах часто образует правильные кристаллы с включениями рудных частиц или кристалликов эгирина в виде концентрических зон, расположенных иногда в несколько ярусов. Среди излившихся пород, встречающихся в природе чаще, чем интрузивные лейцитовые породы, наблюдаются различные члены ряда по богатству их пироксеном от почти чистых лейцитовых эффузивных пород, развитых на Флегрейских полях в Италии (италит), до почти чисто пироксеновых. Лейцититы развиты широко в Альбанских горах близ Рима; лейцитовые базальты — в Эйфеле, в Сардинии, в Чехословакии, в Иране; слюдяно-лейцитовые базальты с биотитом, а также с небольшим количеством ортоклаза—в

Манчжурии (вулкан Придорожный, шихлуниты). Там же встречаются и стекловатые затвердевшие лавы такого же типа, какие развиты на горе Гаусберг в Антарктике (гаусбергиты). Они описаны в работах А. Н. Заварицкого (лавы окрестностей Мергеня).

Химический состав лейцитовых пород интрузивного и излившегося характера дан в табл. 57, а их проекционные числа в табл. 58.

Таблица 58

Проекционные числа и коэффициенты лейцитовых пород

№	Q	A	C	M	k	n	c	c'	m'	f'	q
1	17,8	25,2	3,8	53,2	62	24	14	25	57	18	—18,6
2	24,3	49,1	4,1	22,5	65	27	8	34	27	39	—17,7
3	26,8	43,6	2,4	27,2	60	35	5	33	34	33	—11,7
4	22,9	72,0	0,5	4,6	88	11	1	47	7	46	—26,6
5	19,3	26,3	7,2	47,2	40	39	21	25	51	24	—17,4
6	29,3	39,3	2,7	28,7	49	45	6	24	44	32	— 7,8

1 — миссурит, Монтана; в породе определены SO_3, Cl, BaO, SrO, всего 0,60%; 2 — фергусит, Талассский Алатау; в породе еще определены 0,71% BaO и 0,69% CO_2; 3 — фергусит, Монтана; 4 — лейцитит (италит), Италия; еще определены SO_3, Cl, BaO, всего 0,95%; 5 — лейцитовый базальт (каянит), Манчжурия; 6 — лейцитит (гаусбергит), Манчжурия, вулкан Васильева у Мергеня.

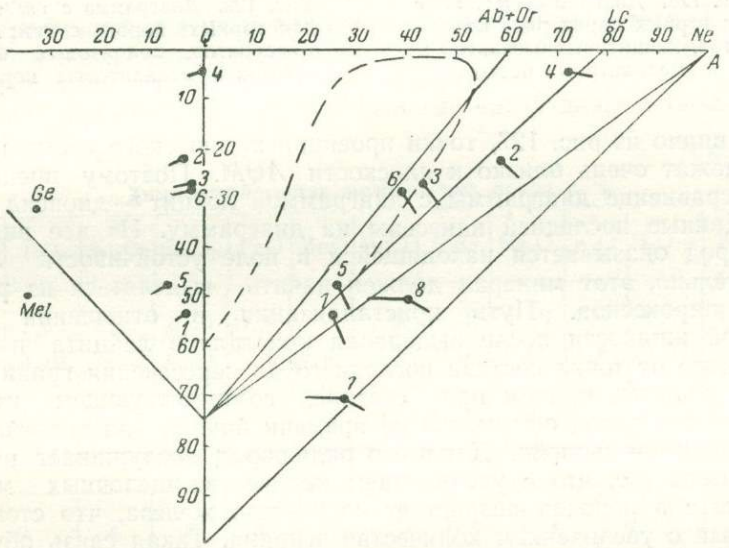


Рис. 127. Диаграмма химического состава горных пород семейства миссуритов и лейцитовых базальтов. № 7 и 8 — мелилитовые базальты: *Ge* — точка, соответствующая составу геленита; *Mel* — мелилита. По табл. 58 и 60

Из рис. 127 видно, что все эти лейцитовые породы представляют в химическом отношении один ряд. Они параллельны нефелиновым породам предыдущей группы с тем отличием, что вместо нефелина в них присутствует лейцит. Поэтому точки, соответствующие их анализам, располагаются близко к линии пироксен — лейцит, часто с некоторым отклонением в сторону небольшого содержания плагиоклазов — альбита. Кальций и натрий этих пород, однако, являются нормативными и не

связаны в полевой шпат, а входят в состав пироксенов, в общем близких к диопсиду. Среди этих пород не встречается разностей, пересыщенных щелочами по сравнению с алюминием, хотя содержание «анортитовой извести» измеряется обычно единицами процентов. Из щелочей господствует калий (рис. 128), но и натрий имеется в заметном количестве. Цветные компоненты богаты кальциевой и магниевой составляющей, содержат относительно меньше железа, причем количества этих компонентов соответствуют диопсидовому характеру пироксенов, входящих в состав пород (рис. 129).

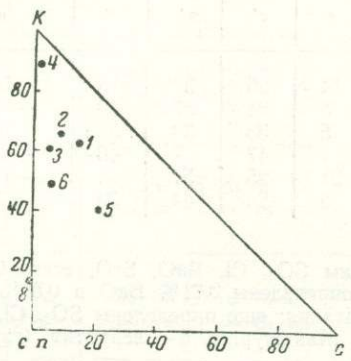


Рис. 128. Диаграмма $к:n:c:\bar{c}$ для горных пород ряда миссуритов, лейцитовых базальтов и мелилитовых пород

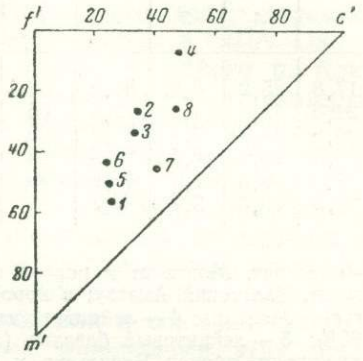


Рис. 129. Диаграмма $c':m':f'$ для горных пород семейства миссуритов, лейцитовых базальтов и мелилитовых пород

Как видно из рис. 127, точки проекции химического состава на диаграмме лежат очень близко к плоскости *AQM*. Поэтому представляет интерес сравнение диаграммы с диаграммой лейцит — диопсид — кремнезем. Данные последней нанесены на диаграмму. Из нее видно, что часть пород оказывается находящейся в поле устойчивости лейцита. Следовательно, этот минерал должен начать выделяться из расплава раньше пироксенов. Путь кристаллизации в отношении состава остаточной жидкости после выделения кристаллов лейцита пойдет по направлению от точки состава последнего до пересечения границы поля лейцит — диопсид, причем при составе, соответствующем италитам, бóльшая часть пород оформится ко времени начала кристаллизации эвтектики лейцит—диопсид. Для всего ряда пород заслуживает внимания то обстоятельство, что с увеличением количества щелочных металлов или лейцита в породах возрастает количество железа, что стоит отчасти в связи с увеличением количества эгирина. Такая связь обусловлена тем, что богатые щелочами породы одновременно являются и более легкоплавкими смесями компонентов, так как известно, что с увеличением содержания железа в составе цветных минералов температура кристаллизации последних понижается. В связи с этим породы могут рассматриваться как прогрессивно изменяющиеся продукты дифференциации от более высокотемпературных расплавов к более низкотемпературным. В меланократовых членах ряда при недостатке в породах кремнезема естественно ожидать выделения в первую очередь оливина, что и имеет место в лейцитовых базальтах. В этом отношении в особенно благоприятных условиях находится точка анализа № 1, представляющая собой миссурит, так как она содержит ясно выраженный избыток фемических компонентов против состава эвтектики. Кристал-

лизация пород, изображенных на диаграмме точками № 5 и 6, должна происходить с первоначальным выделением цветного компонента (диопсида); потом, по достижении эвтектической линии, к нему присоединится лейцит.

Мелилитовые породы

В рассмотренных типах нефелиновых и лейцитовых пород, обладающих одновременно большим количеством щелочей и значительным содержанием окиси кальция, очень часто появляется мелилит как результат кристаллизации расплавов, бедных кремнеземом и богатых основаниями, в частности, кальцием и магнием, необходимыми для образования мелилита. Мелилит встречается и в нефелиновых, и в лейцитовых базальтах. Иногда значение этого минерала в составе пород возрастает настолько, что он становится одним из главных компонентов. При большой основности этих пород в них почти всегда имеется также оливин наряду с пироксеном. Эти породы давно известны в районе Каценбукель в Швабии и Саксонии (Германия). Они обнаружены и на Кольском п-ове.

Появление мелилита характерно и для интрузивных пироксеновых и оливиновых пород. Наибольшего количества мелилит достигает в мелилититах, развитых на Турьем Мысу и состоящих из вкрапленников мелилита, замещенных вторичной слюдой, и основной массы из мелилита, биотита, авгита и небольшого количества нефелина с магнетитом и перовскитом.

Распространение этих пород очень ограниченное, а техническое значение столь же невелико. Теоретическое их значение большое в связи с выяснением возможного их происхождения.

Химический состав их и проекционные числа даны в табл. 59 и 60.

Таблица 59

Химический состав мелилитовых пород в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	P_2O_5	Сумма
1	34,03	2,69	8,41	3,13	6,67	—	14,68	18,20	4,58	1,69	4,02	1,10	99,20
2	36,27	3,70	11,79	6,00	5,32	0,07	6,59	16,02	6,08	1,84	5,92	—	99,60

Таблица 60

Проекционные числа и коэффициенты мелилитовых пород

№	Q	A	C	M	k	n	$\overline{c}$	c'	m'	f'	q
1	1,9	27,8	0,0	70,3	20	78	2	40	47	13	—42,0
2	9,0	40,5	0,0	50,5	16	83	1	47	26	27	—33,3

1 — мелилитовый базальт, Рауе Альб, Германия; 2 — мелилитит, Турий Мыс.

На рис. 127 под № 7 и 8 помещены проекции данных анализов этих таблиц на диаграмму, из которой видно, что эти породы относятся к категории пересыщенных щелочами относительно алюминия. Далее, как это свойственно большинству щелочных пород, они содержат много кальциевой составляющей в характеристике M, что сказывается модально

в наличии мелилита и пироксена. Из диаграммы видно, что эти породы содержат нефелин и вообще фельдшпатиды, что они лежат близко к плоскости *AQM* проекции и что мелилитит более богат мелилитом, чем мелилитовый базальт, который характеризуется повышенным содержанием меланократовых минералов и оливина. Для этих пород характерно минимальное содержание кремнезема.

Несиликатные породы

Среди несиликатных горных пород выделяются породы, состоящие или из фосфатов, практически из апатита, или из окислов железа и титана, фактически различные титаномагнетиты (ферролиты), или, наконец, из сульфидов (сульфидолиты). Встречаются также карбонатовые породы (карбонатиты). О каждом из этих типов пород было сказано в соответствующих главах при описании силикатных горных пород, с которыми связаны рассматриваемые в настоящей главе породы. Апатитовые породы (апатитолиты), как было сказано при описании нефелиновых пород, тесно связаны с последними. На Кольском п-ове находится классическое, всемирно известное месторождение этих пород, являющихся предметом добычи для переработки на удобрения, подобно фосфоритам. Здесь различаются породы, состоящие почти нацело из апатита, породы, обогащенные им, но содержащие нефелин (неапиты — название, данное по начальным буквам слагающих породу минералов), и породы, переходные к уртитам (апанеиты), но содержащие еще много апатита. Подобные богатые апатитом породы были описаны в последнее время также из района оз. Виктории в Центральной Африке, а обогащенные апатитом нефелиновые породы, содержащие до 20—40% апатита, констатированы на о-ве Альнё в Швеции. Их образование стоит в несомненной связи с концентрацией летучих компонентов, из которых главную роль играли фосфорный ангидрид и галоиды, а также, вероятно, и водяные пары. На Кольском п-ове апатитовые породы внедрились по границе ийолит-уртитовой интрузии, вторгшейся в свою очередь в нефелиновые сиениты. В Центральной Африке эти нефелиновые и апатитовые породы стоят в тесной связи с залежами карбонатитов.

Железные руды, участвующие в образовании комплексов изверженных горных пород, представлены залежами титаномагнетитов, образующих ценные рудные месторождения, стоящие в непосредственной связи с перидотитами и пироксенитами, а также с габбро и норитами. Иногда наблюдаются чисто ильменитовые залежи, имеющие, подобно титаномагнетитам, или вид шлиров — обогащенных скоплений среди нормальных пород, — или же позднейших внедрений магнетитового расплава или перегретого раствора, в котором принимали участие летучие компоненты магмы. Поэтому часто наблюдаются прожилки рудного материала в силикатах и сидеронитовая структура переходных к габбро и перидотитам горных пород. Такие же линзовидные и пластообразные обособления ильменитов встречаются среди норитов и анортозитов Бушвелдского комплекса в Южной Африке. А. Н. Заварицкий подобные остаточные рудные месторождения, связанные с выделением из остаточных рудных растворов или расплавов с летучими компонентами, назвал фузивными. В отношении происхождения аналогичных сульфидных руд многие петрографы и специалисты по исследованию рудных месторождений высказывают сомнения в их фузивном происхождении и объясняют скопления сульфидных руд позднейшим проникновением рудоносных растворов. Однако повсеместная

приуроченность во всем мире подобных сульфидных месторождений к норитовым и перидотитовым горным породам свидетельствует о том, что если подобные растворы и пришли извне в габбро, в которых они залегают, то они все же связаны по происхождению с теми же магмами, хотя бы они и отделились в области глубинного очага, возможно, путем ликвации.

Особой группой горных пород являются карбонатиты, то есть породы, состоящие преимущественно из карбонатов. Такие породы и сам термин стали известны после исследований Брёггера в области Фён в окрестностях Осло. Здесь развиты мраморы и доломитовые мраморы, которые содержат в своем составе силикаты из группы щелочных пироксенов, а также нефелин. Брёггер после детального их изучения пришел к выводу о том, что эти массы образуют штоки, внедрившиеся из глубин в гнейсовый окружающий фундамент. Внедрение карбонатитовых масс сопровождалось щелочным метасоматозом окружающих пород, превращенных из гнейсов в гнейсовидные нефелиновые сиениты, так называемые фёниты, постепенно переходящие к периферии в щелочно-сиенитовые гнейсовидные породы. Штоки состоят из кальцитовых и доломитовых карбонатитов. С ними связаны также и мельтейгиты и некоторые другие основные щелочные породы, среди которых Брёггер выделяет много названий местного значения по смыслу их терминологии.

Мнение Брёггера об изверженном происхождении карбонатовых пород было подвергнуто сомнению прежде всего со стороны Боуэна, противника возможного перевода осадков в состояние плавления. Он высказывал предположение, что карбонатовый состав пород вторичный и представляет следствие процессов метасоматизма ранее бывших силикатовых пород. Структуры пород в шлифах, опубликованные Брёггером, позволили Боуэну иначе трактовать взаимоотношения минералов, чем это было сделано Брёггером. Возможен и обратный процесс — замещение карбонатных пород щелочными силикатами.

В свете этих работ интересно отметить карбонатовые породы с силикатами, описанные в виде жил с Турьего Мыса Д. С. Белянкиным, который вместе с В. И. Влодавцем пришел к выводу о вторичном происхождении карбонатов в этих жилах, подобно тому как впоследствии думал о породах Фён в Скандинавии Боуэн. Между тем сведения о карбонатовых породах стали постепенно появляться из разных мест земного шара, в частности, они стали известны из района оз. Виктории в Южной Африке, из некоторых мест Севера Сибири и, наконец, в последнее время хорошо были изучены в районе о-ва Альнё в Швеции. Здесь карбонатиты образуют центральную массу, судя по всем геологическим данным суживающуюся книзу на конус. Она окружена ореолом щелочных пород, являющихся, согласно данным исследования, результатом метасоматизма архейских гнейсов, нацело переработанных в области контакта с частичным переводом в жидкое состояние (реоморфизм) и с частичным метасоматизмом пород внешнего контактового ореола в нефелиновые сиениты и щелочные сиениты, с переделкой структуры из регионально сланцеватой в концентрически сланцеватую около карбонатных тел. Кроме центрального карбонатитового тела, в его окружении поле измененных пород пересечено серией даек радиальной и конической формы (рис. 130). Радиальные дайки представлены различными щелочными основными породами, тогда как конические представлены исключительно карбонатитами, окружающими центральное тело свитой конических даек с установленным залеганием не только на поверхности, но и на некоторой глубине. Таким образом, выяснилось,

Таблица 61

Химический состав карбонатитов в %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	CO_2	Сумма
1	17,26	2,83	2,83	2,10	3,20	0,20	2,00	40,73	1,57	0,83	0,21	0,17	2,89	25,06	101,88
2	7,50	0,22	2,27	0,85	9,14	1,24	10,59	27,86	0,19	0,17	0,37	0,05	1,20	37,84	99,49
3	0,89	—	0,76	0,06	3,51	0,67	16,88	31,49	0,05	0,11	сл.	—	2,83	42,88	100,13
4	5,76	0,22	6,98	0,45	0,59	0,25	0,10	44,02	1,39	0,75	0,55	—	34,73	—	95,79
5	30,89	1,30	21,26	3,44	3,86	0,10	1,62	15,96	8,56	2,58	0,51	—	7,65	—	97,73

→ 1 — карбонатит (козенит), область Фён в Норвегии; 2 — то же, жильный (севит); 3—то же, почти чистый карбонатовый, там же; 4 — нефелин-апатитовая порода; 5 — апатито-нефелиновая порода. В первой, кроме того, имеется еще 2,26% окиси стронция, во второй — 0,44%. Кроме того, содержатся и другие летучие компоненты, как-то: сера, хлор, фтор и др., вследствие чего цифры в таблице в сумме значительно меньше нормы.

что имеются две серии конических даек — карбонатитов и карбонато-силикатовых пород, причем одна серия их — кальцитовые карбонатиты — дает конические дайки, сходящиеся на глубине около 3 км, другая же — на глубине около 9 км. Предполагается, что в этих районах, а также в верхней части всей системы на глубине около 1,2 км в свое время произошли взрывы магматических газов, в составе которых господствовала углекислота, под давлением которой и имело место образование карбонатовых пород, заполняющих дайки (см. схему рис. 130). Соображения о происхождении этих пород будут изложены в дальнейшем, сейчас же отметим, что существование особых карбонатовых пород, связанных по происхождению с магматическими породами и с затвердеванием или выделением из жидкого состояния, кажется, не может быть подвергнуто сомнению. Часто наблюдаемые явления метасоматизма в этих условиях вполне естественны, так как при наличии пересыщения расплава газами с участием огромных количеств углекислоты, образовавшиеся вначале силикаты могут на более поздних стадиях быть замещены карбонатами, подобно тому как в нормальных породах могут быть встречены новообразования биотита и амфибола по пироксенам, развивающиеся на более поздней стадии образования пород сравнительно с минералами, по которым они образуются.

Из карбонатовых пород в Советском Союзе, кроме указанных случаев, можно отметить наличие биотитово-карбонатовых пород в миаскитах Среднего Урала, например, в полевошпатовой пегматитовой копи Курочкина лога, где средне- и крупнокристаллические лепидомелано-кальцитовые породы развиты вертикально идущими полосами-жилами в контакте с эгириновыми пегматитами нефелиновых сиенитов, служивших для добычи полевого шпата. Эти полосы правильно проходят согласно с полосатостью миаскитов и, по-

видимому, тесно связаны по происхождению с остаточными продуктами формирования миаскитов, также заключающих в себе ассоциацию минералов лепидомелан — кальцит — ильменит, подобно этим крупнозернистым породам.

Примеры химических анализов несиликатных пород и пород переходного типа даны в табл. 61.

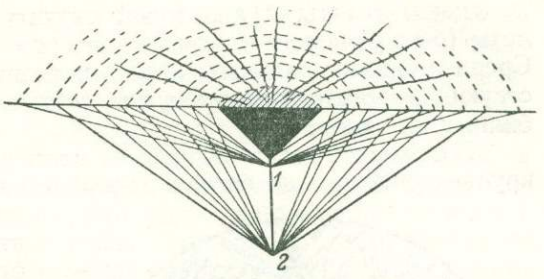


Рис. 130. Схема конфокальных интрузий щелочных пород и карбонатитов о-ва Альнё в Швеции:

1 — центр кальцитовых жил; *2* — центр доломитовых жил (конических слоев)

Кроме указанных, к числу рудных пород, происшедших путем магматического отщепления, относятся хромитовые шлиры и жилы в перидотитах и пироксенитах. Они образуют рудные тела различной величины, связанные по происхождению с названными породами, и распространены в тех же районах, в которых встречаются эти ультраосновные породы. Существенное значение они имеют в таких районах, как Урал, Малая Азия, развиты в Аппалачах. В Южной Африке (Претория) встречаются богатые месторождения этого типа.

Породы жильной серии

Горные породы жильной серии представлены различными членами ряда, рассмотренными в предыдущем изложении. В настоящей главе дается краткий общий их обзор для того, чтобы сложилось единое представление о них.

Среди жильных пород встречаются породы, сходные с глубинными, но отличающиеся от них мелкозернистостью основной массы при порфировой структуре. Эта так называемая гранит-порфировая фация, как описано было в предыдущем изложении, представлена для гранитов гранит-порфирами, для сиенитов — сиенит-порфирами, для диоритов — диорит-порфиритами, для габбро — габбро-порфиритами. Для пироксенитов и перидотитов такие породы часто называются некоторыми исследователями пикрит-порфиритами, хотя в классификации Розенбуша это название предложено было для излившихся аналогов этих пород. Таким образом, рассматриваемые породы являются лишь структурной модификацией глубинной фации и сходны, тождественны с гипабиссальными фациями этих же пород, носящих те же названия. И действительно, породы жильной серии, связанные пространственно с интрузивными массивами, в которых они залегают в виде жил, внедрились в них по трещинам в то время, когда интрузии уже застыли и были достаточно холодны, что обусловило быстрое застывание внедрившихся в них масс новых порций магмы, проникших из глубины того же очага. Условия их застывания имели гипабиссальный характер.

Кроме гранит-порфировых фаций в природе существуют аплитовые фации. Эти породы разрезают глубинные массивы изверженных пород в виде жил и даек и считаются остаточными продуктами застывания соответствующих магм. С этой точки зрения аплиты могут быть встречены у всех типов горных пород, описанных выше. Как остаточные продукты застывания различных магм, они бедны цветными компонен-

тами и обладают структурой, характеризуемой как аплитовая. Их внедрение в виде жил объясняется отжатием жидкого остатка в трещины отдельности уже застывшей верхней части массива. Среди сиенитовых массивов можно встретиться с сиенит-аплитами, среди диоритов развиты диорит-аплиты с аплитовой структурой, среди габбро — габбро-аплиты (беербахиты; рядом авторов они относятся к лампрофирам). Среди мономинеральных пород нет аплитовых разностей, а соответствующие остаточные продукты застывания называются именами глубинных их типов.

Пегматиты, в отличие от аплитов, являются породами жильного крупнозернистого до гигантски-зернистого типа, представляющими остаточные продукты застывания интрузий; в отличие от аплитов, они были обогащены летучими компонентами и редкими минералами, чем объясняется их крупнозернистая структура. Пегматиты имеются у всех представителей магматических пород. Поэтому различаются гранитовые, сиенитовые, диоритовые, габбровые, нефелин-сиенитовые и другие пегматиты. Особенно много пегматитов наблюдается у глубинных гранитовых и нефелин-сиенитовых массивов, застывавших в условиях, когда отсутствовали возможности потери минерализаторов, следовательно, в условиях более или менее закрытой системы, позволяющей легколетучим компонентам концентрироваться в остаточном расплаве в большом количестве. Пегматитовые фации наблюдаются и у мономинеральных пород, например, у пироксенитов и горнблендитов. Состав минералов в пегматитах близок к составу минералов родоначальных пород, с которыми они связаны.

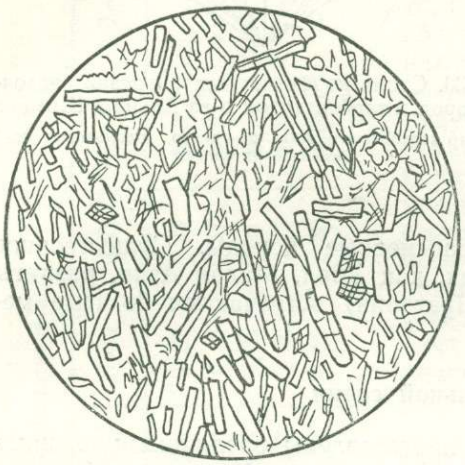


Рис. 131. Одинит. Шестоватые формы роговой обманки и плагиоклазов

Лампрофиры составляют четвертую группу жильных пород, сопровождающих интрузивные массивы и тесно с ними связанных. По сравнению с аплитами это противоположный по составу тип пород. Они лейкократовые, тогда как лампрофиры представлены исключительно меланократовыми породами, состав которых меняется в зависимости от состава родоначальных интрузий. Структура лампрофиров отлична от таковой аплитов тем, что она панидиоморфно-зернистая. Все главнейшие минералы пород хорошо оформлены в виде кристаллов. Среди петрографов нет единообразия в номенклатуре. Так, описанные выше (стр. 132) беербахиты или аплитовидные мелкозернистые габбро, несмотря на свою типичную аплитовую структуру и другие отличия от лампрофиров, многими авторами, например Розенбушем и Ниггли, относятся к лампрофирам. К такого же рода породам относят и диоритовые аплитовые аналоги, известные под названием малхитов — диоритовых аплитов, состоящих из роговой обманки и средних плагиоклазов. Если руководствоваться структурой, то породы габбрового ряда, состоящие из основного плагиоклаза и пироксена как главных компонентов и обладающие аплитовой структурой (беербахиты), следует относить к габбровым аплитам. Точно так же и малхиты следовало бы считать диорито-

выми аплитами. Типичными габбровыми лампрофирами являются описанные выше одиниты (стр. 132).

Если рассматривать лампрофиры по положению их среди различных интрузивных пород, то они располагаются в следующие ряды. С габбровыми породами связаны одиниты (рис. 131), то есть породы, состоящие из роговой обманки или пироксенов и плагиоклазов, часто с порфировыми выделениями пироксенов и оливина и панидиоморфнозернистой структурой основной массы. Для диоритов лампрофирами служат спессартиты и керсантиты. Спессартиты состоят из плагиоклазов и роговой обманки, остальные минералы могут встречаться в виде примесей при характерной для пород панидиоморфной структуре. Другим типом лампрофиров диоритового ряда являются керсантиты, породы панидиоморфной структуры, состоящие существенно из среднего плагиоклаза и биотита в виде правильных кристаллических зерен. Керсантиты и спессартиты могут встречаться и среди сиенитов, поскольку в состав последних входят в существенных количествах перечисленные для этих лампрофиров минералы. Типичными для сиенитов лампрофирами являются вогезиты, состоящие приблизительно из равных количеств роговой обманки и калиевого полевого шпата в виде хорошо оформленных зерен с признаками идиоморфизма. Точно так же среди сиенитов встречаются иногда минетте — породы, состоящие из калиевого полевого шпата и биотита, с большим количеством последнего, а иногда также с пироксенами и оливином в виде порфировых выделений. Наличие большого количества цветных минералов обусловливает и наличие в составе пород оливина как минерала, выделяющегося на ранних стадиях за счет других цветных силикатов. Для гранитовых пород лампрофирами могут быть все последние их типы, но чаще встречаются керсантиты и спессартиты, состоящие из ранних продуктов кристаллизации среди минералов этих глубинных пород, которые могут считаться родоначальными для этих лампрофиров.

Породы щелочного ряда, начиная от нефелиновых сиенитов и кончая различными лейцитовыми и нефелиновыми породами, имеют лампрофиры, отличающиеся щелочным характером при наличии в их составе большого количества цветных минералов. К таким породам относятся описанные выше (стр. 197) породы типа камптонитов и мончикитов, а также разности последних, известные под названием альнёитов. Сюда же относятся такие редкие породы, как польцениты, состоящие из магнетита, оливина и мелилита, а также флогопита, нефелина и гаюина. Кроме того, как и в ультраосновных породах щелочного ряда, в них присутствует перовскит, а иногда и хромит. Породы имеют тяготение к мелилитовым членам ряда.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Дифференциация магмы и доказывающие ее геологические факты

Многообразие изверженных горных пород, встречающихся в различных частях земного шара, может быть вызвано разными причинами. Горные породы обычно соединяются в сообщества, в которых развиты те или иные их ассоциации, причем эти сообщества в связи с геологическим строением закономерно повторяются в различных частях земного шара. Такое закономерное повторение ассоциаций горных пород вызвало представление об их родстве друг с другом, об одинаковом их происхождении из какого-то общего корня, первоначальной магмы, расплава, из которого путем различных процессов, связанных с соответственными физико-химическими явлениями в магматическом расплаве,

образовались различные породы, входящие в ту или иную ассоциацию. Такое родство горных пород и постоянная связь их наблюдаются в ряде районов. Поэтому естественно, что для таких районов это родство горных пород обратило на себя внимание давно и было названо Иддингсом «кровным родством». Однако в различных частях земного шара и разных районах повторение этих закономерных магматических серий горных пород дало возможность петрографам высказать предположение, далеко выходящее за указанные пределы родства, и считать горные породы всего земного шара производными одной или нескольких родоначальных магм. Развитие различных по составу горных пород за счет первоначального расплава называется общим термином «дифференциация магмы». В настоящее время нет петрографов, которые не признавали бы в той или иной степени возможности дифференциации магмы, однако в вопросах о течении этого процесса и о физико-химических законах, управляющих им, не прекращаются споры и нет единообразия в мнениях отдельных ученых. В вопросе о дифференциации как причине многообразия изверженных пород на особой точке зрения стоял В. Н. Лодочников, который высказывал идею о том, что в глубине Земли имеется то же разнообразие состава, какое наблюдается в земной коре и на поверхности, а следовательно, что это многообразие зависит существенно от других причин — от первичного строения земного шара. Обычно полагают, что центральные части земного шара вслед за сиалической оболочкой сложены зоной симатического состава, за пределами которой различные геологи принимают разные зоны, а именно: перидотитовую, рудную (окисную и сульфидную) и, наконец, центральное металлическое железное ядро. В отличие от этого, В. Н. Лодочников считает, что возрастание удельного веса различных зон с глубиной обусловливается сильным сдавливанием, изменением удельного веса вследствие уплотнения тех же самых горных пород. На больших глубинах при очень высокой температуре атомы могут получить сильнейшее уплотнение благодаря сбрасыванию электронов и сближению их ядер подобно тому, как это имеет место в некоторых звездах-карликах.

Гипотеза очень высокой температуры в центре Земли исходит из предположения об остаточном тепле, сохранившемся от звездного состояния земного шара, когда он представлял собой клочок солнечной материи, еще не сгустившейся и не уплотнившейся до современного состояния. Вследствие остывания и уплотнения образовался земной шар, а высокая температура сохранилась только в недрах Земли, где она поддерживается продолжающимися атомными реакциями. Такое воззрение на происхождение земного шара не удовлетворяет многих астрономов, и в противовес ему многие из них выставляют так называемые планетизимальные теории, считающие, что земной шар произошел благодаря накоплению метеоритов и метеоритной пыли. Из этих теорий самой новой является теория академика О. Ю. Шмидта.

Согласно его теории, земной шар, как и другие планеты, образовался из облака метеоритной пыли и метеоритов, захваченных солнцем при прохождении его через темные туманности, разбросанные всюду в мировом пространстве. Этим объясняется примерно одинаковый возраст планет, их общее движение и закономерности их размеров и расстояний от Солнца. Следовательно, с этой точки зрения первоначально земной шар был собран из холодных метеоритных частиц в сравнительно короткий период после захвата этой пыли и облака метеоритов. Дальнейшее поступление вещества метеоритов космического происхождения уже мало влияло на размеры и строение земного шара. Аккумулировавшиеся частицы первоначально были холодны, но потом в централь-

ных частях земного шара постепенно происходило разогревание вследствие уплотнения и накопления тепла от радиоактивного распада: земной шар разогрелся, его вещество стало постепенно дифференцироваться и могло принять те закономерности строения, которые в настоящее время считаются возможными в недрах Земли. Таким образом, в то первичное время произошла дифференциация материала земного шара, вначале не обладавшего закономерностями распределения ни в связи с удельным весом, ни с какими-либо другими физико-химическими свойствами. Дифференциация происходила вследствие частичного плавления и опускания вглубь тяжелых компонентов и всплывания легких веществ. Так с этой точки зрения можно представить себе образование сиалического, симатического и других слоев в земном шаре, если эти слои существуют, на что наводит нас различный состав метеоритов как каменных, так и железных. С течением времени на земном шаре образовалась атмосфера и гидросфера, так как, с одной стороны, вместе с газовой пылью в захваченных массах могли быть и газовые составные части, а с другой стороны, при разогревании внутренних частей земной массы газы могли выделиться из состава этих глубоких недр первичного земного шара.

Необходимо отметить, что для наших дальнейших целей этот вопрос не имеет большого значения, так как, как выше уже отмечено, общая тенденция в построении земного шара при той или другой концепции может быть вполне одинаковой. Условия менее благоприятны для представлений В. Н. Лодочникова о некотором беспорядке в недрах Земли со столь же неправильным составом недр, какой наблюдается на земной поверхности. Как только возможным станет плавление или размягчение с частичным плавлением отдельных частей корового слоя и недр Земли, так по законам физико-химии начнется расслоение и образование слоев различной плотности и состава внутри земного тела, а потому, естественно, у геологов и геофизиков возник вопрос о наличии в земных недрах поясов различного состава. Их наличие доказывается геофизическими данными, в том числе в первую очередь сейсмическими наблюдениями, давшими основания для предположения о глубинах, служащих разделами этих слоев.

Уже давно геологи высказали предположение, что все действующие в настоящее время, а по Дэли и все действовавшие в древние периоды существования Земли вулканические процессы, начиная с протерозоя, имели своим источником единую базальтовую постель: слой базальта, подстилающий всю земную кору с глубины 60—40 км. Кислый сиалический панцырь предполагался существующим в твердом состоянии, начиная с тех же древних времен. Другие высказывали мнение, что и в настоящее время имеются две активные магмы, кислая и основная, а остальные представляют различные модификации их или продукты их смешения, или, наконец, продукты поглощения расплавленной магмой осадочных или иных пород. Первоначально базальтовый слой считался активным и жидким, но потом на основании геофизических данных, показывающих, что в земной коре нет жидких слоев и все толщи ее ведут себя как упругое твердое тело, был принят взгляд, что эти породы находятся в твердом кристаллическом или стекловатом состоянии вследствие колоссальных давлений вышележащих пород на этих глубинах. О давлении на этих глубинах можно судить по тому, что на каждые 100 м нагрузки горных пород, развитых на поверхности Земли, давление их массы увеличивается на 26—28 кг на 1 $см^2$. Эти породы, находящиеся в твердом состоянии, в то же время могут перейти в расплавленное состояние при уменьшении давления, что может осуществиться при раз-

личных горообразующих явлениях и при других дислокациях в земной коре. Но таким же образом могут перейти в плавление и другие породы более поверхностных частей корового слоя, следовательно, и кислые породы гранитового панцыря, возможно существующего в континентальных глыбах согласно данным гравиметрических исследований. Для решения этих вопросов, возможности выбора того или иного варианта, необходимо рассмотреть различные фактические материалы из области распространения изверженных пород в пространстве и во времени.

Относительно общих закономерностей распространения и характера развития изверженных горных пород на поверхности Земли говорилось уже выше. Повсюду главные типы их имеют одни и те же взаимные связи и образуют одинаковые ассоциации в зависимости от геологической обстановки, о чем в деталях будет речь несколько позднее. Это и привело к идее об общности процессов происхождения изверженных пород из единой или нескольких родоначальных магм. Из других закономерностей рассмотрим наличие дифференцированных массивов, вопросы относительного возраста изверженных горных пород, направленность развития магматических процессов в отдельных районах, последовательность излияния в отдельных вулканах лав различного состава и распространение изверженных горных пород в пространстве и во времени.

Примеры дифференцированных массивов

Уже в самом начале, при рассмотрении взаимоотношений горных пород, их связи друг с другом и распространения был описан пример дифференцированного Тагильского изверженного комплекса, в котором развиты разнообразные породы, начиная от дунитов и рудных тел и кончая гранитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами, а также различными основными и средними дифференциатами, как-то: разнообразные описанные выше габбро, диориты и жильные представители горных пород. Некоторая общая закономерность указана была и для распространения этих пород на территории массива, а именно: в западном, лежачем боку ее развиты разнообразные габбро, но к лежачему боку приурочено развитие и тех небольших дунитовых и пироксенитовых масс, которые встречаются в теле интрузии и являются, как хорошо известно, платиноносными. К восточной части массива основные породы сменяются средними, а именно диоритами, кислые же породы и сиениты приурочены к висячему восточному боку массива. Из этого правила имеются различные мелкие исключения. Итак, на территории одной интрузии имеются различные по составу породы, тесно связанные в одну семью взаимными переходами, и во всяком случае имеются промежуточные разности пород, указывающие на то, что все они связаны друг с другом по происхождению из одной массы и являются продуктами дифференции одного магматического очага.

Другим подобным массивом является известный Бушвелдский магматический комплекс, состоящий преимущественно из норитовых пород, но также имеющий в своем слоистом теле полосы или пласты перидотитов, кварцевых диоритов и габбро, пласты анортозитов, сульфидных и окисных руд (ферролитов), а вверху венчающийся красными гранит-порфирами и гранитами. В нем также имеются интрузии щелочных пород, представленных нефелиновыми сиенитами. Как видим, в Бушвелдском комплексе повторяются закономерности ассоциаций пород, которые были установлены на территории Тагильского массива. Разница заключается в форме массива, являющегося у Бушвелда типичным лополитом.

К подобным дифференцированным массивам принадлежит и хорошо изученная дайка Палиссад на оз. Онтарио, представляющая пластовую залежь, наклоненную под углом около 45° к горизонту. В ней имеется ряд слоев. Периферические части ее затвердели в виде закаленных мелкозернистых участков состава мелкозернистого габбро. Во внутренней части дайки в лежачем боку образовался слой, представляющий богатое оливином габбро с большим количеством кристаллов оливина. Это габбро постепенно переходит через габбро нормального состава в кислое кварцевое габбро с микропегматитом, примыкающее к

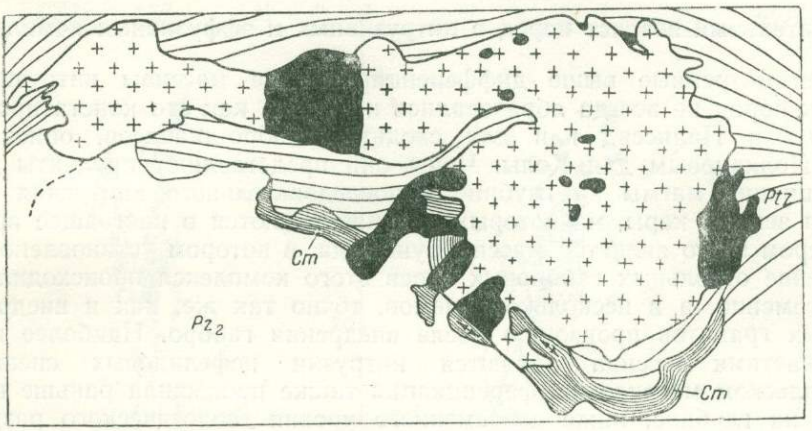


Рис. 132. Схематическая карта гранитового массива Зеренды, Казахстан:

Ptz — кристаллические сланцы; *Cm* — кембрий; Pz_3 — верхний палеозой; черное — гранодиориты, диориты и монцониты; кресты — светлые гранитоиды

висячему боку закаленного габбрового слоя на контакте со вмещающими породами. Многочисленные анализы с учетом количественных соотношений различных прослоев показали, что средний состав центральной части дайки точно соответствует составу краевых закаленных ее частей, так что дифференциация первичного расплава на месте с образованием различных пород не вызывает сомнений.

Примером дифференцированных массивов кислого состава могут служить некоторые массивы Казахстана, например, в районе Степняка. Здесь около массива кислого нормального гранита развиты основные оболочки, связанные постепенными переходами с центральной частью гранитового массива. В других случаях наблюдается сложное строение массивов, но без постепенных переходов между составными их частями (рис. 132). Отдельные участки оказываются сложенными различными породами, по составу соответствующими гранитоидам различной кислотности. Наблюдения указывают в этих случаях на повторное внедрение различных участков из одного очага, следовавших друг за другом во времени и воспользовавшихся теми же путями ослабленной части земной коры, а потому занявших соседние участки в ней со старыми, предшествовавшими внедрениями. Таков, например, массив Зеренды, где средняя часть интрузии гранитов занята лейкократовыми гранитами, тогда как краевые части сложены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, монцонитами и другими породами.

Примерами дифференцированных массивов щелочного состава могут быть разнообразные интрузии Фенноскандии и Балтийского щита, массивы окрестностей Жданова, массивы Урала и других районов. Кроме дифференцированных массивов, в районах распространения различ-

ных пород наблюдается развитие серий жильных образований и малых интрузий, связанных с тем же периодом магматической деятельности и представляющих продукты той же серии дифференциатов, какие наблюдаются в самих дифференцированных массивах. Будучи связаны с одним первичным очагом, они повторяют в своем составе серию пород, хотя и не связанных непосредственно друг с другом, но образующих одно родственное целое. В этом случае связь является глубинной и непосредственно на поверхности о ней говорит только родственный состав пород и образование ими серий или рядов общего происхождения.

Относительный возраст пород в интрузивных и эффузивных комплексах

Рассмотренные выше дифференцированные массивы интрузивных горных пород не всегда образовались на месте, как это констатировано для дайки Палиссад или для сходных габбро-диабазов, описанных А. А. Полкановым для Колы. Чаще они представляют продукты дифференциации магмы на глубине и последовательного внедрения в те уровни земной коры, на которых они наблюдаются в настоящее время. Примером этого является массив Бушвелда, в котором установлено, что внедрение отдельных габбровых слоев этого комплекса происходило не одновременно, а в несколько приемов, точно так же, как и внедрение красных гранитов произошло после внедрения габбро. Наиболее поздними частями массива являются интрузии нефелиновых сиенитов. В Тагильском массиве дифференциация также произошла раньше внедрения, на глубине, ниже современного уровня геологического разреза. Внедрение происходило в несколько приемов, причем вначале магма проникла вверх в дифференцированном состоянии, сохраняя лишь общее положение слоев, вследствие чего не образовалось правильной слоистости комплекса и наблюдаются разнообразные уклонения от нее с сохранением только общей последовательности в расположении масс от лежачего до висячего бока. Имели место и повторные внедрения в уже застывшие верхние части массива, на что указывают секущие и более молодые массы кислых пород и сиенитов, а также наличие ксенолитов более основных пород массива в кислых разностях. В виде жил развиты и нефелиновые сиениты горы Благодати на восточном крае массива. На одновременное внедрение главной фазы интрузии для пород различного состава указывает наличие закаленных мелкозернистых поверхностных участков для различных пород этого массива.

В литературе приводится много примеров более позднего возраста кислых интрузий сравнительно с основными, относящимися к тому же общему периоду внедрения, или, как принято называть, к тому же периоду магматической интрузивной деятельности.

Исследование развития вулканических явлений показывает те же закономерности излияний, какие намечены в отношении возраста интрузивных пород. В эффузивных циклах магматической деятельности наблюдается обычно та же, в общем, смена пород в направлении от основных к кислым. Однако здесь нет абсолютно выдержанных отношений, а можно говорить только об общей тенденции процесса излияний. Это хорошо доказано для вулканогенного ряда пород в силуро-девонском цикле Урала и Казахстана. На основании изучения истории излияний отдельных вулканов можно указать много примеров отсутствия видимой закономерности в образовании отдельных потоков. Например, Тиррель приводит примеры излияний в районе Мон-Дор в Оверни в такой последовательности: фонолит, риолит, базальт, андезит; базальт кислые туфы, кислый андезит; трахит, авгито-

вый андезит и тефрит, фонолит, платобазальт, базальт. Как видно из этого конкретного примера, правильности в последовательности нет, наблюдается только чередование основных и кислых продуктов, иногда вместе со щелочными породами. Для холмов Беркелей близ Сан-Франциско отмечается более правильное чередование, а именно: в нижней Беркелейской формации чередование идет в порядке андезит — базальт — риолит, андезит — базальт — риолит. В верхней свите также андезит — базальт — риолит, андезит — базальт, а в вышележащей кампанской свите снова андезит — базальт — риолит, базальт — рио-

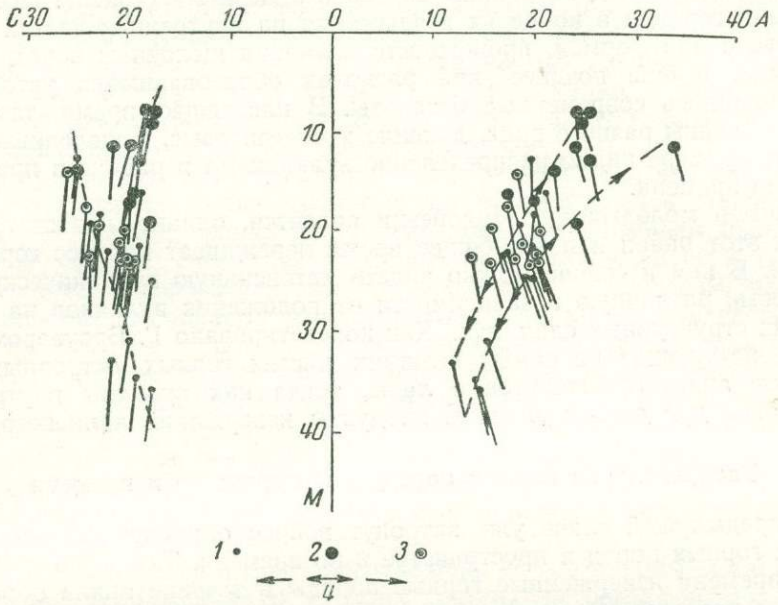


Рис. 133. Диаграмма химического состава лав вулкана Авача:

1 — лавы соммы вулкана; *2* — лавы современного конуса; *3* — породы экструзий; *4* — направление дифференциации

лит. На Камчатке, по данным А. Н. Заварицкого, в составе излияний современного вулкана Авача и его прежнего конуса или соммы наблюдается смещение в сторону большей кислотности начальных и большей основности конечных излияний его древнего конуса, большей кислотности и щелочности более поздних экструзий и излияний, с уклонениями в составе отдельных излияний в каждом цикле (рис. 133). Современный конус сложен базальтами, близкими по составу к потокам основания. Та же тенденция отмечена для излияний Армении и Кавказа; в общем виде она наблюдается и в составе различных вулканических циклов Кавказа от более древних к более молодым. Таким образом, в отношении последовательности излияний приходится сравнивать не отдельные потоки и покровы или туфы, состав которых может не дать картины правильности процесса, а весь комплекс излияний данного цикла в целом. В этом отношении установлено, что направление процесса идет от господства основных излияний в начале эффузивного периода к господству кислых продуктов в конце цикла, или к господству щелочных излияний.

Такое настойчивое повторение последовательного ряда пород по возрастающей кислотности в интрузивных и эффузивных циклах магматической деятельности свидетельствует о закономерной направлен-

ности процесса дифференциации от ранних основных продуктов к более поздним кислым с многочисленными возможными возвратами и повторениями в отдельных конкретных случаях деятельности вулканов. Ван-Беммелен для новейшей истории вулканизма Индонезии констатировал раннюю фазу излияний, представленную диабазами и спилитами с интрузиями габбро и перидотитов. Эта стадия имела место в период прогибания геосинклинали в течение мелового периода. Позднее, в период первых подвижек и горообразования, интенсивно действовали вулканы, изливавшие базальты, андезиты и риолиты, образовав толщу лавовых пород, известную под названием «древние андезиты» (эоцен). После образования гор или в конце их воздымания на внутренних частях дуг, в соседстве с платформой, происходили излияния щелочных пород калиевого ряда, а еще позднее при расколах образовавшейся устойчивой массы излились современные базальты. В настоящее время там действуют вулканы разного рода, дающие и андезитовые, и щелочные лавы. На этом примере видно распределение вулканизма в районе в пространстве и во времени.

Пример молодых дуг Индонезии является, однако, недостаточным, так как этот район и в настоящее время переживает процесс горообразования. В нем и сейчас можно видеть интенсивную вулканическую деятельность, различную в зависимости от положения вулканов на тектонических структурных единицах. Как констатировано Г. Броувером, вулканы, действующие на самых внешних частях горных островных дуг, изливают андезито-базальтовые лавы, тогда как вулканы внутренних частей этих дуг дают щелочные продукты извержений калиевого ряда.

Распределение горных пород в пространстве и времени

В предыдущей главе уже затронут вопрос о распределении изверженных горных пород в пространстве и во времени. Там было показано, что во времени изверженные горные породы в течение цикла образуют, иногда с повторными возвратами, ряд пород от начального основного к конечному кислому или щелочному составу. Было также указано на неоднородность магматического процесса, зависящую от тектоники района, и на то, что горные породы, развитые в каком-либо районе, часто образуют родственные по составу ассоциации. Это родство особенно сказывается в комплексах или формациях горных пород, принадлежащих к одному магматическому циклу. Так как магматические циклы развиваются вначале в качестве излившихся фаций, образующихся преимущественно в течение геосинклинального режима горных сооружений, а в течение орогенного периода они сменяются интрузивными горными породами, то часто весь комплекс этих излияний и интрузий показывает кровное родство горных пород друг с другом. Когда впервые этот факт обнаружился при исследовании магматических горных пород земного шара, было высказано положение о родстве горных пород, принадлежащих к одному периоду магматической деятельности в каком-либо районе. Такого рода районы с родственными комплексами изверженных горных пород получили название петрографических провинций. Впервые этот термин был введен Джеддом.

Родство горных пород может быть обнаружено в признаках двоякого рода. Во-первых, в общем виде оно может сказаться в родственных чертах химического состава горных пород данного района. На конкретных примерах это в свое время было показано Бекке и Харкером, давшими первый анализ некоторых типов петрографических провинций. Бекке сравнил горные породы Чешских гор и Анд. Различие между

ними сказывается в том, что первые обнаруживают щелочность не только в составе средних и кислых членов ряда излившихся лав, но и среди основных членов, тогда как вторые являются исключительно застывшими лавами щелочноземельного ряда при большом содержании алюминия и кальция в них, что дает в минералогическом отношении повышенное содержание основных плагиоклазов сравнительно с соответствующими породами Чешских гор. Таким образом, химический состав лав сказывается и на минералогическом составе соответствующих горных пород данных районов. В Чешских горах эффузивные породы содержат часто фельдшпатоиды, чего нет среди пород Андов. В то же время в Чешских горах появляются в составе пород щелочные амфиболы и пироксены, а полевые шпаты их большей частью щелочные, то есть представлены ортоклазом и альбитом. Одновременно с Бекке Харкер рассмотрел ряд петрографических ассоциаций, приуроченных к петрографическим провинциям отдельных районов.

В результате этих исследований было установлено, что химический и минералогический состав горных пород в значительной степени связан с геологическим, правильнее, с тектоническим строением районов, а именно: в областях, представляющих континентальные области, сложенные древними платформами или примыкающими к орогенам, развиваются щелочные ассоциации горных пород, в то время как среди орогенных областей развиты ассоциации, описанные Бекке для Анд, то есть горные породы щелочноземельного ряда. Так как Анды, Кордильеры и различные островные дуги Тихого океана, представляющие молодые орогенные области, расположены все вокруг Тихого океана, то было предложено относить эти породы щелочноземельного ряда к тихоокеанскому типу провинций. В то же время платформенные структуры окружают Атлантический океан, почему провинции щелочного состава было предложено называть атлантическими.

Такая номенклатура, распространенная на все районы земного шара, вызвала возражения со стороны многих петрографов, указывавших на то, что часто породы, принадлежащие к этим провинциям, далеко не связаны близостью с Тихим или Атлантическим океанами. Кроме того, выделение двух провинций — атлантической и тихоокеанской — уже потому неправильно, что породы могут изменять свой характер не только в пространстве, но и во времени, и провинции, принадлежащие к одной из этих групп, могут во времени сменяться породами другой группы. В природе в одной области может быть развито несколько магматических периодов деятельности или циклов, которые могут не совпадать по составу друг с другом, следовательно, в этих случаях одни петрографические провинции будут накладываться на другие. Поэтому неправильно говорить, что существуют только две провинции, как это понималось многими петрографами и геологами; следует говорить о двух типах провинций — атлантическом и тихоокеанском.

Впоследствии к этим двум основным типам провинций были присоединены некоторые другие, характеризующиеся наличием особенностей, оправдывающих их выделение. Так, среди щелочных провинций атлантического типа впоследствии Ниггли были выделены провинции с господством калия над натрием, породы калиевого ряда. Такие провинции Ниггли назвал средиземноморскими, так как одним из представителей современных вулканов, изливающих богатые калием лавы, является Везувий, находящийся на берегу Средиземного моря. Вольфом были названы арктическими те провинции, породы которых, подобно базальтам арктической области, обогащены магнием. Это так называемые плато-базальты. Выделение провинций этого типа не столь важно,

поскольку они очень тесно примыкают к породам тихоокеанского ряда.

Попытка заменить понятие петрографической провинции другим понятием более универсального значения совершенно естественна, как это следует из вышеизложенного. Понятие о провинции строго региональное, оно не столь расширено как понятия «атлантический» или «тихоокеанский». Поэтому вместо такого рода всеобъемлющих терминов регионального значения было предложено наименование «ветвь», «ствол» или лучше «ряд», а вместо «атлантического» или «тихоокеанского» рядов или ветвей лучше говорить о провинциях натрового, калиевого или щелочноземельного ряда.

Изучение закономерностей распространения горных пород калиевого, натрового и щелочноземельного рядов показало, что горные породы щелочноземельного ряда распространены в горных сооружениях и в геосинклинальных областях, в настоящее время расположенных вдоль островных дуг и побережья Тихого океана. В недалеком прошлом вулканы, извергавшие лавы щелочноземельного ряда, действовали на территории геосинклинали океана Тетис и отложили мощные толщи лав Кавказа и Армении, а также прилегающих областей Турции и Ирана. Отсюда они сплошным поясом протягиваются по всей геосинклинали бывшего океана Тетис, то есть развиты на Балканах, в Альпах, Пиренеях и других хребтах.

Кроме петрографических провинций, особо выделяются термины вулканическая и петрографическая формации. Под вулканическими формациями со времени Циркеля (1893) объединяют породы одного семейства — лавы, интрузивные породы, рыхлые и другие продукты вулканической деятельности и прочие, относящиеся к одному центру извержения. Формации бывают гранитные, диабазовые и прочие. Под петрографической формацией Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1925) объединял совокупность всех пород и продуктов, связанных с кристаллизацией какой-либо магмы, включая сюда и такие породы, которые возникли под влиянием магматического очага на окружающий их ореол. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг выделяет также гранитовую, диабазовую, нефелин-сиенитовую и другие формации. Термины вулканическая и петрографическая формации сходны, но последний из них в понимании Ф. Ю. Левинсон-Лессинга охватывает широкий круг явлений. В нем отсутствует как местная локализация, так и элемент времени. Этот термин является всеобщим, объединяя по существу все вулканические формации одинакового состава, независимо от времени и пространства. Породы какой-либо формации могут быть связаны с породами другой формации кровным родством, и когда эти родственные ассоциации объединяются в одном районе и связаны с одним периодом магматической деятельности, они составляют петрографическую провинцию.

Выделяют горные породы диабазово-спилитовой и кератофировой формации. Эти породы относятся к начальному периоду формирования геосинклиналей, когда последние подвергаются погружению. При прогибе геосинклинали и геосинклинальной области происходит растяжение земной коры на крыльях возникающего трога и образуются разрывы, которыми пользуются подкоровые массы, переходящие при этом в расплавленное состояние. Они внедряются по сколам в верхние зоны земной коры и изливаются в виде диабазовых, спилитовых и кератофировых лав. Так как при погружении геосинклиналей господствуют морские условия, то излияния лав происходят под водой. Лавы приходят в соприкосновение с ней и приобретают своеобразные текстурные формы. Развиваются характерные шаровые или,

правильнее, подушечные и сфероидальные или эллипсоидальные формы, свойственные спилитам и объясняющиеся переходом лав при соприкосновении с водой в сфероидальное состояние.

Шаровые лавы спилитов, потоки диабазов, интрузии габбро гипабиссального типа, сопровождаемые внедрениями перидотитов, подвергающихся в той или иной мере серпентинизации, свойственны первой стадии формирования геосинклиналей. При этом внедрение гипабиссальных основных, а иногда и малых кислых интрузий сопровождает небольшие начальные или повторные поднятия в области геосинклинального трога. Поэтому очень часто такие малые интрузии внедряются в горные породы, представляющие результат предшествовавших излияний, чем и объясняется постоянная ассоциация в горных хребтах излившихся диабазовых и спилитовых лав с малыми интрузиями, силлами и дайками габбро-диабазов, перидотитов и змеевиков, а также более кислых пород как продуктов их дифференциации. Эти комплексы пород, развитые в геосинклинальных областях и образующиеся в первые стадии их формирования, получили название офиолитовой формации или диабазово-спилито-кератофировой формации для соответствующих эффузивных комплексов.

Следующая за прогибанием трога стадия развития геосинклиналей характеризуется поднятием срединного прогиба, а потом и постепенным воздыманием геосинклинали в виде горного хребта или складчатого сооружения. Этот процесс сопровождается внедрениями интрузий различных пород щелочноземельного ряда, включающих серии перидотиты — пироксениты — габбро — диориты — граниты, причем в начале поднятия действуют вулканы, изливающие андезито-базальтовые лавы с дифференциатами до липаритов. Переходные типы лав в виде дацитовых, липарито-дацитовых, андезито-базальтовых наиболее характерны для этих областей. Таковы, например, лавы Кавказа и Армении, относящиеся к четвертичному и третичному периодам, таковы также лавы Анд и Кордильер Американского побережья. Ныне действующие вулканы этих областей изливают лавы такого же состава, например, лавы Тихоокеанских дуг островов, представляющие начальные стадии подобных поднятий горных хребтов. Интрузии этих молодых хребтов сложены породами гранодиоритового ряда. Таковы интрузии Анд и Кордильер, интрузии молодых гранитоидов Индонезии, внедрившиеся в андезитовые излияния и излияния других пород, вылившиеся незадолго до того в предшествующую стадию поднятия островных дуг. Наконец, к этому же типу пород относятся и так называемые неоинтрузии Кавказа и Армении.

В то время как в горных областях происходят излияния и внедрения интрузий пород щелочноземельного ряда, на прилегающих частях платформы образуются породы иного состава. В платформенных условиях происходят излияния базальтов, выливающихся по трещинным расколам в виде лав, образующих так называемые плато-базальты. Они, однако, изливаются не одни, а сопровождаются внедрениями интрузивных диабазов или, как их лучше было бы называть, габбро-диабазов зернистого строения, вызывающих контактовые изменения вмещающих пород как в верхней, так и в нижней части соответствующих залежей. Кроме того, наряду с плато-базальтами изливаются также оливиновые базальты и более кислые дифференциаты, вплоть до липаритов. Господствующими в этой серии пород являются диабазы, по старинному называемые траппами. Эти породы образуют характерные трапповые формации, распространенные на континентальных платформах. Таковы траппы Сибири, трапповые области Индостана,

Южной Африки, Бразилии, Австралии и других областей. Подобные породы имеются и на территории Русской платформы, например, базальты Большеземельской тундры, траповые породы окрестностей Ровно и другие, редкие на этой территории породы.

Прилегающие к горным сооружениям области платформ характеризуются существенно иными ассоциациями. Среди них встречаются излияния лав и внедрения магмы базальтового состава, но наряду с ними часто появляются щелочные горные породы. При этом, насколько позволяют установить наблюдения, хотя это и не вполне доказано, гор-

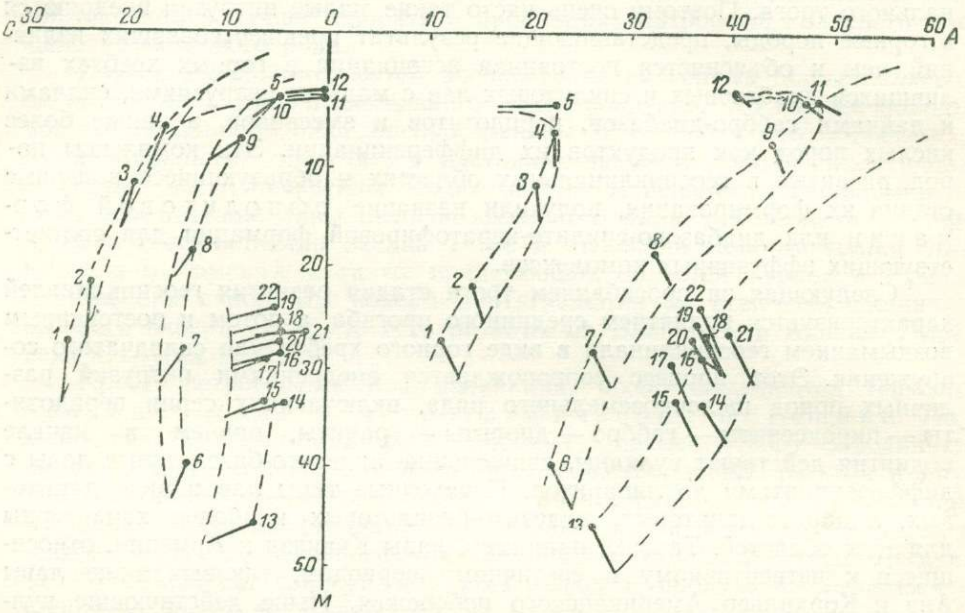


Рис. 134. Диаграмма химического состава молодых лав Японии (I), Тихоокеанского побережья Азии (II) и внутренней Манчжурии (III):

I: *1* — базальт; *2* — андезито-базальт; *3* — андезит; *4* — дацит; *5* — риолит. II: *6* — лимбургитовый базанитоид; *7* — трахидолерит; *8* — трахиандезито-базальт; *9* — трахиандезит; *10* — трахит; *11* — трахилипарит; *12* — комендит. III: *13* — лейцитит; *14* — лава вулкана Теуре; *15* — шихлунит; *16* — базальт Шихтау-фандзу; *17* — шихлунит древних конусов; *18* — шлаковатый шихлунит; *19* — шихлунит, Шихтау-фандзу; 20 — шихлунит; *21* — лава вулкана Васильева; *22* — лава вулкана Хи-лунг-меншан

ные породы калиевого и натрового ряда также несколько расходятся по их распространению. Часто те и другие развиты в одном районе и обладают общим ареалом развития, но иногда наблюдается стремление дифференцироваться в зависимости от расстояния от горных сооружений. Так, А. Н. Заварицкий, анализируя распространение горных пород четвертичного времени на Дальнем Востоке, в Японии и Манчжурии, по материалам японских источников и своих исследований, показал, что на территории современных и четвертичных вулканов Японии изливаются и изливались преимущественно андезито-базальтовые лавы щелочноземельного ряда, в то время как по побережью Японского моря большую роль в излияниях новейшего времени играют лавы натрового щелочного ряда, обнаруживающие так называемую пантеллеритовую тенденцию (№ 12, рис. 134), а лавовые породы внутренней Манчжурии оказываются принадлежащими к калиевому ряду лейцитовых пород. Рис. 134 показывает изменение состава лавовых пород при переходе от линии современных вулканов Японии и современных

растущих горных сооружений к недрам Азиатского материка. К категории вулканов, подобных вулканам Мергеня, относятся вулканы большого разлома, идущего вдоль р. Уссури (вулкан Барановского и другие).

По этим данным получается картина постепенного изменения лав от щелочноземельных, развитых вдоль горных сооружений, через натровые щелочные, развитые в прилегающих частях платформы, к породам калиевого ряда, развитым вдали от гор и находящимся вдоль разломов на территории отдаленных прилегающих частей континентов. Примером рассмотренных в общих чертах петрографических провинций, иллюстрирующих вышеизложенные закономерности, могут служить следующие конкретные районы, представляющие области современной или недавно потухшей вулканической деятельности.

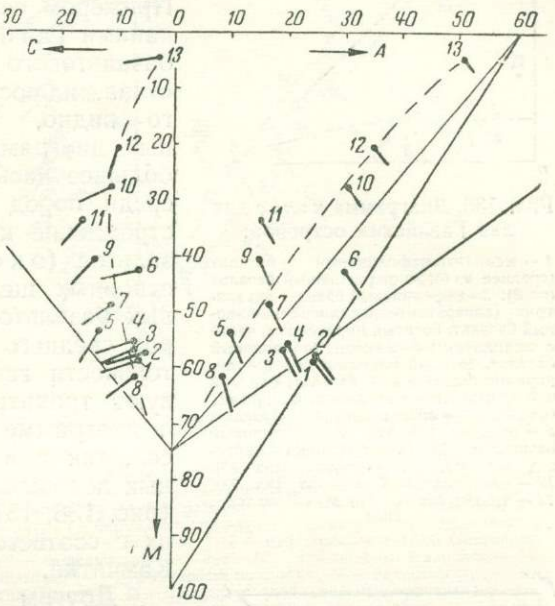


Рис. 135. Диаграмма химического состава лав Гавайских островов в средних цифрах:

1 — мелилито-нефелиновый базальт (среднее из 6); *2* — нефелиновый базальт (из 3); *3* — нефелиновый базальт-анкаратрит (анкаратрит-нефелиново-оливиновый базальт, богатый пироксеном, часто с мелилитом); *4* — мимозит (оливиновый базальт, богатый ильменитом); *5* — анкарамит (оливиновый базальт, близкий к пикритам); *6* — нефелиновый базанит (из 5); *7* — аналь-цимовый базальт; *8* — океанит (из 9); *9* — оливиновый базальт (из 53); *10* — андезитовый андезит (из 21); *11* — базальт (из 29); *12* — олигоклазовый андезит (из 11); *13* — трахит (из 4). По Мак-Дональду, 1949

Примером щелочноземельных провинций, расположенных вдоль островных гирлянд Тихого океана, являются вулканы Камчатки, лежащие вдоль ряда разломов и приуроченные к двум линиям. Одна группа вулканов находится на южном конце полуострова и представлена рядом, в который входит Ключевская сопка, а также Авача; другая образует группу в средней части полуострова. Излияния их дают колебания по составу от базальтов до липаритов. Они исследованы К. И. Богдановичем и в последнее время А. Н. Заварицким. По данным последнего, излияния более древнего времени, относящиеся к сомме Авача, являются более основными, и породы содержат больше нормативного анортита, чем породы более поздних лавовых излияний (рис. 133).

Если сравнивать между собой продукты излияний всех новейших вулканов огненного кольца Тихого океана, то окажется, что многие из них близки к тем типам, которые развиты на камчатских вулканах. Такого рода продукты вулканической деятельности расположены вдоль всего кольца и характеризуются господством андезито-базальтовых, андезитовых и базальтовых излияний. Их территория отделяется от центральных частей Тихого океана так называемой андезитовой линией, так как излияния лав вулканов центральной части океана существенно отличаются от лав островных дуг и периферии океана. Андезитовая линия отделяет вулканизм недр Тихого океана от вулканизма континентов.

Еще сравнительно недавно Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и другие исследователи не делали различия между вулканизмом обрамления Тихого океана и его недр. Однако оказалось, что объединять эти области в отношении продуктов их вулканической деятельности нельзя, так как если в вулканических продуктах островных дуг проявляются явные тенденции к образованию конечных дифференциатов в виде липаритов, то на островах Тихого океана, например, Гавайских и Таити, наблюдается тенденция к образованию щелочных пород. Примером серии пород, изливавшихся вулканами Гавайских островов, являются лавы базальтового и частично андезитового состава, иллюстрированные рис. 135. Из него видно, что векторы правой стороны диаграммы указывают на гораздо бо́льшее насыщение пород щелочами и что среди пород основного ряда проявляется стремление к образованию пикритовых базальтов (океанитов), а также крайних основных щелочных пород типа мелилитовых базальтов. Из типичных щелочных пород среднего состава среди продуктов деятельности гавайских вулканов присутствуют трахиты. Щелочность выступает как в диаграмме основных проекционных чисел, так и в диаграмме состава нормативных полевых шпатов и цветных компонентов (рис. 136, 137), в особенности из сравнения их с соответственными диаграммами пород Камчатки.

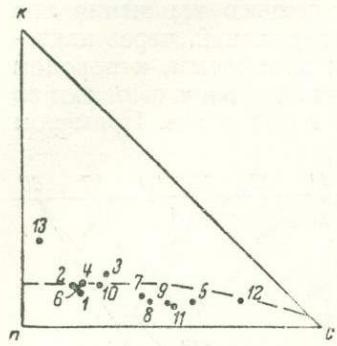


Рис. 136. Диаграмма $к : n : c$ для лав Гавайских островов:

1 — мелилито-нефелиновый базальт (среднее из 6); 2 — нефелиновый базальт (из 3); *3* — нефелиновый базальт-анкаратрит (анкаратрит-нефелиново-оливиновый базальт, богатый пироксеном, часто с мелилитом); *4* — мимозит (оливиновый базальт, богатый ильменитом); *5* — анкарамит (оливиновый базальт, близкий к пикритам); *6* — нефелиновый базанит (из 5); *7* — анальцимовый базальт; *8* — океанит (из 9); *9* — оливиновый базальт (из 53); *10* — андезиновый андезит (из 21); *11* — базальт (из 29); *12* — олигоклазовый андезит (из *11*); *13* — трахит (из 4). По Мак-Дональду, 1949

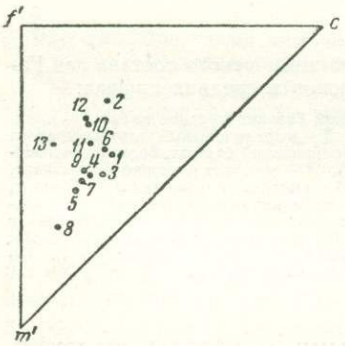


Рис. 137. Диаграмма $c' : m' : f'$ для лав Гавайских островов:

1 — мелилито-нефелиновый базальт (среднее из 6); *2* — нефелиновый базальт (из 3); *3* — нефелиновый базальт-анкаратрит (анкаратрит-нефелиново-оливиновый базальт, богатый пироксеном, часто с мелилитом); *4* — мимозит (оливиновый базальт, богатый ильменитом); *5* — анкарамит (оливиновый базальт, близкий к пикритам); *6* — нефелиновый базанит (из 5); *7* — анальцимовый базальт; *8* — океанит (из 9); *9* — оливиновый базальт (из 53); *10* — андезиновый андезит (из 21); *11* — базальт (из 29); *12* — олигоклазовый андезит (из 11); *13* — трахит (из 4). По Мак-Дональду, 1949

Другим примером являются породы островов Таити. На главном острове этого архипелага эрозия вскрыла долинами застывший очаг вулкана, сложенный различными щелочными породами, как-то: нефелиновыми сиенитами, нефелиновыми монцонитами, эссекситами, верлитами, микрогаббро и другими породами, среди которых имеются и породы нормального ряда. Излившиеся породы представлены базальтами и различными представителями трахидолеритов, щелочными трахитами и фонолитами, то есть отчасти разновидностями, которые имеются среди интрузивных продуктов застывания, — реальный пример связи излияний с последующими гипабиссальными внедрениями интрузивных пород. В районе среди лавовых пород присутствуют океаниты, а также своеобразные щелочные эффузивы, названные Лакруа таититами и состоящие из кристаллов гаюина и стекла, иногда с эгирином, авгитом и анальцимом. Породы типа Таити дают диаграмму рис. 138. На ней

видно общее сходство с продуктами дифференциации магмы гавайского типа. Эти продукты резко отличаются от эффузивных пород камчатских вулканов.

Интересный тип диаграмм получается для пород переходного ряда от типа островных гирлянд к типу щелочных пород удаленных частей прилегающих континентов, как это указано для вулканических продуктов Японских островов, побережья Азии и вулканов Мергеня. Диаграмма их для сравнения дана на рис. 134. Из нее видны уже отмеченные черты обогащения щелочами и, в частности, калием с удалением от периферии к недрам континентов. Аналогичным примером может служить вулканизм Зондских островов, в частности, Явы и Малых Зондских островов, а также внутренних частей этих дуг, в которых наблюдается тенденция к накоплению калия. Завершением этой тенденции являются породы континентального участка этих дуг на острове Целебес, на котором расположен вулкан Пик Марос (рис. 139). Химическая характеристика лавовых пород дана на диаграмме по материалам Бурри. Она дополнена нами по новейшим источникам и приведена на рис. 140. Для сравнения приведены мате-

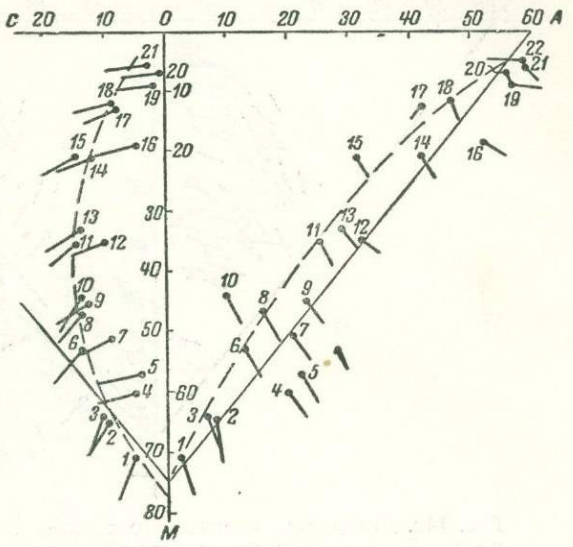


Рис. 138. Диаграмма химического состава пород Таити:

1 — верлит; *2* — океанит; *3* — океанит-анкаратрит: *4* — анкаратрит; *5* — лимбургит-анкаратрит; *6* — габбро-эссексит; *7* — мафраит (особая разность тералита); *8* — оливиновый базальт; *9* — беронд рит (тералит с баркевикитом); *10* — микрогаббро; *11* — базальт; *12* — нефелиновое габбро (эссексит); *13* — нефелиновый базальт; *14* — гаюинофир (гаюиновые базальты); *15*— нефелиновый монцонит; *16* — гаюинофир; *17* латит (андезит); *18* — муджерит (оливиновый ортоклазово-олигоклазовый базальт, разность трахидолерита); *19* — нефелиновый сиенит; *20* — фонолит; *21* — фонолит; *22* — нефелиновый трахит

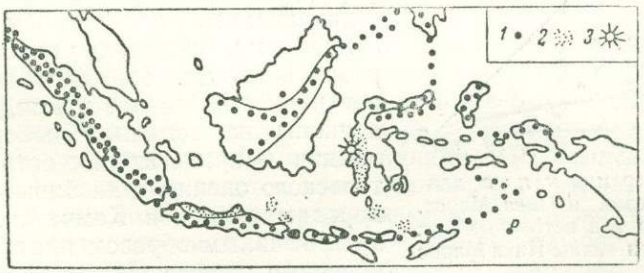


Рис. 139. Распространение лав нормального и калиевого ряда в Индонезии: *1*—лавы нормального состава—черные точки; *2* — лавы щелочного ряда — тонкие точки; *3* — Пик Марос

риалы по химическому составу внешних и внутренних частей дуг островов (векторы без точек). Первые дают типичные излияния лав андезито-базальтового состава. Во внутренних частях дуг имеются

лавы щелочного типа с лейцитом, тогда как Пик Марос дает картину крайнего проявления щелочных пород калиевого ряда. Особенно наглядно эти отличия выступают на диаграммах состава нормативных полевых шпатов и фельдшпатоидов (рис. 141).

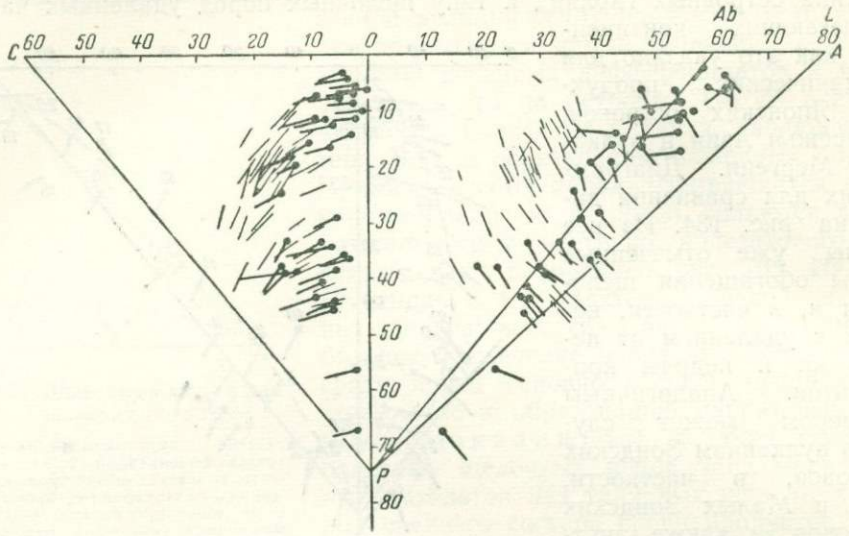


Рис. 140. Диаграмма химического состава лав архипелага Зондских островов. Векторы без точек — породы нормального ряда и внешних дуг островов; черные кружки — породы Пика Марос на о-ве Целебес

Сравнивая породы островных дуг с породами прилегающих частей континентов, мы тем самым рассмотрели до некоторой степени и особенности вулканизма континентальных платформ. Но для большей наглядности приведем примеры проявления действующего вулканизма на их территории. Здесь имеются две или три особенности, которые заслуживают быть отмеченными. На территории современных платформ, распавшихся в недавнее время и отличающихся проявлением активного вулканизма, происходят излияния на острове Исландия. Еще недавно, в третичное и в четвертичное время, действовали вулканы на западном побережье Шотландии и прилегающих островах Атлантического океана. Они близки к лавовым породам вулканов Камчатки. Здесь развиты главным образом плато-базальты, а конечные кислые породы представлены липаритами. Господствующим типом является тип п л а т о - б а з а л ь т о в. Уклонения наблюдаются в направлении к трахидолеритам.

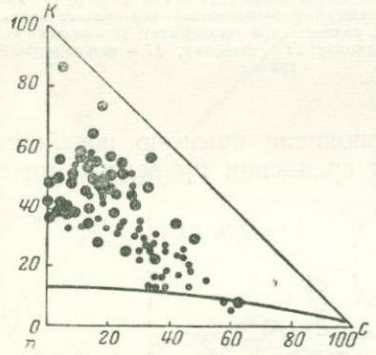


Рис. 141. Диаграмма $к:п:с$ для пород Индонезии и Пика Марос. Точки—состав лав островных дуг; черные кружки—лавы Пика Марос

Как пример типичных «атлантических провинций», или пород натрового ряда можно привести ныне действующие и действовавшие в историческое время вулканы Азорских о-вов, которые дают лавы также двойственного характера: с одной стороны, лавы нормаль-

ного щелочноземельного ряда с базальтовыми и оливиновыми долеритами, с другой — лавы натрового ряда. Излияния этих лав являются послемиоценовыми, а на средних островах происходили в историческое время. Аналогичные отношения наблюдаются и на о-вах Мадейра и Зеленого Мыса.

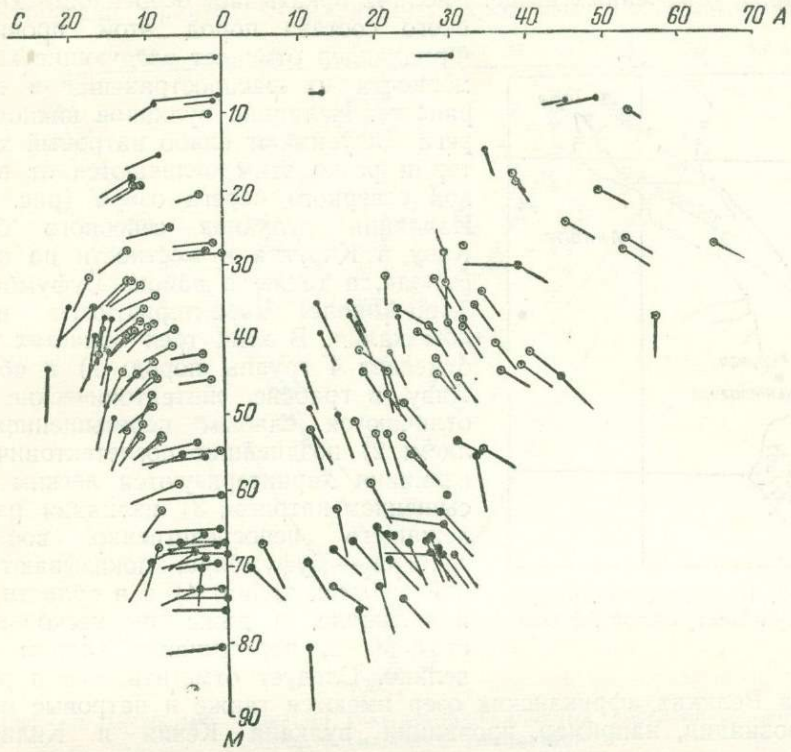


Рис. 142. Диаграмма химического состава лав района оз. Киву в Центральной Африке. Точки—породы щелочноземельного ряда; полые кружки—породы натрового ряда; черные кружки—породы калиевого ряда

Крайними представителями пород калиевого ряда являются породы района провинции Буфумбира в центральной части Африки между озерами Киву и Эдуарда. В районе имеется ряд вулканов, из которых изливаются различные щелочные лавы, в том числе трахидолеритовые, оливино-лейцитовые (микенитовые), лейцито-базанитовые, трахиандезитовые, своеобразные лимбургит-трахидолеритовые и другие щелочные типы с сильным пересыщением калием. Пересыщение калием в крайних примерах пород ведет к кристаллизации минерала кальсилита ($KAlSiO_4$). Главнейшие типы пород, развитые в районе, следующие. В вулкане северного берега оз. Киву: породы везувит-бороланитового типа (везувит — лейцитовый тефрит, богатый лейцитом; бороланит — порода, состоящая из ортоклаза, меланита и лейцита с пироксенами и нефелином), лейцититы, мелилитовые нефелиниты с лейцитом. Породы вулканов Ньямлагира и Нирагонго: лейцитовые базальты, лейцитовые тефриты, лейцитовые ийолиты, лейцитовые нефелиниты. Вулканы района Вирунга изливали различные лавы типа трахидолеритовых, трахитовых, лейцитофировых и ряда других, менее пересыщенных калием.

Вулканы Центральной Африки находятся на колоссальных расколах великого сброса и связаны исключительно с глыбовыми перемещениями континентальных массивов, а потому наличие в этих районах калиевых пород, так же как и натровых провинций, является совершенно естественным с точки зрения закономерностей распространения щелочных пород, отмеченных выше. Рис. 142 показывает особенности химического состава пород этой провинции. Фридлендер отмечает следующие закономерности их распространения в пространстве. Излияния вулканов южного берега Киву имеют слабо натровый характер и резко этим отличаются от вулканов северного берега озера (рис. 143). Излияния вулканов северного берега Киву в Кирунга и местности на восток отсюда, а также в районе Буфумбира и Торо-Анколе характеризуются избытком калия. В этих трех областях автор отмечает 4 группы пород: 1) в области Киву, в грабене, синтектонические лавы отличаются слабым пересыщением калием; 2) позднейшие послетектонические излияния характеризуются легким пересыщением натрием; 3) излияния района, лежащего непосредственно восточнее грабена — Буфумбира, показывают легкий избыток калия; 4) а в области Торо и в Анколе, и даже еще несколько восточнее ее, пересыщение калием очень велико. Следует отметить, что в районе грабена Великих африканских озер имеются также и натровые щелочные провинции, например, провинция вулкана Кения и Килиманджаро.

Рис. 143. Вулканический район оз. Киву в Центральной Африке

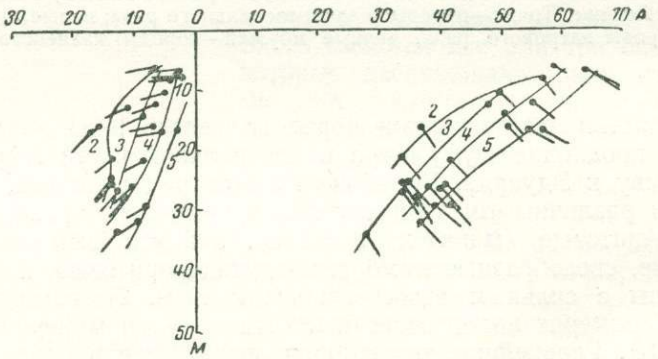


Рис. 144. Диаграмма химического состава лав вулкана Везувия в последовательные фазы его развития:

1 — породы первоначальной соммы (трахитовая пемза); *2* — породы древней соммы, доисторических извержений; *3* — породы, образующие молодую сомму, доисторического периода; *4* — то же, породы исторического периода развития; *5* — то же, породы послеплинианских извержений (по А. Н. Заварицкому)

Другим примером калиевых провинций является вулкан Везувий и рядом лежащие Флегрейские поля. А. Н. Заварицкий на основании литературных данных дал краткую сводку деятельности Везувия, начи-

ная с раннего периода его образования и кончая современной деятельностью. Будучи расположен в центре культурной жизни Европы, Везувий с давних времен подвергался тщательному изучению, что позволило выделить пять периодов и охарактеризовать их в последовательном развитии, как показано на рис. 144. Здесь наблюдается постепенное смещение направо кривых, соединяющих продукты излияний различных

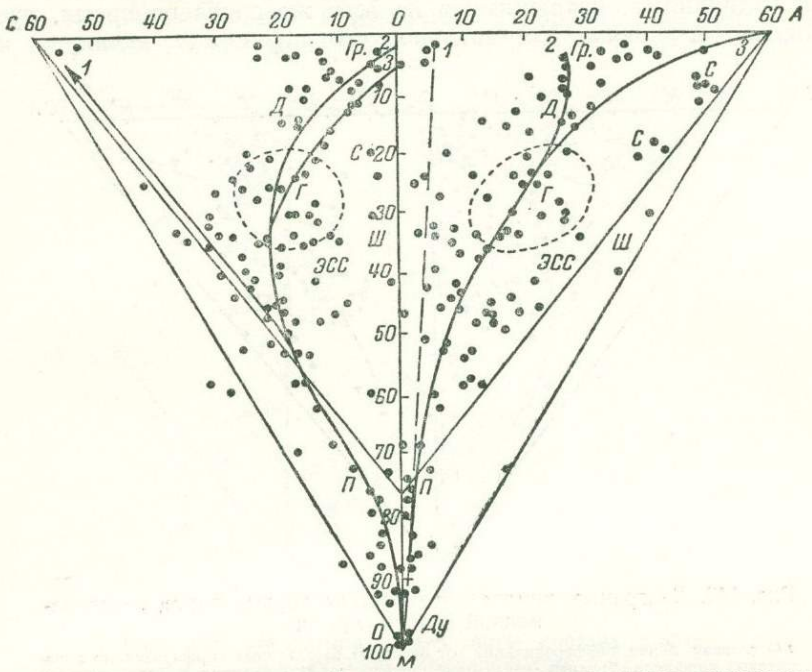


Рис 145. Диаграмма вариаций главных проекционных чисел интрузивных пород Тагильского комплекса:

1 — анортозитовая линия; 2 — главная линия: дуниты (*Ду*) — перидотиты—пироксениты (*П*)—габбро (*Г*) — диориты (*Д*) — граниты (*Гр*); *3* — линия габбро-сиениты (*С*) — щелочные сиениты; *ЭСС* — эссекситы; *Ш* — шонкиниты

периодов деятельности вулкана, выраженных на диаграмме векторами, — смещение, свидетельствующее об уменьшении в более молодых породах содержания нормативного анортита и увеличении содержания калия в соответствующих породах.

Мы рассмотрели главнейшие петрографические провинции действующих ныне вулканов. Аналогичные данные получаются и из сравнения вулканической деятельности прошлого, продукты которой можно изучать в молодых и древних горных хребтах. В части молодых горных хребтов Ниггли дал обзор химизма офиолитовых пород горных хребтов Средиземноморской области. В этом обзоре автор почти исключил из рассмотрения Кавказ, хотя по этому хребту накопился достаточный материал для получения картины химизма эффузивных пород и интрузий в разные периоды существования геосинклинали. Для мезозойских пород эта работа по Центральному Кавказу выполнена А. П. Лебедевым, а по Южному Кавказу и Закавказью Г. М. Заридзе, Г. С. Дзоценидзе и Н. Ф. Татришвили. Они установили некоторые закономерности в изменении состава вулканических серий, начиная от палеозойских излияний и кончая наиболее молодыми. Эти закономерности свидетельствуют о постепенном изменении с возрастом состава лав различных периодов вулканической деятельности в сторону большей их щелочности.

Для палеозойского хребта Урала Е. А. Кузнецов показал сходство вариаций, аналогичных для интрузивных и излившихся пород периода вулканических излияний силура и девона и соответствующего интрузивного периода для зеленокаменной полосы. При этом он пришел к выводу о полной аналогии дифференциации в эффузивном и интрузивном периоде деятельности, о том, что интрузивные породы связаны с соответствующими излияниями, питавшимися из того же очага во время, предшествовавшее интрузиям. Установлено, что первичные излияния имели

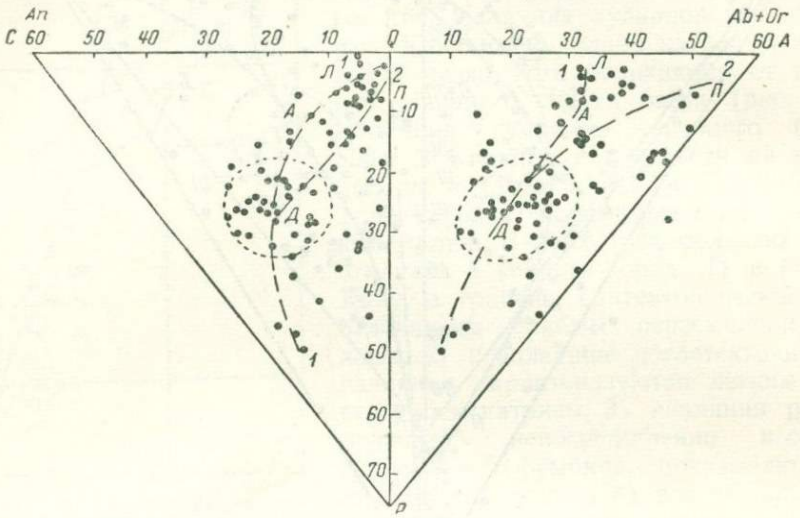


Рис. 146. Диаграмма химического состава горных пород зеленокаменной полосы Урала:

1 — главная линия дифференциации от основных базальтовых порфиритов до липаритовых порфиров (*Л*) через андезитовые порфириты (*А*); *2* — линия диабазы—ортофиры (*П*). Точки, лежащие правее, близ линий *PA* и *PQ*, соответствуют щелочным трахидолеритовым породам

характер типичных офиолитов, тогда как позднейшие дали так называемые ортофиры, которые по своему химизму имеют явно щелочной характер, распадаясь на две ветви — калиевую и натровую. Соответственные ветви и тенденции наблюдаются также и среди интрузивных пород последующего периода развития интрузивной деятельности. Диаграммы рис. 145 и 146 показывают родство горных пород интрузивной деятельности и излияний в области зеленокаменной полосы восточного склона Урала. Для эффузивной деятельности начало ее лежит в области пород диабазового и спилитового состава с уклоном в состав андезитов и кератофиров, тогда как окончание знаменуется развитием пород щелочно-трахитового ряда, представленных натровыми и калиевыми кератофирами. Такая же тенденция имеется и среди соответствующих сиенитов, где наблюдаются калиевые и натровые щелочные разности. В глубинной фации количество дифференциатов гораздо больше, чем в эффузивной.

Если для Кавказа Г. М. Заридзе, Г. С. Дзоценидзе и Н. Ф. Татришвили показали определенную тенденцию к щелочности пород, приуроченных к районам, примыкающим к срединным массивам или древним глыбам и попавшим в окружение складчатых геосинклинальных сооружений, то на Урале относительно пород зеленокаменной полосы этого сказать нельзя, так как и ортофиры с ясно щелочным характером их химизма и сиениты щелочного состава, развитые на горах Благодать

и Высокая, залегают среди типичного орогена при отсутствии каких-либо следов платформенных образований и в теснейшей связи с офиолитовыми ассоциациями. Серия оканчивается на горе Благодать наиболее молодыми образованиями — нефелиновыми сиенитами, развитыми в виде жильных тел среди щелочных сиенитов и пород рудообразующего контактового комплекса. В зеленокаменной полосе и в габбро-перидотитовых массивах Урала сочетаются два типа петрографических провинций — щелочноземельных и щелочных с подразделениями на калиевый и натровый ряды, что сказывается в развитии таких пород, как

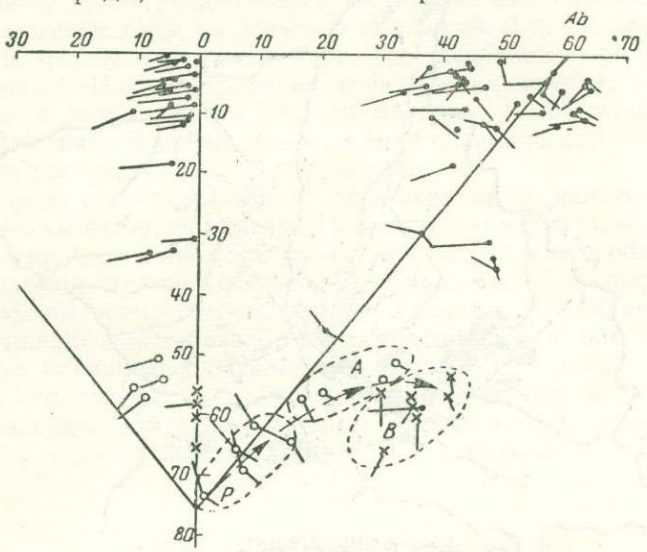


Рис. 147. Диаграмма химического состава пород и минералов Ильменских гор:

A — амфиболы (кружки); *P* — пироксены (кружки); *B* — биотиты (кресты)

эссекситовые габбро, ортоклазовые габбро, монцониты, натровые и калиевые щелочные сиениты, нефелиновые сиениты и шонкиниты. Отличие от типичных щелочных провинций заключается только в степени развития этих крайних щелочных членов ряда.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг давно указал на своеобразный тип уральской провинции горных пород, рассматривая ее как целое, подобно атлантическому или тихоокеанскому типу. Позднее этот вопрос был освещен П. Н. Чирвинским и С. П. Соловьевым. Как видно, на Урале имеется обычный тип щелочноземельных пород с уклоном в щелочные для главной фазы вулканизма, относящейся к периоду силура и девона.

Типичной щелочной провинцией Урала является провинция Ильменских гор. Из диаграммы химического состава ее пород, приведенной на рис. 147, видно, что это типичная натровая провинция. Аналогична ей провинция щелочных пород Бердяуша и западного склона Урала, где развиты нефелиновые сиениты в районе Бердяуша и щелочные сиениты и граниты в других местах.

В Казахстане также представлены щелочноземельные продукты вулканической деятельности. Офиолитовые серии пород развились по всему Казахстану в период начальной стадии развития геосинклинали, то есть в нижнем палеозое. Затем следовали фазы интрузий, сначала при первых движениях габбро и перидотитов, а потом, вслед за ними —

гранитов, закончившихся интрузиями наиболее кислых аляскитовых гранитов. Соответственно в периоды вулканической деятельности также наблюдается тенденция к появлению в возрастном разрезе все более и более кислых пород. В восточном Казахстане констатируется подобная же последовательность в герцинский период излияний и интрузий. Этот период закончился внедрением таких же аляскитовых гранитов, как и в каледонский цикл в северо-западном Казахстане.

Рис. 148. Схема расположения щелочных пород Алдана (по Ю. А. Билибину):

1—1, 2—2 и 3—3 — разломы в архейском основании, к которым приурочены щелочные породы

Настоящим обзором можно закончить краткую характеристику вулканизма и его продуктов в горных областях. Из нее видно, что среди этих пород имеются все аналогии с проявлениями современного вулканизма. Законы, управляющие дифференциацией и развитием магматических очагов, сохраняются, так как они связаны с физико-химическими процессами в расплавах, вариации которых сказываются только в отношении влияния среды, в которой развиваются соответственные породы, а эта среда изменяется в связи с изменением температуры и давления в окружающем пространстве, с одной стороны, и с разнообразием состава окружающих пород, влияющих на состав магматических масс — с другой.

В заключение обзора петрографических провинций укажем, что большинство щелочных провинций действительно приурочено к платформенным областям. Примером тому могут служить натровые провинции Балтийского щита, поясом проходящие от района Осло через Альмунге и остров Альнё в Швеции в район Хибин и далее в район Чаичего мыса на севере Тиманского кряжа. Далее соответствующие провинции интрузий имеются в районе Жданова и в районе Бердяуша, близко стоящем к платформе на западном склоне Урала. Нефелиновые сиениты развиты также в Саянах на Ботогольском хребте, такие же

интрузии имеются в Туве, они известны в платформенных условиях на Алданской плите, где, согласно данным Ю. А. Билибина (рис. 148), они приурочены к меридиональному и широтным расколам платформы и расположены в виде трех рядов древних послемезозойских лакколитов-субвулканов, очагов, находившихся под вулканами и отпрепарированных эрозией от покрова эффузивных пород и мезо-кайнозойских осадков. Щелочные породы известны и на западном берегу Сахалина, на северном краю Чукотки и во многих других местах в краевых частях орогена или в прилегающей части платформ. Исключениями кажутся только Ильменские горы на Урале и Алайский, Туркестанский и Александровский хребты в Средней Азии, где щелочные породы развиты в недрах орогена. Ниггли приводит только один случай, когда щелочные породы, в том числе такие, как нефелиты, развиты среди орогена Северной Америки. В остальных местах в океаническом кольце закономерность их распределения не нарушается.

Для пород, относящихся к платформенным проявлениям вулканизма, кроме рассмотренной области Исландии, можно указать на различные трапповые излияния и интрузии континентальных областей, выделенных Вольфом в тип арктических провинций. Они распространены, как указано, по всему земному шару, отличаются наличием излияний преимущественно плато-базальтов с тенденциями к образованию трахидолеритов, оливиновых базальтов и липаритов, а также трахитов. Их ассоциации аналогичны тем, которые господствуют и в приведенной выше провинции восточного склона Урала, его зеленокаменной полосы, хотя она и лежит не на платформе, а в недрах геосинклинали.

Теории дифференциации магмы

Из описания фактических взаимоотношений горных пород в природе ясно вытекает необходимость в объяснении имеющегося разнообразия изверженных горных пород, а также их пространственного распределения и последовательности интрузий и излияний во времени. Как выше было указано, это привело к возникновению теории дифференциации магмы — происхождения различных горных пород из одного очага для каждого данного района. Но так как большинство типов провинций на земном шаре повторяется, то естественно возникли и предположения об едином или немногих типах родоначальных магм для всего земного шара. Однако взгляды петрографов и геологов в этом отношении разошлись. Развились школы: монофелитическая, считающая родоначальной магмой единую базальтовую магму, бифелитическая, рассматривающая гранитную магму как самостоятельную, а не производную от базальтовой, наконец, полифелитическая теория, допускающая сосуществование разнообразных первичных очагов магмы.

Основными причинами появления различных дифференциатов из одного очага должны быть процессы, происходящие в этом очаге и управляемые законами физико-химии. Так как магма является расплавом, представляющим физико-химическую систему преимущественно из силикатов с примесью других соединений и летучих компонентов, необходимо уяснить себе, какими процессами может быть нарушена однородность расплава, если диффузия стремится, наоборот, к выравниванию его составных частей. Такими процессами могут быть различные физико-химические явления, происходящие как в жидком расплаве, так и в начавшем уже кристаллизоваться и состоящем из двух фаз — жидкой и твердой. Дифференциация магмы в жидком состоянии, до начала

кристаллизации получила название магматической дифференциации. Если кристаллизация уже началась, но в жидком расплаве после выделения части кристаллов происходит расщепление остатка вне зависимости от наличия твердой фазы, то и в этом случае дифференциация может быть отнесена к типу магматической. Наоборот, если дифференциация магмы происходит при участии процесса кристаллизации и этот процесс является причиной разделения магматической массы на участки разного состава, то такой процесс дифференциации называется кристаллизационной дифференциацией.

Магматическая дифференциация может происходить в том случае, когда магматический очаг в жидком состоянии утратил свою однородность. Какие причины могут вызвать эту неоднородность, если первичная магма очага была однородна? Законы физико-химии в нескольких случаях делают возможным расслоение однородной жидкости на несколько дочерних жидкостей. Эти законы сводятся к явлениям ликвации, явлениям расслоения раствора под влиянием электролиза, явлениям расслоения большого столба жидкости по удельному весу слагающих его компонентов. Одной из причин считалось также так называемое правило Соре, по которому диффузия в расплаве происходит в направлении концентрации ранее кристаллизующихся веществ к охлажденным стенкам сосуда, в котором находится раствор. Наконец, причиной неоднородности может быть также смешение разнородных расплавов или загрязнения первичного расплава посторонними веществами, перешедшими в расплав или раствор. Этот последний процесс был назван ассимиляцией.

Многие из перечисленных способов возможной дифференциации при ближайшем рассмотрении оказываются неудовлетворительными по своему существу, если принять во внимание свойства жидкой магмы. Как показывают наблюдения над лавами и расплавами в лаборатории, магмы представляют собой малоподвижные вязкие системы, в которых явления диффузии молекул или атомов не могут происходить так легко, как это наблюдается в жидких растворах в воде. Вследствие вязкости ряд указанных процессов не может иметь места. К числу этих процессов, неосуществимых в природных условиях, относится расслоение жидкости в высоком столбе на компоненты по удельному весу. Несмотря на то, что таким образом легко было бы объяснить распад очага на тяжелые участки внизу, состоящие, например, из пироксенов или оливинов в расплаве, а вверху таких пород, как граниты, состоящие из кварца и кислых полевых шпатов, этот процесс, согласно современной точке зрения, осуществлен быть не может. Точно так же и по той же причине трудно принять и так называемое правило Соре о диффузии молекул и окислов тяжелых металлов или труднолавких веществ к охлажденным стенкам магматического очага, так как хотя в растворах, где это наблюдается, диффузия происходит чрезвычайно легко, в вязкой магме это вряд ли возможно в сколько-нибудь заметном масштабе. Против возможности электролитического распада или расслоения под влиянием токов, постоянно имеющихся в земной коре, можно сказать только то, что ни в одном конкретном случае при изучении какого-либо реального массива и распределения в нем различных горных пород не встречено возможностей для приложения этого фактора, так как нет данных даже для предположения, где находился анод или катод и в каком направлении шли эти токи, да, кроме того, эти токи являются переменными в отношении своего направления.

Остаются два физико-химических процесса, которые рассматриваются петрографами как возможные для объяснения расслоения магмы

в жидком состоянии. Один из этих возможных случаев представляет явление ликвации, другой — явление ассимиляции и смешения двух расплавов разного состава. Рассмотрим эти возможные случаи и их современную оценку с точки зрения их применения к магматической дифференциации.

Ликвация. Процесс ликвации, или расслоения двух несмешивающихся жидкостей, примером которых могут служить в обыденной жизни вода и масло, вполне заслуживает внимания с точки зрения возможности его применения. Диаграмма расслоения несмешивающихся жидкостей схематически дана на рис. 149. На нем два вещества A и B обладают соответственными температурами плавления t и t_1. Область несмешиваемости обычно имеет пределы в составе и температурных условиях. При некоторых условиях смесимость может быть полной, при других — частичной. На рис. 149 пределы смесимости находятся в границах состава между точками a и c. При этом повышением температуры состав несмешивающихся друг с другом жидкостей изменяется и все более сближается, так что в точке b они совершенно сходятся по составу, несмешиваемость прекращается, наступает полная однородность жидкости. Кристаллизация жидкости в рассматриваемой системе зависит от состава расплава. Если он соответствует точке x, то при охлаждении, когда понижающаяся температура дойдет до точки начала кристаллизации, начнет выделяться компонент A. Состав остаточной жидкости направится по кривой в сторону ее понижения к точке a. Когда выделится столько компонента A, сколько необходимо для того, чтобы кривая состава остатка дошла до точки a, наступает расслоение жидкости с выделением эмульсии по всей массе расплава. Эта эмульсия будет состоять из тончайших капелек одной жидкости в другой, так как распад произойдет по всей массе. Состав одной из этих несмешивающихся жидкостей будет соответствовать составу a, состав другой — составу c. Если же первоначальный расплав соответствует точке x_1, то с охлаждением расплава температура начала распада достигается в точке b, когда начинается расслоение жидкости с образованием эмульсии из двух жидкостей. С понижением температуры состав жидкостей изменяется. Одна из них будет изменяться по кривой ba, другая по кривой bc. Когда будет пройдена температура расслоения и расплав охладится ниже нее, то состав жидкостей будет характеризоваться отрезками ak и kc. С дальнейшим ходом процесса от точки k к точке c состав будет изменяться путем выделения кристаллов A. В точке c обе жидкости сравняются в составе, и ликвация прекратится. Кристаллизация закончится в точке эвтектики компонентов A и B (e). Если состав первоначального расплава находится где-либо левее точки c, то расслоение жидкости на две происходить не будет.

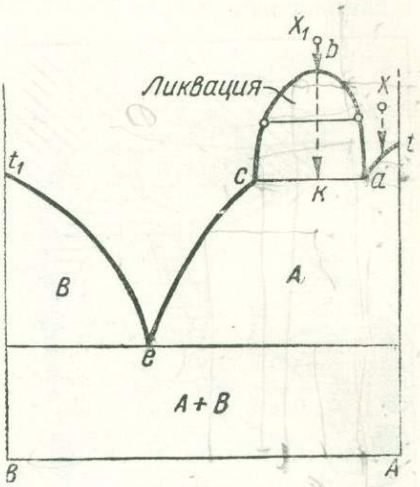


Рис. 149. Диаграмма, иллюстрирующая процесс ликвации

Роль ликвации в силикатных магматических системах неоднократно выдвигалась, и в настоящее время имеются сторонники возмож-

ности этого явления наряду с противниками, отрицающими эту возможность. К сторонникам возможности явлений ликвации в магме относился Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Он привлек этот процесс для объяснения развития полосатых пород и, в частности, полосатых габбро, описанных им в массиве Денежкина Камня на Урале. Полосы, богатые пироксенами и бедные ими, а иногда состоящие даже из чистого пироксена и чистого плагиоклаза, чередуются друг с другом, образуя полосатый комплекс пород. Такое разнообразие состава полос в отдельных частях комплекса объяснялось Ф. Ю. Левинсон-Лессингом тем, что полосы разного состава и разной степени расслоения соответствуют разным участкам в положении расплавов на кривой ликвации, соответственно понижающейся температуре: вначале расслоение слабое, потом все усиливающееся до полного разделения светлых и темных компонентов.

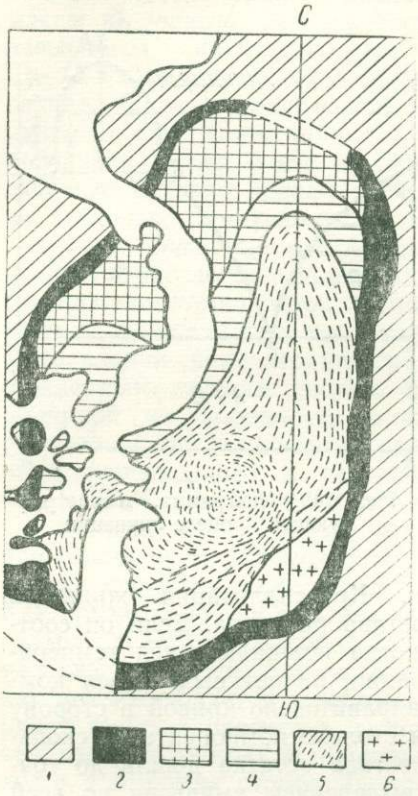


Рис. 150. Геологическая схема интрузии габбро. Скергард в Гренландии (по Веджеру и Диру):

1 — вмещающие породы: гнейсы, третичные и меловые осадки, лавы, силлы и дайки габбро; *2* — краевое габбро; *3* — оливиновое габбро; *4* — среднее габбро; *5* — верхнее габбро; *6* — гибридные породы габбро с гранофиром

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг высказал предположение о ликвационном происхождении вариолитовых диабазов, то есть таких диабазов, в которых наблюдаются шарики светлых минералов среди стекловатой или иного рода основной массы, считая подобные сферические обособления за проявление эмульсии. Равным образом структура полосатого габбро объяснялась как ликвация с обособившимися путем слипания каплями эмульсии, которые при течении во время внедрения вытянулись в полосы. Число противников возможности ликвации возросло тогда, когда опытами Грейга была показана полная смесимость составных частей силикатов в системах, близких к составам естественных горных пород, и возможность ликвации только для стекол, богатых кремнием и содержащих магнезиально-железистые компоненты, то есть в расплавах такого состава, который не встречается среди природных горных пород (см. рис. 35, стр. 52). Сторонники возможности ликвации прибегли тогда к спасительному средству — наличию в природных магмах летучих компонентов, отсутствовавших в опытах Грейга. Этот прием встретил возражения, поскольку роль этих компонентов не была известна. Только в 1935 г. Д. П. Григорьевым была произведена плавка с участием фтористого кальция, фтор которого являлся минерализатором. Результаты плавки дали положительный ответ на вопрос возможности ликвации при наличии в расплаве минерализаторов, так как в полученном после быстрого охлаждения стекле оказалась эмульсия стекла одного состава в стекле другого состава. Хотя результаты опыта нельзя широко распространять на природные горные породы, поскольку

в последних в нормальных случаях не бывает столь большого количества фтора, как в опытах Д. П. Григорьева, однако они не позволяют противникам ликвации и отрицать возможность этого явления.

Для объяснения причин развития полосатых габбро предложены в настоящее время другие процессы, наблюдающиеся в кристаллизующемся расплаве, когда выделяющиеся в нем минералы разносятся токами в текущей магме и группируются ими в полосы. Так как кристаллизация происходит не всегда одновременно для разных компонентов, то полосы сегрегаций кристаллов будут преимущественно богаты то одним, то другим компонентом. Особенно нагляден в этом отношении массив Скергард в Гренландии, вскрытый фиордами прибрежной полосы снизу доверху на $2^1/_2$ км и от границ до недр массива (рис. 150). Здесь видно, что полосатость развилась параллельно стенкам камеры интрузии и образовалась в контакте не сразу. Сначала породы застыли в виде мелкозернистого краевого габбро, являющегося первичной коркой охлаждения, закаленной частью массива. Далее следует каемка в несколько метров мощностью, в которой на охлажденной поверхности перпендикулярно к ней росли кристаллы пироксенов с кристалликами плагиоклазов между ними. Дальше внутрь массива постепенно стал оформляться полосатый комплекс из чередующихся слоев, богатых и бедных пироксенами и другими цветными компонентами, причем полосы проходят параллельно контактовой поверхности (рис. 150), отражая направление нисходящих потоков расплава вдоль охлаждающих стенок массива, тогда как в центре массива расположен неслоистый комплекс, в котором восходящие токи расплава были направлены по принципу так называемой двухфазной конвекции (рис. 151). Когда просвет центральной части канала сузился, потоки постепенно стали замирать, а полосатость ослабевать. К центру, к столбу магмы, застывшему в последнюю очередь, она совсем прекратилась вследствие прекращения токов охлаждения. Весь массив дифференцировался по удельному весу и по принципу кристаллизационной дифференциации, так что на определенной высоте геологического разреза можно найти как полное совпадение состава плагиоклазов, так и соответствующие им по термическим условиям образования пироксены и кристаллы оливина, а там, где состав ромбических пироксенов достигает своего предела по содержанию в нем железа, вместе с кремнеземом появляется снова устойчивый фаялит (рис. 152).

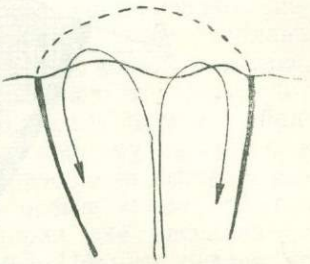


Рис. 151. Схема двухфазной конвекции охлаждающегося тока

Явления вариолитовой структуры также легко объясняются ранней или поздней кристаллизацией полевых шпатов или пироксенов при застывании в виде сферолитовых кристаллов, которые в древних потоках часто перекристаллизовываются, теряя первичную лучистую структуру.

Подводя итоги, можно отметить, что и в настоящее время еще нет прочных данных для суждения о возможности процессов ликвации в природных магмах, и что многие явления, объяснявшиеся ею, легче объясняются другими способами, чем ликвацией. Но вопрос о ликвации еще не снят, и некоторые петрографы, как Феннер, допускают отделение ликвацией гранитовых расплавов от базальтовых.

Ликвация до сих пор считается возможной для объяснения процессов разделения сульфидных руд и габбровых расплавов. Ассоциация

никеленосных сульфидных руд с габбро привлекла к себе внимание со стороны Фохта, который произвел ряд синтезов и изучил ряд других искусственных силикатно-сульфидных систем, на основании которых выдвинул гипотезу о наличии ликвации сульфидов с силикатным расплавом. Эта ликвация возникает при относительно высоких температурах и усиливается с охлаждением. Так предполагается образование сульфидных залежей в месторождениях норитовых массивов Норвегии,

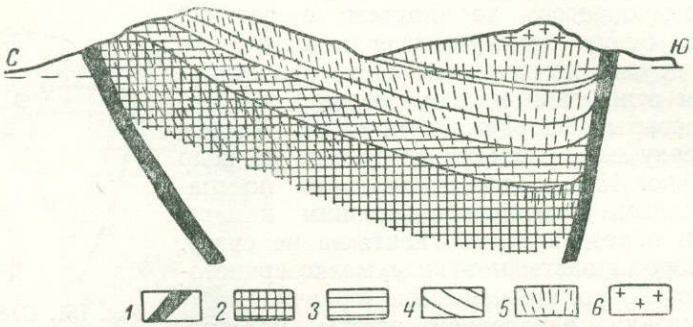


Рис. 152. Расслоенный массив габбро; Скергард в Гренландии. Профиль по рис. 150 по линии С—Ю:

1 — габбро с ориентировкой кристаллов нормально к поверхности охлаждения и краевое габбро; *2* — оливиновое габбро; *3* — среднее габбро; *4* — верхнее габбро; *5* — полосатость в габбро; *6* — гибридные породы габбро с гранофиром

в нижних частях этих массивов в виде шлир. Так же оно объяснялось и для месторождений Садбери и для многих других, в том числе и отечественных месторождений. С этой точки зрения концентрация тяжелых сульфидных частиц расплава, выделившихся сначала в виде эмульсии по всему массиву или в известной части его, охладившейся затем до температуры ликвации и с дальнейшим охлаждением продолжавшей выделять новые порции сульфидного расплава, происходила путем слипания и гравитационного накопления. Тяжелые сульфидные капли после ликвации отделялись от расплава благодаря своему большому удельному весу. Они погружались вглубь массивов, где и концентрировались в виде шлир и прослоев типа горизонта Меренского в массиве Бушвелд.

Несмотря на свою стройность, эта гипотеза также подвергается критике, так как многие исследователи наблюдали замещение сульфидами силикатов, что вряд ли совместимо с предположением об их раннем выделении. Возможно, что эти сульфидные жидкости сохранялись в состоянии расплава дольше, чем силикатные части системы, подвергшейся ликвации, и тогда это замещение и развитие сульфидов в виде жил становится вполне возможным, подобно тому как это справедливо было выдвинуто выше для месторождений магнетита и ильменита. О наличии растворов при образовании сульфидных залежей этого типа свидетельствуют явления гидротермального замещения силикатных минералов в процессе хлоритизации и эпидотизации, накопления апатита и т. п. В последнее время предпринимались попытки повторить опыты И. Фохта, которые не привели к результатам, полученным в свое время этим исследователем, опыты же Я. И. Ольшанского подтвердили наличие ликвации.

Ассимиляция. Ассимиляция также рассматривалась как возможный процесс, вызывающий неоднородность в составе отдельных

частей расплава и служащий импульсом для его дифференциации в жидком состоянии. Эту возможность отстаивали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Дэли и ряд других видных петрографов. Однако и этот путь возможной дифференциации встречал многие возражения.

Прежде всего, нельзя рассматривать процесс ассимиляции как простое вплавление, как это многими считалось. Простое вплавление предполагает достаточное количество в магме тепловой энергии для того, чтобы перевести попавшее в нее постороннее тело в расплавленное состояние. Такого рода простое представление уже постольку несостоятельно, поскольку процесс и понятие ассимиляции подразумевают уподобление, то есть перевод в расплав и использование этого расплава смешением при участии диффузионных потоков в теле самой интрузии, рассасывание поглощенного материала. Это последнее не происходит механически, а лишь путем реакции постороннего тела с магмой с образованием новых соединений. Согласно правилу, данному Боуэном, в магме не могут расти минералы, температура образования которых выше пределов, до которых нагрета в настоящее время магма, то есть выше той стадии устойчивости, которая характерна для расплава во время, когда в него попало постороннее включение. Поэтому различные минеральные части включения будут вести себя по-разному, в зависимости от своего положения в реакционном ряду. Так, если в гранитовую магму попал обломок горной породы, состоящий из оливина и пироксенов, то эти минералы не могут перейти в состояние плавления, а могут только метасоматически преобразоваться в минералы, которые устойчивы в данной стадии температуры, при которой находится гранитовый расплав. Если в это время в граните достигнута стадия кристаллизации биотита, то оливин реакцией с магмой при участии летучих компонентов, главным образом воды, может быть преобразован в биотит, который в конце концов может быть перераспределен в массиве и послужит материалом для образования скоплений биотита или, как говорят, шлиров этого минерала. Такая же судьба постигнет и минералы пироксенового ряда.

Это не касается вопроса метаморфизма самой породы в контакте ее с гранитом на первой стадии изменения, так как за счет нагревания при метаморфизме могут произойти явления перекристаллизации того же минерального состава в роговиковые и другие породы с относительно небольшими перемещениями вещественного состава включения, пока еще не началась реакция магмы с этим включением. Поэтому часто в контакте развиваются различные пироксеновые и другие роговики, о чем речь будет ниже, но ассимиляции при этом в большом масштабе не происходит. Если же ассимиляция началась, то она происходит путем реакции магмы и ее летучих компонентов в направлении преобразования включения в фазы минералов, устойчивых в данное время в расплаве. Это соответствует подлинному понятию ассимиляции, то есть уподобления тому материалу, из которого состоит в данное время магма.

Наблюдая включения боковых пород в магматических породах, геологи установили наличие процессов ассимиляции, но не в столь большом масштабе, как это принималось Дэли, который предполагал возможность поглощения и расплавления больших участков пород кровли, погружающихся при внедрении батолитов. Включения боковых пород обычно находятся в виде ксенолитов, которые отделены от включающей их изверженной породы или резким контактом, или контактом, несколько размытым начинающимися реакциями на краю включения. Сами включения большей частью находятся в различной стадии преобразования

в роговики. Иногда в гранитах включения приобретают новый состав вследствие поступления в них или развития в них метасоматическим путем кристаллов микроклина, которые растут в теле включения в виде порфировидных кристаллов в роговиковой массе, создавая впечатление структуры, подобной структуре изверженной породы с порфировым строением. Однако эти порфировидные кристаллы, выросшие в роговике без плавления, только путем метасоматического проникновения и замещения или иногда даже путем перегруппирования составных частей вещества самого роговика, отличны по образованию от порфировых вкрапленников изверженных пород и называются в метаморфических породах порфиробластами или метабластами, что подчеркивает их рост в твердом состоянии.

Часто роговики и включения в контактовой области с гранитами приобретают темную окраску благодаря поступлению в них цветных минералов. Это наблюдается даже и тогда, когда включения состоят из материалов, не содержащих цветных минералов, например, представляют собой ксенолиты кварцитов или светлых песчаников. Поступление цветных минералов, а иногда и полевых шпатов обусловлено в этих случаях выносом их вместе с летучими компонентами в более холодные по сравнению с магмой ксенолиты. Такое явление образования темных каемок, обогащенных основными минералами, получило название базификации. Вслед за базификацией идет стадия гранитизации. Последняя сводится к проникновению материалов из гранитового расплава внутрь включения, к дезагрегации его минералов и к постепенному рассасыванию материала включения, то есть к его ассимиляции. Получающиеся участки гранитов являются в этих случаях несколько более основными или несколько более кислыми, в зависимости от приобретенного материала; они загрязнены или, как это называют, контаминированы, если еще не произошло полного выравнивания состава по всей массе интрузии.

Контаминированные интрузии обладают свойствами промежуточного и непостоянного состава, отличаются шлировостью текстуры, содержат часто много ксенолитов, рассеянных в их массе, причем иногда эти ксенолиты в разной степени расчленены магмой интрузии. Особенно наглядны подобного рода реакции магмы гранитов с породами кровли в том случае, когда последние обладают резко отличным составом, например, когда кислая магма находится в контакте с более ранними сравнительно с ней интрузивными или эффузивными основными породами. Тогда в контакте пород, слагающих массив, можно часто видеть сильную шлировость, непостоянство состава, наличие ксенолитов. Основные породы, реагируя с магмой, начинают распадаться; в трещины пород проникают прожилки, и включения распадаются на более мелкие куски. Прожилки породы гранитового состава, часто контаминированные до состояния кварцевых диоритов, проникают между минералами включений, дезагрегируют их и сами обогащаются цветными компонентами, преимущественно роговой обманкой или биотитом. Плагиоклазы этих контаминированных участков, образующих гибридные породы, бывают сильно изменены, соссюритизированы и эпидотизированы, что, повидимому, зависит от проникновения в них летучих компонентов. Такие реакции могут быть встречены в контактах кислых, например гранитовых, жильных пород и аплитов с пироксенитами и с габбро, в случае, если они вторгаются в них жилами. То же наблюдается и в контактах основных пород с гранитами. Такого рода гибридные породы наблюдаются, например, в контакте гранитов Степняка в Казахстане. Они были описаны из Аррана, где были констатированы обломки ба-

зальтов в кварцевых порфирах и основные диоритовые обломки в кислой диоритовой породе в состоянии более или менее сильной дезагрегации и ассимиляции. Подобные же отношения можно видеть на западной окраине Верх-Исетского массива на Урале, где ксенолиты габбро и пироксенитов часто встречаются в разной степени инъецированные и ресорбированные со стороны гранитовой магмы. Прожилки гранитового материала также находятся в состоянии контаминации различной степени, вплоть до состава кварцевых диоритов (рис. 153). При пере-

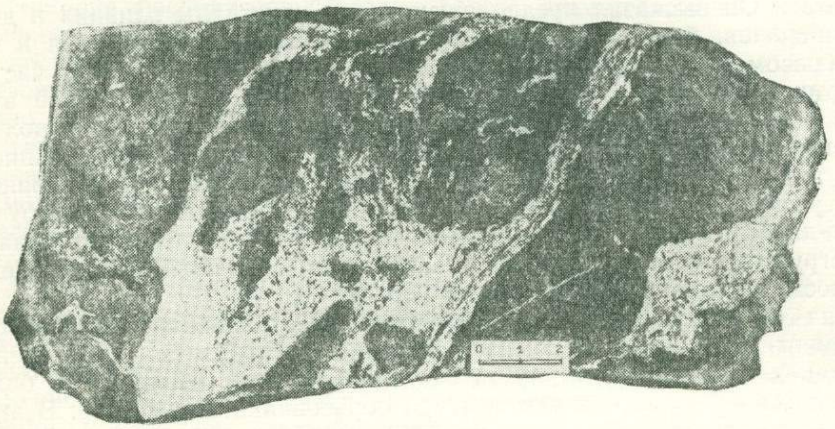


Рис. 153. Контаминация прожилков гранитов и изменение при реакции с ними пироксенитов в роговообманковые породы (черные каймы). Фото Р. П. Тихоненковой

работке основных излившихся пород в контактах с гранитами Степняка в Казахстане имели место различные их изменения, доходящие до образования за их счет габбровых и пироксенитовых пород.

Этих примеров достаточно, чтобы убедиться в распространенности явлений ассимиляции в общем виде, сопровождаемых контаминацией, загрязнением реагирующей магмы и образованием гибридных пород. Указанные процессы могут вызвать появление разнообразных по составу и структуре пород, но вряд ли они играют решающую и исключительную роль в вопросе формирования изверженных пород в целом. В конце концов они стремятся только выровнять состав и различие между включением и магмой, а потому не могут быть причиной дифференциации, ведущей к развитию из единого состава дочерних составов производных магм. Некоторые петрографы, в том числе и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, а также и Дэли, стремятся объяснить разнообразие магматических пород ассимиляцией базальтовой магмой в глубоких недрах земной коры кислой сиалической оболочки. Последующая дифференциация такой гибридной магмы снова на базальтовую и гранитовую части может быть причиной образования разнообразных горных пород. При этом признается и возможность явления ликвации. Синтектика, то есть вплавление, и ликвация, — вот, по мнению Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Дэли, возможные пути рождения гранитов и базальтов, а также промежуточных типов магматических пород. С точки зрения реакционного принципа, вплавление сиалических пород в основные магмы может быть принято, поскольку кислые породы стоят на более низкой термической ступени развития, чем основные.

Кристаллизационная дифференциация

По теории кристаллизационной дифференциации, как выше было указано, предполагается, что все разнообразие горных пород происходит вследствие процесса кристаллизации магматического расплава и только благодаря этому процессу. На возможность такого рода дифференциации указывал еще знаменитый Ч. Дарвин, наблюдавший во время своего путешествия вокруг света различные породы базальтового ряда, переходящие от оливиновых базальтов к безоливиновым и к андезитам. Он высказал предположение, что кристаллы оливина и других минералов, более тяжелых, чем расплав, могут погружаться и таким образом вызывать различие в составе верхних и нижних частей магматической массы внутри вулканического очага или в жерле вулканов. Вслед за Ч. Дарвином многие петрографы высказались в пользу такой возможности, тем более что разнообразные факты, накопившиеся после того, подтверждали на деле правильность этих высказываний. Выше уже приводились примеры даек дифференцированных интрузий габбро-диабазов (стр. 221), которые никак нельзя объяснить иначе, как погружением оливиновых кристаллов в массе магмы, образовавшей при своем застывании интрузивную породу.

Для более глубокой характеристики кристаллизационной дифференциации необходимо вспомнить явление инкогруэнтного плавления пироксенов и кристаллизацию за счет них раннего оливина при более высокой температуре, чем температура образования пироксенов. В этом случае, после выделения кристаллов оливина, за счет расплава пироксенового состава в остатке появится немного свободного кремнезема. 1) Если кристаллы оливина останутся на месте, то это избыточное количество кремнезема, образовавшееся в начале процесса кристаллизации, после начавшейся кристаллизации пироксенов будет израсходовано на образование пироксенов за счет оливиновых кристаллов, так как оливин при низкой температуре оказывается неустойчивым, а поэтому, если только в расплаве имеется свободный кремнезем, он будет использован на реакции замещения оливина пироксенами. Это явление было констатировано и зафиксировано в кристаллизационном ряде Боуэном, но оно им распространено не только на магнезиально-железистые, но и на моноклинные пироксены, хотя по опытам того же исследователя диопсид дает с оливином эвтектическую смесь. О возможности распространения реакционных отношений и на моноклинные пироксены свидетельствовали структурные взаимоотношения моноклинных пироксенов и оливина, так как первые часто образуют около оливина реакционные оторочки. Доказаны были эти реакционные отношения только Д. П. Григорьевым, который синтетически получил венчики диопсида около оливина и энстатита при применении фтора в качестве посредника реакции как минерализатора.

2) Если часть оливиновых кристаллов или все они каким-либо способом будут отделены от остаточной жидкости до начала реакции оливин + кремнезем=пироксен, то в жидкости останется некоторое количество избыточного кремнезема, который может выделиться в конечной стадии кристаллизации расплава и дать небольшое количество кварцсодержащих пород в качестве дифференциатов базальта, не содержащего кварца. Таким образом, по мнению Боуэна, граниты, кислые породы, могут произойти от базальтов путем кристаллизационной дифференциации после удаления выделяющихся ранее кристаллов оливина. Способ удаления предполагается тот, который был предложен еще Дарвиным, то есть погружение кристаллов оливина. Для большей убедительности

Боуэном был произведен опыт, доказавший возможность такого погружения кристаллов в силикатовом расплаве. Для этого были взяты расплавы, соответствующие смеси кристаллов оливина, пироксена и плагиоклазов. Оказалось, что в тигле за промежуток времени не более 2 часов кристаллы оливина, а при его отсутствии кристаллы диопсида оседали на дно, скопляясь на нем в виде слоя. Как было указано, молекулярная или атомная диффузия в вязкой магме затруднена, но твердые кристаллы обладают достаточно крупными размерами, и сила тяжести превозмогает вязкость расплава.

Природа располагает гораздо более значительными периодами времени, а потому можно предполагать вполне реальное значение явлений погружения и накопления кристаллов оливина на более глубоких горизонтах магматических бассейнов. Противодействуют этому явлению только возможные восходящие токи магмы, а в вулканических аппаратах также выделения и взрывы газов, причем газовые пузырьки могут увлекать кристаллы, на которых они фиксируются как на затравке. Известно, что многие туфы вулканических областей состоят почти исключительно из кристаллов, выделившихся рано в виде порфировых вкрапленников в магме (кристалл-туфы).

Явления кристаллизационной дифференциации обсуждались в литературе неоднократно, и не было приведено данных, противоречащих этой возможности. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг высказал мысль, что не только погружение, а в некоторых случаях и всплывание кристаллов возможно в магме, и доказал это опытом плавления лейцитовой лавы Везувия, в расплаве которой кристаллы лейцита всплыли на поверхность, что естественно, так как удельный вес лейцита (2,6) сильно отличается от удельного веса базальта (3,0).

Представим себе магматический бассейн состава базальтов, в котором на глубине началась кристаллизация с выделением первых кристалликов оливина. Обладая высоким удельным весом, они могут довольно быстро погружаться в массе расплава. Этим производится очищение верхних горизонтов очага от избытка оливина, а если состав расплава соответствовал устойчивому образованию оливина и его кристаллы выделялись за счет пироксенов, то удаление этих кристаллов ведет к накоплению в остаточной жидкости небольших количеств избыточного кремнезема, не связанного с какими-либо основаниями. На каждые две молекулы пироксена образуется одна молекула оливина и одна кремнезема. Оливин по мере роста кристаллов погружается вглубь, кремнезем же остается в жидком остатке. Вслед за оливином наступает очередь выделения одного или двух пироксенов, которые также могут погружаться в глубины очага, образуя на глубине следующий слой, обогащенный пироксенами. В то же время или немного после пироксенов наступает очередь выделения плагиоклазов. Эта очередность зависит от относительных количеств пироксенов и плагиоклазов, от их состава и состава соответствующих эвтектических смесей. Следует помнить, что первыми выделяются те вещества, которые содержатся в избытке против эвтектики. Вследствие этого вслед за слоем, обогащенным оливином, последуют слои, обогащенные или пироксенами, или плагиоклазами, обладающие тенденцией к формированию пироксенитов или анортозитов. Но так как кристаллизация пироксенов и плагиоклазов происходит по типу изоморфных кристаллов, то сначала выделяются члены ряда магнезиальных пироксенов, а для плагиоклазов — разностей, богатых анортитовой составляющей, — основных членов ряда. В связи с этим в верхних горизонтах магматического очага расплав постепенно обедняется магнием, сравнительно с железом, относительная

роль которого в расплаве сравнительно с магнием возрастает. Состав плагиоклазов остаточного расплава также постепенно становится более кислым, а так как в период кристаллизации оливина в расплаве образовалось немного избыточного кремнезема, то его количество в остаточном расплаве относительно быстро возрастает.

В конечном счете в поверхностных частях остывающего очага все время проявляется тенденция к образованию остатка гранитового состава, а чем ближе к основанию магматического очага, тем основнее будут становиться продукты кристаллизации магмы, получившиеся при кристаллизационной дифференциации. Описанный процесс носит название фракционирования. На глубине могут образоваться чисто оливиновые или оливиново-пироксеновые слои, которые при полной кристаллизации образуют перидотиты.

Кристаллы, погружающиеся сверху в глубину, опускаются не в пустоту, а попадают в базальтовый расплав, который обогащается оливином и соответственно уменьшается в относительном количестве. Он может быть почти полностью вытеснен, и тогда образуются скопления кристаллов оливина. Вытеснение может быть неполным, и тогда между кристаллами оливина будет находиться некоторое количество базальтовой жидкости, тем меньшее, чем больше накоплено кристаллов. Однако процесс охлаждения постепенно продвигается вглубь и захватывает эти более глубокие части очага, а основные дифференциаты все более и более отступают в глубину. К кристаллам оливина присоединяются новые из более глубоких горизонтов и так далее. Процесс можно представить себе дошедшим до конца и магматический бассейн расслоившимся по удельному весу слагающих его пород и по возрастающей кислотности снизу вверх.

Вопрос о судьбе погружающихся кристаллов является дальнейшей проблемой для науки. Боуэн считает, что на глубине эти кристаллы накопляются, не претерпевая изменений. По его мнению, магма интрудирует в состоянии кристаллизации, начавшейся еще в глубине. Об этом свидетельствует порфировая структура, наличие кристаллов раннего, доинтрузивного периода выделения, наблюдающихся в закаленных участках большинства интрузивных массивов и в большинстве излившихся пород. Если магма была действительно в начальной стадии кристаллизации, то растворение в ней кристаллов, погружающихся сверху, будет невозможным, так как они принадлежат к той же ранней стадии выделения, которая уже начала формироваться повсюду в очаге. Расплавление, растворение таких кристаллов вызвало бы такую потерю тепла магмой, что она, даже будучи несколько перегретой, тотчас же потеряла бы этот избыток тепла и начала бы кристаллизоваться. Поэтому Боуэн считал и продолжает считать, что в большинстве случаев кристаллы остаются механически взвешенными в базальтовой магме, а там, где они накопились в значительной массе, между ними имеется смазка из еще жидкой магмы базальта. Всякая интрузия такой смеси кристаллов и жидкости была бы затруднена, но тем не менее такая интрузия возможна именно только как внедрение кашеобразной массы кристаллов оливина с тонкими пленками промежуточной жидкости для дунитов и перидотитов. Излившиеся ультраосновные породы, близкие по составу к перидотитам, являются редкостью. Они представлены несколько более щелочными разностями типа лимбургитов и авгититами для пироксеновых пород. Однако в последнее время на территории северной Сибири были найдены породы, получившие название меймечитов, которые по своему составу близки к нормальным перидотитам, причем их стекловатое состояние противоречит предположению Боуэна

и говорит в пользу мнения других авторов о наличии перидотитовых и пироксенитовых расплавов в качестве жидких фаз. Это довод, свидетельствующий, что погружающиеся кристаллы на глубине могут вновь расплавляться, когда они попадают в более глубокие и нагретые зоны.

Описанный в схеме процесс кристаллизационной дифференциации в пределе своего развития приводит к расслоению очага на слои, из которых каждый находится в состоянии продолжающейся кристаллизации. Посмотрим, какова же судьба некоторых его слоев при дальнейшем оформлении в качестве пород. Для накопления преобладающих оливиновых кристаллов безразлично, расплавлены они или нет, так как при накоплении в глубине дунитовой жидкости или жидкости с кристаллами оливина последующая кристаллизация все равно вызовет образование дунита. Однако так как кристаллы оливина опускались в базальт, то хотя бы ничтожное количество этого первичного базальта сохранится в составе получившейся жидкости или между накопившимися кристаллами. Эта первичная, ничтожная по объему часть базальта будет использована на реакции при понижении температуры ниже точки устойчивости оливина. Реакции приведут к образованию небольшого количества пироксенов, имеющихся в дунитах (до 15%). Малое количество летучих компонентов базальта будет использовано на серпентинизацию и другие гидротермальные процессы после застывания породы. Плагиоклазы могут вступить в реакцию с оливиновыми кристаллами или отойдут в гидротермально-пневматолитовую стадию формирования породы. Бурение в дунитах Урала показало, что в них имеются прожилки и пустоты. В прожилках содержатся жильные выделения кристаллов граната и везувиана, состав которых характеризуется высоким содержанием кальция и алюминия и сравнительно пониженным содержанием кремнезема. Такого рода выделения могут появиться в результате реакции гидротермальных растворов с кальцием и алюминием, входившими в состав базальтовой жидкости, остававшейся в дунитовом расплаве в ничтожном количестве. В других случаях в перидотитах кальций и алюминий могут быть использованы в виде компонента Чермака на построение пироксенов. Тогда получатся промежуточные зерна моноклинных пироксенов, а если часть кремнезема расплава пошла на реакцию образования пироксенов ромбического ряда, то останутся неиспользованными кальций и алюминий. Избыток глинозема послужит при реакции с магнием и железом для образования зерен зеленой шпинели, герцинита, так часто встречающегося в перидотитах и пироксенитах. Реакции можно представить схематически следующим уравнением:

$$\underset{\text{анортит}}{Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8} + \underset{\text{оливин}}{(Mg, Fe)_2\,SiO_4} = \underset{\text{моноклинный пироксен}}{Ca\,(Mg, Fe)\,Si_2O_6 \cdot (Mg, Fe)\,Al_2\,Si\,O_6}$$

и

$$\underset{\text{анортит}}{CaAl_2\,Si_2\,O_8} + 2\underset{\text{оливин}}{(Mg, Fe)_2\,SiO_4} = \underset{\text{диопсид}}{CaMg\;Si_2\,O_6} + \underset{\text{бронзит}}{(Mg, Fe)\,Si\,O_3} + \underset{\text{герцинит}}{Fe\,Al_2\,O_4}$$

Когда эти реакции не происходят, образуются плагиоклазовые пироксениты и перидотиты.

Продукты дифференциации габбрового состава по своему химизму мало чем будут отличаться от первичного базальта. Действительно, когда в глубине очага погружение основных плагиоклазов и пироксенов поведет к накоплению их кристаллов независимо от того, будут ли они плавиться на глубине или нет, в состав первичного базальта поступят те же по существу компоненты с той только разницей, что выде-

лившиеся и погрузившиеся вниз кристаллы вначале будут обладать более основным составом и дадут в конечном счете при застывании габбровые породы с более основными плагиоклазами. При кристаллизации таких габбро обнаружится большее богатство их кальцием в виде анортитовой составляющей и в виде пироксенов моноклинного ряда. Такого рода габбро в систематике принято называть кальцигаббро, то есть богатые кальцием габбро. Естественно, что при кристаллизационной дифференциации могут развиться и в природе действительно имеются в комплексах этих пород члены ряда, переходные от габбро к перидотитам и пироксенитам. Они были выделены в уральских комплексах габбро-перидотитовых массивов Н. К. Высоцким и Л. Дюпарком. Это — представители различных оливиновых габбро (тылаиты). Нормальные габбро мало или совсем не отличаются от состава первичного базальта, за исключением соответственно пониженной в них роли калия.

Кристаллизация всех этих членов ряда происходит с выделением плагиоклазов и пироксенов. Если в магме имеется достаточное количество минерализаторов, главным образом паров воды, то по миновании кристаллизации главной массы минералов при высокой температуре в более позднее время с охлаждением образуется остаток, обогащенный парами воды, а, быть может, в конечном итоге и перегретые горячие растворы, под влиянием которых первичные минералы, и прежде всего минералы группы пироксенов, преобразуются в минералы группы амфиболов. Если количество паров воды в расплаве настолько велико, что они оказывают сильную задержку кристаллизации с понижением ее температуры, то может создаться такое положение, что кристаллизация пироксенов задержится до поздних стадий и даже совсем не осуществится, если температура будет соответствовать и благоприятствовать вхождению летучего компонента в состав твердой фазы, то есть когда вместо пироксена начнет выделяться роговая обманка. В этом случае, если выделению ее предшествует стадия формирования некоторого количества пироксенов, последние будут нацело или почти нацело замещены роговой обманкой, а бóльшая часть последней выделится непосредственно из расплава. Так как отношения плагиоклазов и пироксенов в габбро в среднем близки к эвтектике, то выделение плагиоклазов, не реагирующих при высокой температуре с летучими компонентами и водой, значительно предшествует кристаллизации роговой обманки. Вследствие задержки выделения последней до стадии ее устойчивости при более низкой температуре в роговообманковых габбро идиоморфизм зерен плагиоклазов чрезвычайно сильно выражен по отношению к амфиболу, и только в случае очень меланократовых роговообманковых габбро наблюдается одинаковая степень идиоморфизма роговой обманки и плагиоклазов.

После стадии кристаллизации роговой обманки с выделением связанных с этим же периодом кристаллов апатита и титанита, а также магнетита, с дальнейшим охлаждением может в породах образоваться небольшое количество биотита, если в остаточных растворах содержится немного калия. Редко в этих породах имеется значительное содержание калиевых соединений в виде листочков биотита и зерен калиевого полевого шпата. Эти минералы выделяются самыми поздними из всего ряда. В кварцевых габбро кварц относится также к самым поздним стадиям выделения.

Кристаллизация диоритов происходит по тому же плану, но стадия выделения кристаллов различных минералов в них и температура начала их кристаллизации являются соответственно низкими сравнительно

с таковыми габбро. Выделение их обычно начинается с плагиоклазов, сначала основных, потом все более кислых, если не происходит выравнивания их состава при медленном застывании расплава. Иногда в начале кристаллизации принимают участие пироксены, которые обычно потом замещаются роговой обманкой, выделение которой происходит почти одновременно с плагиоклазами. Поэтому роговая обманка иногда так же идиоморфна, как и плагиоклазы, иногда оформлена хуже. В жильных породах типа кварцевых диорит-порфиритов роговая обманка встречается в небольшом количестве порфировых выделений наряду с большим количеством вкрапленников плагиоклазов, а значительная часть ее зерен отходит в основную массу пород, где она ассоциируется с плагиоклазом более кислым, чем плагиоклазы вкрапленников. Минералы последней генерации в диоритах приближаются по составу к гранитам, о чем свидетельствуют некоторые кварцевые диорит-порфириты, в которых было констатировано несколько поколений минералов. В глубинных фациях нет этих особенностей порфировой структуры, но ход процесса кристаллизации остается тем же. Примером этому является охарактеризованный ниже диорит-порфирит из Казахстана, в котором имеются три стадии кристаллизации: крупные порфировые выделения первого поколения, порфировые выделения средней величины второго поколения и третье поколение очень мелкозернистой основной массы. Был подсчитан следующий количественно-минералогический состав породы:

Таблица 62

Состав кварцевого диорит-порфирита (Казахстан)

Поколение	Минералы	Состав в %
Первое	Плагиоклазы № 46 (от № 60 до № 32)	90,5
	Роговая обманка	7,5
	Пироксены	2,0
Второе	Плагиоклазы № 35 (от № 39 до № 31)	49,1
	Титанит	7,7
	Роговая обманка	35,6
	Магнетит	3,4
	Апатит	4,2
Третье	Плагиоклазы № 21 (от № 35 до № 7)	6,5
	Роговая обманка	10,9
	Микроклин	46,7
	Кварц	34,5
	Титанит	0,3
	Магнетит	0,6
	Апатит	0,4

Состав третьего поколения соответствует типичному составу рогообманкового гранита, состав же первых двух отвечает таковому лампрофиров спессартитового ряда. Если эта порода, застывая, образует зернистую глубинную породу, то получается кварцевый диорит, если же произойдет отсадка кристаллов роговой обманки и плагиоклазов первых стадий выделения, то получится, с одной стороны, лампрофир, а с другой — гранитовый остаток.

В предыдущем изложении были рассмотрены условия возможных процессов дифференциации в магматическом очаге нормальной базальтовой магмы. Они, как видно, приводят к образованию различ-

ных пород нормального ряда. Однако наряду с последними имеются щелочные породы, среди которых есть представители калиевого и натрового ряда. Кроме того, и в нормальном ряде есть не только породы, ведущие к развитию габбро и диоритов и приводящие в пределе к образованию гранитовых и соответствующих им излившихся пород, но среди габбровых массивов имеются и такие, которые содержат норитовые дифференциаты. В природе имеются часто нориты, слагающие массивы; в других случаях ромбические пироксены кристаллизуются совместно с моноклинными, создавая промежуточные габбро-норитовые фации. Такие фации наблюдаются чаще чисто норитовых. Какова причина развития в одних случаях моноклинного пироксена, а в других ромбического? Зависит ли это от первичного состава магмы, или же развитие ромбического пироксена вызывается какими-либо другими причинами? Породы, в которых ромбические пироксены играют значительную роль, представлены не только норитами, а целой ассоциацией пород, образующих провинции чарнокитов. В такую ассоциацию входит ряд пород, начиная с основных пироксенитовых членов ряда, через габброидные норитовые разности до пород диоритового и гранитового состава, характеризующихся наличием в них ромбических пироксенов.

Решение вопроса для группы чарнокитовых пород в настоящее время находят в процессах ассимиляции гранитовой или другой магмой различных глинистых осадочных или метаморфических горных пород, богатых глиноземом. В этом случае магма, поглотившая некоторое количество осадочного материала, богатого глиноземом, насыщается последним. Базальтовая магма при этом насыщается излишком окисла алюминия. Вследствие этого при кристаллизации развиваются плагиоклазы, богатые анортитовой составляющей. Основные плагиоклазы выпадают из расплава в большем количестве, чем это бывает обычно, так как избыток глинозема связывается с известью в ($CaO \cdot Al_2O_3$) и входит в состав анортитового компонента плагиоклаза. При этом анортитовая составляющая образуется не только за счет анортитового компонента, который содержался в расплаве раньше, но и за счет кальция, связанного в нормальном базальте с моноклинным пироксеном. В таком случае образуется много плагиоклазов, но моноклинные пироксены не получают возможности оформления, так как их выделение последует позднее по причине пересыщения магмы плагиоклазами, особенно богатыми анортитовым компонентом. За недостатком кальция, вошедшего в состав плагиоклаза, вместо моноклинного пироксена образуется ромбический и развиваются норитовые фации. Недаром с норитами обычно развиваются в ассоциации анортозиты и другие члены ряда с ромбическими пироксенами. Аналогичное происходит в средних и кислых породах: ромбические пироксены проходят через весь ряд пород вплоть до гранитов. Чарнокиты, то есть граниты с ромбическим пироксеном, встречаются в областях, сложенных гнейсами древнейших архейских или докембрийских отложений. В этих своеобразных породах постоянно наблюдается множество ксенолитов гнейсов и имеются признаки сильной ассимиляции вмещающих пород. Так как чарнокиты развиты преимущественно в древнейших породах, а последние подверглись глубочайшей эрозии и выступают в горных сооружениях, размытых до основания, то явления ассимиляции в образовании их являются понятными, ибо на глубинах при повышенной температуре реакции идут активнее и полнее.

Аналогичное предположение само собой напрашивается и для объяснения причин образования габбро-норитовых и норитовых пород

в ассоциации с анортозитами. В норитах встречается и роговая обманка, но зато часто появляются непосредственно за ромбическим пироксеном выделения листочков биотита, как это характерно для габбро-перидотитовых массивов Урала, в которых габбро-норитовые породы развиваются также совместно с развитием богатых плагиоклазами габбро и диоритов.

Происхождение щелочных пород

Происхождение щелочных пород, пользующихся сравнительно ограниченным распространением, представляет одну из проблем, требующих разрешения и стоящих на очереди в петрографии. Как выше было изложено, щелочные породы развиваются в особых условиях земной коры и приурочены к платформенным областям, где они представлены излияниями и интрузиями. Редкие исключения из этого правила, как-то щелочные породы в ильменском комплексе на Урале, а также в Туркестанском и Алайском хребтах среди недр орогена, требуют особого объяснения. В связи с этими особенностями залегания щелочные ассоциации давно вызывали к себе большой интерес и внимание петрографов. Был создан ряд теорий, стремящихся объяснить их минералогический состав и приуроченность к тектоническим формам.

Одной из особенностей щелочных горных пород является наличие в их составе кальцита, развивающегося часто на таких же основаниях, как и другие первичные составные их части. Этот первичный кальцит показывает богатство углекислотой магмы, из которой кристаллизовались нефелиновые сиениты как наиболее типичные представители щелочных пород. Опыты показали, что кальцит под высоким давлением при нагревании не разлагается, а плавится без разложения и выделения угольной кислоты. Для этого необходима атмосфера двуокиси углерода, в присутствии которой под давлением до 100 атмосфер кальцит плавится без разложения. Таким образом объяснялась возможность образования из расплава кальцита в нефелиновых сиенитах и наличие в областях развития щелочных пород кальцитовых и доломитовых пород с интрузивными формами залегания. Дэли обратил внимание на то, что значительная часть массивов нефелиновых сиенитов связана с карбонатовыми породами. Кроме отмеченного выше нахождения карбонатитов, такая связь сказывается в том, что многие нефелиновые сиениты развиты в виде интрузий, внедрившихся в известняки, содержат их ксенолиты, сами обнаруживают иногда в составе минералы, свойственные нормальным контактово-метаморфическим мраморам и роговикам. В качестве примеров таких районов приводились многие массивы нефелиновых сиенитов; на нашей территории такими массивами являются интрузии нефелиновых сиенитов Ботогольского гольца в Восточных Саянах. Дэли подсчитано, что больше 70% всех случаев развития щелочных пород семейства нефелиновых сиенитов связано с известняками. Шенд повысил впоследствии это количество новыми подсчетами. Дэли выдвинул теорию происхождения щелочных пород под влиянием ассимиляции известняков магмой.

По концепции Дэли, интрузия магмы, вначале еще не дифференцированной и имеющей базальтовый состав, внедряясь в толщи земной коры, постепенно увеличивается в объеме путем обрушения кровли, глыбы которой приходят в соприкосновение с магмой и подвергаются постепенной ассимиляции. Местами, где породы кровли слагают известняки или развившиеся из них мраморы, ассимиляция и реакция магмы

с этими породами могут привести состав магмы к обеднению кремнеземом, что и послужит импульсом к развитию щелочных пород как недосыщенных кремнекислотой. При ассимиляции известняков базальтовая магма обогащается «метасиликатом» кальция, который вступает в реакцию с «метасиликатом» магния, образуя диопсид или моноклинные пироксены. При этом могут образоваться и такие богатые кальцием силикаты, как анортит, или мелилит, или, наконец, обыкновенные минералы, образующиеся в контактах известняков с магматическими породами, например известковистые гранаты (андрадит и гроссуляр), геденбергит и другие. Они действительно часто встречаются в щелочных породах, например геденбергит в нефелиновых сиенитах Ботогольского гольца, андрадит в щелочных сиенитах Святого Носа на Байкале. В составе нефелиновых сиенитов известен типичный контактовый минерал волластонит и др.

Тяжелые минералы орто- и «метасиликатового» состава, выделяющиеся в базальтовой магме при ассимиляции известняков или при реакции с ними, связывают много кремнезема, который становится на место, занятое прежде углекислотой. Эти минералы, обладая относительно высоким удельным весом, постепенно погружаются вглубь очага, создавая там условия для накопления минералов, входящих в состав ультраосновных или мономинеральных пород типа пироксенитов и перидотитов. Наверху будет происходить процесс обеднения магнием, железом и кальцием вследствие кристаллизационной дифференциации и опускания образующихся тяжелых кристаллов, но вместо гранита образуются другие дифференциаты, так как много кремнезема будет унесено новообразованными метасиликатами вглубь очага. Вверху останется обогащенный щелочами остаток, в котором будет недостаток кремнезема и либо образуются щелочные сиениты, либо, если эта десиликация будет более глубокой, разовьются нефелиновые сиениты. Расплав будет тем беднее кремнеземом, чем полнее и дальше зайдет реакция. В процессе дальнейшей десиликации могут образоваться такие бедные кремнеземом породы, как породы ийолит-уртитового ряда, состоящие из нефелина и пироксенов, или ультраосновных пород лейцитового ряда, если породы богаты калием. Ниггли констатировал вместе с Бурри, что в Тихоокеанском кольце, где развиты почти исключительно породы щелочноземельного ряда, нет щелочных пород, кроме одной области Ледяной реки (Ice River) в Британской Колумбии, где развиты породы ийолитового ряда. Отвергая гипотезу Дэли для всех этих пород, он отмеченное исключение объяснил тем, что в этом случае щелочные породы произошли под влиянием взаимодействия магмы с известняками, которые здесь действительно наблюдаются.

Гипотеза Дэли удовлетворительно объясняет многие особенности минералогического состава и распространения щелочных горных пород. Однако не везде наблюдается действительная связь или соседство их с известняками. Многие районы, где они развиты, не содержат сколько-нибудь значительных масс карбонатных пород. К таким районам относятся, например, Хибинские тундры, или породы Ильменского щелочного комплекса и многие другие районы развития щелочных пород. Для объяснения их, с одной стороны, и для предположительного решения вопроса в общем порядке, с другой стороны, ряд ученых предложили свои точки зрения и теории происхождения щелочных горных пород.

Прежде всего было обращено внимание на то обстоятельство, что нефелиновые сиениты встречаются преимущественно в ассоциации не с

основными породами, а с гранитами, как, например, это имеет место в Ильменских горах и в районе Халибуртон и Бенкрофт в Канаде, а также в окрестностях г. Жданова или Ботогольского гольца и во многих других районах. Они постепенно переходят в сиениты и в граниты или гранито-гнейсы. Поэтому ряд авторов, а впоследствии и Дэли приняли возможность происхождения нефелиновых сиенитов из гранитовой магмы не только путем ассимиляции, как предполагал Дэли, но и путем ее десилификации при реакции с известняками при потере кремнезема в контакте с породами, способными реагировать с магмой с поглощением SiO_2. Такими породами могут быть как известняки, так и перидотиты как не насыщенные кремнеземом породы. Эта точка зрения была высказана по отношению к известнякам Шендом (1928) и Е. А. Кузнецовым (1928), а для ультраосновных пород Д. С. Белянкиным (1931), обратившим внимание на то, что гранитовые дайки, развитые на Урале среди змеевиковых массивов, обнаруживают ту или иную степень щелочности и переходы к щелочным сиенитам, а иногда в них появляется и нефелин. Е. А. Кузнецов произвел сравнение нефелиновых сиенитов щелочного комплекса Ильменских гор с их же гранито-гнейсами, причем обнаружилось сходство их химического состава, за исключением количества кремнезема; миаскиты могут быть выведены из гранито-гнейсов путем потери ими кремнезема при реакции с породами, могущими экстрагировать этот кремнезем в контакте с гранитовым расплавом в земных недрах. Таковыми породами в ильменском комплексе могли быть ультраосновные породы, так и встречающиеся мраморы, благодаря наличию которых могли развиться небольшие количества кальцита, для которого в сущности необходимо только присутствие углекислоты, так как признаков поглощения кальция в породах не обнаруживается. Эти воззрения могут рассматриваться как поправка к взглядам Дэли, так как вместо ассимиляции вводится понятие о реакции и десиликации.

Другая точка зрения принадлежит Смиту. Происхождение щелочных пород он рассматривает с точки зрения их приуроченности к платформенным условиям интрузий или излияний. Нефелиновые сиениты, с точки зрения Смита, могут образовываться при расколах и дислокациях платформ, когда в гранитовой жидкости нормального состава происходит нарушение равновесия газовой фазы, состоящей из минерализаторов, то есть паров воды, галоидов, фосфора, окислов углерода и других летучих с ними соединений. Газы эти оказывают влияние на гранитовую жидкость, а именно: устремляясь в расколы, возникающие при быстрых нарушениях равновесия, они идут в верхних частях магматической массы, унося с собой наиболее летучие силикатовые компоненты. Нарушается газовый режим, нарушаются и силикатовый состав и процессы дифференциации нормального гранитового остатка.

В соответствии с гипотезой Смита и вариантом гипотезы Дэли, в котором процесс образования щелочных пород сводится к реакции остаточной гранитовой магмы с известняками или другими породами, способными поглощать кремнезем из расплава, стоит богатство нефелиновых сиенитов летучими компонентами. Действительно, если гранитовая магма как остаточная после кристаллизационной дифференциации отличается насыщенностью летучими компонентами, то эта насыщенность является еще большей у нефелиновых сиенитов, в которых концентрация галоидов, углекислоты и серы достигает таких размеров, что возникают минералы группы содалита, флюорита, нозеана, гаюина, канкринита и других, столь характерных для щелочных пород минералов. Выше уже было подчеркнуто то обстоятельство, что

циркон является минералом, характерным в качестве акцессорного для гранитов. Концентрация циркония особенно выступает в нефелиновых сиенитах, которые во всех отношениях являются как бы продолжением линии гранитов, но с потерей значительных количеств кремнезема. Такая потеря происходит вследствие ухода летучих компонентов впереди движущейся магматической массы. Таким образом, в начале этой колонны можно представить себе концентрацию щелочных, очень кислых гранитов, которые часто предшествуют интрузиям щелочных пород и с ними генетически связаны. Укажем на рапакиви, сопровождающие интрузию нефелиновых сиенитов у Бердяуша на Урале, гранито-гнейсы, сопровождающие ильменские миаскиты, гранитоиды, близкие по составу к рапакиви в районе Жданова и многие другие случаи. Вслед за ними интрудируют породы щелочного ряда в виде щелочных сиенитов и нефелиновых сиенитов, уже лишенных избытка кремнезема.

2) Как вариант этой гипотезы можно отметить мысль, высказанную Л. Н. Заварицким для объяснения происхождения нефелиновых сиенитов в орогенных структурах земной коры. Для ильменского комплекса он предположил подобные же нарушения равновесия, вызванные быстрыми и сильными дислокациями в этих сильно сдавленных местах, находящихся против Уфимского горста. Отношения в этих условиях уподобляются таковым на платформах при их расколах и перемещениях блоков. Напомним, что и в Средней Азии, в Туркестанском и Алайском хребтах нефелиновые сиениты появляются в связи с известняками и в сильно сжатых частях горных дуг, там, где ряд горных цепей скучивается в один пучок. В аналогичных условиях развиты щелочные породы Ири-су и Каинды на северных дугах Туркестана. После виргации этих дуг на западе щелочные породы не появляются. На сходной точке зрения стоит и Н. Н. Смирнов, отметивший обилие кварцевых жил в ореоле, окружающем щелочные породы Ильменских гор.

3) Н. Боуэн как апологет кристаллизационной дифференциации старается объяснить появление щелочных пород, не прибегая к помощи влияния среды, а главным образом при посредстве кристаллизационной дифференциации. Исходя из остаточной гранитовой или сиенитовой жидкости, автор предполагает в ней возможность инконгруэнтного выделения первых кристаллов лейцита за счет ортоклаза, накопление этих кристаллов лейцита и образование таким образом щелочных пород, с одной стороны, и очень кислых, богатых кремнеземом гранитов — с другой. Как известно, лейцит с понижением температуры становится неустойчивым и переходит в калиевый полевой шпат с нефелином. Таким образом, в глубинных породах с медленным остыванием получаются не лейцитовые, а нефелиновые сиениты, тогда как в гипабиссальных породах могут оказаться и лейцитовые сиениты, что в редких случаях действительно случается в природе. Необходимо, однако, чтобы лейцитовые кристаллы аккумулировались в отдельных частях очага, что может произойти или вследствие всплывания их легких кристаллов, или же при далеко зашедшем накоплении кристаллов с отжатием остаточной жидкости при горообразующих процессах в результате сдавливания всей массы магмы с выделившимися в ней кристаллами.

Весьма важными являются наблюдения, которые показывают, что щелочные породы бывают приурочены к комплексам и ассоциациям, в которых развиваются породы ряда оливиновые базальты — трахиты—фонолиты, в отличие от других, представляющих комплексы оливиновый базальт — базальт — андезит — дацит — риолит. Поэтому среди

петрографов существует мнение, что щелочные породы связаны с дифференциацией оливиновых базальтов, магма которых с самого начала обладала недостатком кремнезема и потому в конце процесса дифференциации дала щелочные жидкости, лишенные избытка кремнезема, то есть трахитовые расплавы. В отношении происхождения этих оливиновых пород и их дифференциатов Боуэн предполагает, что они представляют результат аккумуляции оливина в виде кристаллов, выделившихся в верхних горизонтах очагов и опустившихся согласно кристаллизационной дифференциации. Другие петрографы предполагают изначальные вариации базальтового состава и считают, что оливиновые базальты являются первичными, а базальты плато несколько подкислены поглощением богатого кремнеземом материала континентальных массивов.

Ю. А. Билибин на основании изучения щелочных пород Алданского района пришел к выводу, что ни гипотеза Дэли, ни гипотеза Смита не могут удовлетворить наблюдаемым фактам. Гораздо вероятнее, по его мнению, предположение о двух стадиях дифференциации на глубине в источнике магмы, а именно: одна стадия — магматическая, сказывается в концентрации калия в верхних горизонтах базальтового очага вследствие диффузии в расплаве в сторону наименьших давлений; вторая стадия — кристаллизационная дифференциация, ведущая к развитию в получившемся щелочном очаге различных серий горных пород, связанных друг с другом постепенными переходами и представляющих «серии серий», ряды которых дают следующие ассоциации: габбро — диорит — гранит, габбро — монцонит, монцодиорит, кварцевый сиенито-диорит, гранит; оливиновый монцонит — монцонит, сиенит, кварцевый сиенит; шонкинит — монцонит — сиенит — пуласкит; шонкинит, оливиновый шонкинит (малиньит), нефелиновый сиенит; фергусит, псевдо-лейцитовый сиенит. Таким образом, путем магматической диффузионной дифференциации могут быть произведены в магматическом очаге вариации в составе первичных базальтов, которые служат главными отправными членами рядов, ведущих к образованию гранитов или липаритов, с одной стороны, и нефелиновых сиенитов или фонолитов — с другой.

Все описанные возможные случаи развития щелочных пород приводят к сходным результатам — образованию остаточных магматических расплавов, обогащенных летучими и щелочными компонентами. Подвижность летучих компонентов совершенно ясна из фактических отношений для газов, концентрирующихся в остаточной жидкости и достигающих в ней наивысшего содержания по сравнению с промежуточными дифференциатами. Щелочные компоненты также отличаются сильной подвижностью. Об этом свидетельствуют геологические наблюдения выноса натрия и калия в контактовые ореолы различных интрузивных пород. Так, около диабазовых силлов часто наблюдается сильный натровый метасоматоз вмещающих пород, а около гранитовых массивов и пегматитовых жил — сильный калиевый метасоматоз, выражающийся в образовании или калиевого полевого шпата, или же биотитовых оторочек.

Прямые наблюдения в поле показывают следующие взаимоотношения в условиях образования щелочных горных пород. Как выше было указано, щелочность пород ясно сказывается в жилах гранитового состава среди змеевиков Среднего Урала, причем в конечном итоге дело доходит до образования нефелина вместе с контактовыми минералами. Однако такая зависимость может только показать пути их развития при десиликации нормального гранитного расплава в

результате взаимодействия с ультраосновными породами. Интересный случай развития щелочных пород из гранитового расплава описан М. Б. Бородаевской в жильных породах Березовского рудника, где в ответвлениях гранит-порфировых жил, оканчивающихся слепо (рис. 154), наблюдается в их замкнутых участках переход гранит-порфиров в щелочно-сиенитовые породы и, наконец, появление нефелина. Такого рода процесс объясняется реакцией жил с вмещающими основными породами, облегчаемой концентрацией летучих, скоплявшихся в местах слепого окончания даек.

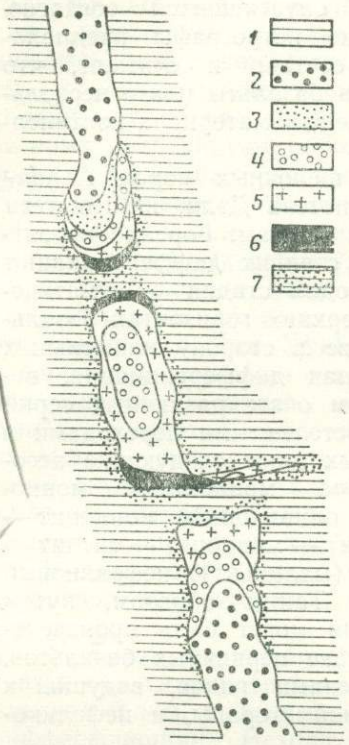


Рис. 154. Десиликация гранит-порфиров и развитие нефелинсодержащих пород в жилах Березовска на Урале (по М. Б. Бородаевской).

1 — змеевики; *2* — гранит-порфиры; *3* — те же породы с пониженным содержанием кварца; *4* — кварцевые сиенит-порфиры; — авгитовые сиенит-порфиры; *6* — нефелиновые сиениты; *7* — реакционные каймы талька, хлорита и актинолита в змеевиках

Интересен случай развития нефелина в одной из лав андезитов, наблюдавшихся на о-ве Ява, где нефелин образовался в связи с реакцией между магмой и ксенолитом известняка, что подтверждает гипотезу Дэли. Случай, подобный описанному для Березовского рудника, наблюдался Л. И. Пазюком для контактов жильных гранит-порфиров в мраморах формации Имандра-Варзуга, где гранит-порфиры в контакте с мраморами в местах выклинивания тонких прожилков постепенно теряют кварц и приобретают нефелин, что также находится в согласии с теорией Дэли. Таким образом, возможность десиликации гранитовой магмы в этом случае несомненна и приводит к образованию нефелинсодержащих пород.

Резюмируя все сказанное, можно отметить, что каждая из предложенных различными учеными гипотез образования щелочных пород семейства нефелиновых сиенитов и близких к ним производных щелочной магмы может оказаться уместной, так как каждая из них может привести к десиликации и к накоплению щелочей относительно других оснований и кремнезема. Так как место истинного формирования этих пород находится в недоступных для наблюдения глубинах, за исключением некоторых редких и специальных случаев, то в каждом отдельном районе необходимо учитывать специфические геологические факторы. Это привело различных исследователей к разным теориям, более или менее удовлетворяющим их в отдельных наблюдавшихся ими случаях. Естественно, что когда мы будем иметь ряд таких обстоятельств, действующих в одном направлении, то такого рода процесс примет гораздо большие масштабы, чем в других местах, где действует только один из перечисленных факторов.

Кроме различных нефелиновых пород и щелочных сиенитов, выше описаны были основные щелочные породы натрового и калиевого ряда, в которых накопление щелочей происходит не в конечных, а в ранних продуктах дифференциации, когда вместо нормальных базальтов

развиваются щелочные трахидолериты, или вместо нормальных габбро развиваются эссекситы, тералиты и другие щелочные габброиды. Для объяснения их нет оснований прибегать к процессам десиликации, так как хотя она и имеет место для отдельных типов пород, для других наблюдается концентрация щелочей за счет других оснований. Петрографы и для этих пород наметили пути для объяснения их развития и связей с породами нормального ряда.

Боуэн для объяснения образования щелочных пород калиевого ряда, относящихся к основным магмам, прибегает к возможной аккумуляции кристаллов роговой обманки и биотита, перерабатываемых базальтовой магмой, в которую они могут погружаться при кристаллизационной дифференциации из верхних частей магматического очага. Это даст возможность развиться щелочным магмам, богатым калием и частично натрием, типа некоторых лампрофиров, а также некоторых основных лейцитовых и нефелиновых пород типа лейцитовых и нефелиновых базальтов, близких по составу к этим щелочным лампрофирам. Трудно представить себе возможность массового развития этого процесса, так как базальтовая магма и период кристаллизации амфиболов и биотита разделены большим промежутком.

Холмс предполагает возможность развития первичной богатой калием основной магмы при дифференциальном плавлении перидотитового субстрата с выносом в расплав и в верхние части земной коры легкоплавких компонентов биотито-лейцитового и нефелино-пироксенового состава. Такого рода процесс удобен для объяснения образования лейцитовых и биотитовых пород района Великих озер Центральной Африки, где развиты редкие типы пород, как-то: катунгиты и кимберлиты, а также другие породы калиевого ряда, представленные в глубинной фации биотитовыми породами. Однако для объяснения их образования может быть предложен и другой способ, а именно — плавление перидотитовой магмой пород континентального основания, в котором значительную роль играют различные гнейсы и слюдяные сланцы, богатые калием. Эти богатые калием расплавы изливаются, и из них образуются богатые калием породы в местах глубокого раскола земной коры—Великого Африканского грабена, где получили доступ на поверхность наиболее глубокие магматические очаги и где реакции магмы этих очагов в глубинных условиях, в основании континента, имеют наибольшие возможности. Обогащение габбровой или перидотитовой магмы легкоплавкими калиевыми соединениями при этих реакциях является вполне естественным. Возможно также развитие подобных расплавов при дифференцированном плавлении слюдяных пород — продуктов калиевого метасоматоза перидотитов древнего возраста.

Происхождение щелочных пород может быть связано с естественными процессами дифференциации базальтовой магмы на глубине следующими путями. Гравитационная кристаллизационная дифференциация, происходящая в магматических очагах, ведет к образованию в глубинных частях перидотитовых фракций. Независимо от того, будут ли эти перидотитовые фракции в расплавленном состоянии или же в виде скоплений кристаллов оливина, смоченных небольшим количеством первичной базальтовой жидкости, на поздних стадиях застывания этих ультраосновных фракций возникнут реакции между кристаллами оливина и остаточной жидкостью состава базальта, в которую погружены эти кристаллы. Если перидотитовый дифференциат был полностью расплавлен или содержал только небольшое количество вкрапленников оливина или пироксенов в жидкости, как это имеется в меймечитах, то кристаллизация этого дифференциата в конце концов приведет к образо-

ванию огромного количества кристаллов оливина, содержащихся в небольшом количестве жидкого остатка, близкого к базальту, в котором накопились кристаллы оливина, погрузившиеся в глубокие части базальтоидного очага. Эти кристаллы при охлаждении расплава вступят в реакцию с остаточной базальтовой жидкостью. В результате этой реакции кристаллы оливина при наличии плагиоклазов в расплаве и недостатке в нем свободного кремнезема будут реагировать с полевошпатовыми компонентами расплава с образованием диопсида за счет анортита и роговой обманки — за счет альбита. Последняя реакция происходит при более низкой температуре. Поэтому сначала будет использован весь кальций анортита и небольшая часть его алюминия для образования диаллага. Остаточный расплав, имевший вначале базальтовый состав, выделит пироксен и, истратив значительное количество кальция на создание диаллага за счет анортитовой составляющей, перейдет в расплав, близкий к плагиоклазитам или плагиоаплитам, а в конце концов будет стремиться к альбититам, столь распространенным в виде жильных пород среди пироксенито-перидотитовых массивов.

Реакция может затронуть и альбитовый компонент полевых шпатов. При этом разовьются амфиболы, хотя и в составе диаллага имеется небольшая примесь натрового компонента («жадеитовой составляющей») группы пироксенов. В результате этих реакций может произойти десиликация остаточного расплава, и на поздней стадии застывания остаточного расплава появятся минералы группы фельдшпатоидов. Примеры подобных процессов встречаются довольно редко, насколько об этом можно судить по ассоциациям нефелиновых сиенитов непосредственно с ультраосновными породами. Однако стремление к щелочности наблюдается у жильных гранитоидов, залегающих в пределах ультраосновных интрузивных тел. Д. С. Белянкин констатировал эту тенденцию для гранитоидов Среднего Урала, причем крайней степенью этой тенденции является развитие жил, содержащих нефелин. Наиболее ярким выразителем такого процесса являются нефелиновые перидотиты и пироксениты Кольского п-ова.

А. Е. Ферсман обратил внимание на контрастность ассоциаций ультраосновных и щелочных пород, часто развивающихся в одном и том же районе, но разделенных друг от друга временем интрузий. Лишенные или почти лишенные щелочей, ультраосновные породы, богатые магнием, кальцием и железом, бедные алюминием, ассоциируются в одном и том же районе с щелочными, богатыми алюминием, бедными кальцием породами. При этом щелочные породы являются всегда более поздними по времени интрузии. Эти ассоциации указывают на генетическую, кровную связь столь различных по химизму пород, на развитие их из единого источника магмы в этих районах, где наблюдаются подобные ассоциации. Эта кровная связь может быть объяснена указанным выше образом, а именно — реакцией остаточной базальтовой жидкости с накопившимися вследствие гравитации кристаллами оливина. Если остаточная базальтовая жидкость полностью израсходована на реакцию, то щелочных пород образоваться не может. В результате в этом случае могут развиться только остаточные пневматолитовые или высокотемпературные гидротермальные растворы, богатые кальцием и алюминием (иногда натрием), которые на поздней стадии формирования массивов ультраосновных пород часто проявляются в виде жил, содержащих в своем составе богатые алюминием минералы, например, хлорит, гранат, или одновременно такие богатые кальцием минералы, как гранат, диопсид, везувиан и другие. Даже в Тагильском дунитовом массиве были встречены на глубине в его массе жилы, состоящие из гра-

ната и везувиана вместе с хлоритом. В случае неполной реакции могут развиться различные члены жильных гранитоидов от плагиоаплитов и плагиоклазитов до эгиринсодержащих пород, например эгириновых гранит- или сиенит-порфиров, или нефелинсодержащих пород.

В последнее время Боуэн высказал предположение, что базальты являются результатом дифференцированного плавления перидотитового слоя земной коры, который, будучи продуктом накопления оливина, сходен по составу с базальтом, обогащенным оливином при гравитационной дифференциации. Мощность перидотитового пояса огромна, а потому и возможность накопления остаточных щелочных дифференциатов очень велика.

Приведенных данных достаточно для того, чтобы показать, что происхождение щелочных пород и, в частности, нефелиновых сиенитов, может быть связано с различными процессами. Важно отметить, что во всех случаях они представляют относительно поздние продукты эволюции магмы на глубине. Наиболее эффективными процессами, благоприятствующими их развитию, являются процессы десиликации остаточной магмы или гранитового расплава при реакции с ранними фазами кристаллизации высокотемпературных минералов, преимущественно с оливином или более низкими производными членами его реакционной серии — ромбическими пироксенами. В одних случаях эти реакции происходят в глубинной части очага с погрузившимися в них гравитацией кристаллами оливина или в местах вторичного залегания этих масс после внедрения их в более высокие горизонты земной коры; в других случаях более поздний гранитовый расплав, внедрившийся в ультраосновные породы, может быть преобразован в щелочной по тому же принципу реакций и десиликации. Большую роль при этом могут играть явления ассимиляции глинистых пород или богатых слюдой метаморфических сланцев. При этом проявится тенденция к развитию, с одной стороны, анортозитов и норитов, с другой стороны — щелочных пород, в особенности богатых калием. Причиной десиликации могут быть и карбонатные породы по схеме, данной Дэли. В этой схеме кальцит служит компонентом, реагирующим с кислым, гранитного состава остаточным расплавом, который может развиться и иным путем. Все эти реакции происходят в условиях глубинного очага, и наблюдаемые на поверхности щелочные породы находятся уже во вторичном залегании в виде интрузий, внедрившихся из глубины. О первичных отношениях мы судим по связям щелочных пород с карбонатитами, с одной стороны, по связям их с ультраосновными породами, с другой, а также по наблюдаемым местами процессам, происходящим на месте, например, по развитию таких пород, как нефелиновые пироксениты и перидотиты, как переход гранит-порфировых жил в нефелинсодержащие породы. Во всех этих случаях развитие нефелиновых сиенитов связано с поздними дифференциатами, о чем особенно свидетельствует богатство их летучими компонентами, концентрирующимися в гранитах и особенно в нефелиновых сиенитах. В химизме щелочных пород обращает на себя внимание, кроме концентрации в них щелочей, как характерный признак, повышенное содержание в них c', то есть кальция в цветной части пород. Это повышенное содержание c' модально выражено в содержании диопсидовой составляющей в пироксенах или «метасиликата» кальция в амфиболах, в повышенном содержании титанита или апатита, в появлении таких компонентов, как канкринит, флюорит, кальцит, иногда гроссуляр, андрадит, диопсид или геденбергит и других. Это обогащение c' является следствием процессов ассимиляции или реакции с известняками, или же следствием реакции с оливином с образованием

норитовых фаций габброидов и концентрации кальция в остаточных продуктах. Само собой ясно, что эта концентрация кальция относительная по сравнению с магнием. Одновременно происходит такая же концентрация железа. Последнее концентрируется относительно магния в гранитоидах как наиболее низкотемпературных продуктах застывания серий горных пород, но концентрация кальция свойственна только щелочным породам.

Для понимания происхождения нефелинсодержащих пород важно знание закона действия масс (исходя из уравнения $NaAlSiO_4 + 2SiO_2 \rightleftarrows \rightleftarrows NaAlSi_3O_8$). Согласно этому закону, произведение из концентрации в растворе или расплаве нефелина на концентрацию кремнезема (Q), деленное на концентрацию альбита (Ab), должно быть постоянной величиной:

$$\frac{C(Ne) \times C(Q)^2}{C(Ab)} = K(\text{const.})$$

(C = концентрация).

Это значит, что если какая-либо реакция сопровождается поглощением из магмы кремнезема, то для сохранения постоянства величины K в магме должно увеличиваться количество нефелина и уменьшаться количество альбита, то есть реакция идет в сторону развития нефелина за счет уменьшения количества альбита: $10\ Ab = 6Ne + 4Q$. При ассимиляции кремнистых пород количество нефелиновых молекул при этой реакции уменьшается, и нефелин образоваться не может.

Магматические породы последних стадий формирования глубинных массивов

Как указывалось выше (стр. 59), на последних стадиях застывания магматических интрузий процессы формирования остаточных расплавов стремятся к эвтектическому составу компонентов, входящих в магму. При этом в глубинных очагах происходит значительная концентрация летучих компонентов, не вошедших в состав твердых фаз минералов. Уже в позднемагматическую стадию кристаллизации магмы часть минерализаторов связывается с другими компонентами и выделяется в виде тех или иных минералов. К таким минералам принадлежат амфиболы и слюды, которые с понижением температуры последовательно сменяют друг друга. Сюда же относятся и кристаллы апатита и титанита, поскольку фосфор и галоиды, входящие в апатит, и соединения титана, входящего в состав титанита, являются летучими. Из них титан дает летучие соединения с галоидами, что характерно и для кремния. Последний обладает подвижностью также и при наличии паров воды. Тем не менее количество летучих компонентов, связываемых в твердой фазе в позднемагматический период образования горных пород, незначительно. Бóльшая часть их остается в расплаве, о чем свидетельствует образование пород, характеризующихся повышенным содержанием минералов, в состав которых входят летучие компоненты магмы, а также крупными размерами входящих в их состав минералов. Эти породы, как указано выше, называются пегматитами.

Если пегматиты характеризуются своей исключительно крупнозернистой структурой, то другая серия жил, наблюдаемых в интрузивных массивах, отличается своей мелкозернистостью, что служит показателем незначительного содержания в этих породах летучих компонентов или почти полного их отсутствия. Эти мелкозернистые породы получили название аплитов. Состав пегматитов и аплитов, свойственных каждому массиву интрузивных пород, сходен с последними по содержанию

главных компонентов. Поэтому родилось естественное предположение, что пегматиты и аплиты представляют собой продукты застывания остаточных расплавов, близких к эвтектике главных минералов интрузии, но отличающихся друг от друга тем, что пегматиты застывали в присутствии большого количества летучих компонентов, тогда как аплиты формировались при отсутствии заметной концентрации минерализаторов. В согласии с этим стоит также наблюдение полевых условий образования пегматитов и аплитов. Обычно пегматиты развиваются в массивах, отличающихся большими размерами и глубинными условиями залегания. Большие размеры магматического очага благоприятствуют накоплению летучих компонентов в последних остатках, близких или соответствующих по составу эвтектике. Условия глубокого залегания или формирования массивов являются благоприятным признаком для образования пегматитов. В этих условиях магматический очаг находится под большим внешним давлением, препятствующим удалению летучих, тогда как при застывании магматического очага в гипабиссальных условиях летучие просачиваются благодаря незначительному внешнему давлению во вмещающие породы или удаляются по трещинам. Аплиты развиваются в массивах при потере магмой ее летучих компонентов. Возможно и первоначальное низкое содержание летучих, хотя объективных предпосылок для этого нет.

Образование пегматитов. Для каждой магматической породы существуют свои пегматитовые фации остаточных продуктов ее застывания, но наибольшего развития пегматиты достигают в массивах гранитоидов и нефелиновых сиенитов. Такое их развитие хорошо согласовывается с представлением о гранитах и нефелиновых сиенитах как о самых низкотемпературных членах ряда магматических пород, происшедших путем дифференциации базальтового расплава. Сами граниты и нефелиновые сиениты содержат в первоначальном своем составе повышенное количество летучих компонентов. Они содержат также повышенное количество редких примесей, которые свойственны обычно пегматитам.

Для понимания процессов, происходящих при образовании и застывании пегматитов, необходимо разобрать имеющиеся данные по экспериментальным исследованиям систем труднолетучих компонентов в смеси с легколетучими. Эти системы не являются близкими к природным, но они уясняют возможные случаи для силикатовых расплавов, в которых участвуют летучие компоненты. Самая простая схема, изображающая отношения летучих и нелетучих компонентов в магме при раскристаллизации магматического очага, была предложена П. Ниггли (рис. 155). На этой схеме летучие компоненты обозначены условно буквой *A* и нелетучие буквой *B*. Кристаллизация этих компонентов при принятии полной и неограниченной смесимости в расплаве газовой фазы выразится кривой, соединяющей температуру начала кристаллизации. Если начало кристаллизации твердых фаз, представленных труднолетучими компонентами, находится при температуре T, то с понижением температуры количество выделяющихся кристаллов постепенно увеличивается, потом наступает главная стадия кристаллизации расплава, во время которой происходит фиксация в виде твердых фаз большей части расплава. Выделение твердых фаз ведет к повышению концентрации летучих компонентов, которая достигает особенно значительной величины после главной стадии кристаллизации магматического бассейна. В это время остаток представляет по существу большое количество летучих с растворенными в них нелетучими компонентами. Он может иметь характер или газовой, пневматолитовой, или жидкой, гидротермальной фазы, из которых продолжают выпадать твердые кристаллы трудноле-

тучих компонентов. Весь процесс застывания должен привести к выпадению эвтектики, в которой при большой разнице в температурах кристаллизации летучих и нелетучих компонентов будет высокое содержание первых и низкое труднолетучих веществ. Так как кристаллизация происходит в условиях различных частей земной коры, то вся система кристаллизующейся магмы находится под давлением, колеблющимся в зависимости от глубины залегания.

Рассмотрим, как изменяется в зависимости от стадии кристаллизации магматического очага давление или напряжение газовой фазы, которая находится в растворе в магме. В начале процесса это напряжение газовой фазы в расплаве крайне незначительно вследствие небольшого содержания летучих в магме. Но с выделением твердых фаз различных минералов количество жидкого остатка постепенно уменьшается, следовательно, концентрация газов, растворенных в нем, возрастает. Так как процесс происходит при высокой температуре и идет прогрессивно, то это напряжение растворенных паров и газов в жидком остатке быстро увеличивается. Если первоначальная контентрация была близка к 1% летучих, растворенных в расплаве, то при кристаллизации 90% расплава концентрация будет равна уже около 10%.

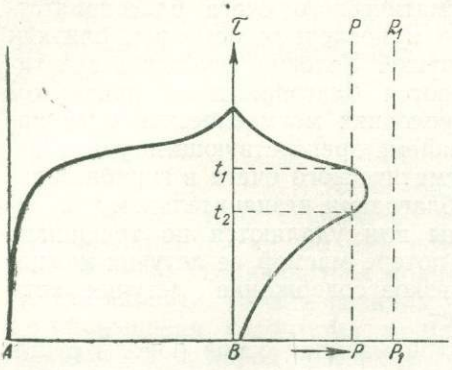


Рис. 155. Схематическая диаграмма кристаллизации смеси легколетучего (A) и труднолетучего (B) компонентов с взаимной неограниченной смесимостью:

τ — ордината температур; P — абсцисса давлений; $t_1 - t_2$ — область флюидного состояния

Результат этого повышения напряжения газов, растворенных в магме, может быть различным в зависимости от величины внешнего давления, под которым происходит застывание магмы. Схематически это изменение напряжения газов может быть на диаграмме выражено добавочными построениями (рис. 155). Если по ординате нами были отложены температуры процесса, то изменение давления может быть показано правее точки B, причем кривая показывает изменение напряжения газовой фазы. При начале выделения кристаллов оно постепенно возрастает, потом, при кристаллизации главной массы расплава, достигает своего максимума. Однако далее вследствие понижения температуры газы сжижаются, температура их снижается ниже критической, газы в значительном количестве переходят в жидкое состояние и наступает понижение напряжения паров, кривая этого напряжения приближается к оси ординат. Это напряжение газов достигает величины, близкой к нулю, когда расплав затвердеет полностью.

Согласно описанной схеме в кристаллизации каждого магматического очага может быть несколько стадий. В начале процесса, до выделения главной массы твердых трудноплавких кристаллов силикатов включительно, происходит кристаллизация из расплава. Эта стадия процесса называется магматической. При сильной концентрации паров после этого наступает стадия, в которой пары и газы играют главную роль. Вследствие их большой концентрации они могут выделиться из магмы в свободном состоянии. Эта стадия кристаллизации получила название пневматолитовой. Наконец, когда летучие компоненты

ниже их критической температуры сжижаются и получается гидротермальный раствор, из которого кристаллизуются различные минералы, наступает гидротермальная стадия процесса. Произойдет ли выделение газовой фазы из остаточного расплава или нет—зависит от величины внешнего давления, под которым находится кристаллизующаяся магма. На схеме это внешнее давление может быть показано линиями, параллельными оси ординат. Если давление соответствует линии P' P', то выделение газовой фазы из магмы не произойдет даже в момент наибольшей концентрации. Она останется в жидкости, в растворе, и расплав постепенно из магматического перейдет в гидротермальный раствор. Если внешнее давление ниже максимального напряжения газов в растворе, то произойдет выделение газов. Это выделение газов при охлаждении вызовет кипение жидкости (расплава). Выделившиеся газы обособятся от расплава и могут удалиться в боковые породы или путем просачивания по трещинам ее, или путем проникновения через боковую породу по капиллярным каналам при помощи реакций замещения и преобразования вмещающих пород или же по межатомным пространствам структурных решеток минералов. В этом интервале давления и температур между точками t_1 и t_2 раствор может весь перейти в парообразное состояние. Это парообразное состояние называется пневматолитовым. При этом пары содержат в растворе более или менее значительную часть труднолетучих компонентов, которые продолжают кристаллизоваться из парообразного состояния в виде твердых кристаллов. При снижении температуры до второй критической точки t_2 пары конденсируются и наступает гидротермальная стадия. В этом случае три стадии кристаллизации — магматическая, пневматолитовая и гидротермальная — резко отграничены друг от друга, чего нет в первом разобранном примере. Когда внешнее давление близко к одной атмосфере, выделение летучих компонентов начинается сразу же при начале остывания их, даже раньше его, как только газы и пары получат доступ в окружающую среду, например в атмосферу при вулканических процессах.

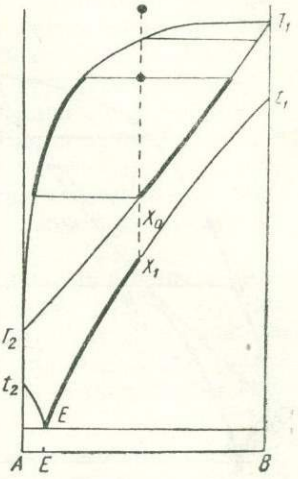


Рис. 156. Схема кристаллизации системы из легколетучего и труднолавкого компонентов при изобарических условиях, по Б. Розебуму

Гораздо более показательна схема кристаллизации двойной системы летучего с нелетучим компонентом, которая была дана Б. Розебумом и использована П. Ниггли и И. Фогтом, а затем принята А. Е. Ферсманом для объяснения процессов, ведущих к образованию пегматитов. Схема представляет изобарическое сечение системы (рис. 156), рассматриваемое при каком-либо одном давлении. При этом условии система может быть изображена в виде диаграммы на плоскости; при изменении же внешнего давления сечение диаграммы будет иным.

На диаграмме на линии абсцисс даны концентрации летучего (A) и нелетучего компонента (B). Температура плавления чистого компонента B высокая и соответствует точке t_1. Температура плавления летучего компонента A очень низкая и соответствует на диаграмме точке t_2. Отношения этих компонентов друг к другу при плавлении могут быть различными. Для простоты примем, что они могут образовать эвтектику. Тогда соотношения этих компонентов в системе при плавлении могут

быть, как обычно, выражены отрезками на прямой AB; место схождения ветвей кривой плавления — точка E — будет эвтектической точкой. Эта эвтектическая точка для обычных летучих компонентов, среди которых главным является вода, будет очень низкой и не будет достигаться при данных условиях. Однако вместе с водой и водяными парами в расплаве имеются другие примеси, например галоиды, фосфорные и борные соединения, которые дают различные легколетучие соединения кремния. Летучими являются также хлористые и фтористые соединения железа, алюминия и других металлов, далее соединения галоидов с оловом и вольфрамом, сернистые соединения молибдена и многих других металлов. Все разнообразные летучие компоненты концентрируются в остаточных расплавах, из которых формируются пегматиты. На диаграмме можно видеть следующие поля устойчивости отдельных фаз. Ниже линии t_1E находится поле устойчивости кристаллов B в равновесии с жидким остатком. Ниже линии t_2E лежит поле устойчивости компонента A в твердом состоянии. Выше линии t_1Et_2 находится поле расплава. В точке T_1 находится температура кипения компонента B, а в точке T_2 — температура кипения компонента A. Верхняя линия T_1—T_2 характеризует состав газовой фазы, тогда как нижняя соответствует составу жидкой фазы, находящейся в равновесии с паром при разных температурах. Область между двумя этими кривыми является областью устойчивости жидкости и пара. Выше этих линий весь расплав должен быть в парообразном состоянии. Практически последний случай для силикатовых расплавов исключается, так как температура кипения силикатов в магматическом расплаве никогда не достигается.

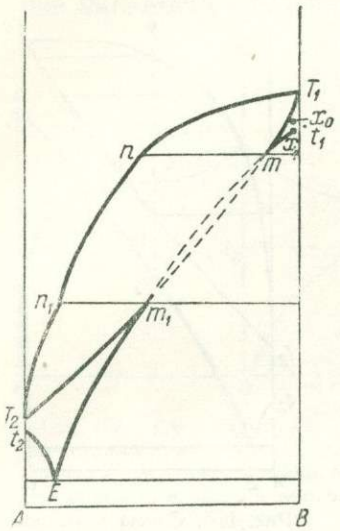


Рис. 157. Диаграмма кристаллизации системы трудно- и легколетучих, взаимно смесимых компонентов при высоком внешнем давлении

При высоком внешнем давлении соотношения выражаются в виде схемы-диаграммы (рис. 157). Состав расплава, богатый трудноплавким и труднолетучим компонентом x_0, лежит в поле устойчивости жидкого состояния. В этом случае нет ни газовой фазы, ни кристаллов. При охлаждении расплава достигается точка начала кристаллизации x_1. В этот момент начинают выделяться кристаллы B, тогда как жидкость постепенно обогащается легколетучим компонентом и смещается соответственно понижающейся температуре в сторону A, достигая в конце пути эвтектики в точке E.

Если давления, при которых происходит застывание жидкого расплава, не столь велики, то может наступить момент, при котором кривые газового состояния пересекутся с кривой кристаллизации. Это может произойти вследствие того, что с изменением давления кривые плавления и затвердевания обычно мало изменяются, тогда как точки и кривые испарения и кипения изменяются очень сильно. С понижением давления кривые T_1—T_2 опустятся и могут пересечься с кривыми плавления (рис. 157). В этом случае схема кристаллизации расплава x_0 будет такова. С понижением температуры происходит охлаждение расплава по линии x_0—x_1. Далее начинается выделение кристаллов B, находя-

щихся в равновесии с жидкостью. Состав жидкой фазы обогащается компонентом A и идет по линии x_1—m. В точке m кривые составов кристаллизации и кипения пересекаются друг с другом. Разница между паром и жидкостью исчезает и появляется газовая фаза, состав которой будет соответствовать составу в точке n. В точке m, являющейся критической точкой, вследствие выделения газовой фазы происходит вскипание жидкости. Это вскипание, как видно из изложенного, происходит при охлаждении, а не при нагревании. Такая точка кипения названа была точкой ретроградного кипения. Температура в этой точке сохраняется постоянной до тех пор, пока вся жидкость не исчезнет — не превратится в пар, причем одновременно происходит выделение кристаллов B. Ниже этой критической точки при дальнейшем охлаждении остаются только газовая и твердая фазы. Образование кристаллов B происходит из газового раствора, состав которого с охлаждением меняется по линии nn_1. Если в первый период охлаждения расплава кристаллизация происходила в расплаве, то, начиная с точки m до точки m_1, она происходит из газового состояния. Первая стадия кристаллизации будет магматической, тогда как вторая — пневматолитовой. Газовое состояние носит название флюидного.

Охлаждение остаточного расплава около точки m_1 приводит к конденсации паров легколетучего компонента; появляется снова жидкая фаза состава m_1, находящаяся в равновесии с парами n_1. Дальнейший ход кристаллизации при охлаждении идет для состава жидкости по линии m_1E с выделением кристаллов B. Эта последняя стадия будет гидротермальной.

Много нового в наши представления было внесено опытами Горансона, который производил синтез стекол различного состава с парами воды под давлением. Горансон брал различные стекла гранитового состава, как естественные (обсидиан), так и из искусственных смесей, близких по составу, и подвергал их нагреванию при высоких температурах и давлениях. Опыты показали ограниченность растворимости воды в этих расплавах, не превышающей 10% по весу. Избыточные количества воды не входили в состав стекол. Такие же приблизительно результаты получены и для основных расплавов. Температуры, достигаемые опытами, были около 900°, давления превышали 4000 кг/см^2. Это соответствует глубине застывания в земной коре, равной 15 км, и удовлетворяет большинству гипабиссальных и абиссальных геологических тел интрузивных горных пород. И несмотря на эти значительные давления, как известно, увеличивающие растворимость газов в жидкостях, растворимость паров воды оказалась ограниченной, а не беспредельной, как это принято было в указанных выше схемах.

Как следствие из этого вывода, основанного на опытах Горансона, В. А. Николаев пришел к заключению, что результаты кристаллизации системы летучих компонентов с нелетучими должны быть, вообще говоря, иными, чем те, которые были приведены выше по первой диаграмме Ниггли и по второй диаграмме, построенной в предположении эвтектического отношения двух компонентов. Оказывается, что два компонента — силикат и вода — ограниченно смесимы и что в силикатовом растворе не может находиться более 10% водяных паров, одного из главных летучих компонентов магмы. Это вносит серьезную поправку в систему. Летучие компоненты могут выделяться не только во флюидном состоянии, не только между точками простого и ретроградного кипения, но всегда, когда их содержание превысит предел растворимости паров в силикатовом расплаве, то есть 10%. Таким образом, дистилляция водяных паров из силикатового расплава и переход их во флюидное состояние с содержанием

некоторого количества силикатов и других компонентов может происходить при высокой температуре. Если будет достигнута предельная величина насыщения парами воды при высокой температуре, то во все время дальнейшего охлаждения может происходить постепенная отдача паров в окружающие интрузию породы, причем не только при малой глубине гипабиссальных интрузий, но и в абиссальных условиях, где концентрация летучих в магматическом очаге облегчается большим давлением.

Теория происхождения пегматитов А. Е. Ферсмана основывается на приведенных выше диаграммах Б. Розебума, примененных П. Ниггли и И. Фогтом при рассмотрении вопросов петрогенеза. Согласно этим диаграммам, кристаллизация гранитовых и других пегматитов начинается с магматической стадии. Нередко при полном развитии пегматитового процесса начало кристаллизации жилы пегматита происходит с выделением на стенках трещин, заполненных пегматитами, каемок, сложенных мелко- или среднезернистыми гранитовыми породами. По мысли А. Е. Ферсмана, эти гранитовые структуры обусловлены проникновением в трещину расплава гранита (или другого состава) в конце магматической стадии эволюции магмы. В то время как кристаллизация кварца и полевых шпатов сбрасывает твердую фазу из остаточного расплава, количество летучих компонентов возрастает, и, как следствие этого процесса, увеличиваются размеры зерен кристаллизующегося в жиле гранита. Он переходит к центру в крупно- и грубозернистый гранит, вслед за которым идет стадия кристаллизации в виде пегматита, соответствующего эвтектике кварца и полевого шпата в присутствии большого количества летучих компонентов.

После времени кристаллизации письменного гранита наступает замечательный перерыв в процессе кристаллизации остаточного расплава пегматита. Величина неделимых в это время неимоверно возрастает. Богатый летучими остаточный расплав приобретает высшую меру подвижности и способности к диффузии, что обусловливает совершенную и быструю кристаллизацию минералов. А. Е. Ферсман считает эту пегматитовую стадию кристаллизации эвтектики решающей стадией в формировании пегматита, после которой концентрация летучих соединений достигает таких размеров, что напряжение газовой фазы пегматита может сравниться с внешним давлением. Тогда наступает момент образования флюидной фазы — газового раствора, который выполняет оставшуюся центральную часть полости жилы. Эта пневматолитовая стадия формирования пегматита может не осуществиться, если величина внешнего давления будет выше напряжения газовой фазы, растворенной в пегматите. Если же эта стадия наступает, то пегматитовая стадия кристаллизации сменяется пневматолитовой. Крупные кристаллы пегматитовой стадии продолжают рост в центральные части камеры, но уже не в виде письменных прорастаний, а в виде крупных кристаллов, нарастающих на письменные участки пегматита. Этот диалектический процесс перехода количества концентрирующихся минерализаторов в новое качество — кристаллизации из газового расплава — приводит к выделению особенно крупных кристаллов, названных К. А. Власовым блоковыми участками пегматита. Иногда, как, например, в некоторых пегматитах Карелии, величина этих блоковых кристаллов пегматитов достигает нескольких метров; в них закладываются каменоломни для добычи полевых шпатов. Прорастания минералов в этих блоковых частях уже не наблюдается: минералы растут так, как это происходит при кристаллизации из растворов, осаждаясь в виде кристаллов на стенках приблизительно перпендикулярно к поверхности, образовавшейся в предшествующую стадию кристаллизации жилы. Особенно крупные размеры выделяющихся при этом кристаллов обусловлены, по А. Е. Ферсману, ничтожной степенью вязкости, свойственной пневматолитовой газовой фазе. Диффузия в этом газовом состоянии становится чрезвычайно большой, а потому питание растущих кристаллов обеспечивается большими ареалами окружающего их пространства.

В пневматолитовую стадию кристаллизуются обычные минералы, в гранитовых пегматитах кварц и полевые шпаты, но к ним присоединяется большое число минералов, в которых связываются летучие компоненты расплава. Здесь находятся такие минералы, как мусковит в виде больших кристаллов, служащих для добычи этого ископаемого (OH), турмалин, который растет обычно перпендикулярно к стенкам внутрь жилы (OH, B, F). Здесь же встречаются такие минералы, как топаз (F), аквамарин и берилл (Be), литиевые минералы, например лепидолит, циннвальдит, петалит, сподумен, а также редкие минералы — оловянный камень, вольфрамит, различные радиоактивные и редкоземельные минералы. Распространение таких редких минералов в связи с пегматитами обусловлено концентрацией их в последних как остаточных продуктах дифференциации и застывания интрузивных массивов.

Вслед за пневматолитовой стадией наступает гидротермальная. Газы и пары сжижаются, и начинается выделение минералов из перегретых водных растворов. В этой стадии продолжает выделяться кварц. Вначале еще может происходить выделение

полевого шпата в виде альбита и адуляра, часто образуются мелколистоватые агрегаты мусковита. Процесс может закончиться выделением низкотемпературных минералов группы цеолитов и образованием каолина.

Такая последовательность процессов в развитии пегматитов редко происходит в полном размере. Так, вследствие образования трещин газовая фаза может удалиться из пегматита, внедрение остаточных расплавов или растворов в трещины может произойти на разных стадиях развития этого процесса. Пегматиты в первичном своем составе могут не содержать перечисленных выше редких минералов и т. д. Все это ведет к развитию различных типов пегматитов.

Необходимо отметить, что вследствие разнообразия компонентов в составе пегматитов указанная схема из двух компонентов усложняется существованием частных систем и возможным котектическим выделением одновременно кристаллизующихся разных минералов. Процесс усложняется реакциями, происходящими между выделившимися минералами и жидким или газообразным остатком. Минералы, устойчивые на ранних стадиях кристаллизации, становятся позднее неустойчивыми и уступают свое место новым фазам; минералы магматической стадии выделения позднее часто подвергаются замещению более поздними продуктами. Так происходят явления мусковитизации полевых шпатов, преимущественно плагиоклазов, или процесс альбитизации калиевого полевого шпата. Особенно энергично реакционные процессы протекают на границе образования двух стадий пегматитов, а именно эвтектической и пневматолитовой. Выделившиеся ранее кристаллы калиевого полевого шпата замещаются альбитом при росте одновременно выделяющихся самостоятельных кристаллов пластинчатого альбита, называемого клевеландитом. Кристаллы альбита в свою очередь подвергаются на более поздней стадии замещению мусковитом и лепидолитом, причем происходит выделение из остаточного раствора тех же минералов в виде самостоятельных кристаллов. При образовании гидротермальной стадии пегматитов происходит формирование онкозиновых псевдоморфоз и скоплений мелкочешуйчатого гидротермального мусковита, а также процесс серицитизации, а в самом конце периода кристаллизации гидротермальной стадии пегматита идет образование каолина или цеолитов за счет полевошпатовых минералов. Раствор все время закономерно изменяется. С самого начала процесса формирования пегматита и до конца происходят реакции ресорбции старых минералов одновременно с образованием растущих новых, одна фаза сменяет другую, и иногда от ценных и интересных минералов, являющихся предметом живейшего интереса минералога, изучающего пегматиты, остаются немногочисленные остатки, реликты, сохранившиеся от замещения. Они-то и позволяют судить о последовательности и условиях образования минералов пегматитов.

А. Е. Ферсман различает 10 отдельных стадий развития пегматитов. Если магматическую стадию обозначить буквой *A*, то первой фазой будет развитие гранитовидных или аплитовидных краевых частей пегматитовых жил. Она обозначена буквой *B*. Температура ее образования близка к начальной температуре кристаллизации гранитов и принимается А. Е. Ферсманом равной 700—800°. Эти краевые части жил содержат гранат и нередко магнетит. Их мелкозернистость объясняется охлаждающим действием боковых пород, наблюдаемых в тех случаях, когда жила внедрилась в успевшую уже охладиться породу. Стадия *C* соответствует образованию письменного гранита. Температура, при которой она развивается, равна, по А. Е. Ферсману, 700—600° и до 500°. Во время этих стадий развиваются типичные для пегматитов, редкие для других пород минералы, как-то: турмалин, мусковит, берилл, топаз наряду с полевыми шпатами и кварцем и другими минералами. Граница между стадиями *C* и *D*, принятая равной 600°, основывается на наблюдениях над кварцем, являющимся, как известно, геологическим термометром. В пегматитовом процессе при образовании письменного гранита кварц относится еще к высокотемпературной разности α, тогда как в конце этого процесса и особенно в начале развития пневматолитовой стадии пегматита кварц образует обычные формы, свойственные горному хрусталю, аметисту, мориону и другим разновидностям β-кварца. Точка перехода α-кварца в β-кварц равна 575°. Если принять во внимание небольшие колебания этой точки в зависимости от давления, то, округляя эту величину, можно принять температуру инверсии равной около 600°.*

Следующие стадии развития пегматитов *E*, *F*, *G* соответствуют температурам 500—400°. Это — флюидные растворы, соответствующие пневматолитовой стадии развития пегматита, при которых выделяются мусковит, альбит, различные литиевые минералы. Температурные рамки этих стадий основываются на том, что около 400° наступает конденсация паров воды, а вместе с ними, вероятно, и части других минерализаторов, еще не выделившихся или не удалившихся при предшествующих процессах. Критическая температура воды равна 374°, но следует учесть, что вода в условиях пегматитов не чистая и содержит много растворенных веществ.

---

* По последним данным температура инверсии кварца резко изменяется с давлением, достигая 815° при давлении 10 000 атм. — *С. Ч.*

Дальнейшие стадии пегматитового процесса обозначены буквами *H*, *I*, *K* и отвечают температурным интервалам от 400 до 50° с образованием гидротермальных растворов, с выделением жильбертита и фуксита, сульфидов, карбонатов и цеолитов. Кварц является минералом, выделяющимся на всем пути развития этого процесса.

Видоизменением или уточнением схемы А. Е. Ферсмана является теория происхождения пегматитов, выработанная К. А. Власовым на основании его многолетних наблюдений над этими породами. По его схеме (рис. 158) имеется четыре типа пегматитов, в особенности тех, которые несут в себе редкие элементы. Эти четыре типа отражают распределение материалов пегматитов в вертикальном разрезе. В нижней части располагаются мелкозернистые участки пегматитов, так как в случае развития пегматита в виде вертикального тела летучие компоненты удаляются в верхние ча-

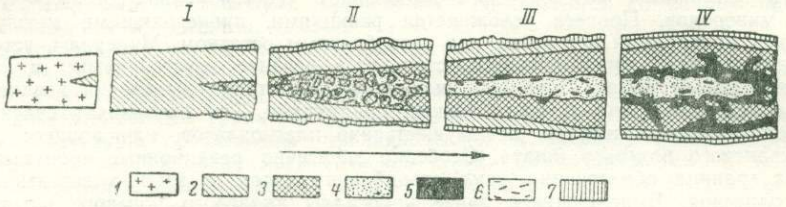


Рис. 158. Схема текстурно-парагенетических типов гранитных пегматитов (по К. А. Власову). I, II, III, IV — стадии развития пегматитов в вертикальном разрезе:

1 — гранит; *2* — пегматит с письменной структурой; *3* — микроклиновые, олигоклазовые, микроклин-сподуменовые зоны, блоки и кристаллы; *4* — кварц; *5* — зоны замещения (клевеландит, мусковит, берилл, сподумен и другие); *6* — кристаллы редкометальных минералов; *7* — мусковит (кварцево-альбитовые зоны и оторочки)

сти жил. Выше следует второй тип пегматитов, в котором выделяются полевые шпаты с примесью других минералов, в том числе и редкоземельных. Еще выше располагаются богатые полевыми шпатами участки с блоковыми выделениями очень крупных неделимых, которые обычно служат предметом добычи в качестве керамических материалов. Этот тип пегматитов соответствует пневматолитовой стадии кристаллизации А. Е. Ферсмана, его геофазам *D* и *E*. Наконец, вверху жильных тел, в более поздних продуктах застывания, концентрация легколетучих компонентов ведет к интенсивным процессам метасоматического замещения полевых шпатов. По существу К. А. Власов схему А. Е. Ферсмана рассматривает в вертикальном разрезе и результаты формирования пегматитов ставит в зависимость от вертикального разреза.

Для промышленных целей особенно интересными являются блоковые участки пегматитов, в которых крупные кристаллы минералов легко могут извлекаться для промышленных целей. Наиболее ценными минералами пегматитов являются полевые шпаты и кварц как керамическое сырье, слюды, литиевые минералы, минералы бериллия; меньшее значение имеют минералы олова и вольфрама. Редкие металлы и элементы в минералах играют среди пегматитов очень важную роль.

Теория А. Е. Ферсмана и вышедшая из нее теория К. А. Власова, выведенные преимущественно на основании изучения гранитовых пегматитов, справедливы и для других пегматитовых образований, связанных с соответственными интрузивными массивами.

Наиболее богатыми пегматитовыми массивами кроме гранитовых являются нефелин-сиенитовые. Их отличают от гранитовых другие минералы в их составе. Вместо кварца в них наряду с полевыми шпатами главную роль играет нефелин, который то образует с полевыми шпатами письменные прорастания, то дает блоковые, пегматоидные структуры. Кроме того, в этих породах присутствуют лепидомелан, щелочные пироксены и амфиболы, а также редкие минералы, как-то: циркон, титанит, различные редкоземельные минералы, цирконовые и титановые силикаты, ниобиевые и танталовые минералы и другие (например, эвдиалит, эвколит, ловчоррит, астрофиллит, лампрофиллит, мурманит, рамзаит, юкспорит, ринколит). Титан в этих породах часто образует ильменит вместо титанита гранитовых пегматитов.

Щелочные сиенит-пегматиты встречаются часто и сложены щелочными полевыми шпатами вместе с некоторым количеством цветных мине-

ралов, как-то: лепидомелана, эгирина или щелочного амфибола, развивающихся то в виде прорастаний, то в виде пегматоидных структур. Редкие минералы в них представлены кристаллами циркона, титанита, самарскита, ортита и ряда других, отчасти общих с гранитовыми пегматитами, отчасти с пегматитами нефелиновых сиенитов.

Гораздо реже встречаются пегматиты сиенитового и диоритового состава вследствие того, что массивы сиенитов и диоритов редко имеют крупные размеры и представляют собой большей частью гипабиссальные залежи, в которых концентрация летучих компонентов не достигает больших размеров. Пегматиты кварцевых диоритов и гранодиоритов пользуются достаточным распространением и по составу близки к нормальным гранитовым пегматитам, так как в окончательной пегматитовой фракции дифференциатов в них также играет роль кварц, а, кроме того, в последних остаточных расплавах концентрируется и калиевый полевой шпат, хотя роль его в этих породах скромная, а иногда калиевый полевой шпат в них может отсутствовать.

Пегматиты габбро встречаются часто в крупных габбровых массивах, например в уральских. Их состав характеризуется анхиэвтектическим отношением двух главных компонентов — основного плагиоклаза и диаллага, но чаще вместо последнего развиваются крупные неделимые роговой обманки. Выделение роговой обманки вместо пироксена объясняется тем, что кристаллизация остаточных расплавов, богатых парами воды, задерживается до температуры устойчивости амфибола, когда группа (OH) связывается в структурной решетке минерала. Иногда на ранней стадии кристаллизации образуется пироксен, но потом он метасоматически замещается агрегатами зерен роговой обманки. Остатки пироксенов на более поздней стадии могут быть замещены уралитом. Другие минералы габбровых пегматитов представлены обычно апатитом и ильменитом или титано-магнетитом. Редкоземельные минералы в составе габбровых пегматитов большей частью отсутствуют, но иногда наблюдаются кристаллики циркона.

Пегматиты пироксенитов и перидотитов сравнительно редки, так как магмы этих пород считаются бедными по содержанию минерализаторами. Однако иногда встречаются крупнозернистые породы этого типа, образование которых трудно объяснить иначе как при участии минерализаторов. Они состоят обычно из диаллага или амфибола светлой окраски, иногда волокнистого строения — типа уралита. Вместе с тем появляются такие минералы, как апатит, титанит, магнетит или ильменит, сопровождающие обычно появление амфибола, в котором присутствие летучих компонентов характеризуется наличием (OH). И все другие породы нормального и щелочного рядов могут иметь свои пегматитовые фации, причем застывание их происходило при участии концентрации летучих компонентов.

По мнению В. А. Николаева, отделение летучих компонентов должно наступить на последней стадии застывания магматического очага, раньше чем наступит критическая температура силикат — летучие компоненты. Таким образом, дистилляция летучих может происходить независимо от создания пневматолитового состава, нацело захватывающего все содержимое остаточного резервуара магмы. В этом случае пневматолитовая фаза может существовать наряду с магматическим расплавом. Это вносит поправку в схему А. Е. Ферсмана. Легкоподвижная летучая пневматолитовая фаза может удалиться из системы в трещины в породе, уже подвергшейся застыванию в частях очага, где формируются пегматиты. Будучи представлена соединениями, далеко отстоящими

в кристаллизационном ряду от вмещающей магматической породы, эта пневматолитовая фаза может реагировать с твердой породой вдоль трещин и метасоматически замещать ее. Она может также растворять некоторое количество боковых пород и потом выделять их из перегретых растворов в виде новых минералов. При этом боковые породы могут быть нацело переработаны и перекристаллизованы растворами, после чего они примут вид пегматитов, неотличимых от вышеописанных по структуре, но, может быть, отличающихся по составу в зависимости от характера переработанных ими пород. Таким образом американские петрографы стремятся объяснить все пегматиты перекристаллизацией твердых гранитовых или аплитовых жил перегретыми гидротермальными растворами, близкими к критической температуре воды. На такую же точку зрения встал недавно и А. Н. Заварицкий, изучая пегматиты Ильменского заповедника.

Эти вторичные пегматиты предусматривались и в системе классификации пегматитов, данной А. Е. Ферсманом. Последний выделил группу гибридных пегматитов, получившихся вследствие смешения или реакции воздействия пегматитового остатка на боковые породы. Такие пегматиты близки к выделенным Седергольмом палингенным пегматитовым жилам, то есть жилам пегматитов, получившихся вследствие вторичного плавления или растворения летучими компонентами, выплавления гранитовой эвтектики из различных пород, подвергшихся глубокому изменению при высокой температуре и давлении на глубинах. Хотя все эти термины и понятия несколько отличаются друг от друга, они имеют между собой много общего, так как во всех этих случаях предполагается появление перегретых растворов или, как это предполагает А. Е. Ферсман, в виде пегматитового остатка, или из застывающего массива (А. Н. Заварицкий), или из самих пород при их нагревании выше критической или близко к критической температуре воды.

Примером таких гибридных пегматитов могут служить породы, наблюдавшиеся в Сысертском гранитовом массиве на Урале. Здесь бросается в глаза то обстоятельство, что состав пегматитов всегда соответствует составу вмещающих пород. Так, среди биотитовых гранитов пегматиты содержат биотит, среди мусковитовых гранитов пегматиты наиболее часты, так как они богаче летучими компонентами, чем биотитовые граниты. Пегматиты их содержат в изобилии мусковит. Но в районе присутствуют пегматиты, развитые среди плагиоклазовых гнейсов. Эти пегматиты состоят из кварца и полевого шпата, причем состав последнего в точности соответствует составу вмещающих пегматиты пород: он представлен олигоклаз-андезином № 27—33. В этом случае нельзя от микроклиновых гранитов и трондьемитов произвести олигоклазово-андезиновые пегматиты. Их можно вывести только из состава плагиоклазовых гнейсов путем их переработки летучими перегретыми растворами. Еще более разительным примером гибридных пегматитов являются породы, залегающие среди полос слюдяно-кианитовых сланцев и кварцитов. В этом случае после тонких аплитовых каемок жил развились в центральных частях жильного тела прорастания крупных кристаллов кварца, мусковита и кианита, размеры которых достигают 10 см и более. В этом случае ясно, что перегретые растворы проникли в среду слюдяно-кианитовых сланцев и переработали их, выделив снова их минералы в виде пегматитовых прорастаний.

Образование аплитов. Аплитами, как выше было указано, называются мелкозернистые, близкие к эвтектике породы, прорывающие интрузивные тела в виде жил и реже внедряющиеся в окружающие интрузив породы. Аплиты свойственны всем типам горных пород. Иногда

аплиты переходят в микрограниты, в других случаях в гранит-порфиры, жильные породы близкого состава, но отличающиеся по структуре. Наиболее известными и распространенными являются гранитовые аплиты, по составу близкие к пегматитам, но отличающиеся от них полным отсутствием или лишь незначительным содержанием минералов, характеризующихся наличием в их составе летучих компонентов. Отсюда следует, что магма, из которой образовались аплиты, также близка эвтектике, но что, в отличие от пегматитов, эта эвтектика лишена летучих компонентов. Вследствие этого аплиты застывают в виде мелко- или тонкозернистых пород. Как уже указывалось, пегматиты часто содержат мелкозернистые аплитовидные каемки, образующиеся вследствие первоначального быстрого остывания расплава около охладившихся стенок массива. Тем более это характерно для аплитов, лишенных летучих компонентов. Вследствие вязкости магмы при их застывании образуется сразу множество центров кристаллизации эвтектического расплава и получается типичная аплитовая структура.

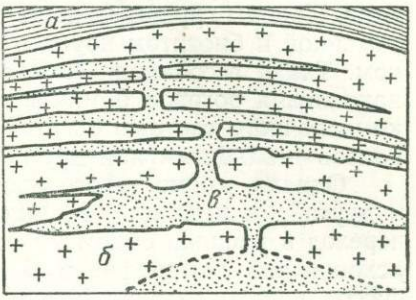


Рис. 159. Схема пластовых форм аплитов в гранитах:

а—вмещающие породы; *б*—граниты; *в*—аплиты

Многие авторы обратили внимание на то, что аплиты в гранитовых массивах Казахстана образуют пологолежащие жилы, разделенные согласно располагающимися с ними пластовыми блоками среднезернистых гранитов. Такое явление А. Н. Заварицкий объяснил отслаиванием застывших гранитов близ их кровли по трещинам отдельности, параллельным этой кровле, причем в промежутки между отслаивающимися пластами внедряется остаточная гранитовая магма, застывающая в виде аплитов. Пегматиты в этих массивах редки, так как застывание их происходило в гипабиссальных условиях (рис. 159).

Аплиты часто образуются при формировании мелкозернистых микропегматитовых прорастаний зерен полевых шпатов кварцем.

Аплиты других пород образуются, вероятно, при сходных условиях. Здесь следует оттенить то обстоятельство, что аплитовые породы габбровой группы — беербахиты — часто относятся к лампрофирам. Тем не менее, по их минералогическому составу они являются типичными анхиэвтектическими породами, а по структуре всегда характеризуются паналлотриоморфными агрегатами диаллага и основного плагиоклаза. Эта аплитовая структура свидетельствует, что беербахиты должны быть отнесены к аплитам.

Происхождение лампрофиров. Из комплекса жильных пород магматического ряда следует особо охарактеризовать происхождение лампрофиров. Последние отличаются пересыщением, по сравнению с эвтектикой, магнезиально-железистыми компонентами или же близкими к эвтектике соотношениями цветных и светлых минералов. О близости их к эвтектическим отношениям свидетельствуют панидиоморфные структуры этих пород. Если существует пересыщение магнезиально-железистыми компонентами, то в них появляются вкрапленники биотита, оливина или пироксенов и амфиболов, что явно указывает на пересыщение расплава соответствующими компонентами, после выпадения которых следует кристаллизация панидиоморфных агрегатов полевых шпатов и цветных минералов или других компонентов.

Наиболее просто объясняется образование лампрофиров путем кристаллизационной дифференциации с погружением ранних кристаллов в глубинные части бассейна магмы. Этот бассейн должен быть более или менее изолированным, чтобы в придонных или в глубоких частях его могли накопляться в достаточном количестве кристаллы ранних фаз выделения. Для гранитовой магмы эти ранние фазы выделения представлены плагиоклазами и биотитом или в ранних членах ряда — роговой обманкой. Накопление этих кристаллов на глубине повлечет за собой образование пород, соответствующих по составу керсантитам или спессартитам. Последние могут также образоваться при гравитации ранних выделений диоритовой или сиенитовой магмы, так как и в тех и в других расплавах кристаллизация плагиоклазов и роговой обманки происходит на ранних стадиях застывания. Действительно, наиболее частыми лампрофирами для гранитоидов являются керсантиты и спессартиты. Породы группы минетте и вогезитов представляют богатые роговой обманкой и биотитом породы в ассоциации с ортоклазом или микроклином. Такая ассоциация может быть представлена только как результат накопления роговой обманки или биотита в сиенитовой магме несколько щелочного состава, богатой калиевым полевым шпатом, а из плагиоклазов — альбитом или другими близкими к нему членами ряда.

Однако, кроме такого процесса образования лампрофиров, мыслим и другой, а именно: реакция магмы с ксенолитами, ассимиляция и переход в расплав обломков основных и других пород. В сводке по происхождению лампрофиров Б. М. Куплетским приводятся конкретные факты преобразования ксенолитов с приобретением ими облика лампрофиров. При большей степени преобразования вплоть до плавления получатся расплавы соответственного состава. Явление аналогично по результатам фактору опускания кристаллов и переплавления их на глубине, так как эти кристаллы и ксенолиты часто представляют результат остывания ранних фаз кристаллизации минералов из магмы. Полевые исследования показывают, что, например, в Казахстане лампрофиры внедряются в виде даек по отдельностям сиенитов и других пород из глубоких недр, так как эти дайки содержат включения оплавленных обломков гранитов, кварцитов и гнейсов кристаллического архейского основания, породы которого обнажаются на земной поверхности только на расстоянии до 100 км от места развития ксенолитов и даек. Дайки вынесли эти ксенолиты из глубин, лежащих ниже самого сиенитового массива, следовательно, из того же очага, из которого произошло внедрение самих сиенитов. Отсюда следует, что формирование даек лампрофиров часто происходит в глубоких недрах, а не в самих массивах, которые наблюдаются на земной поверхности.

Образование жильных пород гранит-порфирового ряда. Жильные породы гранит-порфирового ряда, куда относятся гранит-порфиры, сиенит-порфиры, диорит- и габбро-порфириты и другие породы того же ряда, образуются при застывании обыкновенных магматических недифференцированных или только отчасти дифференцированных расплавов при гипабиссальных условиях их застывания в виде мелких жил и даек и на периферии крупных массивов в качестве коры их охлаждения. Они отражают явления закалки, и в том случае, если в магме до внедрения в трещины были заложены центры кристаллизации, последние сохраняются в виде порфировых вкрапленников среди основной мелкокристаллической массы, застывшей в условиях быстрого остывания в холодной среде окружающих пород. Эти жильные породы могут внедряться из глубоких частей того же очага, еще не успевших застыть, когда внешняя краевая зона является уже холодной. Могут быть случаи внедрения

из глубочайших недр при повторном прорыве магмы в более позднее время. Различить эти случаи вряд ли всегда возможно: между ними нет принципиальных различий. Если в магме не было заложено центров кристаллизации, то вместо соответствующих порфировых фаций образуются непорфировые микрограниты, микросиениты и другие аналогичные породы.

Таблица 63

Проекционные числа и коэффициенты аплитов и лампрофиров

№	Q	A	C	M	k	n	c	a'	c'	m'	f'	q
1	29	13	22	36	2	34	64	—	19	44	37	— 6
2	45	35	10	10	23	53	24	—	9	18	73	+ 9
3	56	40	2	2	41	54	5	—	28	25	47	+28
4	39	50	4	7	33	58	9	18	—	11	71	+ 1
5	51	38	0	11	36	58	6	—	11	5	84	+21
6	26	64	0	10	29	70	1	—	25	14	61	—20
7	35	24	15	26	20	43	37	—	9	61	30	+ 2
8	32	27	11	30	22	50	28	—	18	47	35	— 3
9	32	28	12	28	26	44	30	—	10	51	39	— 4
10	30	28	11	31	26	46	28	—	11	58	31	— 6
11	27	31	9	33	43	35	22	—	18	53	29	—10
12	22	26	15	37	17	46	37	—	20	24	56	—16
13	21	27	10	42	24	51	25	—	32	36	32	—11
14	3	19	7	71	40	32	28	—	25	55	20	—38

1 — беербахит; 2 — малхит; 3 — аплит; 4 — бостонит; 5 — грорудит; 6 — тингуаит; 7 — одинит; 8 — спессартит; 9 — керсантит; 10 — вогезит; 11 — минетте; 12 — камптонит; 13 — мончикит; 14 — альнёит. Все данные в средних величинах.

В заключение приведем некоторые результаты перерасчетов данных химических анализов горных пород аплитового и лампрофирового рядов

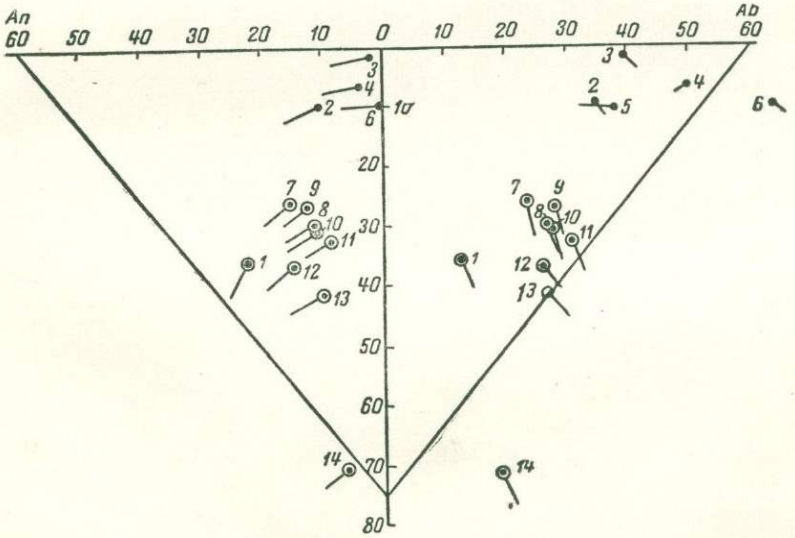


Рис. 160. Диаграмма химического состава типичных аплитов и лампрофиров (по табл. 63)

(табл. 63). Анализы горных пород гранито-порфирового и пегматитового рядов не приводятся, поскольку гранит-порфиры не отличаются по составу от соответствующих пород интрузивной фации, а пегматиты близки к аплитам и кислым гранитам. Сравнение с ними может быть

произведено при помощи таблиц анализов в соответствующих группах горных пород.

Из сравнения точек анализов на диаграмме рис. 160 следует, что состав аплитов, в общем, близок к составу соответствующих интрузивных пород. В отличие от них, лампрофиры сильно уклоняются от состава глубинных пород соответствующей группы. Особенно следует подчеркнуть то, что сравнительно с соответствующими недифференцированными породами лампрофиры обогащены щелочными компонентами. В этом отношении беербахиты, подобно другим аплитам, близки к габбро и характеризуются основным составом плагиоклазов, в отличие от одинитов, относящихся к типичным лампрофирам.

Часть II

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

*

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

*

Магматические процессы не оканчиваются застыванием интрузивных массивов и излиянием лав. Они продолжаются в развитии послемагматических явлений. Легкоподвижные летучие компоненты магмы, удаляясь из магматического бассейна, вызывают разнообразные изменения в составе окружающих пород. Они часто изменяют и сами породившие их магматические интрузивные или эффузивные породы. Эти изменения происходят путем реакций летучих компонентов и гидротермальных растворов с породами, через которые они проходят или в которых они скопляются. Они выносят разнообразные растворенные в них вещества, в том числе и соединения тяжелых металлов, которые осаждаются во время этих реакций и служат для образования рудных месторождений или месторождений нерудных полезных ископаемых. Все эти явления относятся уже к категории метаморфических и в качестве предмета изучения рассматриваются в главе о метаморфизме.

Метаморфизмом называется всякое изменение и преобразование горных пород, происходящее под влиянием изменившихся физико-химических условий после образования этих пород под влиянием эндогенных сил. Главнейшими физико-химическими условиями при этом являются температура и давление, а также растворы, циркулирующие по трещинам в породах и в порах этих пород. Вероятно, некоторую роль могут играть и явления диффузии атомов через структурные решетки минералов. Из сказанного следует, что метаморфизм горных пород может иметь различные причины. С одной стороны, внедрение магматических масс и циркуляция связанных с ними нагретых растворов могут повлечь за собой изменения пород, с другой — изменение температуры и давления может быть вызвано другими процессами. Так, изменение температуры может быть следствием погружения поверхностных горных пород в глубины Земли благодаря накоплению осадков в геосинклиналях. При этом огромную роль играет боковое давление или стресс, особенно благоприятствующий перекристаллизации пород. Интрузии горных пород и явление погружения на большие глубины с образованием огромных толщ осадков, гидротермальные процессы, связанные с наличием интрузий, вулканические излияния — все эти явления наблюдаются в геосинклинальных областях. Поэтому и метаморфизм горных пород также приурочен к бывшим геосинклинальным районам.

Следует отметить, что древнейшие континентальные щиты, каковы Фенноскандия, Анабарский щит, Украинская плита, Алдан, Канада, Ин-

достан, Центральная Австралия или Центральная Африка и Южная Америка, на больших площадях сложены метаморфическими горными породами как следствие того, что в этих областях в архейское и протерозойское время неоднократно господствовали геосинклинальные условия. На территории былых геосинклиналей образовались горные хребты. В них происходили разнообразные интрузивные процессы, изменялись условия температуры и давления, и это послужило к глубокому преобразованию горных пород в те отдаленные времена. Позднее в течение долгого времени эти районы, будучи континентами, подвергались энергичному размыву, в результате чего в настоящее время обнажились наиболее глубокие части этих древнейших хребтов. Поэтому на территории архейских щитов встречаются огромные массы интрузивных пород, среди которых развиты глубоко метаморфизованные породы. Ученые, занимающиеся изучением законов глубинного метаморфизма, находят в этих древнейших толщах богатый материал для исследования процессов, происходящих в наиболее глубоких частях геосинклинальных прогибов земной коры.

Все явления метаморфизма, исходя из изложенного, могут быть разделены на несколько отчасти обособленных друг от друга, отчасти стоящих в связи друг с другом типов.

Первым из них является автометаморфизм, то есть метаморфизм магматических горных пород под влиянием своих собственных агентов, представленных летучими компонентами магмы и гидротермальными растворами. В противоположность этой группе явлений ставится аллометаморфизм, то есть перекристаллизация пород под влиянием посторонних для горных пород агентов. Гидростатическое и боковое давление, гидротермальные растворы, другие растворы, циркулирующие в земной коре, горная влажность, то есть вода, присутствующая в составе горных пород, колебания земной коры и переход из областей низких температур и низких давлений в области повышенных температур и давлений, соприкосновение с горячими магматическими массами — все это объединяется в понятие аллометаморфизма.

Среди явлений аллометаморфизма следует выделить связанные с магматическими породами контактовые процессы, ведущие к контактовому метаморфизму горных пород. Они наблюдаются в местах контакта или близких к контакту с магматическими горными породами. Причиной их является высокая температура магматических пород, внедрившихся в толщу земной коры. При этом разнообразные вмещающие породы могут подвергнуться более или менее сильному преобразованию в зависимости от условий нагревания в этом контакте, а также в зависимости от наличия летучих подвижных компонентов магмы. Большую роль играют при этом и состав самих боковых пород, подвергающихся метаморфизму, и глубина процесса, давление, под которым происходит метаморфизм. Изменения в контактах могут затронуть не только боковые породы, но и самые интрузивные породы, являющиеся источником метаморфизма. В связи с этим различают внутренние и внешние контактовые процессы. Первые происходят внутри магматических масс, вторые — во внешней среде. Первые называются эндоконтактовым метаморфизмом, вторые экзоконтактовым.

В связи с интрузиями наблюдается выделение гидротермальных растворов, которые, проходя по трещинам и просачиваясь через горные породы, окружающие интрузии, а также через сами интрузивные породы, застывшие вверху, но еще горячие, расплавленные на глубине, подвергают эти породы изменению. Эти процессы изменения под влиянием

гидротермальных растворов сопровождаются глубоким метасоматизмом и замещением первичных минералов пород другими, или преобразованием, перекристаллизацией первичного состава без изменения его минеральной сущности. Такого рода метаморфизм можно назвать гидротермальным. Гидротермальный метаморфизм часто сопровождает различные рудные жилы, а потому его появление указывает на возможность нахождения рудных ископаемых и его распознавание имеет большое практическое значение как поисковый признак. Гидротермальные растворы могут обладать различной температурой, в связи с чем и новообразовавшиеся минералы под влиянием этого процесса могут быть различными. Эти температурные условия гидротермального метаморфизма в значительной степени выяснены исследованиями рудных месторождений, а потому данные этих исследований имеют большое значение для петрографии.

Динамометаморфизм, или метаморфизм, под влиянием движений горных масс в земной коре при складчатых процессах, при явлениях простого сдавливания горных пород или, наконец, при тектонических разрывах, иногда сопровождающихся явлениями скольжения, влечет за собой глубокую перекристаллизацию горных пород. Это явление вызывает большей частью ориентировку минералов, образующихся заново при динамометаморфизме. Старые минералы, если они не подверглись преобразованию, также могут быть переориентированы при сдавливании и явлениях скольжения. Все это приводит к возникновению сланцеватости, то есть вторичной ориентировки минералов под влиянием одностороннего сдавливания. Динамометаморфизм может и не сопровождаться перекристаллизацией, а ограничиваться только механическим воздействием — раздавливанием минералов, входящих в подвергающиеся давлению горные породы. Это деструктивный динамометаморфизм, вызывающий одно только раздавливание и часто наблюдающийся вдоль простых сбросов или других дизъюнктивных дислокаций, не сопровождающихся явлениями перекристаллизации. В других случаях одновременно или после раздавливания горная порода перекристаллизовывается, создаются новые минеральные ассоциации и зерна, новые структуры. Такого рода динамометаморфизм может быть назван конструктивным, созидающим новые формы горных пород.

Региональным метаморфизмом называется метаморфизм, охватывающий широкие площади с развитием разнообразных горных пород. Такое сплошное развитие метаморфизма на больших площадях свидетельствует о том, что в областях, подвергшихся региональной перекристаллизации горных пород, повсеместно были условия, вызывающие общую перекристаллизацию этих пород. Для объяснения этих региональных условий метаморфизма недостаточно местных причин, характерных для вышеперечисленных типов метаморфизма. Повышенная температура и характер давления, под влиянием которых совершалась перекристаллизация, были одинаковы на большом пространстве и причина их изменения была общей. Что за причина могла вызвать такую общую перекристаллизацию? Где такие явления наблюдаются? Как показали исследования, они приурочены к геосинклинальным областям, особенно к центральным частям геосинклиналей, погрузившимся на большие глубины в период прогибания геосинклинального трога. При этом часто наблюдается постепенное изменение силы или глубины метаморфизма с возрастанием погружения. Об этом свидетельствует тот факт, что наибольшая глубина метаморфических явлений и общая перекристаллизация наблюдаются в древнейших и наиболее глубоко

эродированных частях континентальных платформ, бывших в архейское время геосинклиналями. С другой стороны, в более молодых горных хребтах сильнейшие метаморфические явления наблюдаются в центральных частях горных сооружений, где на земную поверхность выходят наиболее глубокие зоны геосинклинальных структур.

Причину этой сильной региональной перекристаллизации на первых порах усматривали только в одном, а именно — в погружении в глубокие области земного шара. Причиной глубокого прогревания считали геотермический градиент, который в среднем равен 33 м на 1°, или на 100 м 3°. При этом механическом расчете на глубине в 10 км должна господствовать температура около 300°. На этом принципе были построены первые учения о региональном метаморфизме. Однако наблюдения показывают, что геотермический градиент меняется в зависимости от геологического строения района. В молодых горных областях он значительно меньший, а потому в них температура с глубиной возрастает значительно быстрее. В областях, где и поныне действуют вулканические силы, например, в окрестностях Везувия, на Флегрейских полях, повышение температуры с глубиной соответствует 1° на 7 м, тогда как на древних континентальных площадях это повышение на 1° приходится на 50—100 м и больше. При этом всегда следует иметь в виду, что во время образования горных хребтов, начиная с периода заложения геосинклинальных трогов, соответственные районы являются ареной очень интенсивной магматической деятельности. Расплавленные массы магмы подступают близко к поверхности Земли и обусловливают сильное прогревание различных пород, тем большее, чем ближе соответственные горные массы находятся к источнику магмы, к большим магматическим очагам, питающим вулканы и интрузии. Это нагревание обусловливает более или менее общую перекристаллизацию, наблюдаемую иногда на значительных территориях. Совершенно естественно, что при длительной эрозии на древних геосинклинальных площадях вскрываются наиболее глубокие области этих геосинклиналей и наблюдаются более глубокие явления регионального метаморфизма.

Глубокий региональный метаморфизм не исключает проявления и других видов местного, локального метаморфизма. На метаморфические породы, происшедшие под влиянием первого типа метаморфизма, дополнительно накладываются влияния местных условий, временами усиливая, временами изменяя результаты воздействия первого фактора. Таким образом на фоне регионального метаморфизма выделяются иногда следы дополнительного контактового изменения пород под влиянием ближайшего контактового воздействия на границах с интрузиями. Можно видеть различные проявления динамометаморфизма, налагающего свои изменения на состав и структуры горных пород вследствие того, что силы динамических проявлений изменяются от места к месту. Гидротермальными растворами на регионально-метаморфизованные породы могут быть наложены новые изменения. Сам процесс регионального метаморфизма впоследствии может быть ослаблен вследствие выхода горных пород из глубин на поверхность. В этом случае на состав и структуры горных пород, образовавшихся в глубинных условиях, могут быть наложены более поздние низкотемпературные влияния. Они вызовут образование новых минералов, характерных для более низких температур и давлений. Это явление называется обратным или ретроградным, попятным метаморфизмом, или диафторезом.

Из источников регионального метаморфизма следует упомянуть еще один, а именно общее повышение температуры и одностороннего давления при геотектонических процессах. Этому вопросу ученые уделяли много внимания, а некоторые, несомненно, переоценивали этот фактор, приписывая ему исключительно большую роль, вплоть до переплавления отдельных частей, подвергающихся тектоническим деформациям масс. Этим способом, например, Люжон и ряд других авторов, в том числе П. Н. Кропоткин, считают возможным объяснить возникновение гранитовой магмы за счет плавления песчаников и глинистых пород или их производных. В отдельных случаях, как будет показано ниже, такие случаи плавления могут быть отмечены, хотя и для этих указаний имеются еще сомнения в их правильности. Что же касается общего заключения, то, несомненно, явления сдавливания, скольжения и движения вообще в горных массах должны вести к дополнительному развитию тепла, учесть которое трудно. Если явления частичного плавления, выплавления гранитовой эвтектики иногда и наблюдаются, то это свойственно самым глубоким зонам горных хребтов. Несомненно, что главное значение в этом процессе имеют глубина геологического среза и региональное прогревание горных пород под влиянием близости магматических очагов.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ УЧЕНИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ

История учения о метаморфизме начинается с М. В. Ломоносова, указывавшего на переработку, изменение земных толщ под влиянием «подземного огня» при опускании их в глубину. Об изменениях горных пород под влиянием внутреннего тепла Земли и магматических масс говорит также Д. Гёттон (1785), но сам термин «метаморфизм» появился со времени Ч. Ляйелля (1825) и с тех пор вошел в геологическую литературу. С изучением метаморфизма связано много имен крупных ученых, геологов и петрографов. Имена А. А. Иностранцева, П. Усова, Щастливцева, Е. Делесса, А. Добре, Ж. Дюроше и других известны как имена первых ученых, разрабатывавших вопросы о различных видах метаморфизма. Наибольшую роль в развитии учения о метаморфизме за новейший период развития науки, начиная с конца прошлого и начала нынешнего столетия, сыграли исследования Ф. Бекке и У. Грубенмана, затем К. Ван-Хайза, Н. Д. Лукашевича, И. Седергольма, а в последнее время П. Ниггли, П. Эскола, Д. С. Коржинского и других.

Одной из первых работ о метаморфизме в России была работа П. Усова (1848), появившаяся вскоре после того, как Дюроше установил понятие о контактовом метаморфизме. Вслед за тем появились статьи Щастливцева по контактовому метаморфизму на Кавказе. Наиболее значительные исследования по метаморфизму в более позднее время микроскопического периода развития петрографии принадлежат Ф. Бекке и У. Грубенману. Ими была развита теория глубинного метаморфизма с зональным разделением толщи земной коры ниже поверхностной части ее на верхнюю, среднюю и нижнюю зоны, различающиеся по условиям температуры и давления. В верхней зоне (эпизоне) господствует низкое давление нагрузки вышележащих пород и относительно невысокая температура. В средней зоне (мезозоне) эти факторы имеют промежуточное, среднее значение между таковыми верхней и нижней зоны (катазона). В последней господствуют высокое давление нагрузки и высокая температура, вызванная региональным прогреванием на больших глубинах. Учение о зонах было разви-

то одновременно с У. Грубенманом и Ф. Бекке в Вене также К. Ван-Хайзом в Америке и Н. Д. Лукашевичем в России. Результаты этих трех исследователей были приблизительно сходными, хотя в деталях их схем и имеются расхождения. Ван-Хайз в своем делении земной коры на зоны прежде всего выделил зону выветривания и зону цементации; только в более глубинных зонах действуют метаморфические силы. Его деление земной коры на пояса является, таким образом, более общим, а не только метаморфическим. Исторически сложилось так, что из этих трех теорий, сходных между собой, в Европе господствовала теория Грубенмана — Бекке. Позднее она была несколько детализирована и модернизирована трудами П. Ниггли. Трехчленное деление области метаморфизма в земной коре имело то достоинство, что оказалось вполне аналогичным трехчленному делению области контактового метаморфизма, предложенному Розенбушем. Эта аналогия вполне естественна, так как и область регионального метаморфизма, и контактовые ореолы в продуктах метаморфизма отражают температурный фактор: чем ближе к источнику метаморфизма, то есть к интрузии или к нагретым до высокой температуры недрам земной коры, тем выше прогревание горных пород, подвергающихся метаморфизму.

Как следствие такой аналогии, Э. Вейншенк высказал убеждение в том, что контактовый и региональный метаморфизм тесно связаны друг с другом и что на глубине контактовый метаморфизм при приближении к глубоколежащим магматическим массам переходит в региональный метаморфизм и сливается с ним. Этой теории придерживались и наши крупнейшие геологи, например В. А. Обручев, А. К. Мейстер и другие. В настоящее время этого взгляда придерживается Д. С. Коржинский.

В 1920 г. была напечатана работа П. Эскола, выдвинувшего новую теорию метаморфических фаций. Если для интрузивных пород условия застывания их на поверхности или на большей или меньшей глубине создают фации, которые характеризуются образованием при разных температурах и давлениях из одной и той же магмы различных пород — абиссальных, гипабиссальных и поверхностных, то для метаморфических пород соответственно различные условия метаморфизма ведут к появлению фаций, которые, в общем, отражают глубину происшедшего метаморфического процесса. Эти фации характеризуются факторами температуры и давления независимо от того, чем вызвано появление действующих факторов. С этой точки зрения могут быть выделены фации малых глубин и высоких температур, малых глубин и средних, а также низких температур. Условия средних давлений также могут характеризоваться теми или иными действующими в разных случаях температурами. Такое же различие возможно и для высоких давлений, хотя последние, будучи обусловлены большой нагрузкой горных пород, как правило, сопровождаются высокими температурами.

Все эти изменения в факторах температур и давлений обусловливают фациальные формы развития метаморфических горных пород. Одна и та же первичная порода, например, известковый песчаник, находясь в различных фациях, будет перекристаллизована в те новые породы, которые отличаются устойчивостью при соответствующих температуре и давлении. Фации, предложенные П. Эскола и более поздними его последователями, называются обычно по имени наиболее типичных пород или минералов, характерных для соответствующих фаций, причем для такого обозначения берутся серии пород, на кото-

рых особенно чувствительно сказываются изменения в минералогическом составе и структуре в зависимости от изменения фациальных условий метаморфизма.

Учение о метаморфических фациях является наиболее всеобщим и объемлющим вопросы метаморфизма, хотя еще многие стороны этого учения остаются далеко не разработанными. Вследствие этого и старое учение о зонах метаморфизма Грубенмана — Ниггли не теряет своего значения и продолжает разрабатываться и углубляться, хотя имеет уже иной смысл, сравнительно с первоначальным понятием о глубинах. В настоящее время можно принять учение о глубинных зонах как представление не о глубине в километрах, а о глубине, силе или степени преобразования горных пород, которая, в общем, стоит в соответствии с глубиной геологического разреза, но может изменяться в зависимости от местных условий. При среднем давлении нагрузки вышележащих пород, но при более сильном нагревании, могут развиться иные ассоциации, чем при менее сильном прогреве. Точно так же условия метаморфизма при малом давлении могут быть иными в зависимости от степени нагревания.

Рассмотрим условия, господствующие в земной коре и вызывающие метаморфизм горных пород. Прежде всего надо учесть два важных физико-химических фактора — температуру и давление. Как выше указано, ниже слоя постоянной температуры, на который не распространяются сезонные климатические колебания в земной коре, с постепенным углублением температура начинает повышаться по законам геотермического градиента. Неизвестным и точно не всюду установленным является факт постоянства геотермического градиента с глубиной. Если принять равномерное повышение температуры с глубиной с местными колебаниями градиента от 7 до 100 м, то нагрев до 300° должен наступить на глубинах от 2,1 до 30 км. Термическая неоднородность Земли выразится на среднем уровне резкими поднятиями вблизи молодых горных хребтов с еще не угасшей энергией магматических масс и тектонических движений и пологими понижениями в областях платформ, нарушаемых лишь районами расколов благодаря связанным с ними проявлениям вулканической деятельности.

Если координата температуры является столь неоднородной, то координата давления более постоянна, так как нагрузка веса вышележащих пород прогрессивно повышается с глубиной на каждые 100 м на 2,7 кг/см^2. Можно с достаточным приближением рассчитать давление нагрузки с глубиной. В областях, где происходят геотектонические процессы — образование складок, расколов, передвижения горных масс, — к этому давлению нагрузки присоединяется еще *боковое давление*, или *стресс*, которое может противодействовать давлению нагрузки.

Боковое давление распределяется в земной коре неоднородно. Наиболее энергично оно проявляется в верхних зонах, где давление нагрузки не очень велико. С углублением давление нагрузки вышележащих горных масс возрастает и начинает затруднять движения горных масс, а на больших глубинах давление нагрузки начинает преобладать над стрессом. Складчатость и сланцеватость пород ослабевают, остается только некоторая ориентировка компонентов породы, возникающая под влиянием почти всестороннего гидростатического давления нагрузки с превосходством вертикальной составляющей. И только местами, где геотектонические движения особенно энергично захватывают даже очень глубокие горизонты Земли, на последних появляются сильно ориентированные сланцеватые структуры.

Теоретические заключения приводят к выводу, что на некоторой глубине, особой для каждой породы, давление вышележащего столба горных масс достигнет критической величины, при которой будет перейден предел сопротивления горной породы на раздавливание. Зная предел упругости горных пород и сопротивления их на раздавливание, можно рассчитать глубину, на которой каждая горная порода могла бы быть раздавлена и механически подвергнута течению в стороны, если бы с боков ее не поддерживали такие же столбы горных пород. Эта глубокая зона земной коры получила название *зоны потенциального течения*, или раздавливания. Она обусловливает явления изостазии. На этой глубине невозможно существование открытых, ничем не заполненных трещин. Они могут существовать только при условии заполнения их водными растворами, находящимися под столь же высоким давлением. Опыты Адамса и других исследователей над деформацией под давлением гранитов, мраморов и других пород показали, что трещины в таком состоянии возможны, вероятно, даже на глубинах до 30 км и более. Тем более на этих глубинах не может быть фактического раздавливания пород под силой их тяжести. Но если какие-либо расколы или складчатые движения достигнут этих глубин, в породах могут возникнуть явления пластического течения материала в сторону уменьшающегося давления, вызванного передвижением горных масс, например, поднятием крупных складок.

При процессе метаморфизма перекристаллизация происходит потому, что горные породы, попавшие в условия той или иной глубины и бокового давления, оказываются в иных условиях температуры и давления, чем те, при которых они образовались и их первичные компоненты находились в условиях равновесия. При этом механические осадочные породы в силу способа их образования на земной поверхности путем накопления подчас случайных и чуждых друг другу минеральных частиц являются химически неустойчивыми.

Условия равновесия отдельных минеральных фаз вещества горных пород выражаются уравнением Клаузиуса и Клапейрона

$$L = T \frac{dp}{dT} \Delta v ,$$

где L — теплота фазового перехода (испарения, плавления и т. д.), T — абсолютная температура, dp и dT — изменение давления и температуры и Δv — изменение объема при этом процессе. Если бы были известны эти константы для породообразующих минералов, то можно было бы, руководствуясь ими, рассчитывать возможные минеральные группировки в данных условиях давления и температуры. При этом могут также идти реакции с новообразованием минералов соответственно их устойчивости в данных условиях. Однако эти константы большей частью неизвестны. Поэтому вместо количественного выражения этого закона в петрографии пользуются его качественным выражением, называемым *принципом Ле-Шателье*. Последний заключается в следующем. Если в химической системе температура является постоянной, то повышение давления обусловливает реакции, идущие с образованием фаз (минералов), которые обладают меньшим объемом сравнительно с существующим. При этом образуются минералы с бо́льшим удельным весом и с более плотной структурой элементарной ячейки. Повышение температуры вызывает реакции, сопровождающиеся поглощением тепла. Первый закон получил название закона объемов, второй — закона температур.

Примером закона температур является превращение каолина в андалузит при реакции по схеме:

$$Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8 \rightleftarrows Al_2[Al_2Si_2O_{10}] + 4H_2O + 2SiO_2.$$

Эта реакция часто осуществляется при перекристаллизации глинистых пород в земных недрах и сопровождается поглощением тепла, если идет направо, и выделением тепла, если идет налево. Закон объемов обычно иллюстрируется реакцией образования граната из анортита и оливина по схеме:

$$Mg_2SiO_4 + CaAl_2Si_2O_8 \rightleftarrows CaMg_2Al_2Si_3O_{12}.$$

При этом происходит изменение объема. Для исчисления этого изменения, пока не были известны величины элементарных ячеек этих минералов, пользовались значениями молекулярного объема, получающимися путем деления молекулярного веса соединений на их удельный вес. Для оливина этот молекулярный объем равен 43,9, для анортита 101,1. Сумма объемов обоих минералов равна 145, тогда как молекулярный объем граната равен 121, что свидетельствует об уменьшении объема системы, чему благоприятствует высокое давление. Поэтому на глубинах, где господствует особенно большое давление, за счет оливина и анортита габбровых пород происходит образование граната. На больших глубинах происходит борьба, идущая между тенденцией расширения при нагревании и тенденцией сжатия, вызываемого давлением, разрешаемая для отдельных категорий реакций различным образом. Примером расчета общего изменения объема при реакциях может служить следующая схема:

1	альбит	$NaAlSi_3O_8$	167 Å³
1	анортит	$CaAl_2Si_2O_8$	168 Å³
1	диопсид	$CaMgSi_2O_6$	110 Å³
1,5	гиперстен	$Mg_2FeSi_3O_9$	157 Å³
1	вода	H_2O	5 Å³
			607 Å³

1 амфибол $NaCa_2(Fe, Mg_3Al_3)Si_6Al_2O_{22}(OH)_2 +$ $+ 4SiO_2$ (599 Å³).

Сумма объемов всех элементарных ячеек с левой стороны уравнения равна 607, а с правой 599 Å³, что отвечает уменьшению на 8 Å³, то есть на 1,3%*.

ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Единственным источником энергии, обусловливающим метаморфизм горных пород, является внутренняя энергия земного шара. Раньше рассматривали эту энергию как тепло, остаточное от первоначального расплавленного состояния Земли; но в настоящее время наметился отход от этой точки зрения как не удовлетворяющей астрономов в отношении происхождения Земли с точки зрения теории Канта — Лапласа и других ее модификаций, согласно которым Земля должна была пройти звездную, огненно-жидкую стадию развития. Теперь, согласно теории О. Ю. Шмидта, Земля и все планеты рассматриваются как тела, происшедшие из скоплений космической пыли. Ее внутреннее разогревание обусловлено не остаточной теплотой: оно вызвано энер-

* Весьма важным при метаморфизме является изменение координационного числа иона алюминия (6 и 4), сопровождающееся при прочих равных условиях составa резким повышением величины показателя преломления: силлиманит → кианит; нефелин+альбит → жадеит; анортит+диопсид → гранат+омфацит и т. д. — *С. Ч.*

гией радиоактивного распада и шло изнутри, а не извне. Благодаря процессу, длившемуся миллиарды лет, получилось современное состояние с прогрессирующим повышением температуры в глубине.

Колебания земной коры, обусловливаемые неоднородностью этого процесса в разных ее частях, вызывают поднятия, размыв и разрушение одних частей земной коры и опускание и накопление осадков в других. В местах образующихся в земном теле глубоких расколов потоки тепловой энергии, идущей снизу вверх, усиливаются, что ведет к образованию геосинклиналей и областей с повышенной магматической деятельностью. Кроме внутренней энергии земного шара, как ее следствие, при геотектонических процессах развивается некоторое дополнительное количество тепла вследствие явлений скольжения и трения при процессах складкообразования, сбросах и других видах дислокаций. Добавочным источником тепла могут быть также реакции между различными компонентами горных пород, если эти реакции имеют экзотермический характер. Однако все эти виды добавочного тепла являются производными от общего термического состояния земного шара, обусловливающего его жизнь, с колебаниями земной коры, разрушением и накоплением осадков, погружением их на глубину и поднятием снова на поверхность, а также и другими видами борьбы противоположностей. Горные породы являются участниками процесса, а вследствие перемены условий, в которые они попадают, в них постоянно идут процессы приспособления к температуре и давлению, хотя и медленно, но меняющимся в земной коре при ее колебательных движениях.

Если бы горные породы могли быстро реагировать на изменения условий температуры и давления, мы никогда не увидели бы те из них, которые возникли на глубине. Но так как реакции между различными силикатами в твердом состоянии происходят медленно, то в результате этого породы часто отражают в своем минералогическом составе условия, не существующие на земной поверхности и характерные для больших глубин. Скорость перекристаллизации зависит не только от температуры и давления, но и от растворов, циркулирующих в земной коре и частично пропитывающих горные породы. Эти растворы своим присутствием служат посредниками при реакциях, катализаторами, растворителями, облегчающими реакции между кристаллами. С другой стороны, они часто играют роль и как активные компоненты, входящие в состав минералов, производя метасоматическое замещение существующих минералов новыми за счет растворенных в воде веществ. И сама вода может входить в состав минералов, замещая их другими. Так образуются гидроксилсодержащие минералы — слюды, хлориты, тальк, серпентины, амфиболы, эпидоты, ставролит и др. Большую роль могут играть растворенные в воде газы, в частности, угольная кислота. Некоторые авторы полагают, что вода и углекислота имеются в избытке и могут пропитывать всю породу. Однако наличие многочисленных остаточных структур и неполнота превращения горных пород при метаморфизме, сохранность отдельных нетронутых участков среди нацело замещенных пород, метаморфизм вдоль линейно вытянутых полос — все это говорит о часто встречающемся неоднородном проникновении метаморфизующих агентов вдоль трещин и зон земной коры с повышенной циркуляцией растворов или с повышенной подвижностью и силой динамометаморфизма. Все это приводит к неоднородности изменения горных пород при метаморфизме, благодаря которой удается выяснить историю развития метаморфических комплексов горных пород в том или ином районе.

При процессах метаморфизма большое значение имеют метасома-

тические явления. Изучению последних уделил много внимания Д. С. Коржинский. Явления метасоматоза очень часто проявляются при этом в образовании псевдоморфоз, а иногда ведут к полному замещению минерального состава первичных пород другим, подчас совершенно отличным от первого. Таков, например, процесс замещения известняков кремнистыми породами, образование различных кварцитов за счет горных пород другого состава или образование известково-силикатовых пород при замещении мраморов в контактовых зонах с интрузивными массивами. Естественно, что такие яркие примеры коренного преобразования состава горных пород, наблюдаемого особенно ясно в областях контактов с магматическими породами, а также около различных жил гидротермального происхождения, показывают, что эти процессы происходят не без участия растворов, в которых растворителем является преимущественно вода, а растворенными в ней минеральными веществами — различные компоненты, реагирующие с замещаемой первоначальной породой и отлагающиеся на месте ее первичных минералов. Для метасоматоза необходимым условием является неустойчивость минеральных ассоциаций первичной породы в создавшихся новых условиях. Кроме того, при этом играет большую роль возможность реакций приносимых растворов с твердыми фазами минералов, входящих в состав первичной породы. Изучение явлений метасоматоза показало, что в этом процессе наблюдаются различные градации и стадии, указывающие на то, что процесс происходит в последовательном развитии и на разных стадиях при изменяющемся составе растворов, сопровождаясь появлением различных минералов. Кроме того, продукты метасоматического отложения различных минералов часто различаются в связи с расстоянием от источников метасоматоза, то есть, в частности, от места циркуляции растворов, отлагающих какие-либо минеральные агрегаты и жилы. Так, иногда можно видеть, как в гидротермальных месторождениях процессы окварцевания или серицитизации в непосредственном контакте с жилами или с рудными массами с удалением от них сменяются замещением хлоритом, то есть хлоритизацией породы. Эти явления хорошо выражены в понятии о дифференциальной подвижности элементов — термин, выдвинутый Д. С. Коржинским.

При процессах метасоматоза большое значение имеет закон действующих масс. Растворы, приносящие с собой различные вещества, входя в реакцию с боковыми породами и подчас пропитывая их, отлагают в них свои растворенные компоненты, на место которых в раствор переходят другие, выносимые из боковой породы. Последние уносятся растворами и отлагаются в других условиях, которые не всегда могут быть выяснены в конкретных случаях геологического разреза, так как вещества выносятся из системы изучаемого пространства. Естественно, что о подвижности компонентов можно судить по отлагаемым растворами веществам. Так, если процессы метасоматоза привели к явлениям серицитизации полевошпатовых или других пород, то можно вывести заключение, что легкоподвижными компонентами в растворах были калийные соединения, то есть что растворы содержали в составе калий, несомненно, в каком-либо соединении. Если процесс метасоматоза ведет к альбитизации, то подвижным элементом был натрий.

При процессах окварцевания подвижным компонентом в растворах, насыщавших метаморфизуемые породы, был кремний в виде одной из форм кремнезема, который в свою очередь вместе со щелочными компонентами мог быть связан в виде кремнекислых соединений. Однако необходимо иметь в виду, что процесс окварцевания может происходить и в том случае, когда кремнезем окажется малоподвижным или

инертным компонентом, тогда как растворы будут выщелачивать из пород остальные составные их части. В этом случае кремнезем будет остаточным, а в породах вследствие выщелачивания появятся пустоты. Аналогичные процессы Д. С. Коржинский называет приконтактовыми или другими формами выщелачивания в зависимости от того, с какими процессами они связаны.

Д. С. Коржинский полагает, что процессы метаморфизма в значительной степени обусловливаются водными растворами, насыщающими породы на глубине, и углекислотой, освобождающейся при глубинных процессах. При этом подвижность компонентов, находящихся в растворе, является дифференцированной: одни легкоподвижны и могут быстро пополняться в случае расходования их на реакции замещения, другие относительно менее подвижны. Исчерпание их в каком-либо объеме растворов ведет к приостановке реакции, в то время как при большой подвижности реакция может продолжаться безгранично, так как вещество приносится непрерывно. Это положение вряд ли применимо к статическим растворам, пропитывающим породы или их трещины и не находящимся в движении. При отсутствии динамического фактора растворы входят в них в систему как величина более или менее постоянная, так как они находятся в равновесии с окружающей их горной породой. Их изменение может иметь значение в случае перемены условий температуры и давления, которые могут изменить направление реакций и создать другие минеральные ассоциации на различных глубинах и при разных температурах. Иное дело контактовые области и области влияния различных гидротермальных вод и источников, независимо от их магматического или иного происхождения. Циркуляция этих вод по трещинам или в поровых пространствах приводит к подаче все новых и новых порций растворенных в них веществ, и правило Д. С. Коржинского о дифференцированной подвижности компонентов применимо здесь в полной мере. Каждая порция раствора, изменившего свой состав при реакции с вмещающей боковой породой, пополняется новыми массами, приносимыми из глубины. Здесь реакции метасоматоза изменят свое направление только в случае перемены состава самих растворов, что может быть следствием изменения характера магматических отщеплений в контактовых областях, или в случае изменения температуры и давления, а в пространстве также при удалении от источника растворов, поскольку реакции замещения ведут к изменению самих метаморфизующих растворов с удалением от их источника.

При постоянном давлении растворов и поступлении новых их порций, приносящих новые количества компонентов для метасоматоза, процесс последнего может достигнуть своего апогея, то есть дойти до возникновения пород, состоящих из того минерала, состав которого характеризуется содержанием наиболее подвижного компонента метаморфизующих растворов. В рассмотренных выше случаях это будет кремнезем в виде кварца, с одной стороны, и серицит или мусковит — с другой. Отсюда вытекает правило фаз, имеющее место при гидротермальном метасоматозе и других его видах под влиянием циркулирующих растворов. Д. С. Коржинский показал, что в этих случаях оно характеризуется в условиях земной коры развитием минералов, количество которых меньше числа компонентов, а в крайних случаях сводится к образованию одного минерала. По его словам «в общем случае наибольшее число устойчивых, совместно образующихся в породе минералов равно числу компонентов породы за вычетом вполне подвижных компонентов и тех, содержание которых во всех минералах ниже предельного».

Предельным содержанием какого-либо компонента называется

то его количество или та концентрация, при которой этот компонент может начать выделяться в качестве самостоятельной фазы в виде какого-либо минерала. Эта оговорка необходима в связи с тем, что многие компоненты, например, окислы марганца, частично также окислы железа, не развиваются в виде самостоятельных минеральных видов, а встречаются только в виде изоморфных смесей в цветных компонентах пород. Точно так же титан, например, до известной степени входит в состав цветных минералов, но при известной концентрации может выделяться в виде самостоятельных фаз, в виде окисла (рутил и другие), или титанита. Железо в двухвалентном состоянии встречается почти исключительно в форме изоморфных смесей с магнием в цветных минералах, но может также выступить в виде магнетита и т. д. Редкие элементы большей частью не выступают в виде самостоятельных минеральных фаз, а развиты в виде изоморфных примесей в составе других минералов. Следовательно, при учете таких редких компонентов, или компонентов, слагающих изоморфные смеси, их надо сбрасывать со счета при анализе минеральных парагенезисов с использованием правила фаз для определения их количества.

Система метаморфизма является открытой, компоненты относительно свободно притекают и переносятся из одного места в другое; одни из них приносятся растворами, другие уносятся из системы, отлагаясь в других местах и при других условиях. Поэтому важно, чтобы при исследовании процессов гидротермального или контактового метасоматоза наблюдатель искал и изучал не только то, что явно приносилось циркулирующими растворами, но и что было унесено ими, а также пытался выяснить, где эти унесенные растворами вещества могли осесть в земной коре.

ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Исходным материалом для образования метаморфических горных пород могут быть описанные выше магматические, а также осадочные породы. Сами метаморфические породы также могут быть вновь перекристаллизованы, если они попадут в иные условия сравнительно с теми, при которых они образовались.

Рассмотрим ближе магматические горные породы как исходный материал для метаморфизма. Эти породы представлены интрузивными и излившимися, а также гипабиссальными фациями и пирокластическими продуктами вулканической деятельности. Так как перекристаллизация пород происходит при длительных условиях постоянных температуры и давления и имеет пределом установление равновесия согласно правилу фаз, то для метаморфизма имеет значение преимущественно химический состав породы, из которого при перекристаллизации разовьются при данных условиях обусловленные ими фазы минералов. Однако, как показывают наблюдения в природе, структура исходных пород также имеет значение для результатов перекристаллизации. Она обусловливает скорость процесса. Наиболее легко перекристаллизовываются туфовые материалы из разнообразных по величине и составу обломков излившихся горных пород, иногда с примесью постороннего материала. Чем мельче величина обломков в туфах, тем легче происходит процесс перекристаллизации. Это вызвано тем, что обломочные породы находятся в неустойчивом состоянии и далеки от химического равновесия их компонентов. Поэтому при малейших благоприятных условиях в случае повышения температуры и давления, вследствие возрастающей при этом диффузии и подвижности компонентов, в породах начинаются химические реакции между частицами и обломками, а также и внутри

последних. Эти реакции стремятся восстановить химическое равновесие путем диффузии при посредстве растворов и в твердом состоянии. Легко перекристаллизовываются и излившиеся породы, химическое состояние которых в высшей степени неустойчиво, вследствие того что они образовались при застывании из расплава, мелкозернисты и часто содержат стекло. Наиболее устойчивы зернистые породы, но и для них химическое равновесие бывает нарушено, так как их застывание происходит при высокой температуре. Поэтому в них при пониженной температуре метаморфизма происходят разнообразные реакции, а если процесс изменения идет при участии бокового давления, раздавливания, дробления и дифференциального движения, то это ускоряет перекристаллизацию, нарушая целостность кристаллических решеток минералов. Поэтому, чем больше величина зерна магматических пород, тем труднее они подвергаются метаморфизму.

Химический состав при метаморфизме может остаться постоянным, и тогда, исследуя его по одному из методов пересчетов анализов, путем сравнения можно установить природу первоначальной магматической породы. Однако при метаморфизме часто происходит привнос и вынос материала, процессы метасоматизма, делающие состав метаморфической породы отличным от исходного; в этом случае метод сравнения не может быть применен и не даст ответа на вопрос о природе первоначальной породы.

Осадочные породы как исходный материал для метаморфизма очень разнообразны. В отношении их также можно сказать, что результат метаморфизма будет зависеть от их химического состава, а структура обусловит скорость и полноту перекристаллизации. Рассмотрим с этой точки зрения главнейшие типы осадочных горных пород. Они в основном разделяются на механические, химические и органогенные осадки, но могут быть и результатом сочетания этих типов. Механические осадочные породы бывают представлены в неуплотненном виде грубообломочными галечниками, переходящими при уплотнении в конгломераты; щебнем с остроугольными обломками, переходящим при уплотнении в брекчии; крупно-, средне- и мелкообломочными песками, переходящими при уплотнении в соответственные песчаники. Очень тонкозернистые песчаники с величиной зерна не больше 0,05 мм получили название алевролитов (А. Н. Заварицкий). Грубообломочные структуры конгломератов и брекчий называются псефитовыми, крупно-, средне- и мелкообломочные структуры песчаников — псаммитовыми. Тонкозернистые плотные породы, состоящие из пылевидных частиц, получили название пелитовых или глинистых пород (глины). При уплотнении они переходят в глинистые сланцы, приобретая сланцеватость, но сохраняя первичные пелитовые структуры.

Все обломочные породы при низких температуре и давлении находятся в химически неравновесном состоянии, так как состоят из разнообразных, различных по составу и величине обломков минералов и горных пород. Стремление к установлению иного химического равновесия проявится, как только наступит повышенная диффузия при возрастании температуры и давления.

Химический состав конгломератов и брекчий зависит от состава и величины обломков, вследствие чего и продукты их метаморфизма будут различны. Различны будут и продукты метаморфизма разнообразных песчаников. Гораздо легче проходит метаморфизм тонкообломочных, пелитовых пород. Глинистые сланцы состоят по существу из тонкодисперсных частиц — продуктов механического и химического выветривания, оторванных от горных пород на суше, снесенных и отложенных в

пониженных частях земной поверхности. В них наиболее полно осуществляются перемешивание и взаимное соприкосновение разнородных материалов, что делает систему их компонентов крайне неустойчивой и способной легко перекристаллизовываться в условиях повышенных температуры и давления. Поэтому различная величина зерна первичных осадочных пород, присутствие большего или меньшего количества цемента между зернами песчаников — все это оказывает сильное влияние на совершенство и скорость перекристаллизации. Цемент песчаников и других обломочных пород бывает различный — глинистый, мергелистый, железистый, кремнистый или смешанный из разнообразных компонентов. Зерна песчаников также могут быть разнообразными. Они могут быть представлены только кварцем (кварцевые песчаники), кварцево-полевошпатовыми или сильно преобладающими полевошпатовыми зернами (аркозовые песчаники), они могут быть представлены наряду с тем обломками различных основных пород и их минералов (граувакковые песчаники), известняков (известковистые песчаники) или разнообразных пород и минералов (полимиктовые песчаники). В связи с этим номенклатура песчаников имеет двустепенный характер. На первом месте ставится признак состава зерен, на втором — цемента, например: полимиктовые глинистые песчаники, аркозовые известковистые песчаники, известковые глинистые песчаники и т. д. При таком сложном составе этих пород и их разнообразии продукты их метаморфизма могут быть весьма разнообразны.

Мергелями называются породы, в составе которых имеется материал глинистых и известковистых продуктов осаждения, в среднем в равных отношениях глинистого и известкового состава и в тесном смешении друг с другом. Так как известковый материал может быть в осадочных породах продуктом отчасти механического отложения, а отчасти органогенного происхождения, то от этого зависит большее или меньшее совершенство перемешивания материала в мергелях. Между глинистыми породами и известняками имеются разнообразные переходы. Породы с небольшим содержанием карбонатов называются известковистыми глинами или известково-глинистыми сланцами. Они через мергелистые глины и глинистые мергели переходят в настоящие мергели, а далее — в известковистые мергели и глинистые известняки и чистые известняки. Последние в значительной степени являются органогенными. Мергели могут быть не только кальцитовыми, но и доломитовыми, когда в составе карбонатов вместо кальцита развит доломит. Эти породы обогащены магнием. В то же время в составе глинистого материала могут господствовать каолиновые разности, а иногда к ним примешивается значительное количество монтмориллонита $m\mathrm{Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2} \cdot p(\mathrm{Al, Fe})_2\,[\mathrm{Si_4O_{10}}][\mathrm{OH}]_2 \cdot n\mathrm{H_2O}$, и тогда в составе породы будет содержаться значительное количество магния и железа.

Известняки бывают и песчанистыми. В этом случае в них включены зерна песка. Часто также в них имеется тонкораспыленный кремнистый материал. Все это при метаморфизме может дать разнообразные продукты перекристаллизации. Наконец, в природе имеются осадки разнообразного состава от чисто каолиновых залежей до бурых железняков и бокситов. Между бокситами и железорудными осадками встречаются взаимные переходы. Среди осадочных пород известны еще кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, слои яшм и пр. При процессе метаморфизма все эти породы могут быть перекристаллизованы и могут дать разнообразные метаморфические породы, например, типа залежей и слоев андалузита, корундовых, магнетитовых и других пород, которые будут рассмотрены впоследствии.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Химический состав метаморфических пород является производным от химического состава первичных пород, с одной стороны, и от процессов метасоматоза — с другой. Процесс метаморфизма происходит не всегда в замкнутой системе путем перегруппировки и перекристаллизации в твердом состоянии. Чаще система метаморфической породы оказывается открытой. Через поры породы и через трещины в ней идет диффузия и ток различных растворов, происхождение которых может быть связано с магматической деятельностью (ювенильные воды) или же с поверхностными водами, проникшими в глубину и нагретыми там и насыщенными компонентами, содержащимися в породах, через которые воды проходят или проходили. Все это ведет к миграции вещества. К тем компонентам, которые были в породе, могут присоединиться другие. Д. С. Коржинский показал, что в случае открытых систем при процессе метасоматоза правило фаз Джиббса в общих чертах сохраняет свое значение, но число минеральных фаз, развивающихся при этом, может быть и бывает меньшим, чем число компонентов. В зависимости от относительной подвижности компонентов явления метаморфизма при метасоматозе дадут в различных местах и на различных расстояниях от путей растворов различные минералы.

Для изучения сравнительного химического состава метаморфических горных пород данные химических анализов рассчитываются на обычные компоненты в виде молекулярных количеств окислов (или атомных количеств). При этом редко употребляются методы, принятые для магматических пород. Из состава компонентов выделяются те, которые характерны для парагенетических ассоциаций в исследуемых горных породах, окислы же, находящиеся в избытке, например, кремнезем или щелочи, во многих случаях опускаются, в предположении, если это реально, что они имеются в системе в избытке. Для статического метаморфизма без метасоматоза можно применять также диаграммы обычного типа, какими пользуются для характеристики магматических пород, если исходные породы относились к этой группе. Тогда очень хорошо устанавливается химизм первоначальной породы. Но так как он часто бывает неясным, то для обработки и сравнения химического состава пород был предложен ряд других методов. Особенно плодотворным оказался метод сравнения химического состава пород путем составления парагенетических ассоциаций минералов, исходя из химического состава. Для этого данные анализа рассчитываются на молекулярные (или атомные) количества. Далее берут характерные окислы, чаще всего молекулярные количества окислов алюминия, кальция и суммы магния с железом, обозначая их соответственно буквами *A*, *C* и *F*. Сумму этих трех компонентов рассчитывают на проценты и проектируют на равносторонний или прямоугольный треугольник. Эти три величины при наличии четвертой, подразумеваемой и находящейся в составе породы в избытке, а именно кремнезема или угольной кислоты, а также в присутствии или отсутствии щелочей и воды дают возможность анализировать наличие тех или иных комбинаций минералов. Можно рассматривать возможные парагенезисы и в других системах, например, $A(Al_2O_3)$—$K(K_2O)$—$F(Mg, Fe)$.

П. Ниггли, имея в виду сравнение метаморфических пород с осадочными или магматическими исходными продуктами, предложил метод обработки химических анализов, в котором за основу берется сумма молекулярных количеств Al_2O_3, CaO, (Na_2O+K_2O) и $(MgO+FeO+MnO+NiO)$. Эти количества групп окислов рассчитываются на про-

центы, и полученные величины обозначаются соответственно символами *al, c, alk* и *fm*. При этом, как и во многих других методах, все трехвалентное железо переводится в двухвалентное путем удвоения его молекулярного количества. Окись хрома П. Ниггли рекомендует присоединять к окиси алюминия, хотя естественнее было бы соединять его с железом, поскольку хром образует минералы группы шпинелей. Остальные компоненты: SiO_2 (*si*), TiO_2 (*ti*), CO_2 (*co*$_2$), H_2O (*h*), Cl (*cl*) и другие, рассчитываются по их относительному количеству к сумме $\Sigma = al+c+fm+alk = 100\%$. Отсюда:

$$si = \frac{SiO_2 \times 100}{\Sigma}; \quad h = \frac{H_2O \times 100}{\Sigma} \text{ и т. д.}$$

Примером расчета по этому способу может служить табл. 64.

Таблица 64

Пересчет состава змеевика Тагильского массива по методу Ниггли

Компонеты	Весовые %	Молекулярные количества
SiO_2	38,26	637
TiO_2	0,00	
Al_2O_3	0,48	5
Cr_2O_3	0,60	4
Fe_2O_3	5,37	34×2=68
FeO	1,47	21
MnO	0,14	2
NiO	0,10	1
MgO	37,08	927
CaO	сл.	
Na_2O	0,06	1
K_2O	0,14	1
H_2O	16,13	900
Сумма	99,83	

Расчеты

$Cr_2O_3 + Al_2O_3 = 9$; $al = \frac{9 \cdot 100}{1030} = 0,9$; $Na_2O + K_2O = 2$; $alk = \frac{2 \cdot 100}{1030} = 0,2$;

$CaO = 0$; $c = 0$; $MgO + FeO' + MnO + NiO = 1019$; $fm = \frac{1019 \cdot 100}{1030} = 98,9$;

$si = \frac{637 \times 100}{1030} = 61,9$; $h = \frac{900 \times 100}{1030} = 87$; $\frac{c}{fm} = 0$; $mg = 0,91$; $k = \frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} = 0,60$;

$$o = \frac{2Fe_2O_3}{MgO + FeO' + MnO + NiO} = 0,067$$

Кроме того, важно выяснить относительную роль щелочей в их сумме. Эта роль выясняется отношением окиси калия к сумме щелочей и выражается в виде «числа» k. В данном примере k=0,60. Точно так же выясняется относительная роль магния в сумме фемических компонентов. По данным анализа, это отношение выражается «числом» mg=0,9. Ниггли не выражает этих количеств в процентах, а дает в долях единицы, что в цифровом выражении различается только в наличии знаков после 0 и запятой, в отличие от метода А. Н. Заварицкого, приведенного в начале книги. Точно так же в долях единицы выражается отношение $c : fm = 0$, поскольку кальций в принятом для примера анализе отсутствует. Для этого примера очень важной является относительная роль трехвалентного железа, присутствующего в сумме фемических окислов. Это количество выражается «числом» $o = 0{,}067$.

Сравнивая значения этих чисел для исходной и получившейся из нее метаморфической породы, можно видеть, содержание каких компонентов и приблизительно в каком количестве изменилось в породах. Таким образом хорошо отражаются химические изменения при процессах метасоматоза. Примером для сравнения такого изменения может служить анализ габбро и развившихся из него пироксен-гранатовых пород (скарнов) Турьинского района (табл. 65).

Таблица 65

Сравнение химического состава габбро и скарнов Турьинского района по методу Ниггли

Породы	*si*	*ti*	*al*	*fm*	*c*	*a'k*	*k*	*mg*	*c/fm*	*o*
Габбро . .	104,9	2,49	15,60	37,18	37,51	9,68	0,23	0,5)	1,00	0,29
Скарны . .	44,1	—	6,58	35,68	57,74	—	—	0,00	1,62	0,89

Из этого примера видно, что при метаморфизме, сопровождавшемся сильным метасоматозом, произошло изменение материального состава породы с выносом щелочей и магния, с окислением желза (o=0,29→0,89) и уменьшением количества алюминия и кремния. Из этого относительного изменения виден общий характер процесса, но не ясна количественная сторона его, так как «числа» Ниггли отражают не процентное содержание соответствующих окислов, а их относительное количество.

Другим примером этого явления может служить переход перидотита в змеевики (табл. 66).

Таблица 66

Изменения химизма при переходе перидотита в змеевик по Ниггли

Породы	*si*	*al*	*fm*	*c*	*a'k*	*mg*	*c/fm*	*h*	*o*
Дунит . . .	53,4	0,4	99,6	0,00	0,00	0,90	0,00	5,6	0,000
Змеевик . .	61,9	0,9	98,9	0,00	0,20	0,91	сл.	87,0	0,067

Оба анализа пород из Тагильского массива (Урал). Если оставить без внимания незначительные количества алюминия, то из сопоставления цифр таблицы видно, что для главных компонентов первичной породы не произошло значительных изменений, а изменились кислотность породы (53 → 62), содержание воды (5,6 → 87) и степень окисления железа (o=0 → 0,067) по отношению ко всей сумме окислов железа и магния или 75% Fe_2O_3 от всего количества FeO в змеевике.

Бартом предложен метод расчета химического состава горных пород с целью выяснения последствий метасоматоза. Химические анализы сравниваемых пород рассчитываются на атомные количества, исходя из 160 атомов кислорода, связанных с остальными атомами. С. Д. Четвериков предложил рассчитывать эти количества не на 160, а на 1600. Остальные компоненты выписываются с коэффициентами внизу, выражающими их содержание по отношению к 1600 атомам кислорода*. Пример расчета дан в табл. 67.

Таблица 67

Расчет анализов змеевика и дунита по Барту

Si	Ti	Al	Cr	Fe'''	Fe''	Mn	Ni	Mg	Ca	Na	K	(OH)	Сумма
637	0	9	8	68	21	2	1	927	0	2	2	1800	
1274	0	12	12	102	21	2	1	927	0	1	1	1800	4153

В первой строке даны цифры атомных количеств элементов в составе змеевика согласно табл. 64, во второй строке — цифры, соответствующие количеству кислорода, связанному с каждым из элементов предшествующей строки. С каждым атомом кремния связано два атома кислорода, поэтому общее количество кислорода, связанное с кремнием, вдвое больше количества, содержащегося в породе кремния. Точно так же для полуторных окислов количество кислорода, связанного с ними, в полтора раза больше их содержания. Атомы двухвалентного железа, магния, кальция и других двухвалентных металлов связывают равные им количества атомов кислорода, а щелочные металлы и вода — в два раза меньшие количества. Дальнейший расчет ведется по правилу пропорциональности путем распределения атомов элементов первой строки по отношению количества кислорода, равному 1600, к общему его количеству по сумме атомов, полученному во второй строке, например:

$$\frac{1600 \cdot 637}{4153} = 245, \quad \frac{1600 \cdot 9}{4153} = 3 \text{ и т. д.}$$

В результате пересчетов данных химических анализов дунита и змеевика получатся цифры табл. 68. Эти данные могут быть выражены в виде диаграммы рис. 161.

Таблица 68

Сравнение химического состава дунита и змеевика (по Барту)

Породы	Si	Al	Cr	Fe'''	Fe''	Mn	Ni	Mg	Na	K	(OH)
Дунит	377	9	2	0	61	0,6	2	689	0,0	0,0	84
Змеевик	248	3	3	26	9	0,7	0,3	357	0,4	0,4	693

Из данных таблицы видно, что метаморфизм дунита в змеевик произошел с выносом магния и кремния, с привносом воды и окислением

---

* В 1955 году Т. Барт предложил вести расчет на атомные проценты катионов, указывая в отдельности количество атомов кислорода, серы, фтора и других анионов, связанных со 100 атомами катионов. — *С. Ч.*

части закисного железа в окисное, в связи с чем в породе обычно развивается магнетит. Получается как бы противоречие с данными по методу Ниггли в части кремнезема, который, согласно числам по Ниггли, увеличивается в количестве при переходе в змеевик. Оба автора правы. Ниггли оценивает относительное количество кремнезема к четырем группам, служащим основой для его классификации, метод же Барта показывает относительное уменьшение кремния и магния вследствие присоединения к первичному составу породы воды. В округленных цифрах принос 600 атомов водорода сопровождался таким же уменьшением атомов кремния и магния, причем, если учесть, что с кремнием связано вдвое больше кислорода, чем с магнием, то отношение MgO к SiO_2, удаленных из системы, будет равно приблизительно 334 MgO и 129 SiO_2. Остальные компоненты по существу не претерпели изменений. Такой вывод правилен только в том случае, если реакция происходит при отсутствии изменения объема, соответствующего 1600 атомов кислорода. Атомы последнего образуют основной скелет, заполняющий пространство в породе, тогда как атомы металлов располагаются между ними. Этими методами в дальнейшем мы будем пользоваться при сравнении химического состава метаморфизованных пород для характеристики метасоматических процессов метаморфизма.

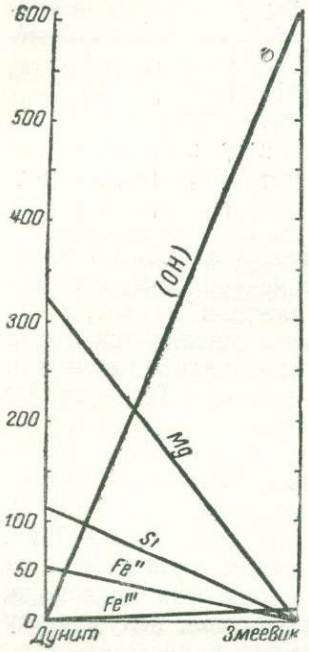


Рис. 161. Диаграмма изменения содержания компонентов при переходе дунита в змеевик (по схеме Барта)

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Минералогический состав метаморфических горных пород во многом сходен с таковым магматических пород. Однако наряду с обычными широко распространенными минералами, каковы кварц, полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды и пр., здесь появляются многие другие, которые среди магматических пород встречаются редко, как случайные, или даже совсем не встречаются. К их числу относятся минералы группы гранатов, волластонит, дистен, андалузит, силлиманит, кордиерит, минералы группы хлоритоидов и хлоритов и многие другие. Среди метаморфических пород большую роль играют минералы, которые среди магматических пород встречаются как вторичные. Таковы хлориты, карбонаты и эпидот. Из минералов группы пироксенов в составе метаморфических пород чаще развивается диопсид, а из амфиболов — актинолит и тремолит или антофиллит наряду с обыкновенной роговой обманкой, а иногда встречаются и щелочные амфиболы.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ

Формы залегания метаморфических пород, как это можно ожидать из факта их развития за счет изменения осадочных и магматических пород, не должны сильно отличаться от залегания родоначальных пород. Тем не менее, так как при метаморфизме изменение состава пород происходит под влиянием сильного давления и высокой темпера-

туры, первоначальная форма залегания первичных пород может быть изменена сильным сдавливанием и возникновением сланцеватости, образующейся в значительной степени под влиянием явлений сплющивания, раздавливания или скольжения. По тем же причинам и в залегании происходят значительные изменения, вызываемые этими явлениями. Возникают многочисленные нарушения, хотя явления разрывов и скольжения часто могут быть замаскированы перекристаллизацией. Кроме этих сложных случаев, гораздо чаще изменения формы заключаются в сильном сжатии первичных геологических тел в направлении действующего давления. Бывшие осадочные породы сохраняют при этом свою форму слоя. Сохраняют свою форму и прослои или залежи магматических пород, имеющие форму слоя или линзовидных внедрений. Наблюдая соотношения пород, можно выяснить их первоначальную природу несмотря на то что первичный состав их может быть изменен до неузнаваемости.

Форма интрузий также может быть сохранена. Так, например, интрузивная форма гранито-гнейсов сохраняет черты интрузивных массивов гранитов. Смешанные горные породы типа инъекционных гнейсов, у которых в первичные осадочные или сланцеватые породы по слоистости или по сланцеватости внедрился гранитовый магматический материал в виде тонких прожилков, сохраняют свою слоистую форму залегания или сланцеватый характер, возникший вследствие сдавливания и перекристаллизации, но в них появляются бесчисленные более или менее тонкие прослойки магматического материала, переходящие часто в прорывающие формы прожилков. Бывают случаи, когда прожилки магматического материала сложной и тонкой сетью гранитных жил пропитывают и прорывают массивные породы предшествовавшей серии магматических пород, создавая так называемые а г м а т и т ы.

ОТДЕЛЬНОСТИ

В силу сложности происхождения метаморфические породы отличаются от магматических пород по формам своей отдельности. Благодаря развитию сланцеватости в них в значительной степени сохраняется сходство с отдельностью осадочных слоистых пород, из которых они нередко происходят. Часто в них наблюдается к л и в а ж, то есть тонкая трещиноватость, отдельность, большей частью параллельная сланцеватости. Последняя возникает часто в плоскости кливажа, так как оба они являются следствием ориентировки минералов в направлении, перпендикулярном к силам сдавливания, которому подвергаются породы при одностороннем давлении. Кроме кливажа, в породах часто возникают трещины отдельности, перпендикулярные простиранию и поверхностям кли́важа, а также трещины, перпендикулярные кливажу и параллельные простиранию. Благодаря этому возникают параллелепипеды расколов как результат процессов тектонических деформаций. Образуются часто и диагональные трещины отдельностей, не играющие, однако, той существенной роли, какую они имеют в массивных породах.

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ

Характерной чертой метаморфических горных пород, образовавшихся при изменении как осадочных, так и магматических пород, является их структура. Для понимания происхождения структур мета-

морфических пород необходимо рассмотреть ход процесса перекристаллизации. Этот процесс совершается в твердом состоянии под влиянием изменения температурного режима или изменения давления и при участии жидкой воды и растворов или паров, а иногда и других минерализаторов. Последнее характерно для метаморфизма под влиянием магматических пород с их газообразными и жидкими отщеплениями, которые в контактах магматических пород проникают во вмещающие породы и вызывают явления их перекристаллизации. Обычным агентом метаморфизма является вода с растворенными в ней веществами. Небольшие количества воды, доли процента, имеются всегда в горных породах в виде так называемой горной влажности. Помимо того, вода связана в составе тех или иных гидроксилсодержащих минералов. Освобождаясь при повышенной температуре, эта вода может действовать как растворитель, последовательно растворяя одни зерна и отлагая растворенный материал в других местах в виде тех или иных минералов, или же играя роль катализатора. Отсюда следует, что среди метаморфических пород не может быть структур, обусловленных последовательностью выделения минералов из жидкого состояния или раствора, который по мере насыщения выделяет отдельные минеральные фазы. Кристаллические фазы растворяются и вновь переотлагаются в незначительных пространствах и количествах, но при постоянном и длительном действии агентов этот процесс ведет к полной переработке первоначальной структуры, а иногда и состава пород. При этом часто развиваются процессы метасоматоза, ведущие к образованию метасоматических структур, отражающих картину явлений замещения при реакциях одних минералов с другими. Структуры дают нам возможность выяснить последовательность развития одних минералов за счет других и тем самым восстановить историю, пережитую породами со времени начала их преобразования. Медленность процесса и неполнота метасоматического замещения и реакций преобразования минералов позволяют проследить ход метаморфизма и последовательные стадии развития отдельных кристаллических фаз минералов.

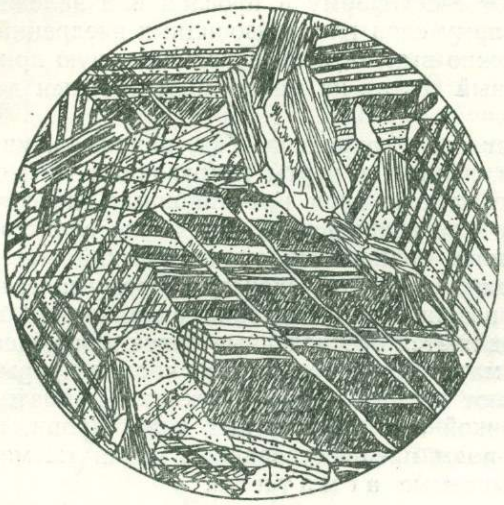


Рис. 162. Гранобластовая структура мрамора с флогопитом и тремолитом, р. Амур

При застывании расплава или выпадении из раствора действует правило фаз. В условиях метаморфизма мы встречаемся часто только с насыщенными растворами; концентрации не могут быть любыми, давление также в каждом отдельном случае длительное время сохраняется постоянным, равно как и температура, зависящая от условий среды происходящего процесса. В этом случае уравнение количества фаз выражается равенством их числу компонентов, иными словами — в метаморфических породах может быть столько фаз, сколько имеется компонентов, если перекристаллизация при данных условиях среды привела к полному химическому равновесию. При неполном равновесии коли-

чество фаз будет больше количества компонентов, в породах будут встречаться остатки прежних минералов и структур, а потому и структуры пород будут иметь смешанный характер с признаками структур первичных пород. Такие структуры называются *остаточными* или *реликтовыми* (*палимпсестовыми*). Для структур метаморфических пород применяется иная номенклатура, чем та, с которой мы имели дело при изучении магматических пород. При перекристаллизации в твердом состоянии и при метасоматозе возникают структуры, в которых степень идиоморфизма минералов является выражением их кристаллизационной силы и не стоит в связи с последовательностью выделения из расплава. Такие структуры называются *кристаллобластовыми*, то есть такими, кристаллические фазы которых выросли в твердом состоянии и обусловлены ростом кристаллов под влиянием их кристаллизационной силы. Сам процесс перекристаллизации называется *кристаллобластезом*. Бекке дал так называемый кристаллобластический ряд, в котором каждый предыдущий минерал является обычно более идиоморфным сравнительно с последующими. Этот ряд минералов начинается с титанита, за которым следуют: рутил, гематит, ильменит, гранат, турмалин, ставролит, кианит и эпидот, цоизит, пироксены, роговая обманка, магнезит, бурый шпат, доломит, альбит, слюда, хлорит, тальк, кальцит, кварц, плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. Название структур метаморфических пород обычно сопровождается окончанием «*бластовая*». Если при перекристаллизации возникает однородная зернистая структура, последняя называется *гранобластовой*. Гранобластовые структуры могут быть различны по форме и величине зерна, но в каждом случае эта форма является или изометричной, или округлой, овальной, не-

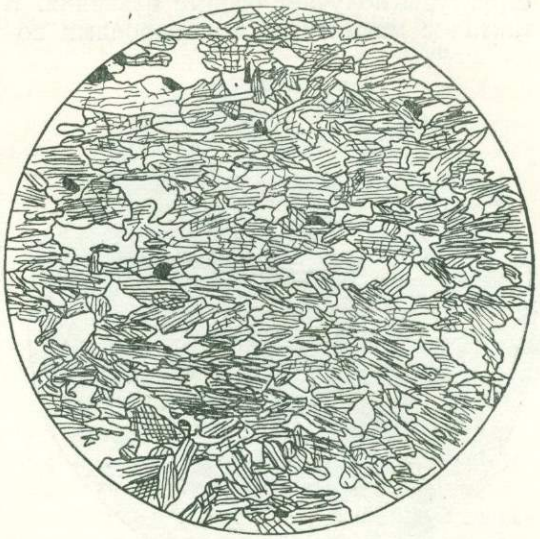


Рис. 163. Гранобластовая структура, амфиболит, Южный Алтай

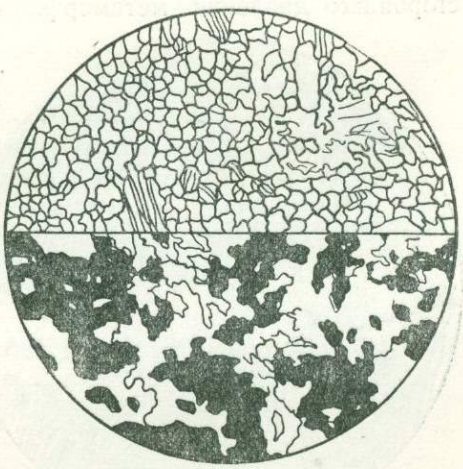


Рис. 164—165. Роговиковая структура, типичная (рис. 164) и торцовая (рис. 165) со следами грануляции прежде более крупных зерен — порфировых выделений эффузивной породы, подвергшейся ороговикованию. На рис. 164 — гранат и пироксен во взаимных прорастаниях (внизу)

сколько удлиненной в одном каком-либо направлении, но без резко выраженного удлинения (рис. 162 и 163). В двух случаях этот тип структуры получает особые названия. В условиях метаморфизма в контактах с магматическими породами во вмещающих породах под влиянием повышенной температуры возникают чрезвычайно неправильные взаимно прорастающие зернистые агрегаты различных минералов. Часто зерна включают друг друга, дают неправильные вростки друг в друга, что обусловливает роговиковый излом этих пород и их большую механическую прочность. Эта структура получила название роговиковой (рис. 164), а сами породы названы контактовыми роговиками. В других случаях, также в условиях контактовых областей, роговики приобретают структуру, характеризуемую изометричным развитием зерен, наподобие строения булыжной торцовой мостовой. Такую структуру называют торцовой (рис. 165).

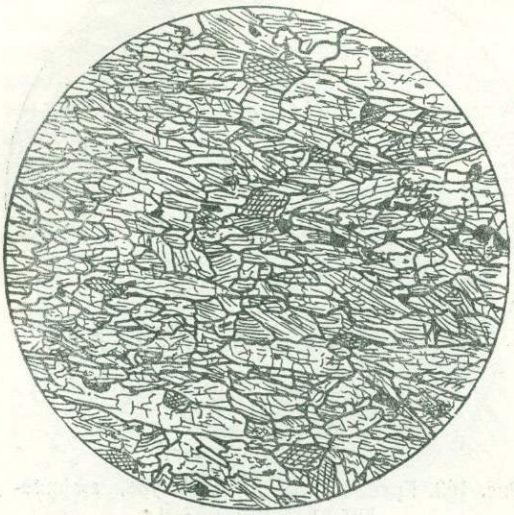


Рис. 166. Нематобластовая структура. Куммингтонитовый сланец, Кривой Рог

При перекристаллизации, под влиянием горообразующего одностороннего давления метаморфические породы большей частью принимают ориентированную или сланцеватую структуру (текстуру), при которой все или некоторая часть минералов оказываются удлиненными в одном направлении. Особенно это сказывается у таких минералов, как амфиболы или силлиманит, у которых по их природе все неделимые имеют направление преимущественного роста по вертикальной оси. При этом вертикальные оси этих минералов располагаются в породе преимущественно по одному направлению, подобно волокнам ткани. Длина кристаллов в этих случаях превышает в несколько раз ширину. Между этими длинными кристаллами располагаются агрегаты других минералов. Такие сильно ориентированные структуры, сложенные столбчатыми кристаллами, называются нематобластовыми (рис. 166). Они свойственны породам, в составе которых большую роль играют минералы, способные кристаллизоваться в виде столбчатых форм.

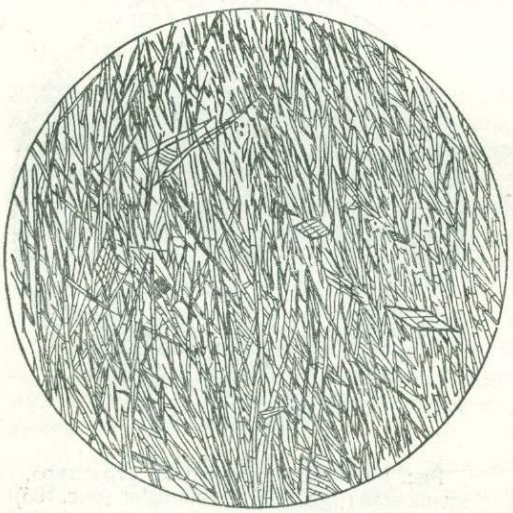


Рис. 167. Фибробластовая структура. Актинолито-хлоритовый сланец, Урал

Иногда эти кристаллы настолько сильно удлиняются по вертикальной оси, что их длина в десятки раз превышает ширину. Кристаллы превращаются в волокна, а вследствие этого и структура принимает волокнистый или фибробластовый характер (рис. 167).

В этих случаях кристаллы в породах принимают ясно видимое на глаз линейное расположение. Эту особенность структуры удобно называть линейностью, характеризующей вытянутость минералов параллельно одному направлению линии, обычно являющейся параллельной осям складок или других тектонических структур.

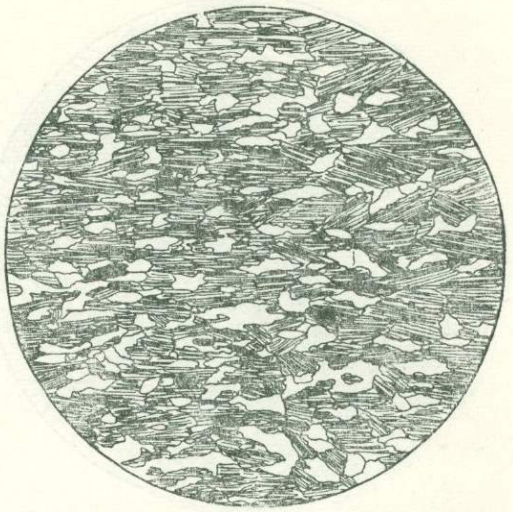


Рис. 168. Лепидобластовая структура. Слюдяной сланец — биотит, кварц и рудный минерал

В составе многих метаморфических пород часто большую роль играют листоватые минералы, например, чешуйки слюд или талька, хлорита, или хлоритоидов. В этом случае чешуйки минералов, будучи ориентированы по сланцеватости, придают и самой породе чешуйчатую или лепидобластовую структуру, свойственную слюдяным, хлоритовым и тальковым сланцам (рис. 168).

Нередко в метаморфических породах отдельные минералы, обладая сравнительно с другими большей кристаллизационной силой, вырастают в крупные кристаллы, в несколько раз превышающие по размерам другие минералы породы. Так как их рост происходит среди других минералов и часто за счет этих минералов при реакции их друг с другом с образованием новой кристаллической фазы, то такие крупные кристаллы часто содержат включения других минералов, захваченных ими при росте. Крупные кристаллы выдаются на мелкозернистом фоне породы в виде вкрапленников, аналогичных порфировым выделениям.

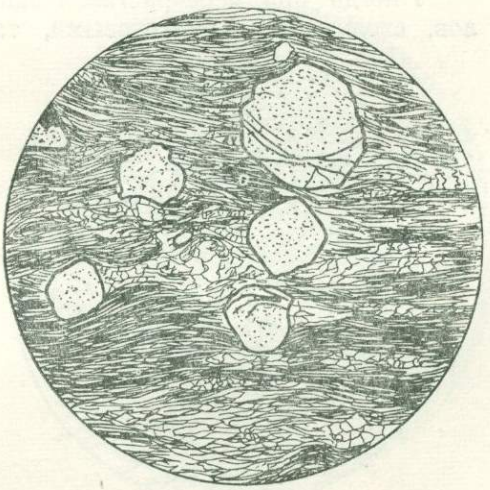


Рис. 169. Порфиробластовая структура. Гранато-хлоритовый сланец, Кривой Рог

Однако эти крупные выделения выросли в породе путем кристаллобластеза, и структуры таких пород называются порфиробластовыми (рис. 169). В случае наличия включений одних минералов в зернах других структуры носят название пойкилобластовых (рис. 170).

Расположение включений в порфиробластах и в пойкилобластовых структурах большей частью отражает структуру основной массы, которая была захвачена при росте порфиробластов. Однако часто бывают случаи, когда во время этого роста образовавшиеся кристаллики минерала, например граната, постепенно вращаются во время скольжения при складкообразовании и других процессах тектогенеза. При этом включения минералов основной массы во время первых периодов роста крупных кристаллов не могут приспособиться к новому положению относительно плоскости сланцеватости, а нарастающие новые зоны кристаллов снова захватывают минералы основной массы в положении, соответствующем данному моменту. В результате получаются ряды включений минералов основной массы в порфиробластах в виде спирально изогнутых форм, подобных улитке (Helix). В этих случаях говорят о гелицитовой структуре порфиробластов (рис. 171).

Рис. 170. Пойкилобластовая структура. Скарн — крупные зерна карбоната со спайностью переполнены включениями диопсида и граната

Иногда при перекристаллизации возникают прорастания минералов, сходные с пегматитовыми, так называемые диабластовые структуры (рис. 172). Остаточные, или реликтовые, структуры характеризуются наличием остаточных форм структуры родоначальных пород (рис. 173). Эти переходные разности структур обозначаются терминами промежуточного характера, причем о наличии явлений перекристаллизации первичной структуры свидетельствует приставка бласто, поставленная перед названием исходной структуры породы, например бластогранитовая, бластодиабазовая структуры для остаточных структур магматических пород. Для перекристаллизованных осадочных пород соответственные структуры будут называться бластопсаммитовая — с сохранившимися признаками обломочных структур песчаников, бластопсефитовая — для первично сохранившихся в остатках крупнообломочных структур, бластопелитовая — для остаточных структур глинистых пород.

Рис. 171. Гелицитовая структура порфиробластов клиноцоизита. Хлоритовый сланец, Альпы

Текстуры метаморфических пород могут быть массивными — при

полной однородности метаморфизованного материала, полосатыми — при чередовании полос разного состава, пятнистыми — при неправильном, пятнистом распределении материала в породах. Происхождение текстур иное, чем у магматических пород. Массивные текстуры развиваются при перекристаллизации однородного материала с сохранением его однородности. Так, например, однородные кварцевые песчаники или кварциты, состоящие из зерен кварца обломочной структуры, могут остаться массивными. Массивными бывают также иногда и мраморы, однородные и одноцветные в их целом.

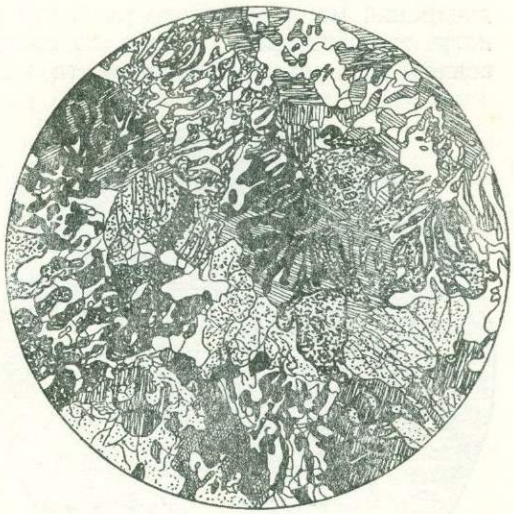


Рис. 172. Диабластовая структура. Пироксен-скаполитовая порода, оз. Байкал

Полосчатые текстуры могут возникнуть различными путями. Во-первых, они могут быть остаточными текстурами первичных слоистых пород типа песчаников и глинистых сланцев, которые, будучи перекристаллизованы, перешли в гнейсы или филлиты и сохранили свою слоистую текстуру. Таковы слоистые мраморы, происходящие часто за счет метаморфизма слоистых известняков. К таким же породам могут быть отнесены и амфиболиты, происшедшие из полосатых габбро с сохранением первичной полосатой текстуры исходных пород. Во-вторых, иногда полосатые текстуры возникают во время самого процесса метаморфизма, что обусловлено неоднородностью минералогического состава метаморфизуемого материала. Твердые и трудно растворимые, а также мало пластичные минералы при дифференциальных движениях во время динамометаморфизма могут отделяться от пластичных, мягких и легко растворимых минералов в особые полоски. Такой процесс вторичного расслоения получил название «метаморфической дифференциации». Так, при динамометаморфизме зеленокаменных пород иногда образуются пластичные хлориты или слюды, концентрирующиеся в отдельные полоски отдельно от полевошпатового и эпидотового материала или от кварца, и тогда первично однородная порода принимает полосатую текстуру. То же получается и

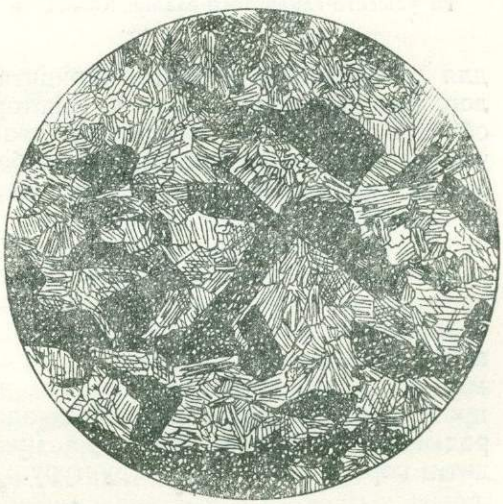


Рис. 173. Бластоофитовая структура. Метаморфизованный диабаз — плагиоклаз соссюритизирован пироксен амфоболизирован

при метаморфизме обломочных пород, например, туфов и конгломератов. В этом случае включения крупных обломков, будучи механически раскатаны, превращаются в тонкие линзовидные полоски среди остальной массы, получившейся вследствие разлистования и прокатки цемента.

Полосатая текстура получается часто путем инъекции или тонкого внедрения магматического расплава или продуктов отложения высоко нагретых растворов, близких по состоянию к пегматитам, по слоистости осадочных или по сланцеватости метаморфических пород. Получаются так называемые инъекционные гнейсы, в которых первичный материал и инъекции чередуются в виде правильных полосок, а иногда и в виде прожилков (рис. 21).

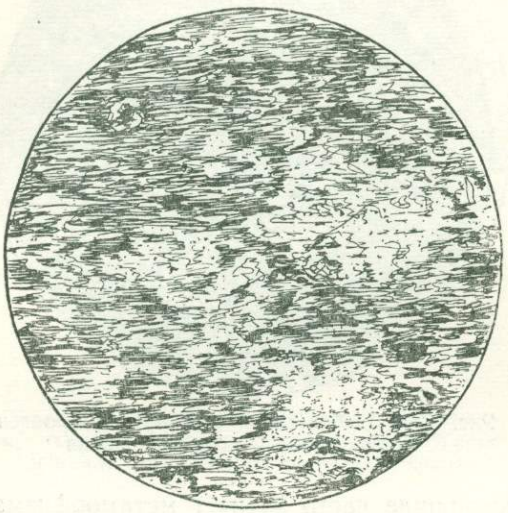


Рис. 174. Пятнистая текстура бластопелитового углисто-глинистого сланца, Казахстан

Пятнистые текстуры получаются при метаморфизме неоднородных пород. Однако они развиваются иногда также из однородного материала в связи с миграцией вещества при метаморфизме. Это происходит очень часто, так как повышенная температура, вызывающая метаморфизм, обусловливает повышение диффузии вещества, способного переходить в раствор при нагревании. В этом случае однородно-распыленное, например, углистое вещество в глинистых сланцах, или глинистое вещество, служащее для образования хлорита, серицита или некоторых других минералов, начинает стягиваться в некоторых более благоприятных местах, образуя пятнистые скопления графитовых частиц, или тончайших чешуек хлорита и серицита, или карбонатов, эпидота и т. д. Эти скопления состоят еще из тонкодисперсных частиц. Однако со временем, особенно при прогрессивном повышении температуры, кристаллизационные силы, энергия кристаллических решеток наиболее крупных из этих ничтожных кристалликов, образующих пятнистые скопления, начинает притягивать вещество соседних частиц и ориентирует его применительно к своей структуре. Скопления мельчайших частиц превращаются этим путем собирательной кристаллизации в крупные неделимые порфиробластов, включающих частицы основной массы, в которой происходит скопление первичных элементарных частиц пятнистых пород. Пятнистая текстура (рис. 174) иногда этим путем переходит в порфиробластовую структуру.

СЛАНЦЕВАТОСТЬ И ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Как выше было указано, одной из характерных черт структур метаморфических пород является сланцеватость. Ее возникновение составляет одну из проблем петрографии, так как развитие сланцеватости и метаморфизм часто бывают тесно связаны друг с другом. Здесь следует отметить, что термин сланцеватость имеет довольно широкое значение и объединяет разнообразные случаи и явления. Сланцеватость может

быть развита не только у метаморфических, но и у осадочных пород. Таковы, например, сланцеватые глины и глинистые сланцы, в которых сланцеватость бывает выражена очень сильно и сказывается в способности раскалываться по какой-либо плоскости, обычно по плоскости слоистости породы, в то время как структура породы не показывает почти никаких или никаких следов метаморфизма. Такая сланцеватость представляет собой чисто механическое явление, связанное с сильным сдавливанием горных пород во время тектонических деформа-

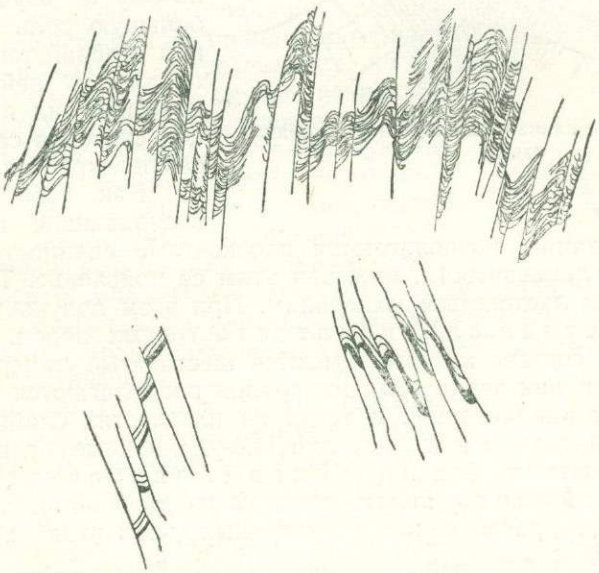


Рис. 175. Развитие кливажа в филлитах. Тессин, Альпы, по Гейму

ций. Способность раскалываться по плоскостям сланцеватости возникает в этом случае благодаря наличию многочисленных, подчас дифференциально мелких и очень тонких плоскостей расколов, трещин, часто сопровождающихся ничтожными по амплитудам смещениями. Эта сланцеватость носит название к л и в а ж а. Кливаж зависит от силы сжатия и от структуры складок. Кливаж имеет скорее текстурное значение, он не относится к структурным элементам горных пород, так как на расположение минералов не оказывает почти никакого влияния. Кливаж может быть или параллельным слоистости, или располагаться под углом к ней в зависимости от степени деформации складок. Кливаж постепенно переходит в трещины отдельности и подчиняется законам их образования. Особенно интересен и важен кливаж в сильно смятых изоклинальных складках и складочках тонкозернистых и глинистых пород. Здесь он развивается всегда параллельно осевой плоскости складок, а потому на крыльях их он параллелен слоистости, а в ядрах складок и местах перегибания слоев сечет их под различными углами вплоть до 90°. Здесь, в ядрах складок, часто видны ничтожные по размерам, до нескольких миллиметров, но многочисленные смещения в виде лестничных микросбросов (рис. 175). В ядрах спокойных складок кливаж образует веерообразную систему трещин (см. схему рис. 176). Изучение кливажа составляет по существу предмет курса геотектоники, где он должен рассматриваться шире, так как это явление наблюдается и в

изверженных горных породах и связано в них с явлениями трещин отдельности.

Для процессов метаморфизма чрезвычайно важной является так называемая кристаллизационная сланцеватость, то есть сланцеватость, вызванная ориентировкой минералов давлением при перекристаллизации во время тектонических процессов. Эта ориентировка стоит в тесной связи с действием орогенических сил, а потому ее изучение играет большую роль для выяснения условий тектогенеза, направления действия тектонических сил и для выяснения способов самого процесса перекристаллизации.

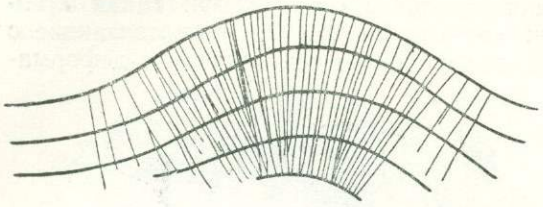


Рис. 176. Развитие кливажа в спокойных складках, схема

Как известно, слюды, возникающие при процессе перекристаллизации, располагаются плоскостями спайности параллельно плоскости сланцеватости, вызывая этим ее появление. То же свойственно и другим листоватым минералам. При этом получается характерная плоскостная сланцеватость горных пород. Многие горные породы, в составе которых имеются шестоватые минералы, отличаются тем, что в них зерна этих минералов располагаются почти параллельно одному направлению, и тогда на плоскостях сланцеватости наблюдатель видит темные зерна, линейно-удлиненные преимущественно в одном направлении. Эта линейная сланцеватость, или сокращенно линейность, является одним из важнейших тектонических признаков для распознания структурных элементов земной коры

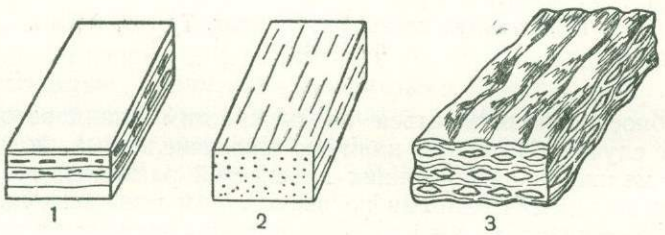


Рис. 177. Типы сланцеватых текстур:

1 — пластинчатая (плоскостная); *2* — линейная; *3* — линзовидная, ленточная

(рис. 177). Наконец, существует еще линзовидная или ленточная сланцеватость.

Происхождение ориентировки минералов сводили прежде в первую очередь к механическому повороту уже имеющихся кристаллов. Однако, как показывают наблюдения, эта ориентировка происходит во время самого процесса перекристаллизации. Поэтому Рикке был выдвинут принцип, основанный на данных физико-химии о различной растворимости минеральных зерен, находящихся в условиях неоднородного давления (рис. 178). Давление в условиях метаморфизма распределяется в породе неоднородно. Если взять породу, залегающую в какой-либо части складки, то на ее блок (рис. 179) действует сила бокового давления, которая может быть разложена на составляющую, нормальную к поверхности слоя, и силу, параллельную поверхности слоя. Первая ведет

к сжатию слоя или блока породы, вторая приводит к скольжению материала к ядрам складок.

Напряжения, возникающие в породе, заключаются в сжатии материала. Материал оказывает сопротивление давлению до тех пор, пока не будет превзойден коэффициент сопротивления сжатию. Это сжатие вызывает в породе стремление к растеканию деформируемого вещества в плоскости, перпендикулярной давлению. В изотропном материале растекание в стороны происходит во всех направлениях в этой плоскости. Однако в природных условиях среда является анизотропной. По направлению простирания складок или других деформаций растекание материала встречает одни условия сопротивления, по падению — другие. В общем случае возникают условия напряжения и распределения сил внутри блока или слоя породы, соответствующие трехосному эллипсоиду упругости, ведущие к деформации пород. Направление наибольшего сдавливания, напряжения и, следовательно, наиболее сильной деформации породы в складке условились обозначать как ось эллипсоида деформации *c*. Это ось наибольшего сжатия и направление наибольшего сокращения вектора, изображающего изменения формы и сокращения размеров. Это — наименьшая ось эллипсоида.

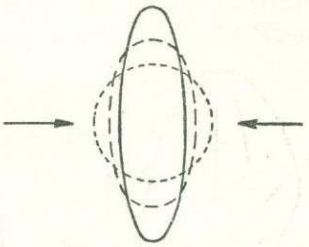


Рис. 178. Схема действия „правила Рикке"

Ось эллипсоида, параллельную простиранию оси складки, условились называть средней осью, или осью *b*. По этому направлению происходит течение материала, но это течение меньше, чем то, которое совершается по направлению линии падения пород, по которой материал претерпевает скольжение к ядру складки. Это последнее направление наибольшей деформации и наибольшего течения материала является и наибольшей осью эллипсоида *a*. Такой эллипсоид деформации необходимо представить себе в каждой элементарной точке породы.

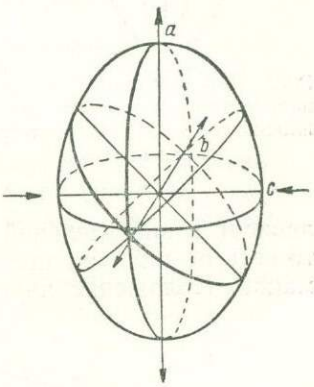


Рис. 179. Расположение сил сдавливания, растяжения и трещин скольжения в односторонне сдавливаемом теле

Рикке и другие исследователи исходили из простых соотношений трехосного эллипсоида. Они считали, что в направлении сил наибольшего сжатия породы происходит повышение растворимости зерен породы по схеме рис. 178, а в направлении растекания материала происходит отжатие получившегося раствора. В этих направлениях давление на зерна меньше, чем на ударных их сторонах, а потому и раствор снова оказывается пересыщенным, растворенный в нем минерал выделяется, а зерно нарастает и удлиняется в направлении осей *a* и *b*. Между геологами возникли споры, какое направление является наиболее благоприятным для удлинения минералов; нам придется разрешение этого вопроса несколько отложить и попытаться выяснить его в дальнейшем изложении.

В основе принципа Рикке лежит предположение, что весь процесс перекристаллизации идет в природе путем медленного дифференциального растворения и переотложения минералов в горных породах, в результате чего создается их ориентировка. Между тем опыты в лабора-

тории при прокатке металлов и при перекристаллизации мраморов под давлением показали, что сходные явления получаются не путем дифференциального плавления или растворения, а благодаря явлениям пластичного течения по плоскостям скольжения металлов или зерен кальцита. Таким же способом передвигаются и огромные массы ледяных потоков в глетчерах. Отсюда Зандером (1923) был сделан вывод, что появление сланцеватости происходит благодаря дифференциальному скольжению в массах горных пород, вызванному пластическим течением минеральных зерен и их агрегатов под большим односторонним давлением (стрессом). Беккером (1893) была разработана теория этого явления с применением эллипсоида напряжения.

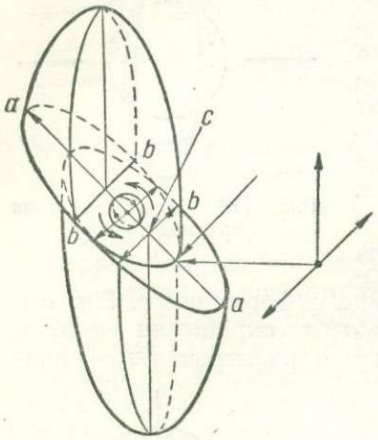


Рис. 180. Схема положения плоскостей сланцеватости как плоскостей скольжения в трехосном эллипсоиде

Все выводы теории деформации горных пород строятся на экспериментальных данных деформации горных пород в лаборатории под давлением. При этом, как указано выше, в блоке однородной породы кубической формы при переходе через предел упругости материала возникают диагональные трещины разрыва, так называемые трещины Мора. Они располагаются под углом 45° к направлению действующих сил сжатия. В анизотропном материале, каким являются горные породы в природе, эти поверхности разрыва располагаются по круговым сечениям эллипсоида как направлениям, обладающим наименьшими силами сцепления. Эти круговые сечения располагаются близко к 45° по отношению к действующим силам, однако их положение зависит в значительной степени от анизотропности материала и среды, то есть от наличия предшествующей геологической структуры и деформаций. Положение круговых сечений зависит также и от соотношения

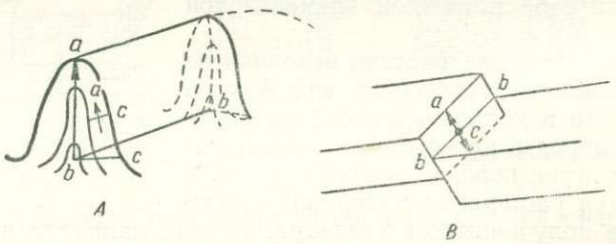


Рис. 181. Положение осей эллипсоида деформации в различных типах тектонических структур:

A — в складке; *B* — в сбросе

величин *a*, *b* и *c*, а в случае нарушения целостности пород — от движения, возникающего по образовавшемуся разрыву (рис. 180).

Все явления сланцеватости могут быть сведены к последовательному скольжению материала по бесчисленным поверхностям круговых сечений эллипсоидов. Таким образом, геологически плоскость сланцеватости, наблюдаемая в горной породе, представляет не направление,

перпендикулярное господствующему давлению, а некоторую диагональную по отношению к нему плоскость, представляющую круговое сечение эллипсоида (рис. 180). Но таких круговых сечений в эллипсоиде два. В природе обычно скольжение, так же как и сланцеватость, развиваются только по одному из них. Причиной этому является неоднородность материала горных пород и окружающей среды и неоднородность распределения действующих сил. Вследствие этого, если первый разрыв пройдет по какой-либо одной из двух плоскостей, движение последует по этой последней плоскости, тогда как другая останется незатронутой этими движениями. Часто по ней наблюдаются трещины отдельности, перпендикулярные сланцеватости, а все движение осуществляется по плоскости, занимающей наиболее благоприятное положение в общей системе складчатой горной страны.

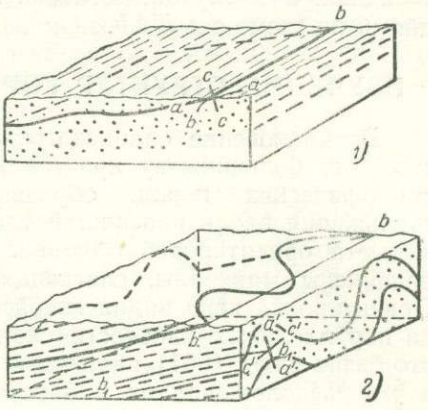


Рис. 182. Схема, показывающая различие в расположении линейности в альпийских (1) и шотландских (2) надвигах

На рис. 180 видно, что скольжение по круговому сечению в плоскости *ab*, совпадающей с плоскостью сланцеватости, имеет диагональное положение по отношению к осям эллипсоида. Плоскость сланцеватости является единственной плоскостью, данной нам в природе, и по отношению к ней мы рассматривали описанный нами эллипсоид деформации (стр. 311). Его ось *a* расположена по направлению скольжения и передвижения всего материала, будь то складка (рис. 181) или разрыв и смещение по поверхности надвига или сброса, как частных форм деформаций с разрывом.

Удлинение зерен минералов происходит по направлению оси *b* эллипсоида. Это объясняется тем, что при скольжении по круговому сечению, происходящему под давлением вышележащего блока пород, минералы подвергаются дроблению, подобно тому как это происходит при прокатке металлов. При этом они неизбежно подвергаются измельчению и растиранию, так как материал минералов не обладает столь высокой степенью пластичности, какая наблюдается у металлов. Вследствие этих движений зерна удлиняются по оси *b* складки в направлении, перпендикулярном к направлению общего течения материала, подобно тому как удлиняется шарик пластичного материала при растирании между пальцами или между двумя взаимно передвигающимися плоскостями (раскатывание). Статистические подсчеты Э. Клооса показали, что около 40% всех исследователей, когда-либо отмечавших направление линейности в породах, указывают на удлинение минералов в наблюдавшихся ими случаях по направлению оси *a*, а 60% — по направлению оси *b*. Эти разногласия, по нашему мнению, объясняются тем, что в сложных условиях древних горных хребтов наблюдается часто дополнительная, вторичная, более поздняя система складок с осями, поперечными или направленными под углом к старым складкам.

В качестве примеров указанных противоречий можно привести следующие. В покровах и надвигах Альпийской горной системы все исследователи единогласно указывают на удлинение кристаллов параллельно фронту этих надвигов, то есть параллельно оси *b*. В шотланд-

ских и скандинавских надвигах линейность расположена перпендикулярно к фронту надвигов, то есть по оси a. Это обусловлено вторичными деформациями поперечного характера, которые, по исследованиям Филлипса, вызваны наложенной поперечной складчатостью герцинского возраста, для которой осью b' является ось a первичной складчатости (рис. 182). На Урале констатировано местами сходное строение, обусловленное двойной деформацией — первичной, образовавшей складки, и вторичной, вызванной поперечной волнистостью в складках. Эти случаи, согласно Зандеру, объясняются двумя деформациями по схеме ось $b' \perp b$.

ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУР ГОРНЫХ ПОРОД. ПЕТРОТЕКТОНИКА

Возникновение сланцеватости и закономерной ориентировки, свойственных большинству кристаллических сланцев, гнейсов и других метаморфических пород, обусловлено явлениями дифференциального скольжения вдоль плоскостей сланцеватости. Как показывают наблюдения, эта ориентировка обладает многими закономерностями, которым подчинены минералы, слагающие ориентированные структуры пород. Ориентировка ясно видна из расположения листочков слюд, почти всегда параллельных плоскости сланцеватости; это легко объясняется тем, что базис слюд (001) является их единственной плоскостью скольжения и что расположение их в плоскости сланцеватости облегчает скольжение материала по оси a, то есть к ядру складки. И другие минералы обнаруживают свои закономерности ориентировки, обусловленные их кристаллографическим строением и, повидимому, наличием в них плоскостей скольжения.

Роль плоскостей скольжения при образовании сланцеватости особенно хорошо исследована у кальцита, для которого установлена зависимость пластичного преобразования зерен от скольжения под сильным давлением. Здесь скольжение совершается особенно легко по ромбоэдрическим граням, а также по призме и по (0001). Гораздо труднее представить себе пластичное преобразование кварца — минерала очень хрупкого и при обычном давлении и температуре не подвергающегося пластичной деформации, а дробящегося с некоторым предпочтением раскалывания по имеющимся у него несовершенным спайностям по ромбоэдру, к которым, вероятно, приурочены и плоскости скольжения. Тем не менее изучение горных пород показывает, что и кварц легко ориентируется при динамометаморфизме, принимая в сильно деформированных породах близкую для всех зерен ориентировку. Это хорошо заметно в сильно сланцеватых породах, у которых при повороте столика микроскопа для всех зерен кварца шлифа просветление и затемнение зерен наступают приблизительно одновременно.

Однообразное поведение зерен при повороте мыслимо только при ориентировке их во время перекристаллизации и объясняется следующим образом. При дифференциальных движениях зерен кварца в породе, подвергающейся деформации, эти зерна медленно и постепенно вращаются. Как известно, зерно может быть раздроблено только тогда, когда будет достигнут предел его упругости и сопротивления раздавливанию. Но в каждом зерне этого минерала имеются направления, по которым разрыв и скольжение происходят легче, чем по другим направлениям. Зерно вращается до тех пор, пока случайно плоскость скольжения или спайность не встанет параллельно круговому сечению эллипсоида деформации. В этом случае, если силы деформации достаточно велики, зерно подвергается скольжению или расколу, и дальней-

шее вращение его приостанавливается вследствие того, что деформация продолжается путем скольжения по образовавшемуся разрыву или по плоскости скольжения. Поэтому при достаточно сильной деформации большинство зерен кварца принимает однородное положение. Этими явлениями истирания, разрыва и скольжения легко объясняется и происходящее путем раскатывания дифференциальное удлинение минералов по оси *b*.

Из сказанного следует, что чисто механическое объяснение ориентировки минералов удовлетворяет наблюдениям гораздо лучше, чем вышеупомянутый принцип Рикке. Тем не менее полное отрицание этого принципа вряд ли правильно. Если это закон, установленный опытным путем, то надо проанализировать применимость его к данному конкретному случаю. Из схематического чертежа рис. 183 видно, что зерно, находящееся под влиянием сил эллипсоида деформации, совершает вращательные движения по направлению к точке *a*. Оно может быть, во первых, механически раскатано в направлении оси *b*, параллельно плоскости сланцеватости. При этом действуют как силы дробления, так и силы механической ориентировки зарождающихся или уже имеющихся в породе шестоватых и листоватых минералов. Наравне с этим процессом может осуществляться и принцип Рикке — растворение зерен на ударных сторонах действующей главной силы давления и оттеснение материала по оси *b* наибольшей свободы, представляемой раствору в виде пленок жидкости, оттесняемых в сторону от максимального сдавливания.

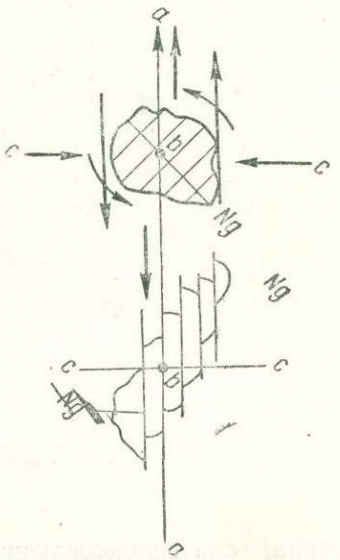


Рис. 183. Схема вращения зерен и дробления их при скольжении и дифференциальном движении материала в плоскости сланцеватости

Опыты над металлами показали, что перекристаллизация их в лабораторных условиях происходит только после их деформации с последующим нагреванием. Недеформированный металл обладает зернистой структурой, подобной структуре магматических пород. Если его нагреть, не подвергая предварительно деформации, то его структура не изменяется, что легко понять, так как образование ее произошло при высокой температуре застывания расплава. Если брусок или другую форму металла подвергнуть деформации, например изгибу, то внутри бруска возникнут явления пластичного перемещения кристаллических решеток зерен по плоскостям скольжения, а местами вместо пластичного перемещения зерна подвергнутся механическому раздроблению, разрыву, возникнут продукты дробления, целостность кристаллических решеток зерен нарушится. Это состояние металла является ненормальным, аналогичным болезненному состоянию тканей организма. Нарушенные кристаллические структуры зерен металла стремятся восстановить нормальное состояние, но низкая температура не дает возможности совершиться этому процессу. Если же нагреть деформированный металл до 100, 200, 300° и т. д., то в нарушенных раздробленных местах начнется процесс восстановления зернистой структуры. На месте трещин и раздробления металла возникнут сначала мелкие кристаллики. При прогрессивном нагревании размеры кристалликов увеличиваются, причем между тем-

пературой и размерами зерен имеется функциональная связь (рис. 184). Чем продолжительнее действие повышенной температуры, тем полнее протекает перекристаллизация. Так происходит постепенно «выздоровление» деформированного металла, которое зависит также и от быстроты охлаждения (закалки) нагретого металла.

В природе явление перекристаллизации происходит подобным же образом. Дробящийся по поверхностям скольжения материал благодаря повышенной температуре глубин подвергается перекристаллизации, залечиванию, но уже в новом, повернутом, благоприятно ориентированном положении. Чем выше температура среды, тем крупнее размеры

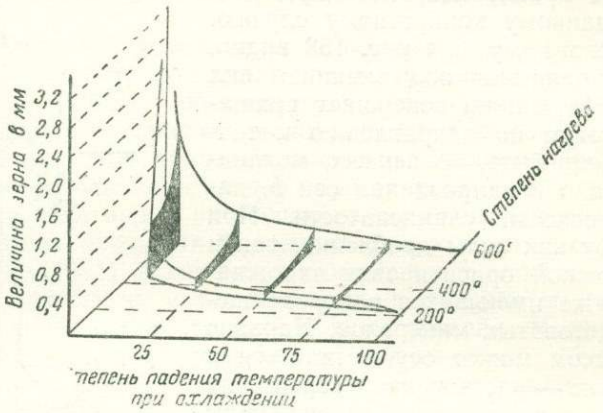


Рис. 184. Диаграмма перекристаллизации алюминия по Рассоу и Велде

зерна, если продолжающееся дробление не мешает росту кристаллов. И действительно, в природе наблюдается ясная взаимная связь величины зерна и степени перекристаллизации. При глубокой перекристаллизации образуются обычно крупнозернистые, при начальной стадии — мелкозернистые породы. Эта особенность является следствием увеличивающейся диффузии вещества при прогрессивном нагревании толщ земной коры.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОРИЕНТИРОВКИ ГЛАВНЕЙШИХ МИНЕРАЛОВ ПРИ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМЕ

Из всего сказанного следует, что метаморфизм горных пород с образованием кристаллических сланцев сопровождается динамометаморфизмом, ориентирующим минералы в закономерные структуры. В природе имеются все степени перехода от неориентированных структур горных пород к сильно ориентированным. Неориентированные структуры возникают в породах при перекристаллизации без бокового ориентирующего давления. Таковы, например, многие продукты перекристаллизации в контактах с интрузивными породами, происшедшие при влиянии исключительно термометаморфизма, а также и при гидротермальном метаморфизме. Исследование таких пород часто не обнаруживает закономерного расположения минералов, или последние оказываются лишь слабо ориентированными. Наоборот, в случае сильного развития сланцеватости, а также при интенсивной прокатке материала

горных пород при динамометаморфизме, сопровождаемом термометаморфизмом, иногда еще с попутным воздействием различных растворов, у горных пород возникают сильно ориентированные структуры.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРУКТУР

Методы исследования ориентировки структур метаморфических пород были открыты благодаря введению в науку метода Е. С. Федорова. При помощи этого метода анализ ориентировки структур мог быть разработан окончательно. Разработкой методов структурного анализа с применением столика Федорова мы обязаны Б. Зандеру и В. Шмидту (1925).

Для исследования степени ориентировки минералов в структурах горных пород применяется столик Федорова, на котором производится изучение расположения кристаллографических элементов всех зерен исследуемого минерала в породе с нанесением данных на равноплощадную проекцию сетки (рис. 29). Для работы берется сетка диаметром в 20 см. Исследованию подвергаются наиболее распространенные минералы. Однако можно изучить расположение зерен любых минералов, если они обладают достаточными размерами и имеются в достаточном количестве. Наиболее часто изучается ориентировка зерен кварца, листочков слюд, кальцита, реже — амфиболов, пироксенов, полевых шпатов и других минералов.

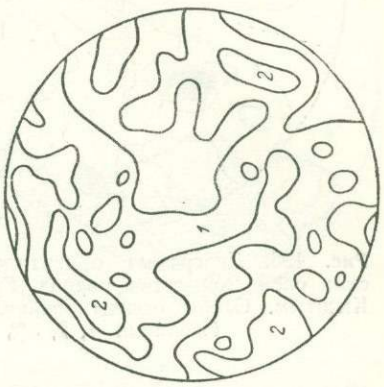


Рис. 185. Неориентированный тектонит. Диаграмма оптических осей кварца

С точки зрения тектоники каждая горная порода представляет собой т е к т о н и т. Существуют ориентированные и неориентированные тектониты. При этом степень ориентировки зависит от степени деформации. Среди ориентированных тектонитов различают поясовые тектониты и тектониты скольжения. Поясовые тектониты, или тектониты вращения, отражают движения зерен при пластических деформациях складкообразования или при вращении (ротации) зерен без резко выраженного скольжения при разрывных деформациях. В местах особенно сильного сжатия, сопровождаемого перемещением материала, явления скольжения становятся преобладающими и развивается весьма совершенная ориентировка по одному какому-либо излюбленному в кристаллах минерала направлению.

Для изучения ориентировки зерен кварца наносится положение оптических осей всех имеющихся в шлифе зерен этого минерала, а если их очень много, то части зерен. При этом лучше всего использовать для нанесения оптических осей круговое сечение индикатрисы, а оптические оси наносить на нижнюю полусферу как полюсы этих круговых сечений. Само круговое сечение на сетку Шмидта не наносится, ставится только точка, соответствующая его полюсу. Те зерна, оптическая ось которых расположена близко к вертикальному положению и круговое сечение которых не может быть установлено в вертикальном положении, по необходимости наносят по видимому выходу оптической оси, хотя это и менее точно вследствие довольно широкого диапазона темноты вблизи выхода оптической оси кварца. Обработка получившейся

диаграммы точек производится аналогично обработке полюсов трещин отдельностей по сетке Шмидта.

Рис. 185 представляет картину неориентированного тектонита для кварца, рис. 186—для слабо выраженной ориентировки кварца тектонита с осью *b*, или, как его обозначают, *B*-тектонита. На рис. 187 дается ориентировка зерен кварца в сильно ориентированном *B*-тектоните. На этом рисунке видно, что все оптические оси, концентрация которых выражена изолиниями в процентах, располагаются в поясе, осью которого является ось эллипсоида деформации *b*. Все зерна кварца ориентированы оптическими осями в этом поясе путем вращения около оси *b*, являющейся осью складки тектонита (рис. 187). У кварца этот пояс совпадает с плоскостью *ac*, а ось *b* служит осью пояса. При этом максимумы концентрации оптических осей кварца в поясе находятся вблизи оси *a*, а иногда также около оси *c*. Около оси *b* нет подобных концентраций.

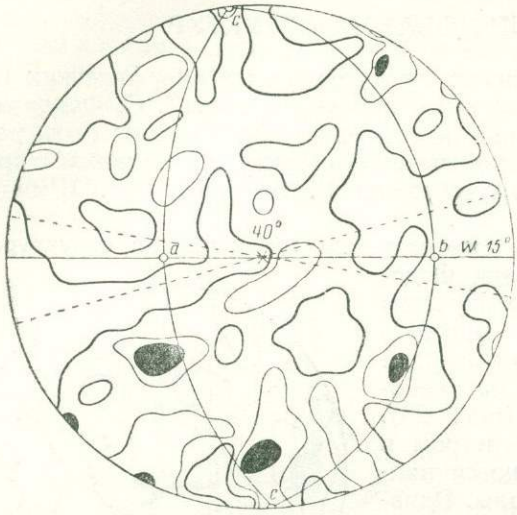


Рис. 186. Диаграмма ориентировки оптических осей 200 зерен кварца. Гранито-гнейс, Кыштым. Слабо ориентированный тектонит. Изолинии 1, 2, 3%

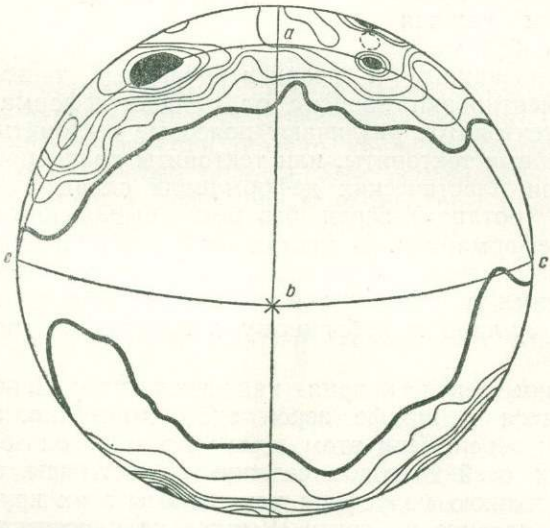


Рис. 187. Сильно ориентированный тектонит. Гранито-гнейс, Кыштым. 300 оптических осей зерен кварца, изолинии 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 и 10%

Рис. 188 представляет диаграмму для оптических осей кварца в тектоните скольжения. На ней видно, что пояс кварца сильно редуцирован, и максимум лежит близко к одной точке, что указывает на очень сильную ориентировку зерен. Для тектонитов скольжения характерно асимметричное строение максимума: на одном конце нарастание концентраций происходит постепенно, на другом оно имеет вид крутого склона изолиний, причем один конец этого редуцированного пояса загнут в сторону. Существуют все переходы от сильно ориентированных тектонитов вращения до тектонитов скольжения, что видно из сравнения диаграмм рис. 185—188. Этот переход выражается в постепенном редуцировании одного из двух симметричных максимумов, расположенных по обе стороны оси *a*. Из них остается один, кото-

рый становится осью *a*, что свидетельствует о том, что скольжение принимает все более и более однородный характер и приурочивается к одному направлению.

Сравнивая положение максимумов оптических осей кварца для тектонитов различной ориентировки, можно видеть, что расположение максимумов не случайно. Из рис. 189 следует, что концентрации оптических осей приурочены к оси деформации *a* и *c*, на рис. 188 видны концентрации, приуроченные к средним частям диаграммы. Для кварца констатировано 8 возможных максимумов, обозначенных римскими цифрами (рис. 190). Их расположение закономерно. Первый максимум совпадает с осью *a*, второй, двойной, располагается приблизительно под углом 37° к первому. Третий максимум расположен на окружности по середине квадранта, он повторяется в каждом квадранте. Пятый максимум расположен на оси *c*, шестой — близ четвертого и часто с ним сливается, как раз по середине каждого квадранта. Седьмой максимум подобен второму, но расположен около оси *a*, восьмой находится на оси *b*. При слабой ориентировке развиваются II, III, IV и VI максимумы, реже V и VII, при сильной ориентировке — максимумы пояса *ac*, тогда как внутренние максимумы редуцируются. В тектонитах скольжения первый максимум подавляет все остальные. Восьмой максимум развивается при наличии наложенных движений скольжения и складчатости поперечного направления (рис. 190).

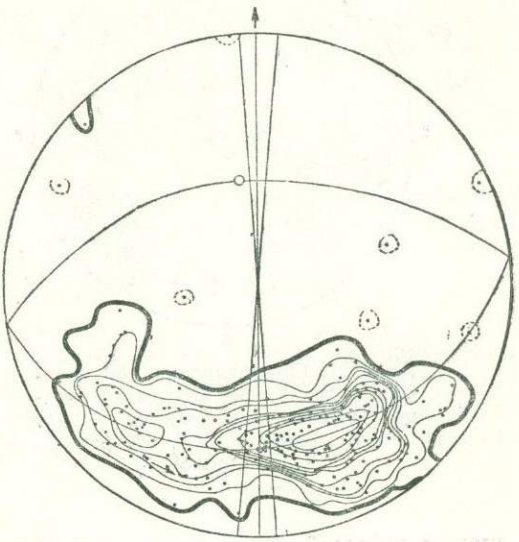


Рис. 188. Тектонит скольжения. 250 оптических осей зерен кварца. Гранито-гнейс, Урал. Изолинии 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 12, 15%

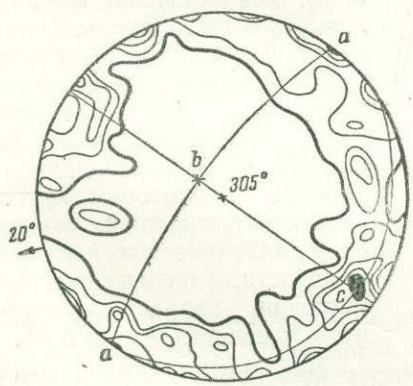


Рис. 189. Ориентировка оптических осей 200 зерен кварца с максимумами по оси *a* и *c*. Пояс *ac*. Гранито-гнейс, р. Егоза, Урал

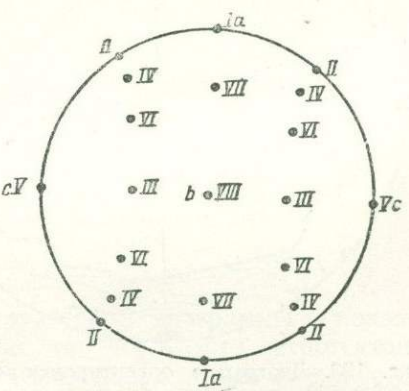


Рис. 190. Схема развития максимумов в структурных диаграммах кварца

Измерение углов между максимумами кварца на проекции показывает, что эти углы соответствуют углам ромбоэдров или призмы относительно оптической оси, если ее расположить по оси *a*. В этом отно-

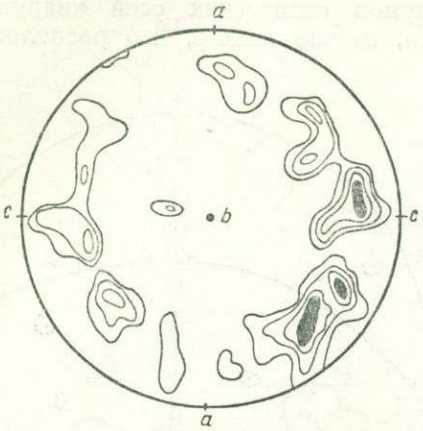


Рис. 191. Ориентировка 130 оптических осей зерен кальцита в сланце Соймоновской долины, Урал. Изолинии 1, 2, 3, 6% (по Т. И. Фроловой)

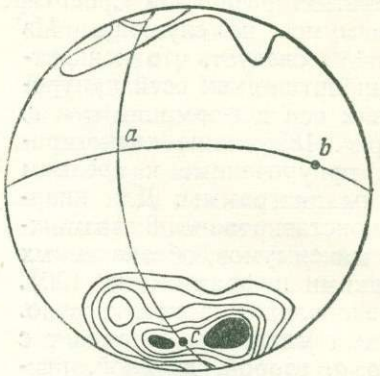


Рис. 192. Ориентировка плоскостей спайности 206 зерен кальцита из кристаллического сланца Тироля в тектоните скольжения. Нанесены полюсы к спайности (0112)—*e*. Изолинии 1, 3, 5, 6, 7, 8%

шении восьмой максимум соответствует вращению кристаллов или зерен кварца вдоль его вертикальной оси. Однако в нормальных условиях в складчатых структурах он мало распространен. Главный максимум для кварца, расположенный на оси *a*, соответствует расположению кристаллов кварца с оптической осью, совпадающей с направлением общего скольжения по оси *a*. Второй, третий и четвертый максимумы по положению удовлетворяют граням ромбоэдров. Пятый максимум соответствует скольжению по (0001), при котором круговое сечение индикатрисы становится параллельно плоскости сланцеватости, а оптическая ось направлена перпендикулярно к этой плоскости (по оси *c*).

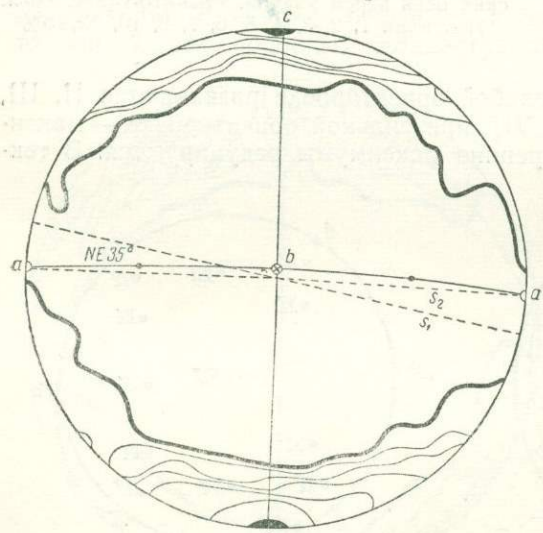


Рис. 193. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 650 листочков биотита в гранитогнейсе района оз. Булдым на Урале. Изолинии 1, 2, 3, 4, 8, 10, 15%

Деформации кальцита сходны с таковыми кварца даже по углам между максимумами, соответствующими скольжению и двойникованию по призме, пинакоиду и особенно по главным ромбоэдрам (рис. 191). Тектониты скольжения также отличаются более строгой ориентировкой (рис. 192). Ориентировка слюд и других листоватых минералов дает более совершенный пояс *ac*, чем у кварца и других минералов, так как

слюды, имеющие одну плоскость спайности и скольжения (001), хорошо и быстро ориентируются. Однако и здесь видны пояса с рассеянием полюсов к спайности этих минералов (рис. 193).

У слюд удвоение и даже утроение одного максимума и развитие пояса объясняется тем, что в породах листочки слюды часто образуют скопления и потоки, огибающие более крупные зерна кварца по схеме рис. 194, а потому нормали к листочкам оказываются рассеянными. Кроме того, и сами плоскости сланцеватости подчас обнаруживают некоторые колебания в разных частях одного и того же шлифа. Пояса образуются также при неполной ориентировке соответствующих минералов.

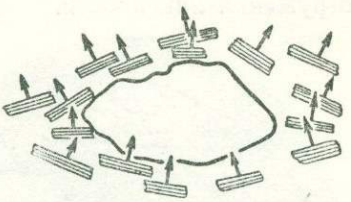


Рис. 194. Схема, поясняющая рассеяние точек и образование пояса слюд в диаграммах сланцеватых тектонитов

Получение структурной диаграммы для минералов горной породы дает представление о положении пояса и оси *b* *B*-тектонита или *S*-тектонита. Ось *b*, как выше указано, является осью складки в ее целом, и получение ее служит для установления оси всей тектонической структуры. В то же время параллельно оси складки расположена также и макроскопически видимая линейность. Сопоставление этих двух фактических данных — линейности и петроструктурной диаграммы — показывает, что они имеют одинаковое значение, так что вместо петротектонической диаграммы большей частью достаточно пользоваться линейностью, хорошо видимой в поле. Последняя же показывает, что в середине складки она расположена горизонтально, а на местах погружения или поднятия складок вместе с их осью линейность обнаруживает тот же наклон и не следует за простиранием. Так, при меридиональном простирании складок в месте их поднятия или погружения простирание становится широтным (рис. 195), тогда как линейность сохраняет свое положение, параллельное оси складки. Ее можно обозначать на картах линией, длина которой определяется длиной, принятой в каждом дан-

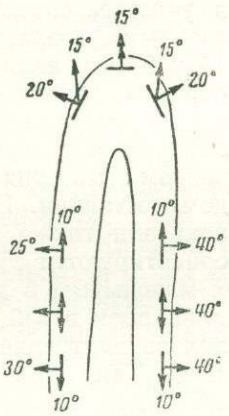


Рис. 195. Положение простирания, падения и линейной сланцеватости в разных частях складок

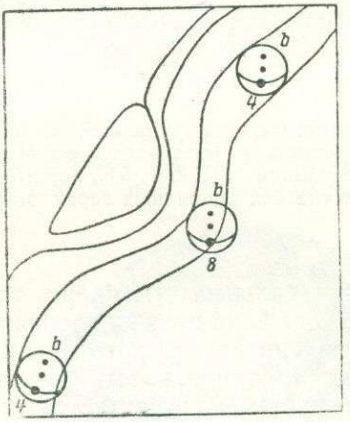


Рис. 196. Схема, показывающая зависимость величины максимума ориентировки кварца от степени сдавливания в гнейсах. Урал

ном случае за единицу, причем углы наклона могут быть учтены в длине вектора с поправкой стандартной длины на косинус угла наклона, а вертикальный наклон линейности даст в проекции вектора точку. Стрелка на конце вектора показывает направление наклона линейности; для конкретизации желательно также у стрелки ставить цифру угла погружения линейности.

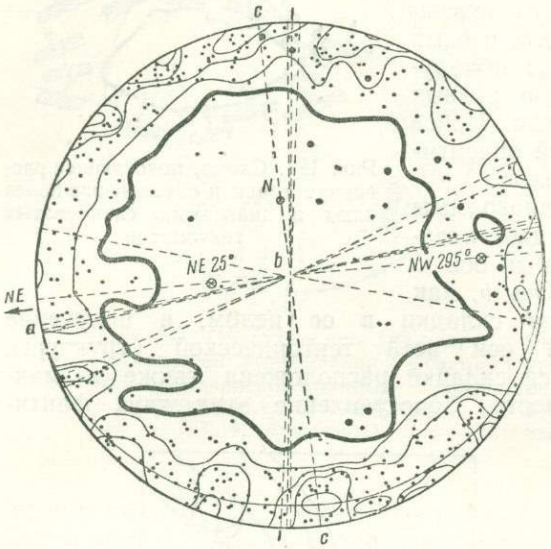


Рис. 197. Ориентировка нормалей к (001) 450 листочков биотита в миаскитах горы Мохнатки на Урале. Изолинии 1, 2, 3, 4, 5%. Черные кружки — оптические оси единичных зерен нефелина

Концентрация направлений оптических осей в максимумах пояса, выраженная в процентах, может быть в некоторых случаях показателем силы ориентировки (рис. 196). Так, слой гнейсов из западного крыла складки ильменского комплекса на Урале, сильно сдавленный небольшим массивом змеевика, уменьшается около него в своей мощности вдвое. Соответственно этому и концентрация направлений оптических осей в максимумах в участке, сдавленном змеевиками, возрастает вдвое (4 и 8%) и является, таким образом, пропорциональной степени сжатия или раздавливания с пластическим течением материала в твердом состоянии. Наблюдения показали также, что слюды ориентируются приблизительно вдвое сильнее, чем кварц, так как их максимумы в диаграммах дают вдвое большие величины сравнительно с кварцем в той же породе.

Степень ориентировки в седлах и мульдах во внутренней их части под и над сводом бывает сильно ослаблена. Так, в антиклинали, в которой принимают участие различные гнейсы, на крыльях складки лепидомелан в подчиненных гнейсам метаморфизованных щелочных породах дает максимум в 8—15%, тогда как в ядре антиклинали максимумы равны всего 3—5% и пояс слюд, хотя и сильно выражен, но рассеян по всему кругу (рис. 197). Слюда здесь также ориентирована параллельно оси складки. Этот факт давно установлен для разных других метаморфических пород и объясняется тем, что при течении материала из крыльев к ядру складки в последнем создается скопление менее ориентированного материала. Встречаются случаи, когда складки по оси имеют дополнительные изгибы слоев (рис. 196). В этих случаях нередко появляется и вторая сланцеватость, а диаграмма меняет свой вид, обнаруживая почти равномерное рассеяние точек по периферии круга проекции.

Описанных примеров достаточно для того, чтобы иллюстрировать степень ориентировки минералов в горных породах и возможность использовать ее для решения многих тектонических задач. Все рассмотренные выше случаи ориентировки связаны с процессами динамометаморфизма и пластичных деформаций горных пород. При этом старые

структуры разрушаются, новые создаются. Иногда горные породы переживают в своей истории развития не одну стадию перекристаллизации, из которых каждая сопровождается переориентировкой минералов. Это было указано для случая шотландских надвигов, породы которых пережили каледонский и герцинский периоды тектогенеза. Часто все же от

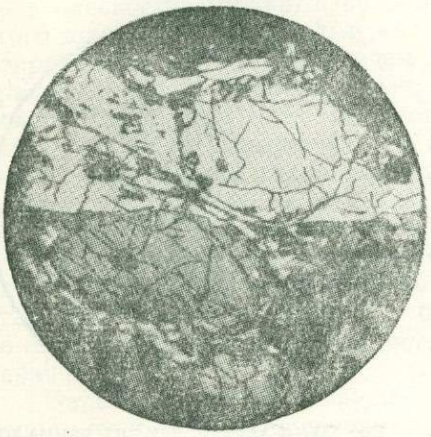


Рис. 198. Катаклазированный гранито-гнейс. Гора Саргина на Урале

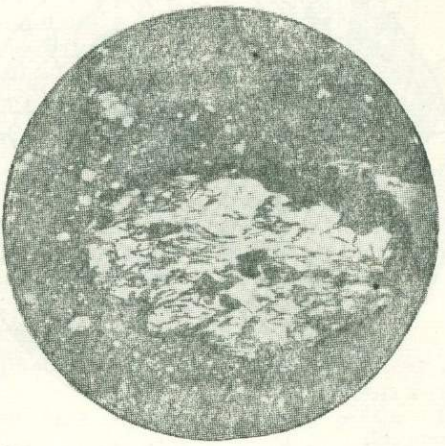


Рис. 199. Реликт гранито-гнейса в милоните близ горы Саргина на Урале

предшествующих стадий ориентировки при ее переработке остаются следы. В этом отношении кварц благодаря своей хрупкости более чувствителен к переориентировке, чем слюды или другие более консервативные минералы, что впервые было показано Г. Клоосом в Граубюндене в Альпах и в чем мы могли убедиться на Урале.

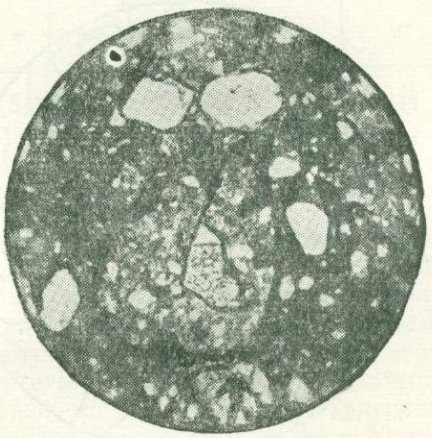


Рис. 200. Милонит. Южнее горы Саргина. Видны три стадии милонитизации гранито-гнейсов

Все разобранные случаи соответствуют пластичным деформациям, ведущим к созданию новых структур и горных пород. Это так называемый конструктивный динамометаморфизм. Кроме него, в природе встречаются формы деструктивного, разрушительного динамометаморфизма, не сопровождающегося перекристаллизацией, а ведущего к разрушению первичных структур. Этот тип динамометаморфизма влечет за собой раздробление пород. На первых стадиях развивается при этом структура дробления или катаклаза (рис. 198), видимая под микроскопом благодаря раздробленности минералов. При сильном дроблении породы превращаются в брекчии трения с угловатыми обломками. Иногда эти обломки обтираются, и развиваются тектонические конгломераты,

в которых обломки округлены и заключены в тонко истертом, иногда рассланцованном цементе. Полное дробление пород до мучнистого состояния влечет распыление материала пород, но пылевидные частицы при этом слипаются между собой давлением в компактную, очень твердую и плотную массу. Эти породы

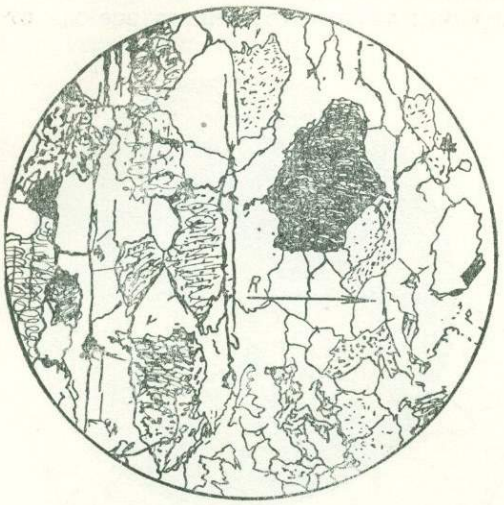


Рис. 201. Докристаллизационный милонит. *R* — направление борозд на зеркале трения. Перпендикулярно к ним расположены оптические оси кварца и тонкие трещинки

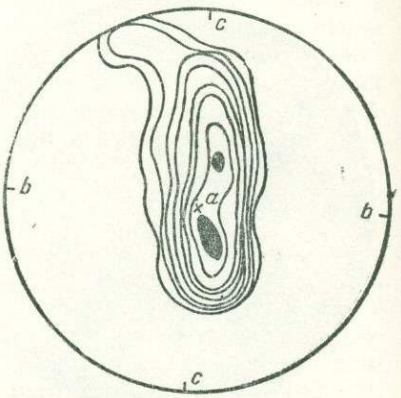


Рис. 202. Структурная диаграмма того же милонита. Кварц, ориентировка направлений 70 оптических осей. Изолинии 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 12%

получили название милонитов (рис. 199), а при высшей степени распыления — ультрамилонитов (рис. 200). Многим из них свойственна полосчатость, обусловленная динамометаморфической дифференциацией вследствие неоднородности реакции отдельных частей породы или ее минералов на распыление. Такие милониты могут быть впоследствии или одновременно с распылением перекристаллизованы и приобретают при этом прекрасную ориентировку тектонитов скольжения, например, милониты из трещин скольжения в гранитах Мелибокус (рис. 201 и 202). Это происходит особенно тогда, когда процесс перекристаллизации идет во время движений и ориентируется ими. В противном случае милониты иногда теряют первичную ориентировку. Сравнение рис. 203 с рис. 187 и 188 показывает, как изменилась при распылении ориентировка кварца гранито-гнейсов. Исчез замечательно выраженный пояс кварца с максимумом, равным 10%, и вместо него остался пояс с 4 максимумами кварца, равными 3%, и

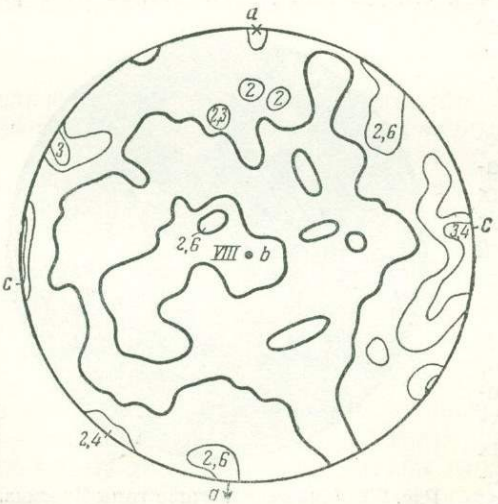


Рис. 203. Послекристаллизационный милонит, район горы Саргина, Урал. Изолинии 1, 2, 3%

дополнительными максимумами с меньшей концентрацией оптических осей, а также появился максимум, равный 3%, близ оси *b*. Этот максимум развился благодаря смещению вдоль милонитовой полосы и скольжению восточного блока гнейсов (рис. 204) по отношению к западному. При наклоне милонитовой полосы (плоскости смещения) на восток под углом 65—70°, ось этого смещения была расположена в плоскости милонитизации по линии *bb* и для этого движения оси *a* и *b* лежат соответственно в направлении скольжения, причем ось *b* служит осью вращения, а ось *c* перпендикулярна к милонитовой полосе. Вследствие этого на месте первоначальной оси *b* явился максимум (VIII) (рис. 203). Ось *b* первой деформации стала для второй деформации осью *a*, и появление на ней максимума вполне понятно, так как максимум по оси *a* для кварца является наиболее распространенным. Если дробление не сопровождается перемещением масс, то соответственные брекчии называются брекчиями in situ, то есть образовавшимися на месте первичного залегания пород.

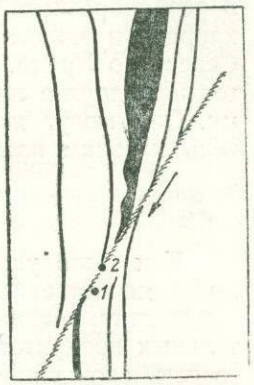


Рис. 204. Схема положения гнейсов (1) и милонита (2), представленных в диаграммах рис. 187 и 203

Однако даже при кажущемся простом распылении материала одновременно с этим процессом действуют и химические агенты, вызывающие гидратацию и дифференцированное растворение и вынос или принос различных компонентов, что ясно видно из сравнения данных химических анализов гранито-гнейса и происшедшего из него милонита (табл. 69).

Таблица 69

Сравнение химических составов гранито-гнейса (1) и милонита (2), Кыштым

№	*si*	*ti*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*h*	*o*
1	331	0,5	46,0	9,6	7,5	30,04	0,54	0,24	0,78	5,3	0,45
2	244	1,21	31,5	31,3	9,2	27,0	0,48	0,38	0,30	12,8	0,22

Из сравнения этих цифр видно, что в милоните произошло уменьшение роли алюминия и щелочей и значительно повысилось содержание фемических компонентов. Сильно изменилось также и отношение кальция к магнезии и железу. Эти явления изменения стоят в связи с вторичными изменениями светлых минералов, с одной стороны, и с относительным увеличением роли биотита в составе породы — с другой.

Детально явления динамометаморфизма с дроблением впервые были описаны для зеленокаменных пород восточного склона Урала Е. С. Федоровым (1885). Им описан процесс появления поверхностей скольжения и увеличения их количества вплоть до полного распыления породы с перекристаллизацией ее пластичной массы, цементирующей более крупные линзовидные зерна минералов, образовавшихся при тектонической прокатке пород, а также явления линзования как предшествующие полному раздавливанию, с образованием очковой структуры (рис. 177). Явления милонитизации описаны в Англии Лепуорсом и констатированы во всех других хребтах, где имеются нарушения с разрывом. Не все породы одинаково восприимчивы к милонитизации.

Особенно хорошо она проявляется у пород, сложенных хрупкими минералами, каковы граниты и гнейсы. Реже она встречается у пород, в составе которых господствуют пластичные и легко перекристаллизовывающиеся минералы, например, у различных основных интрузивных и излившихся пород, которые при дроблении и истирании легко переходят в разнообразные зеленые сланцы, окрашенные большим количеством хлорита и эпидота. Эти сланцы и были описаны Е. С. Федоровым для Северного Урала. Не образуют милонитов различные тальковые, хлоритовые и другие листоватые породы, сложенные пластичными минералами. Они могут играть тектоническую роль милонитов, будучи приурочены к зонам пластичного скольжения.

Классификация и номенклатура

Как было указано выше, происхождение метаморфических пород имеет двойственный характер, но перекристаллизация часто приводит к единству признаков минералогического состава и структуры окончательных продуктов метаморфизма, что называется конвергенцией, то есть схождением признаков. Одинаковый химический состав исходных пород вне зависимости от их происхождения приводит при одинаковых условиях к одинаковому минералогическому составу метаморфических пород. По своему происхождению метаморфические породы могут быть разделены на три группы. К первой относятся метаморфизованные первичные магматические породы, ко второй — первично-осадочные породы и к третьей — смешанный тип пород, в составе которых принимает участие и магматический, и осадочный материал. Соответственно такому их первичному происхождению метаморфические сланцы относятся к группам орто-, пара- и микстогнейсов и сланцев.

Гнейсами называются сланцеватые породы, состоящие из кварца, полевых шпатов и тех или иных характерных цветных или других минералов. По последнему признаку различают биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, роговообманковые, пироксеновые, гранатовые, андалузитовые, силлиманитовые и другие разности гнейсов. Структура этих пород чаще всего бывает гранобластовой, но встречаются и некоторые другие типы описанных выше структур, например, волокнистые (фибробластовые) участки в случае развития волокнистых скоплений силлиманита, гелицитовые в случае наличия в гранатах включений кварца в виде мелких спирально закрученных полосок, пойкилобластовые в случае простых, не изогнутых рядов включений одних минералов в другие.

По своему происхождению гнейсы разделяются на ортогнейсы, происшедшие из магматических пород, парагнейсы, развившиеся при метаморфизме осадков, и смешанные или микстогнейсы, в образовании которых приняли участие как магматические, так и осадочные породы. Кроме того, по минералогическому составу выделяются ортоклазовые и плагиоклазовые гнейсы. Ортогнейсы происходят большей частью за счет метаморфизма гранитоидов, парагнейсы являются продуктом перекристаллизации аркозовых песчаников и различных глинистых пород.

Среди разностей кристаллических сланцев близко к роговообманковым гнейсам стоят амфиболиты. Это серые и темносерые породы, главными минералами которых являются полевые шпаты и роговая обманка. Из полевых шпатов развиты преимущественно плагиоклазы, тогда как калиевые полевые шпаты встречаются только в редких случаях. Переходы к роговообманковым гнейсам обусловлены посте-

пенным увеличением количества кварцевых зерен, отсутствующих в типичных амфиболитах. В этом отношении можно наметить ряд: роговообманковые гнейсы — кварцевые амфиболиты — амфиболиты. Номенклатура внутри семейства амфиболитов ведется по характерным добавочным минералам. Часто встречаются эпидот-плагиоклазовые амфиболиты, в которых наряду с плагиоклазами имеется заметное количество эпидота. Крайним членом ряда эпидот-плагиоклазовых амфиболитов являются эпидотовые и альбит-эпидотовые амфиболиты, в которых весь анортитовый компонент заменен эпидотом и плагиоклаз перешел в почти или совершенно чистый альбит. Это семейство кристаллических сланцев удобно для выяснения условий температуры, господствовавшей при метаморфизме, так как при низкой температуре устойчивыми являются альбит и эпидот. С повышением температуры количество эпидота уменьшается, а плагиоклаз становится основнее, затем эпидот исчезает, а плагиоклаз становится основным. Кроме перечисленных разностей амфиболитов, встречаются гранатовые, ставролитовые и реже кианитовые их разности. Нередко в случае высокой температуры наряду с роговой обманкой развивается пироксен диопсидового ряда. Иногда встречаются также биотит и хлорит. Последний развивается при понижении температуры ниже господствовавшей при начальной стадии метаморфического процесса, биотит — при наличии в составе пород калиевых соединений.

Структура амфиболитов гранобластовая или при склонности роговой обманки к образованию удлиненных по сланцеватости столбчатых кристаллов переходит в нематобластовую и даже в фибробластовую (рис. 167). Встречаются участки с пойкилобластовой структурой. Амфиболиты сопровождаются гнейсами, с которыми пластуются; иногда они залегают среди гнейсов в виде линзовидных тел и полос. По происхождению исходных пород различаются орто- и пара-амфиболиты. Иногда орто-амфиболиты, происшедшие за счет жильных пород, имеют жильную форму залегания и называются тогда *метабазитами* (метаморфизованные дайки диабазов). Иногда амфиболиты тесно связаны с габбровыми массивами, за счет пород которых они произошли. При этом переходные разности к габбро носят двойное название *габбро-амфиболитов* и характеризуются присутствием остаточных структур габбро (бластогаббровая или бластоофитовая структуры).

Амфиболиты в природе бывают часто связаны с плагиоклазово-пироксеновыми сланцами или породами, в которых вместо роговой обманки или наряду с ней, но в преобладающей роли, развит пироксен диопсидового или авгитового ряда.

Представляет интерес ряд метаморфических пород, состоящих исключительно из магнезиально-железистых минералов и носящих название *магнезиально-железистых сланцев*. Здесь следует прежде всего отметить породы, богатые гидроксилсодержащими минералами; среди них состоящие из серпентина называются *змеевиками* или *серпентинитами*. Встречаются и сильно сланцеватые разности, напоминающие по виду сланцы и носящие название змеевиковых или серпентиновых сланцев. Наличие или отсутствие сланцеватости обусловлено наличием или отсутствием стресса при формировании этих пород. В их составе главным минералом является антигорит, или хризотил, или оба они вместе. Присутствуют часто и другие минералы, как-то: брусит $Mg(OH)_2$, карбонаты магния, железа и кальция, тальк, остатки зерен оливина и пироксенов, уцелевших от серпентинизации.

К кристаллическим сланцам магнезиально-железистого ряда относятся также тальковые сланцы и тальковые породы, лишенные сланцеватости. Они состоят преимущественно из талька; наряду с ним в них присутствуют в том или ином количестве магнезиально-железистые карбонаты, чаще всего брейнерит $(Mg, Fe)CO_3$. На земной поверхности карбонат часто замещается лимонитом; получаются сильно железистые, ржавые породы, в которых хорошо ощущается жирный на ощупь тальк. Тальковые сланцы обычно обладают тонкой сланцеватостью и лепидобластовой структурой. Гранобластовые структуры свойственны массивным тальково-карбонатовым породам.

Тальковые сланцы выступают в природе в тесной связи с змеевиками и развиваются большей частью за счет перидотитов и пироксенитов или змеевиков путем их отталькования. Некоторые карбонатовые породы, например доломиты, могут подвергнуться также отталькованию под влиянием привноса в растворах кремнезема. Поэтому огромная часть этих пород принадлежит к ортосланцам, хотя возможность наличия среди метаморфизованных осадочных пород паратальковых сланцев не исключена.

Хлоритовые сланцы также относятся к рассматриваемому ряду пород. Они состоят из хлорита, но часто содержат многочисленные примеси других минералов и бывают связаны с змеевиками и тальковыми сланцами. Кроме хлоритовых сланцев, встречаются и массивные хлоритовые породы. В зависимости от состава исходных пород, из которых развились хлоритовые сланцы, в них наблюдаются разнообразные примеси, из которых главнейшими будут: эпидот, гранаты, альбит, серицит, мусковит, тальк, магнетит, хромит, кварц, кальцит и другие. Эпидот развивается за счет присутствующих в исходных породах соединений кальция. Это могут быть или карбонаты осадочной серии пород, или плагиоклазы, пироксены и амфиболы магматических и метаморфических пород. Гранаты развиваются за счет глинистого, богатого глиноземом материала осадков, альбит — за счет других полевых шпатов или глинистого вещества, серицит — также за счет полевых шпатов и глинистого материала. Тальк может возникнуть за счет отталькования серпентина, пироксенов или оливина. Магнетит обычен в хлоритовых сланцах, стоящих в связи с змеевиками, и представляет собой результат аккумуляции рассеянных железистых частиц (магнетита), всегда имеющихся в змеевиках, образуя в хлоритовых породах и сланцах прекрасные октаэдрические кристаллы. Хромит является в этих породах остаточным компонентом. Кварц развивается в породах осадочного происхождения при их перекристаллизации или же при окварцевании, сопровождающем процесс хлоритизации магматических пород. Карбонаты могут быть или остаточными, или возникшими при метаморфизме под влиянием углекислого метасоматоза.

В зависимости от примесей, среди пород и сланцев описываемой группы различают эпидот-хлоритовые, альбит-эпидот-хлоритовые, альбит-хлоритовые, мусковит-хлоритовые и другие сланцы. По происхождению они могут быть и орто- и парасланцами.

Актинолитовые породы и сланцы стоят на следующей ступени матаморфизма среди пород магнезиально-железистого ряда. Актинолитовые породы бывают массивными, причем встречаются разности радиально-лучистой структуры, развивающиеся среди продуктов метаморфизма горных пород пироксенито-перидотитового ряда. В случае воздействия стресса вместо массивных пород возникают актинолитовые сланцы. Их гранобластовая или нематобластовая структура при

очень сильном сдавливании переходит иногда в фибробластовую. Актинолитовые сланцы могут получиться и за счет мергелистых известняков или доломитов и мергелей, а из чистых известняков — при наличии магнезиального и кремнистого метасоматоза. Антофиллитовые и гедритовые сланцы и массивные породы сходны по структуре и по происхождению с актинолитовыми сланцами. Близки к ним также и куммингтонитовые сланцы. Роговообманковые сланцы и породы развиваются часто при перекристаллизации пироксенитов, причем в первой стадии при отсутствии стресса получаются псевдоморфозы роговой обманки по пироксену в виде неправильно прорастающих и переплетающихся друг с другом зерен и агрегатов роговой обманки или актинолита.

Пироксеновые породы в виде диопсидовых массивных роговиков или диопсидовых пород изредка радиально-лучистого строения возникают при метаморфизме диаллагитов. Пироксеновые и пироксен-гранатовые породы и другие роговики образуются часто и за счет осадочных, мергелистых пород, или из чистых известняков при контактово-метасоматическом метаморфизме с образованием известково-силикатовых пород, называемых скарнами.

В редких случаях при глубинных контактах за счет пород ультраосновного ряда и за счет змеевиков возникают массивные крупнокристаллические и радиально-лучистые энстатитовые или бронзитовые породы, в которых, кроме главного минерала в виде ромбического пироксена, присутствует еще примесь оливина, талька, антофиллита и магнезиально-железистого карбоната. Такие породы можно часто встретить на Урале среди змеевиков, преобразованных в контактах с гранитами в разнообразные породы и сланцы магнезиально-железистого ряда. Там же можно встретить и вторичные оливиновые породы, в которых имеются примеси всех приведенных выше минералов этого ряда. Их можно было бы принять за дуниты, если бы не были установлены разнообразные парагенетические переходы между ними и змеевиками.

Слюдяные сланцы — широко распространенные метаморфические породы среди древних осадочных отложений горных хребтов. Их характерный серебристый или золотистый блеск на плоскостях сильно выраженной сланцеватости обусловлен обилием мусковита или коричневого биотита с чешуйчатой структурой. Благодаря последней листочки слюд кажутся господствующими в составе пород даже и тогда, когда количество их не превышает 30%. Примесями в слюдяных сланцах являются кварц, реже небольшое количество альбита или эпидота, очень часто присутствуют альмандин, чешуйки графита или гематита, а также кианит или силлиманит. Величина чешуек слюд и зерен кварца в слюдяных сланцах колеблется, постепенными переходами сланцы связаны с филлитами. Последние представляют собой скрыточешуйчатые тонкосланцеватые породы с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости вследствие значительной роли, которую играют в них тончайшие чешуйки серицита и хлорита. В зависимости от господства того или иного из этих двух минералов окраска филлитов колеблется от серебристо-белой до зеленовато-серой. Иногда она делается темно-серой или даже черной вследствие наличия в составе пород примеси графита. Если филлиты содержат примесь кальцита или доломита, то они соответственно получают название известковистых, карбонатовых или доломитовых филлитов. Таким образом, разница между слюдяными сланцами и филлитами структурная и обусловлена степенью перекристаллизации, более глубокой в слюдяных сланцах. Филлиты связаны

постепенными переходами с глинистыми сланцами, в которых количество хлорита и серицита уменьшается и заменяется полупрозрачной глинистой массой. На довольно ранней стадии в филлитах возникают также мелкие кристаллики граната или андалузита (хиастолита) и ставролита. С другой стороны, филлиты при постепенном развитии в них наряду со слюдами полевых шпатов и кварца постепенно переходят в гнейсы.

Связь филлитов с глинистыми сланцами свидетельствует о принадлежности этих пород и слюдяных сланцев к парасланцам. Однако геологические наблюдения указывают на связь этих пород и с магматическими породами. Так, часто кислые излившиеся породы группы порфиров и кварцевых порфиров, а также и жильные их аналоги — гранит- и сиенит-порфиры, подвергаясь рассланцеванию, одновременно с этим оказываются серицитизированными и окварцованными, в связи с чем породы приобретают состав из тончайших зернышек кварца и чешуек серицита или мусковита. Если еще сохраняются отдельные зернышки вкрапленников кварца и полевых шпатов, то породы получают название порфироидов (из эффузивов или жил) и псевдопорфироидов (из туфов). Если же вкрапленники при перекристаллизации пропадают, то получаются настоящие серицитовые филлиты (кварцево-хлорито-серицитовые сланцы), которые, будучи глубже перекристаллизованы, становятся слюдяными сланцами (ортофиллиты и ортослюдяные сланцы). Химизм этих пород вследствие обильного развития мусковита приближается к химизму осадочных пород (явление химической конвергенции) (табл. 70).

Таблица 70

Пример химической конвергенции различных по происхождению кварцитов

Месторождения	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*h*	*o*
Шокша	1018	4,3	46,4	15,2	8,7	39,7	0,67	0,35	0,30	71
Семиз-Бугу	877	0,6	76,3	6,2	6,2	11,3	100	0,44	0,55	31

Слюдяные сланцы связаны переходами с кварцитами. Это светлые серовато-желтовато-белые сланцеватые или массивные породы, состоящие из кварца с примесью других минералов, из которых главную роль играют слюды, хлориты, иногда графит, гранаты, в небольшом количестве полевые шпаты, кианит, силлиманит, гранат, ставролит и другие, более редкие минералы. Соответственно их примеси кварциты получают свое видовое название (слюдяные, хлоритовые и т. д.). Это большей частью парасланцы. Однако иногда, например в Казахстане, около гранитовых массивов развиваются ореолы различных окварцованных пород с одновременным развитием небольшого количества мусковита. Получающиеся породы по минералогическому составу аналогичны кварцитам, мало отличны они от них и по химическому составу. Это типичные ортокварциты, которые называются техническим термином «вторичные кварциты».

Структура кварцитов гранобластовая, иногда торцовая, или с зубчатыми краями зерен кварца (зазубренная). Величина зерна кварцитов зависит от степени перекристаллизации и от величины зерна первона-

чальной породы. Кремнистые сланцы из группы осадочных пород с частицами кремнезема, слабо действующими на поляризованный свет вследствие тонкости их зерна, сначала перекристаллизовываются в тонкозернистые, сильно сланцеватые породы, состоящие из кварца с примесью чешуек серицита. Эти тонкозернистые и тонкосланцеватые кварциты называются иногда кварцитовыми сланцами.

Особой, практически важной разностью кварцитов являются железистые кварциты, в которых наряду с торцовыми агрегатами кварца развиты пластинчатые скопления гематита и октаэдры и зерна магнетита. Эти тонкополосчатые породы переходят местами в железистые сланцы, в которых кварц отступает на второй план или совсем вытесняется рудными минералами. Породы превращаются в руду. Железисто-слюдковые сланцы получили название итабиритов, а железистые кварциты — джеспилитов.

Существует группа кристаллических сланцев, очень богатых глиноземом. Они возникают при перекристаллизации осадочных пород, богатых каолином, или за счет бокситовых залежей. Так, при метаморфизме каолиновых залежей можно ожидать развития кристаллических андалузитовых или кианитовых и силлиманитовых сланцев. Иногда встречаются корундовые породы, называемые наждаками. Лучшие сорта наждаков состоят из зернистых агрегатов корунда и магнетита. Это ценный природный абразивный (шлифовальный) материал, образующийся, повидимому, путем перекристаллизации бокситово-железистых залежей, приуроченных, подобно terra rossa, к известнякам. Кроме них, встречаются менее ценные хлоритоидные наждаки, в которых наряду с корундом имеется много хлоритоида, разубоживающего продукт, особенно вследствие своей хрупкости. Эти наждаки требуют обогащения.

Наконец, следует еще отметить сильно распространенную группу метаморфических пород, называемую мраморами. Они состоят или из кальцита, или из доломита (кальцитовые и доломитовые мраморы). Кроме того, в них часто присутствуют различные примеси, например, известковистые силикаты (силикатные мраморы) или серпентин (офикальцит). Мраморы являются в подавляющем числе парасланцами, и, может быть, только изредка встречаются ортомраморы, развивающиеся вследствие процессов вторичной карбонатизации известково-силикатовых пород. Мраморы с гранатами, диопсидом и другими силикатами называются кальцифирами (породы этой группы сильно распространены в Прибайкалье).

Примеры химических анализов некоторых из пород перечисленных типов даны в табл. 71.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Естественная классификация метаморфических пород и явлений в крупных своих чертах может быть построена на генетических факторах метаморфизма. Выше было указано, что некоторые авторы разделяют все метаморфические процессы на две группы, авто- и аллометаморфизма. Если учесть, что при автометаморфизме действуют газовые (пневматолитовые) и жидкие (гидротермальные) растворы, которые большую роль играют также и при гидротермальных и пневматолитовых процессах, то кажется трудным и мало целесообразным выделять эти явления автометаморфизма в отдельную группу. Гораздо целесообразнее различать особую группу высокотемпературных метасоматических явлений, связанных с застыванием магматических пород и ведущих к различным

Примеры анализов метаморфических пород в %

Таблица 71

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	62,11	0,91	16,14	2,41	7,52	0,28	4,37	0,81	1,86	2,99	1,09	0,09	100,58
2	53,45	0,52	28,96	—	3,24	—	2,45	1,48	3,50	4,57	1,25	—	99,42
3	68,60	0,40	16,05	1,96	1,03	0,03	1,07	2,44	5,35	1,84	0,23	0,23	99,23
4	49,58	1,11	16,32	3,74	5,91	0,16	8,82	10,54	2,18	0,16	1,59	0,11	100,22
5	53,02	0,91	16,08	4,33	5,90	0,24	3,03	13,46	0,39	0,81	2,08	0,16	100,31
6	43,56	3,60	14,41	3,17	12,78	—	7,12	11,03	0,90	1,20	1,62	—	99,39
7	52,84	0,71	17,04	2,17	4,70	0,09	5,92	6,79	3,94	4,16	1,30	0,08	99,74
8	48,50	сл.	16,13	1,11	6,52	0,09	12,13	12,32	0,52	0,54	1,66	0,10	99,62
9	51,94	0,03	1,09	1,17	5,54	0,15	35,33	0,35	0,00	0,00	1,67	0,23	97,50
10	28,43	нет	нет	5,82	1,54	—	36,58	0,03	нет	0,30	1,90	0,02	74,62
11	28,63	2,15	12,20	6,47	8,81	0,64	27,75	0,71	0,10	—	11,74	0,14	99,34
12	37,72	0,68	10,97	3,41	4,02	—	23,02	11,29	0,12	0,16	6,56	0,32	98,27
13	49,27	0,82	6,75	3,49	5,28	0,38	22,77	2,05	1,00	1,25	4,62	1,20	98,88
14	41,88	0,36	12,64	2,16	7,24	0,30	21,57	0,10	3,27	7,14	1,20	—	97,86
15	84,22	0,49	6,54	2,73	0,71	0,02	0,55	0,66	0,44	1,28	1,77	0,31	99,72
16	84,38	0,11	12,38	0,63	0,43	—	0,31	0,56	0,00	0,70	0,90	0,19	100,59
17	3,31	—	0,48	0,13	—	—	20,84	29,08	0,03	0,05	CO_2= =45,62	—	99,94
18	38,26	нет	0,48	5,37	1,47	0,14	37,08	сл.	0,06	0,14	16,13	—	99,13

1 — слюдяно-гранатовый гнейс, Кыштым, Урал; 2 — силлиманито-кордиеритовый гнейс; 3 — гранатсодержащий гнейс, Малый Хинган; 4 — амфиболит, Кыштым, Урал; 5 — альбит-эпидотовый амфиболит, Кола; 6 — амфиболит, богатый гранатом, Зея, слои в гнейсах; 7 — метабазит, Сегозеро, Карелия; 8 — габбро-амфиболит, Рай-из, Северный Урал; 9 — оливин-бронзитовая порода, Кыштым, Урал; 10 — тальково-карбонатная порода, Кыштым, Урал; 11 — хлорито-магнетитовая порода, Ватранская дача, Урал; 12 — хлоритовый сланец, Карабаш, Урал; 13 — актинолитовый сланец, Изумрудные копи, Урал; 14 — биотитовый сланец, Изумрудные копи, Урал; 15 — кварцит, Шокша, Прионежье; 16 — ортокварцит, Семиз-Бугу, Казахстан; 17 — мрамор, Прионежье; 18 — змеевик, гора Соловьева, Урал.

Кроме того, определено (в %): в № 1 P_2O_5=0,06 и S=0,03; в № 4 Cr_2O_3=0,04, BaO=0,01, P_2O_5=0,05, Cl=0,02; в № 6 P_2O_5=0,21; в № 9 Cr_2O_3=0,17, NiO=0,20, S=0,14, CO_2=2,36; в № 10 Cr_2O_3=0,37, NiO=0,03, S=0,08, CO_2=25,39, P_2O_5=0,01; в № 13 P_2O_5=1,19; в № 14 Cr_2O_3 = = 0,30, F=3,07, Li_2O=0,20; в № 16 SO_3=0,15; в № 17 P_2O_5=0,11, H_2O=0,29; в № 18 Cr_2O_3=0,60.

метаморфическим процессам как среди самих магматических, так и среди окружающих их вмещающих пород. Целесообразно выделять особую группу контактово-метаморфических процессов и пород, развивающихся в областях контактов с еще горячими массами магмы. Здесь действуют и теплота, и летучие компоненты магмы, и образуются особые типы пород, которые отсутствуют в других ассоциациях. Для контактовых процессов выделяются явления эндо- и экзоконтактов. Эндоконтактовые процессы связаны с изменением самого вещества магматических пород под влиянием обмена элементов магмы с элементами боковых пород. Обширный круг процессов их автометаморфизма во время последних позднемагматических и послемагматических периодов жизни необходимо также рассматривать как эндогенные контактово-метаморфические процессы.

Вслед за застыванием магмы из глубинных очагов, а также и из интрузий, через магматические и осадочные породы их кровли идет по трещинам ток гидротермальных нагретых вод, создающих породы пневматолитового и гидротермального метаморфизма. Его мы рассмотрим отдельно, так как этот тип метаморфизма и его породы часто бывают связаны с процессами оруденения и имеют практическое значение как поисковый признак на различные полезные ископаемые.

Наконец, явления общего или регионального метаморфизма, захватывающие огромные площади в горных хребтах или на платформах со всеми развитыми на них древними породами, будут рассмотрены в последнюю очередь.

Контактовый метаморфизм

Контактовый метаморфизм был выделен как особый тип еще Дюроше (Франция, 1846). Вскоре после этого контактово-метаморфические явления были описаны П. Усовым для Урала и Щастливцевым для Кавказа: Усов приписывал все изменения осадочных пород на западном склоне Урала на далеких расстояниях от интрузивных масс влиянию последних. Контактовые явления были неоднократно предметом исследований как русских, так и иностранных ученых. Розенбуш описал детально контакты гранитов в Эльзасе (Германия) с роговиками в непосредственном контакте глинистых сланцев с гранитами; с удалением от гранитов роговики постепенно переходят в кристаллические сланцы типа слюдяных сланцев и филлитов с пятнистым распределением новообразований минералов (пятнистые сланцы). Наиболее интересной монографией о контактовых породах и процессах является работа М. Гольдшмидта, посвященная метаморфизму пород в окрестностях Осло в Норвегии. Здесь развиты небольшие интрузии самого разнообразного состава: кислые, средние и основные, нормального и щелочного ряда. Вмещающие их палеозойские осадочные породы также отличаются разнообразным составом, но особенно распространены различные члены глинисто-мергелистого ряда. Поэтому представляло интерес выяснить два вопроса: 1) как изменяется состав метаморфических пород в зависимости от контакта с различными магматическими породами и 2) как изменяется этот состав в зависимости от состава осадочных пород.

Исследования показали, что состав контактовых пород, роговиков, по существу не зависит от того, под влиянием каких магматических пород произошел метаморфизм. Второй вопрос был разрешен выделением 10 классов роговиков, характеризующихся следующей таблицей типичных для них минералов (табл. 72).

Таблица 72

Минералогический состав роговиков района Осло

№	Андалузит	Кордиерит	Плагиоклаз	Биотит	Гиперстен	Диопсид	Гроссуляр	Волластонит—везувиан
1	+	+	+	+				
2	+	+	+	+				
3		+	+	+				
4		+	+	+	+			
5			+	+	+			
6			+	+	+	+		
7			+	+		+		
8			+	+		+	+	
9						+	+	
10						+	+	+

1 — андалузит-кордиеритовые роговики; 2 — плагиоклаз-андалузит-кордиеритовые; 3 — плагиоклаз - кордиерит - биотитовые; 4 — плагиоклаз - кордиерит - гиперстеновые; 5 — плагиоклаз-гиперстеновые; 6 — плагиоклаз-гиперстен-диопсидовые; 7 — плагиоклаз-биотит-диопсидовые; 8 — плагиоклаз-диопсидовые; 9 — плагиоклаз-диопсид-гранатовые; 10 — гранат-волластонитовые роговики.

Из глинистого материала при отсутствии карбоната кальция образуются преимущественно плагиоклаз-кордиерит-андалузитовые роговики с небольшим содержанием биотита. Плагиоклаз при этом имеет состав альбита. При увеличении количества карбоната кальция вначале происходит исчезновение андалузита с образованием за счет него анортитового компонента, который входит в состав плагиоклазов, делающихся постепенно все более основными. В результате этого процесса образуется второй класс андалузит-плагиоклаз-кордиеритовых роговиков, в которых андалузит играет подчиненную роль. Далее он совсем исчезает и получаются роговики третьего класса — кордиерит-плагиоклазовые. При дальнейшем увеличении извести образование анортитового компонента идет за счет алюминия, входящего в состав кордиерита. Количество последнего уменьшается, а магний и железо, связанные в кордиерите, образуют новую фазу — гиперстен. В результате получаются плагиоклаз-кордиерит-гиперстеновые и плагиоклаз-гиперстеновые роговики (4 и 5 классы). Этим исчерпывается весь избыточный алюминий, и дальнейшее увеличение карбоната влечет за собой вхождение кальция в пироксен с образованием диопсида в составе 6 класса — плагиоклаз-гиперстен-диопсидовых роговиков. Постепенно происходит полный переход гиперстена в диопсид (7 класс — плагиоклаз-диопсидовые роговики). Во всех описанных классах присутствует немного биотита, в котором связываются небольшие количества воды и калия, имеющиеся в породах. В дальнейших классах биотит отсутствует. Вместе с тем количество плагиоклазов понижается, так как глинистого материала становится все меньше (8 класс — плагиоклаз-диопсид-

гроссуляровые роговики). В 9 классе при избытке карбонатов основной плагиоклаз отсутствует и наряду с диопсидом присутствует гроссуляр. Наконец, в 10 классе роговики делаются гранат-волластонитовыми с примесью везувиана и диопсида.

В пределах Советского Союза контактово-метаморфические породы изучены и описаны Е. С. Федоровым, И. И. Морозевичем, П. П. Сущинским, П. П. Пилипенко, А. Н. Заварицким и в последнее время Д. С. Коржинским. При этом особое внимание уделяется процессам на контактах магматических пород с карбонатовыми осадками, где при значительных процессах контактового метасоматоза образуются особые известково-силикатовые породы, получившие название скарнов, которые часто сопровождаются оруденением и развиты во всех контактово-метаморфических месторождениях железа, меди и редких металлов.

Контактово-метаморфические процессы происходят по-разному в зависимости от геологических условий. В природе они сказываются в образовании контактовых ореолов или зон среди интрузивных пород. Часто также и внутри самих магматических пород наблюдаются приконтактовые изменения. Контактовые процессы внутри магматических пород называются эндоконтактовыми, тогда как во внешнем контактовом ореоле происходят экзоконтактовые явления. Наше описание мы начнем с явлений первой группы.

Эндоконтактовые явления. В контактовых областях магматических пород с осадочными или более ранними по возрасту магматическими породами происходят процессы, благодаря которым не только вне интрузии происходит изменение состава и структуры пород, но и породы самой интрузии под влиянием вмещающих пород претерпевают эндоконтактовые изменения. Они происходят часто потому, что состав магмы в контакте изменяется вследствие реакции магматического расплава с вмещающими породами, а диффузия растворенного вещества стремится выравнять нарушенное химическое равновесие в расплаве. При этом многие вещества из магмы удаляются в окружающую оболочку и идут на создание внешних контактовых зон, а в магму поступают другие, не свойственные ей материалы. Нередко при этом во внутренних контактовых зонах развиваются породы, отличные от главной массы, слагающей все интрузивное тело. Магматические породы подвергаются при этом загрязнению посторонним материалом или, как говорят, контаминации. Развиваются гибридные расплавы, по застывании которых образуются гибридные магматические породы. Состав зависит от материала, которым контаминируется магма. Гибридные породы были названы так Харкером, описавшим явления гибридизации на контактах гранитов с габброидами в Шотландии.

Подобные же породы широко распространены в природе и описаны для Казахстана и Урала. Здесь часто кислые интрузии на контактах с более основными и ранними по сравнению с ними интрузивными породами габбрового или пироксенитового состава подвергаются контаминации. Процесс начинается с внедрения в боковую породу более или менее крупных жил, которые ветвятся в прожилки. Последние в свою очередь ветвятся и проникают между зернами боковой породы, постепенно инъецируя ее и смешиваясь с ней. В пределе получаются чрезвычайно неоднородные, иногда пятнистые магматические породы, содержащие местами ксенолиты еще не измененных или слабо измененных основных пород. Для явлений гибридизма и контаминации

(термин предложен Нокколдсом) характерны неоднородность гибридных образований, их шлировость и частое изменение в составе, свидетельствующие о неустановившемся равновесии в составе магматического расплава (рис. 205). Если это равновесие в пределе будет достигнуто, расплав и выкристаллизовавшаяся из него порода примут однородный состав. Это положение может наступить при длительном процессе, во время которого диффузия выравнивает состав во всей массе. В этом случае говорят об а с с и м и л я ц и и. Явления ассими-

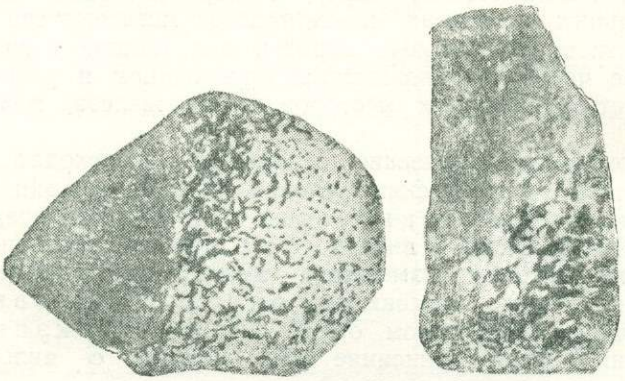


Рис. 205. Характер переработки роговиков в присутствии инъекций (по В. С. Коптеву-Дворникову)

ляции и контаминации стоят на грани магматического и эндоконтактово-метаморфического процессов. Ими многие исследователи объясняют наличие основных каемок у гранитовых массивов, хотя это явление хорошо объяснимо также процессами закалки первоначально мало дифференцированной магмы. При прогрессирующей дифференциации очага основные компоненты опускаются в глубину, а на поверхности под основной закаленной кромкой оказываются кислые породы, связанные постепенными переходами с основной мелкозернистой каймой массива.

Развитие процесса контаминации детально разработала Рейнольдс путем наблюдений над ксенолитами в гранитах. Ксенолиты различных пород — кварцитов, глинистых пород, интрузивных пород разного состава — видоизменяются приблизительно одинаковым образом. Прежде всего, будучи окружены горячим магматическим расплавом, они перекристаллизовываются в зернистые роговики. Граница последних с гранитом резкая. При более глубоком влиянии начинается проникновение материала из гранита во включения. У ксенолитов образуется темная кайма, обогащенная цветными магнезиально-железистыми минералами, преимущественно биотитом или роговой обманкой (гиперстен, диопсид). Это свидетельствует о том, что в первые стадии преобразования ксенолита из магмы выносятся магнезиально-железистые компоненты. Затем эта кайма увеличивается в ширину, происходит базификация породы и весь ксенолит, если его размеры невелики, пропитывается этими минералами. Вслед за этой стадией в ксенолит начинают проникать и светлые компоненты. Эту стадию процесса Рейнольдс назвала гранитизацией. Реакция ведет постепенно к выравниванию состава, причем в конце процесса границы ксенолита постепенно теряют свою резкость и остается скопление цветных компонентов, нерезко отделенное от остальной массы гранита. Потом и эта

неоднородность выравнивается, и ксенолит ассимилируется, не оставив после себя видимого следа.

Эндоконтактовые явления в интрузивных породах сказываются часто также в образовании несвойственных магматическим породам минералов. Так, в контактах в гранитах или в других породах развиваются гранаты, эпидот, диопсид, кордиерит и другие минералы, свидетельствующие об избыточном содержании алюминия или кальция в зависимости от того, с какими породами происходил контактовый обмен материалом. Например, в сиенитах горы Высокой в контактах с известняками появляются диопсид и эпидот. В нефелиновых сиенитах Ботогольского гольца в связи с мраморами развились гранат и геденбергит. В гранитах в контактах со слюдяными сланцами или гнейсами иногда образуются альмандин или кордиерит.

Особый тип эндоконтактовых пород представляют жильные породы кыштымитового ряда. Кыштымитами были названы горные породы, состоящие из основного плагиоклаза и корунда. В первых исследованных образцах с Урала основной плагиоклаз был анортитом (И. И. Морозевич, А. П. Карпинский). Позднее оказалось, что плагиоклазы бывают и более кислыми, относящимися к андезину. Подобные породы из Калифорнии получили название плюмазитов. Они имеются также и на Борзовке — родине кыштымитов. При наличии более кислых плагиоклазов корунд обычно в них не встречается.

А. Е. Ферсман предложил для объяснения происхождения этих пород теорию десиликации гранитовых жил, выдвинутую Дю-Тойтом для аналогичных месторождений в Южной Африке. Все эти жилы залегают среди змеевиков и окаймляются метаморфическими реакционными экзоконтактовыми каймами из актинолита, хлорита, вермикулита и талька, реже биотита. Согласно теории десиликации, развитие этих жил происходит путем реакции гранитового расплава с перидотитами или с змеевиками, причем на реакцию тратится вся избыточная кремнекислота гранита, а также значительная часть кремнезема, входящего в состав полевых шпатов. Кроме того, на создание слюдяных оторочек тратится значительная часть калиевого полевого шпата. Разрушение полевошпатовой составляющей расплава ведет при прогрессирующей десиликации к накоплению в расплаве окиси алюминия, которая на некоторой стадии выделяется в виде кристаллов.

Геологические наблюдения показали, что теория десиликации гранитовых жил недостаточна для объяснения происхождения горных пород ряда кыштымитов. Систематическое прослеживание жил этих пород показало, что по простиранию они переходят в гранитовые и аплитовые жилы, причем в местах переходов в граниты мощность на самом деле увеличивается вдвое или втрое, тогда как по расчетам А. Е. Ферсмана количество гранитового расплава должно уменьшиться более чем в сто раз. Реакционные каймы в змеевиках также возрастают у контактов с кыштымитами в несколько раз по сравнению с контактами гранитовых участков. Исследование показало, что первыми каймами мощностью до 2 м были каймы столбчатого актинолита, росшего перпендикулярно к стенкам жилы в сторону змеевика. Затем ближайшие к жиле части этих пород были нацело замещены вермикулитом, вероятно, с предшествовавшей стадией биотита, как это показано было для некоторых жил. Только отдельные участки актинолитовых кайм сохранились среди вермикулита в первоначальном своем положении. Последующей стадией была почти полная хлоритизация реакционных каемок, за исключением участков, прилегающих непосредственно к жилам, где повышенная температура не благоприятствовала хлоритизации. Кристаллизация жил

сопровождалась, таким образом, выносом кальция, а также вероятно калия и воды. Кальций в избытке остался и в самих жилах. Исследователи пришли к выводу о гибридном составе первоначального расплава жил, давших кыштымиты.

В. Н. Лодочников и Л. И. Шабынин, а также Д. С. Коржинский считают подобные жилы чисто гидротермальным продуктом метасоматоза гнейсов или других кислых пород растворами, богатыми кальцием и алюминием. Против этого говорит непосредственная связь кыштымитов с гранитовыми жилами по простиранию. Нигде не наблюдалось, чтобы центр жилы был гранитовым, а периферия кыштымитом, что естественно было бы ожидать в случае прогрессивного метасоматоза

Таблица 73

Проекционные числа кыштымитовой серии пород Борзовки

№	Q	A	C	M	k	n	c	c'	a'	m'	f'
1	52,3	42,2	2,8	2,7	33	61	6	6	—	33	61
2	53,6	42,7	1,0	2,7	54	44	2	—	72	4	24
3	43,0	48,6	3,1	5,3	7	87	6	—	87	7	6
4	43,2	44,0	4,8	8,0	9	82	9	—	68	32	0
5	16,6	5,6	2,2	75,6	8	12	80	—	95	3	2
6	16,3	1,0	19,2	63,5	3	1	96	37	—	29	34
7	37,1	6,5	17,1	39,3	7	21	72	63	—	21	16

1 — аплит, Борзовка; 2 — микроклиновый аплит; 3 — микроклиновый плагиоклазит; 4 — плагиоклазит; 5 — кыштымит; 6 — гибридная порода (кварцево-битовнитовый пегматит); 7 — то же, Кыштым (анортит-пироксеновый пегматит с кальцитом)

гранитовой жилы. Растворы, выделяемые жилой, играли в этом процессе главную роль. Они содержали большое количество бора и дали турмалин и слюды, и роль их в перекристаллизации была велика. Она вела к преобразованию самих жил, причем плагиоклазы приобретали обратную зональность, что указывает на то, что метаморфизм шел во время пневматолитовой стадии, когда анортит в водных растворах был легче растворимым, чем альбит, а потому с охлаждением осаждался из раствора позднее.

В табл. 73 приведены анализы пород гранит-аплит-альбитит-олигоклазит-андезинит-плумазит и кыштымит. На диаграмме рис. 206 показаны пути преобразования химического состава при этих процессах. Невероятность этого пути при десиликации гранита ясно видна из диаграммы. Переход при реакции с вмещающими породами в кыштымиты могут дать только гибридные жилы, примеры которых в виде гибридных пегматитов встречаются в природе (анализы № 6 и 7).

Экзоконтактовый метаморфизм. В контактовой области вне магматической камеры разыгрываются экзоконтактовые процессы метаморфизма. Ему подвергаются все вмещающие породы, обычно независимо от их состава, но в различной степени. Причинами контактового метаморфизма являются высокая температура магматических масс и минерализаторы, диффузия которых со стороны магмы прогревает боковые породы и пропитывает их разнообразными жидкими растворами, к которым присоединяются также различные растворенные вещества как выносимые из магматического очага, так и получающиеся на месте при переходе в раствор и переотложении минералов метаморфизуемых пород. Ширина контактовых ореолов зависит от многих причин. Одной из

них являются размеры интрузии. От них зависит количество принесенной из глубины тепловой энергии, а следовательно, и интенсивность метаморфизма и ширина контактовых ореолов.

Вторая причина заключается в составе интрудирующей массы. В настоящее время можно считать установленным, что в связи с кислыми и щелочными породами контактовые ореолы шире и сам метаморфизм интенсивнее, чем в связи с основными. Причиной этого является богатство кислых магм агентами-минерализаторами, что в свою очередь

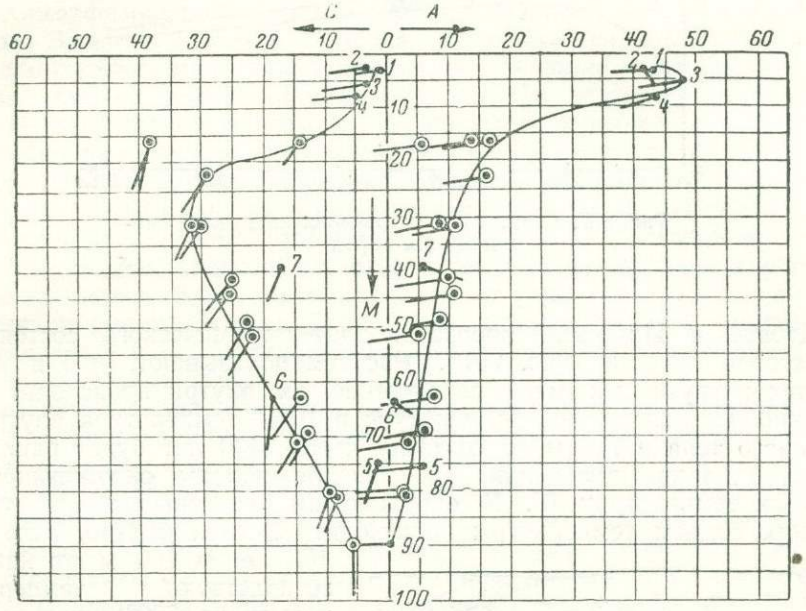


Рис. 206. Диаграмма химического состава различных пород серии аплит-кыштымитового ряда:

1 — микроклиновый аплит; *2* — аплит; *3* — микроклиновый плагиоклазит; *4* — плагиоклазит; *5* — кыштымит. Кружками нанесены составы кыштымитов по минералогическим подсчетам. *6* и *7* — гибридные породы

объясняется остаточным характером гранитовых и нефелин-сиенитовых расплавов. Летучие компоненты, главным образом пары воды, являются не только минерализаторами, вызывающими минералообразование и облегчающими перекристаллизацию пород, но и переносчиками тепловой энергии.

Третья причина различной ширины контактовых ореолов и силы метаморфизма заключается в условиях глубины процесса и стоит в зависимости от термодинамического состояния окружающей среды. Явления контактового метаморфизма близ поверхности или на ней самой иные, чем на глубине, где температура выше, чем на поверхности. Поэтому нагревание вмещающих пород со стороны магматических масс на поверхности продолжается очень недолго. Сама лава быстро застывает, и тепловое состояние выравнивается и становится близким к нормальному для земной поверхности. В гипабиссальных условиях температура понижается медленнее. Диффузия тепла вследствие малой теплопроводности горных пород происходит медленно, а потому непосредственные контакты довольно быстро нагреваются, но распространение тепла в стороны происходит медленно. В глубинных условиях, где

температура повышена вследствие внутренней энергии земного шара, соответственно и степень прогревания в контакте более интенсивна, потеря тепла в окружающее пространство происходит медленно, а потому раз нагретые породы долго сохраняют повышенную температуру в значительном пространстве контактового ореола.

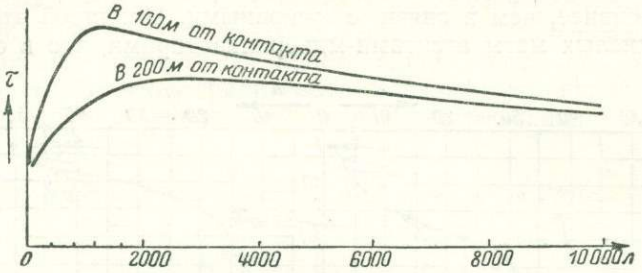


Рис. 207. Диаграмма нагревания интрузией вмещающих пород

Цобель и Ингерзоль произвели расчет термического состояния в контактовой области (рис. 207). Расчеты показывают, что в случае больших интрузивных масс охлаждение их внутри происходит очень медленно. При начальной температуре в 1000° температура внутри интрузивного тела в 700 м от контакта через 6400 лет будет равна еще около 400°, в предположении, что вначале породы окружающей среды имели температуру 0°. В окружающем пространстве при тех же условиях подъем температуры происходит круто и быстро. Уже через 100 лет в 100 м от контакта господствуют температуры только на 300° ниже, чем на самом контакте. Теплота проникает в стороны от массива постепенно и очень медленно. Через 10 000 лет на расстоянии нескольких сот метров от контакта должны наблюдаться заметно более высокие температуры, чем первоначальная. Однако эти расчеты, повторенные Казанли, требуют поправки на отдельные частные случаи, так как теплопроводность пород различна и, кроме того, наличие растворов, циркулирующих в контактовых областях, должно оказывать выравнивающее действие на температурные условия, рассчитанные на простую теплопроводность.

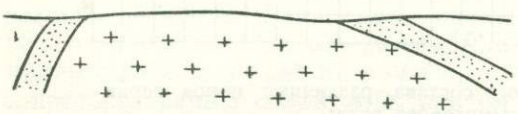


Рис. 208. Схема, показывающая зависимость ширины контактового ореола от наклона контактовой поверхности

Четвертая причина неодинаковой ширины контактовых ореолов заключается в направлении слоистости вмещающих пород и крутизне поверхности контакта. По слоистости и сланцеватости горные породы легче проводят тепло, чем вкрест ее, по слоистости легче проникают и метаморфизующие растворы. На пологих контактах ореолы метаморфизма шире, чем на крутых (рис. 208), так как тепло и особенно минерализаторы и растворы сильнее стремятся вверх к более холодным местам, чем в стороны от интрузии. Поэтому по ширине контактовых ореолов, наблюдаемых около интрузий, можно приближенно судить о форме поверхности контакта.

По характеру изменения горных пород в области контактового метаморфизма различают сухой или каустический контакто-

вый метаморфизм без существенного приноса или выноса материалов из метаморфизуемых пород и пневматолитовый, сопровождаемый существенным обменом вещества и явлениями метасоматоза. Каустический метаморфизм («кауо» означает обжигаю) называется иногда также термальным (термическим), то есть таким, при котором главную роль играет температура, а не растворы. По существу и в случае термального метаморфизма действуют минерализаторы, но они проходят через породы, не оставляя следов своего состава, иногда создавая даже впечатление потери легкоподвижных компонентов метаморфизованной породой во внутренних частях контактовых ореолов. Здесь температура высока, различные гидроксилсодержащие минералы теряют воду, удаляющуюся во внешние части контактовых ореолов, где ее содержание повышается. Исследования показывают, что минерализаторы и в этом случае проходят через контактовую зону. Об этом свидетельствует, например, наличие в контактовой зоне Шварценберга (Германия) железорудных залежей, находящихся с гранитами не в непосредственном контакте, выраженном зоной роговиков, а на расстоянии, достаточном, чтобы метаморфизующие растворы могли достичь известняков, залегающих слоем среди превращенных в роговики осадочных пород. Здесь растворы задержались и отложили на месте известняков рудные массы. Термальный метаморфизм в контактовых областях ведет к образованию роговиков, образующихся во внутренней части контактового ореола.

Классическое описание контактовых явлений с образованием роговиков в районе Андляу в Эльзасе, по Розенбушу, для пород глинистой серии характеризуется следующими чертами контактовых изменений. Уже вдали от контакта, на расстоянии до 1200 м, появляются первые признаки метаморфизма. Они сказываются в том, что наиболее подвижные компоненты пород — углистое вещество или хлориты и др. — начинают скопляться пятнами, вследствие чего образуются пятнистые сланцы. В других случаях в них начинается развитие новообразований хиастолита или кордиерита. Эти образования в виде порфиробластов включены в тонкокристаллическую серицито-хлоритовую массу типа филлитов и выглядят на их поверхности узелками, вследствие чего эти сланцы называются узловатыми. Особый случай представляют сноповидные сланцы, в тонкозернистой массе которых образуются скопления кристаллов актинолита или роговой обманки, похожие на снопы. Эта зона типично представлена также слюдяными сланцами. Ближе к контакту породы постепенно переходят в роговики, иногда слоистые, сохраняющие первичное строение осадочного комплекса. В других случаях узловатые сланцы образуются вследствие развития скоплений мелких зернышек граната или эпидота. Такие гранатовые филлиты наблюдаются близ Сысерти на Урале в контакте с гранитами.

Описание роговиков. Контактовые роговики представляют собой мелкозернистые, реже среднезернистые породы, цвет и состав которых зависит от состава первичных пород и образующихся за их счет минеральных ассоциаций. В обзоре истории изучения явлений контактового метаморфизма было указано на исследования В. М. Гольдшмидта, выделившего 10 классов роговиков для серии пород глинисто-мергелистого состава. Они развиваются в том случае, когда количество углекислого кальция в составе мергелей таково, что оно может быть связано химически с имеющимся в составе пород кремнеземом (кварц) и глиноземом (глинистый материал, каолин). В случае избытка углекислого кальция кальцит может остаться неиспользованным на реакцию и превращен-

ным в крупные кристаллические зерна. От диопсид-волластонитовых роговиков с гроссуляром могут быть встречены все переходы к мрамо рам, которые развиваются из известняков в случае термального контактового метаморфизма на контакте с магматическими породами.

Роговики, образующиеся из глинистых или песчано-глинистых пород, нередко содержат, кроме минералов таблицы Гольдшмидта, также и другие, богатые глиноземом минералы, например, топаз, присутствие которого свидетельствует о задержке фтористых соединений минерализаторов в составе роговиков. Нередко в последних присутствует турмалин.

Розенбуш выделил три зоны контактового метаморфизма в контактовом ореоле: внутреннюю — роговиковую, среднюю — слюдяно-сланцевую и внешнюю — филлитовую зоны. Развитие слюдяных сланцев и филлитов указывает на то, что процесс шел под влиянием одностороннего давления. Трехчленное деление на зоны важно отметить, хотя оно и является несколько условным вследствие постепенности переходов между отдельными зонами контактового ореола, обусловленной постепенным падением температуры с удалением от контактов.

Роговики образуются и из кремнистых сланцев осадочного происхождения, состоящих из тонкозернистого кремнистого, иногда едва действующего на поляризованный свет материала (кварца и халцедона, или опала). В них появляются сначала мелкие центры кристаллизации кварца. Породы сохраняют сильно выраженную сланцеватость. Если в ней были глинистые частицы, то такие глинисто-кремнистые сланцы содержат чешуйки серицита или хлорита, что соответствует филлитовой зоне перекристаллизованных пород. Эти тонкосланцеватые породы иногда называются кварцитовыми сланцами. При приближении к области непосредственного контакта породы принимают торцовую структуру роговиков, а сланцеватость иногда сохраняется, иногда же теряется. Такие породы лучше всего называть роговиковыми кварцитами. Роговиковые кварциты, или кварцевые роговики, происходят также и из кварцевых песчаников, содержащих мало цемента или вовсе не содержащих его. В этом случае в контакте крупные зерна кварцевых песчаников распадаются на мелкозернистые торцовые агрегаты и порода превращается в роговиковый кварцит, сходный с таковым, развившимся из кремнистых сланцев.

Аркозовые, то есть полевошпатовые песчаники дают кварцево-полевошпатовые роговики. Интрузивные породы более раннего возраста, попадая в контактовые области более поздних интрузий, также подвергаются ороговикованию, заключающемуся в грануляции зерен кварца и полевого шпата и в образовании кварцево-полевошпатовых роговиков с содержанием слюд или амфиболов и пироксенов. За счет диоритов развиваются плагиоклазово-роговообманковые роговики, часто содержащие кварц. Такие же роговики или пироксен-плагиоклазовые роговики образуются за счет диоритов и габбро, а также их излившихся аналогов.

Роговиковый тип контактов наблюдается обычно около интрузий, застывших в гипабиссальных условиях. В абиссальных условиях процесс идет с более глубокой перекристаллизацией вмещающих пород. Примером этого типа контактового метаморфизма может служить упомянутый выше контактовый ореол Сысертского гранитового массива (рис. 209). Здесь в удалении от массива на северо-востоке образовались филлиты, но отсутствуют настоящие глинистые сланцы. С приближением к граниту величина зерна и размеры чешуек минералов и слюд увеличиваются, вместо хлорита появляется биотит, развиваются узелки граната и ставролита, которые ближе к контакту оформляются в на-

стоящие кристаллы размером до 5 мм и более, вместе с тем вся порода во внутренних частях контактового ореола переходит в плагиоклазовые слюдяно-гранатовые гнейсы, содержащие в зависимости от химического состава пород различные амфиболы ряда актинолита, купферита, куммингтонита или роговую обманку. В этих гнейсах развиваются гранобластовые, пойкилобластовые и гелицитовые структуры. По своему положению эти гнейсы соответствуют роговикам нормальных контактовых ореолов более высоких и холодных гипабиссальных областей. Кремнистые сланцы, содержащие иногда серицит и карбонат, а также графит, переходят в слюдяные или роговообманковые кварциты, нередко с графитом, а различные основные породы габброидного состава (порфириты и габбро) переходят во внутренней контактовой зоне в плагиоклазово-роговообманковые сланцеватые породы, называемые амфиболитами.

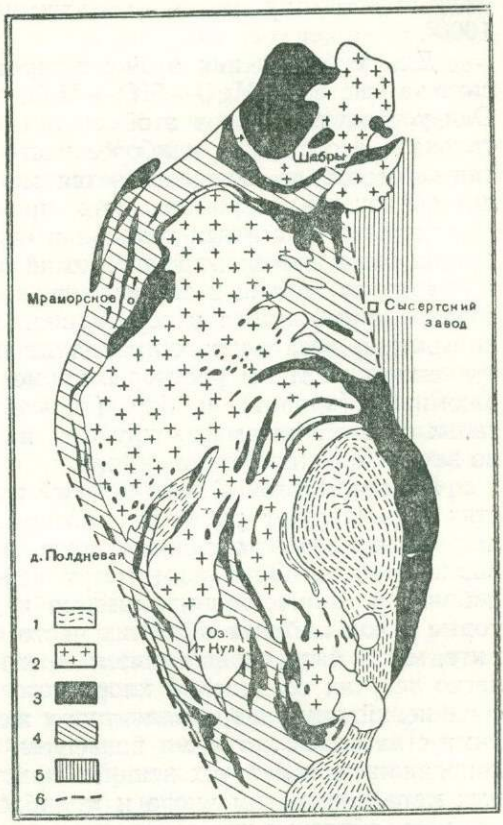


Рис. 209. Схема строения Сысертского массива гранитов:

1 — инъекционные гнейсы; *2* — граниты; *3* —ультраосновные породы и амфиболиты; *4* — кварциты; *5* — филлиты *6* — линии нарушений

Внутренние зоны таких контактовых ореолов больших гранитовых массивов характеризуются послойными внедрениями или инъекциями гранитового материала и представляют зоны инъекционного метаморфизма и инъекционных гнейсов. Особый интерес представляет метаморфизм змеевиков в ореоле Сысертского гранитового массива. В некотором удалении от контакта змеевики состоят сплошь из антигоритового листоватого серпентина, иногда с примесью хризотила. С приближением к контакту вдоль трещин в них появляются полосы тальковых и тальково-карбонатовых пород, образующих тальковые камни, а на самом контакте и особенно когда змеевики представлены большими массами, погруженными в граниты, они переходят в оливиновые породы с содержанием ромбических пироксенов по схематическому уравнению:

$$Mg_6 [Si_4 O_{10}] (OH)_8 = 2Mg_2 SiO_4 + 2MgSiO_3 + 4H_2 O.$$

При этом гидроксил отчасти удалился, отчасти же остался в системе (H_2O) и на более поздних, холодных стадиях остывания массива вызвал частичное или полное замещение оливина и ромбических пироксенов антофиллитом, актинолитом и хризотилом.

Температура рассматриваемых контактовых процессов может быть установлена с достаточным приближением. Так, В. М. Гольдшмидт на

основании того, что кварц и кальцит при образовании изученных им роговиков вступили в реакцию и дали волластонит, пришел к заключению, что эта температура была выше 500°*, при которой становится возможной реакция кальцита с кремнеземом с образованием волластонита: $CaCO_3+SiO_2=CaSiO_3+CO_2$. Вместе с тем температура была ниже 1195°, когда происходит образование вместо волластонита псевдоволластонита. Поэтому В. М. Гольдшмидт предполагал, что она достигала 1000°.

Для установления этой температуры важную роль играют данные синтеза системы $MgO—SiO_2—H_2O$, проведенного Боуэном и Туттлом. Они установили, что в этой системе форстерит и энстатит с примесью талька — ассоциация, наиболее часто встречающаяся в сысертском контактовом ореоле, осуществляется между 700 и 800°, причем антофиллит образуется, вероятно, как промежуточная кратковременная фаза при переходе энстатита в тальк и серпентин. Возможно, что эта температура была несколько выше, но не более 900°. С охлаждением массива температура падала и за счет оливиново-энстатитовых пород шло образование антофиллита и серпентина, а часто и хлорита с карбонатами или актинолита, так как природные системы по составу сложнее, а летучие компоненты и растворы, кроме воды, содержали еще углекислоту, алюминий (хлорит) и бор (турмалин), причем турмалин, хлорит и тальк с карбонатом фиксируются на расстоянии до 2 км от контакта во внешнем контактовом ореоле.

Пневматолитовый контактовый метаморфизм. В контактовых областях циркулируют растворы, которые в начальной стадии содержат летучие компоненты и, кроме того, растворенные в них вещества. Так, выяснено, что пары воды могут переносить при высокой температуре небольшие количества кремнезема и других компонентов. Галоиды, которые в контактовых областях часто связываются в апатите или флюорите, могут быть переносчиками кремнезема, алюминия и железа в виде легко летучих соединений хлористого и фтористого кремния, галоидных соединений дву- и трехвалентного железа и алюминия. Кроме того, с ними становятся летучими вольфрам, олово и молибден. В составе легкоподвижных и летучих веществ присутствуют также сульфиды различных металлов, в том числе и молибдена. Однако следует отметить, что эти разнообразные компоненты при образовании роговиков не концентрируются. В этом случае они, повидимому, рассеиваются в массе магматической породы и контактового ореола. Условия оказываются в этом случае неблагоприятными для концентрации металлов.

Основной причиной пневматолитового и гидротермального метаморфизма являются метасоматические процессы, связывающие подвижные компоненты, которые выносятся из магматической области в тех местах, где они вступают в реакцию с боковыми породами. Наступает реакция с приносом материала из магмы и выносом растворенного материала боковых пород. Изучение многочисленных контактово-метасоматических месторождений показало, что наиболее легко процессу метасоматоза подвергаются карбонатовые и карбонатсодержащие породы: известняки, мергели, известковистые туфы и туффиты. Там, где слои этих карбонатовых пород пластуются с эффузивами, туфами или другими породами, последние, хотя бы и в меньшей степени, могут быть вовлечены в процесс контактового метасоматоза. Однако сопутствующие породы большей частью бывают метаморфизованы в роговики.

* Данные Гольдшмидта мало обоснованы: в накипи прямоточных котлов встречаются кристаллы волластонита, что свидетельствует о значительно более низкой температуре, необходимой для его образования. — *С. Ч.*

При пневматолитовом контактовом метаморфизме за счет карбонатовых пород образуются скарны. Это как крупно-, так и мелкозернистые переменного состава породы, состоящие преимущественно из известково-силикатовых минералов. Из них наиболее часто развиты диопсид (Mg, Ca) и геденбергит (Fe^{2+}, Ca), волластонит (Ca), гроссуляр (Ca, Al), андрадит (Ca, Fe^{3+}), реже авгит (Ca, Fe^{2+}, Mg, Na, Al), монтичеллит (Ca, Mg), далее тремолит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, геленит, анортит, форстерит, титанит и др. Наличие летучих компонентов доказывается содержанием среди скарновых минералов аксинита, датолита, гумита, флогопита, скаполитов, апатита и флюорита. Многие из этих минералов встречаются, например, в контактовых ореолах сиенитов на горе Высокой и горе Благодати на Урале.

Распределение компонентов в контактово-метасоматических месторождениях не случайно.

1) Обычно наиболее легколетучие и растворимые компоненты, обладающие более низкой температурой их фиксации, осаждаются дальше от контактовой области. Поэтому такие минералы, как гроссуляр и андрадит, или диопсид и геденбергит, распределяются таким образом, что глиноземистые и магнезиальные члены ряда фиксируются в непосредственном контакте, а железистые члены ряда дальше от него.

2) С удалением от контактовых зон высокотемпературные члены ряда минералов сменяются низкотемпературными. Возникает зональность со сменой в удалении от контакта пироксенов амфиболами, гранатов эпидотом или цоизитом.

3) Во внутренней зоне контактового метасоматоза происходит смена высокотемпературных минералогических ассоциаций низкотемпературными в том же порядке во времени. При этом возникают разнообразные псевдоморфозы, столь обычные в контактовых областях. Кроме того, низкотемпературные ассоциации минералов развиваются в виде прожилков среди минералов ранних генераций.

4) Оруденение, если оно имеется в скарновых зонах, распределяется неравномерно. Иногда целые пласты известняков замещаются рудами, в других случаях рудные минералы образуют вкрапленность среди минералов скарнов. При этом в ближайшем контакте, в зоне пироксен-гранатовых скарнов образуются железные руды (магнетитовые, реже гематитовые), а с удалением от контакта, в актинолитово-эпидотовых скарнах отлагаются преимущественно сульфидные руды меди, свинца и цинка. Таково распределение оруденения в Турьинских рудниках или на горе Высокой на Урале.

5) Часто со скарнами бывает связано редкометальное оруденение. Среди гранатово-пироксеновых скарнов встречается шеелит. Минерал может быть легко пропущен при исследовании, а потому следует внимательно изучать эти скарны и не только подвергать их тщательному макро- и микроскопическому исследованию, но и прибегать к проверке на содержание этого минерала путем люминисценции в катодных или ультрафиолетовых лучах, а также химическому анализу на вольфрам. В некоторых скарнах встречаются промышленные концентрации молибденита, реже оловянного камня.

6) Часто в скарновых зонах теряется линия непосредственного контакта интрузива и вмещающих пород. Скарновая зона постепенно переходит, с одной стороны, в боковые породы, с другой — в область интрузии. Последняя в контакте также скарнируется. Эта особенность была отмечена А. Н. Заварицким для горы Магнитной и другими исследователями для Турьинских рудников. Это же явление внимательно изуча-

лось Д. С. Коржинским с точки зрения условий физико-химического состояния и подвижности компонентов при метасоматозе и было названо им биметасоматозом. В зоне контакта в растворах, пропитывающих эту зону, устанавливается диффузия и движение с обменными реакциями, стирающими границу между разнородными системами магматической и вмещающей пород.

Естественно возникает вопрос, откуда берутся растворы, вызывающие контактовый метасоматоз, и почему последний не всегда осуществляется и не всегда сопровождается оруденением? В. А. Обручев в своем курсе рудных месторождений приводит простой схематический подсчет, из которого следует, что интрузия относительно небольшого размера, содержащая до 2% магнетита, потеряв незначительную долю последнего, может дать крупное месторождение руды. Из этого следует, что образование руды и скарновых минералов связано с выносом вместе с летучими компонентами этих материалов из магматической массы, когда она была жидкой.

Силикатовые составные части выносятся перегретыми растворами и частично газовой фазой — парами воды, галоидами, сернистыми соединениями и фосфором. Металлические компоненты выносятся в соединениях с летучими, например в виде хлорного или хлористого железа. Вынесенные из магматической области в область контактового ореола, эти компоненты при охлаждении вступают в реакцию с углекислым кальцием известняков и, реагируя с ним, осаждаются в виде труднорастворимых силикатовых и рудных минералов, тогда как образующийся легкорастворимый хлористый кальций частично удаляется бесследно, частично же может участвовать в реакциях скарнирования прилегающих участков гранита. Скарнирование, сопровождая оруденение, несколько ему предшествует.

Тот факт, что в контактовой области и сами интрузивные породы подвергаются скарнированию, побудил Д. С. Коржинского высказать предположение, что растворы, образующие скарны, и руды берутся не на месте из магматической массы прилегающих частей магматического очага, а приносятся снизу из первоисточника самой магматической области, проникая вдоль контактовой области или непосредственно через магму в виде так называемых сквозь-магматических растворов. Остается при этом непонятной приуроченность метасоматических явлений к контактовым областям магматических пород с карбонатовыми породами. Первое положение, высказанное выше, проще объясняет условия возникновения процессов контактового метасоматоза. При благоприятных условиях на месте контакта возникает реакция между магмой и карбонатовыми породами, причем большую роль в этой реакции играют минерализаторы магмы. Начавшийся процесс нарушает равновесие в очаге вблизи контакта, и диффузия легкоподвижных летучих компонентов магмы подает все новые вещества, усиливая процесс реакции по мере притока новых материалов и освобождения углекислых, богатых кальцием растворов. Высокая концентрация последних обусловливает их проникновение в приконтактовую часть интрузии. Процесс остановится только тогда, когда энергия реакции будет ослаблена получившейся изоляцией карбонатных осадков от магматической области, а также процессом охлаждения интрузии. Начинающаяся кристаллизация в контактовой области застает сильно изменившийся состав, обогащенный легкорастворимыми компонентами, а потому здесь также происходит замещение формирующегося гранита скарновыми минералами и граница между интрузией и скарновой областью стушевывается.

Среди скарнов выделяются т а к т и т ы — темные скарны, богатые рудными минералами, относящиеся к высокотемпературной ассоциации скарновых минералов и развивающиеся вблизи самой контактовой области. Они состоят главным образом из граната и диопсид-геденбергита. Большое практическое значение скарнов как поискового признака на руды контактового происхождения заставляет внимательно относиться к их исследованию. Видовые названия скарнов даются обычно по господствующему в них минералогическому составу, например: диопсид-гранатовые, волластонит-гранатовые, эпидот-гранатовые, эпидот-рогово-обманковые и т. п.

Контактовое окварцевание. Совершенно особый случай контактового метаморфизма широко распространен в Казахстане. Он выражается в пневматолитовом окварцевании как вмещающих пород, так и прилегающих частей интрузий, особенно их верхних (апикальных) частей. Получаются породы состава кварцитов или кварцевых роговиков, названных в Казахстане «вторичными кварцитами». Развитие этих пород происходит благодаря выносу из гранитов больших количеств кремнезема вместе с летучими компонентами. Окварцеванию подвергаются разные породы, но преимущественно сильно распространенные в Казахстане порфириты и порфиры. Бо́льшая часть их компонентов выносится и заменяется кварцем. Удаляются большие количества магния и кальция, особенно много алюминия. Все это отлагается в других местах в зависимости от температурных условий. В самой внутренней зоне отлагается глинозем, связанный в виде местных скоплений и жил андалузита и реже корунда (Семиз-Бугу), а также более редких минералов — дюмортьерита и корнерупина или в виде алунита (во внешней зоне контакта). Эти минералы могут быть предметом эксплуатации как ценное керамическое и абразивное (корунд) сырье.

Окварцевание верхних частей гранитов в эндоконтакте создает породы, состоящие из кварца и мусковита. При процессе может образоваться редкометальное оруденение (вольфрамит, касситерит, молибденит) и реже гидротермальное сульфидное оруденение в виде вкрапленных руд.

Образование адинолов. Оригинальные контактовые ореолы наблюдаются около гипабиссальных жил габбро-диабазов. Окружающие их породы часто подвергаются натровому метасоматозу и замещаются альбитовыми роговиками, а д и н о л а м и, свидетельствующими о выносе большого количества натровых растворов. В несколько более удаленных от контакта частях вмещающих пород наблюдается образование пятнистых и полосатых сланцев, состоящих из альбита и хлорита с эпидотом (с п и л о з и т ы). Подобные же альбитовые роговики, содержащие иногда эгирин-авгит и рибекит, образуются около змеевиковых массивов, которые отдают много щелочных растворов в окружающее пространство. Эти богатые натром растворы, образующиеся около пород, бедных щелочами, побудили В. Н. Лодочникова высказать п р а в и л о п о л я р н о с т и, по которому магмы отделяют от себя растворы, являющиеся полярными, то есть противоположными по своему составу по отношению к составу отдающих их магматических расплавов. Это, как видно из сказанного, не всегда оправдывается, так как кислые казахстанские гранитоиды отдают растворы, богатые кремнеземом и калием, а не магнием и железом.

Другие формы контактовых процессов. Контактовые процессы около гипабиссальных, близких к поверхности интрузивных масс, вблизи жерловой фации вулканических очагов, характеризуются сильным изменением карбонатовых пород с образованием скарнов, в которых

наряду с перечисленными выше минералами иногда развиты своеобразные редкие известково-магнезиальные силикаты, образующиеся часто в искусственных расплавах, производственных шлаках и в лаборатории. Такая приуроченность их к областям малых глубин обусловлена тем, что в этих условиях быстрого охлаждения при малом давлении и низкой температуре окружающей среды физико-химическая обстановка напоминает ту, которая легко осуществляется на земной поверхности. Здесь развиваются ларнит (Ca_2SiO_4), спуррит ($Ca_5[SiO_4]_2\ [CO_3]$) и мервинит ($Ca_3Mg[SiO_4]_2$), а также ранкинит ($Ca_3\ [Si_2O_7]$). Д. С. Коржинский выделяет эту особую поверхностную фацию контактового метаморфизма, называя ее ларнитовой фацией, в отличие от более глубокой, но тоже гипабиссальной монтичеллитовой фации. Более глубокая контактово-метаморфическая фация носит название пироксен-роговиковой.

Около излившихся пород контактовые изменения очень слабы и охватывают только узкие зоны в нижней части лавовых потоков. Изменения сказываются только в термометаморфизме. Песчаники в контакте с базальтами иногда приобретают столбчатую отдельность. Зерна кварца растрескиваются, иногда происходит местное плавление. Возникают новообразования кордиерита, шпинели, тридимита, кристобалита, пироксена и реже силлиманита (муллита). Эти остеклованные песчаники, называемые бухитами, известны в Германии. Глинистые породы на контактах становятся плотными, приобретают занозистый роговиковый излом. Известняки иногда мраморизуются. Ксенолиты песчаников часто остекловываются, а в известняках возникают известковистые силикаты (волластонит, гранат и другие перечисленные выше минералы). Примерами могут служить выбросы контактово-измененных известняков Монте-Соммы на Везувии.

Пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм

Уже при описании контактовых процессов мы отметили большую роль летучих и легкоподвижных гидротермальных компонентов в создании пневматолитовых контактовых ореолов около многих интрузивных массивов. В них участвуют и пневматолитовые процессы, в которых большую роль играют растворы очень высокой температуры, богатые легколетучими компонентами, и гидротермальные процессы, обусловленные деятельностью нагретых растворов, бедных легколетучими составными частями. Подобные же явления разыгрываются и помимо контактовых областей, как в самих интрузиях, так и вдали от них, в окружающем их ореоле. В этом отношении контактовые процессы могли бы быть объединены с рассматриваемыми явлениями, но их приуроченность к контактам и специфичность заставили нас выделить их в особую группу.

Среди пневматолитовых и гидротермальных явлений метаморфизма выделяется группа автометаморфических процессов, в отличие от аллометаморфических. Эти группы процессов не всегда, однако, могут быть установлены и отличены друг от друга. Явления автометаморфизма связываются с процессами, происходящими в магматических породах в период их естественного развития и перекристаллизации из первоначального состава под влиянием собственных агентов минерализаторов, в последние моменты или же после окончательного формирования породы из расплава. Эти процессы происходят различно, в зависимости от фациальных условий метаморфизма и от состава исходного материала, подвергающегося метаморфизму. Согласно с этим положением, магма-

тические породы иногда метаморфизуются во время окончательной консолидации под влиянием все понижающейся температуры и освобождающихся минерализаторов, которые конденсируются в жидкость с растворением в ней различных компонентов на месте образования этих остаточных растворов. С этой точки зрения по существу лишь немногие процессы могут быть отнесены к категории автометаморфических. Как известно, многие из продуктов метаморфизма магматических пород, например гранитов, имеют жильную форму залегания или приурочены к жилам кварца, что ясно свидетельствует о том, что эти жильные продукты образовались под влиянием агентов-минерализаторов, но не местного происхождения, а пришедших откуда-то из глубины, из более глубоких частей магматического очага. Они шли наверх по трещинам в уже готовой породе, и эти случаи метаморфизма нельзя назвать автометаморфизмом. Поэтому мы условимся в дальнейшем изложении считать явлениями автометаморфизма только те, которые вызываются агентами метаморфизма — температурой, давлением и растворами или газами, действующими на месте их возникновения при остывании магматической породы.

Таким образом, автометаморфизм представляет пневматолитово-гидротермальное явление и не может быть резко отделен от других явлений пневматолитово-гидротермального типа, так как такие же процессы, наложенные на магматические породы в более позднее время, по своим результатам часто неотличимы от явлений автометаморфизма. Поэтому мы в дальнейшем изложении не будем проводить разграничения на авто- и аллометаморфические явления, поскольку они сходны друг с другом, и будем указывать лишь возможные случаи автометаморфизма среди рассматриваемых явлений.

Меланолитовые основные породы. Метаморфизм пород ряда пироксенитов и перидотитов следует из наблюдений в природе, гармонирующих с известными нам данными эксперимента. По данным Боуэна и Туттла, оливин при высокой температуре не реагирует с парами воды, следовательно, в глубинных условиях процесс серпентинизации затруднен при медленном охлаждении и при высокой температуре. В этих условиях остаточные воды вместе с растворенными в них веществами в течение долгого периода сохранения в стационарном состоянии в конце концов удалятся в окружающую среду, а кристаллы оливина останутся мало затронутыми серпентинизацией. Таковы некоторые перидотитовые массивы, развитые среди докембрийских областей Фенноскандии.

В обычных условиях на не столь большой глубине охлаждение расплава происходит быстрее, и когда температура достигает 400°, наступают моменты, наиболее благоприятные для серпентинизации, которая идет до тех пор, пока не будут израсходованы все имеющиеся ресурсы воды. О том, что серпентинизация происходит легче в поверхностных условиях, свидетельствуют данные бурения в Тагильском массиве дунитов, где, по свидетельству А. Н. Заварицкого, на глубине 450 м наступает скачкообразное изменение степени серпентинизации, которая на глубине не превышает 5% от состава породы, тогда как на поверхности дуниты серпентинизированы на 80—90%. А. Н. Заварицкий объяснил это явление двумя возможными причинами. Во-первых, оно могло произойти вследствие того, что при серпентинизации происходит увеличение объема, а на глубине господствует высокое давление, которое тормозит этот процесс, не давая возможности расширения породы. Однако, как показал В. Н. Лодочников, положение об увеличении объема при

серпентинизации остается недоказанным и основывается только на допущении и догадках, а не на реальных наблюдениях. Другое возможное, притом более вероятное предположение, высказанное А. Н. Заварицким, заключается в том, что летучие компоненты, то есть главным образом пары воды, концентрируются в верхних частях глубинных массивов, а потому верхние части дунитового массива оказываются сильнее серпентинизированными, чем глубокие его зоны. Аналогичные явления встречаются и среди кислых пород. При этом положении, однако, остается неясным скачок в этом переходе на глубине 450 м.

В поверхностных и гипабиссальных условиях процесс серпентинизации протекает также свободно, но при быстром остывании он ослаблен, что вытекает из данных Ф. В. Сыромятникова, согласно которым процесс не идет в лабораторных условиях при температурах ниже 180°. Однако исследования показали способность уже образовавшегося серпентина кристаллизоваться из водных коллоидных растворов в виде хризотила и антигорита на дне фарфоровой чашечки или тигелька при низких температурах при выпаривании и при наличии сильных конвекционных токов.

Процесс серпентинизации многими петрографами рассматривается как автометаморфический. Однако в гипабиссальных условиях, наиболее благоприятных для серпентинизации, он часто доходит до полного превращения перидотитов в змеевики, в которых остатки оливина и пироксенов встречаются только в ничтожном количестве среди серпентина. Для того чтобы весь этот серпентин образовался автометаморфическим путем, необходимо, чтобы магма перидотитов содержала не менее 10% воды, входящей в состав змеевиков (см. анализ табл. 71). Поэтому В. Н. Лодочников и ряд других ученых высказали предположение, что серпентинитовая магма была богата парами воды, но что кристаллизация оливина задерживалась до низкой температуры и серпентин отчасти непосредственно выделялся из раствора путем коагуляции и раскристаллизации серпентинового геля. Как указано выше, это заключение не соответствует данным эксперимента, показывающего инертность оливина по отношению к водным парам при температуре выше 900°.

Вероятно, сильная и подчас полная серпентинизация гипабиссальных тел перидотитов и превращение их в змеевики происходит не только путем воздействия собственных, освобожденных при кристаллизации паров воды, но и тех паров и растворов, которые подымаются из глубоких частей соответствующих интрузий, пропитывая их верхние части, к этому времени уже твердые. Кроме того, серпентинизация может происходить и другими путями гидротермальной обработки, посторонними для перидотитов, являющихся источником гидротермальных растворов.

Пироксениты тоже подвергаются серпентинизации, хотя и в меньшей степени, чем перидотиты. При этом процесс серпентинизации ромбических пироксенов происходит с выносом кремнезема, тогда как для оливина он сопровождается поглощением кремнезема, что видно из сравнения соотношений окислов металлов и кремнезема в этих минералах:

Оливин $2MgO.\ SiO_2$
Серпентин $3MgO.\ 2SiO_2.\ 2H_2O.$
Энстатит $2MgO.\ 2SiO_2.$

Поэтому, если серпентинизации подвергаются породы гарцбургитового ряда, то процесс может происходить без приноса и выноса кремнезема из системы. То же происходит и при серпентинизации верлитов или лерцолитов, но в двух последних переходит в раствор значительное

количество CaO и некоторое небольшое количество алюминия и щелочных металов, имеющихся в диаллаге в виде компонентов Чермака и жадеита. Состав диаллага, например, характеризуется следующими цифрами (табл. 74), рассчитанными на нормативные компоненты:

Таблица 74

Расчет состава диаллага и змеевика на нормативные компоненты (в атомных процентах)

Минералы	$CaSiO_3$	$(Mg,Fe)\ SiO_3$	*An*	*Ab*	H_2O	MgO
Диаллаг	36	59	4	1	—	—
Змеевик	—	77,4	—	—	6,4	16,2

Другими словами, при полной серпентинизации диаллагитов полностью выносятся волластонитовая, анортитовая и альбитовая нормативные составляющие пород. Соответственно более легкая вода приносится в приблизительно эквивалентном количестве. За счет кальция, натрия и алюминия происходит увеличение количества магния, являющееся, однако, относительным, так как весь магний и часть связанного с ним кремнезема остались в системе и только 16,2% магнезии освободились от кремнезема, который вынесен из системы. Общий вынос материала равен 41%, рассчитывая на сухое вещество, тогда как змеевик получил в состав эквивалентное количество (41%) атомов водорода в виде воды, которая вошла в состав серпентина.

Процессы серпентинизации наблюдаются в контактах пироксенитов и перидотитов с другими интрузивными массивами, например с гранитами. При этом под влиянием гидротермальных процессов оливин и другие минералы часто замещаются серпентином, а последний в серпентинитах переотлагается в прожилках в виде хризотил-асбеста, образующего местами крупные промышленные месторождения.

Змеевики представляют собой плотные зеленовато-серые или темнозеленые породы, реже черные с поверхности выветривания, принимающие иногда белую или желтую окраску вследствие избирательного выщелачивания окислов железа, входящих в состав породы. Во многих случаях, когда породы образуются под влиянием бокового давления при тектонических процессах и перемещениях складчатого или дизъюнктивного характера, в них образуются обильные трещины с признаками скольжения. Эти трещины выполняются вторичным волокнистым серпентином (метаксит), иногда имеющим яркий желтовато-зеленый цвет. Если явления скольжения были энергичны, то волокна этого хризотилового серпентина ориентированы параллельно штрихам и направлениям скольжения, хотя первоначальное положение их всегда нормально по отношению к поверхности трещин. При сильном сжатии поверхности отдельности принимают субпараллельное положение, и змеевики приобретают линзовидную отдельность. Линзы змеевика отделяются друг от друга поверхностями скольжения. При очень сильном сдавливании и ориентированном скольжении развиваются породы конгломератовидного характера, так называемые тектонические конгломераты змеевиков, в которых округленные участки или округленно-окатанные куски погружены в тонкорассланцованную массу змеевика.

Микроскопически различают антигоритовые и хризотиловые змеевики, а также их смешанные разности. Первые сложены листоватыми агрегатами антигорита, вторые — волокнистым хризотилом. Последние

часто обладают сетчатой структурой серпентина, образовавшегося по оливину. При этом, если оливин содержал большее количество фаялитовой составляющей, чем это нужно для образования серпентина, обладающего обычно более низким содержанием железа, последнее окисляется водой с образованием магнетита, реже гематита. Эти минералы располагаются в виде мельчайших зернышек по оси первичных трещинок, по которым началась серпентинизация. Антигоритовые змеевики сложены листоватым или игольчатым антигоритом и обладают различными структурами, среди которых различают балочные, решетчатые, сланцеватые и другие.

В нашей литературе эти структуры детально описаны Б. П. Кротовым (Петрографические исследования в южной части Миасской дачи) и В. Н. Лодочниковым (Серпентины и серпентиниты, ильчирские и другие). Вторичный магнетит в этих породах или выделяется в виде неправильных скоплений, или расположен рядами по спайности бывших первичных минералов, например пироксенов. Особая разность хризотила, развивающаяся в виде параллельно-волокнистых псевдоморфоз преимущественно по ромбическому, реже по моноклинному пироксенам, имеет часто вид одного зерна и получила название бастита. Наличие бастита, а также присутствие признаков спайности у исходного минерала в псевдоморфозах серпентина, видимое по расположению зернышек магнетита и листочков или волокон серпентина, дает возможность установить первичный характер породы, из которой образовался змеевик, если даже от первоначальных минералов не осталось и следа.

Кроме серпентинизации, породы перидотито-пироксенитового ряда, а также происшедшие из них змеевики часто подвергаются о т а л ь к о в а н и ю. Образование талька происходит под влиянием кислых термальных растворов. Часто оно наблюдается вдоль тектонических трещин и расколов, и тогда образовавшиеся из змеевиков т а л ь к о в ы е с л а н ц ы имеют линейное распространение. Эти породы серебристо-белого или светлозеленого цвета состоят преимущественно из талька и характеризуются лепидобластовой структурой. Обладая большой пластичностью и мягкостью, жирные на ощупь и скользкие сланцы обусловливают явления скольжения и смещения вдоль линий их распространения, следствием чего является их сильная сланцеватость.

В тех случаях, когда серпентиниты подвергаются метаморфизму, под влиянием кислых растворов, содержащих угольную кислоту, развиваются тальково-карбонатовые породы и сланцы. Массивные породы развиваются в отсутствии стресса и получили название г о р ш е ч н ы х к а м н е й. Структура этих пород характеризуется взаимным прорастанием талька и карбоната, представленного чаще всего брейнеритом $(Mg, Fe)CO_3$, реже — магнезитом или сидеритом. Обилие железа в карбонате обусловливает легкое выветривание этих пород и превращение их на поверхности в сильно железистые породы, пропитанные лимонитом.

Под влиянием кислых углекислых растворов происходит также процесс л и с т в е н и т и з а ц и и змеевиков. Получающиеся при этом л и с т в е н и т ы представляют собой массивные, трудно выветриваемые и выдающиеся в рельефе породы светложелтого, белого или яркозеленого цвета, чаще с яркозелеными разводами. Они состоят из взаимно прорастающих крупных зерен кварца и карбоната с примесью довольно значительного количества тончайших чешуек мусковита, который представлен его зеленой хромсодержащей разностью — фукситом. Кроме того, иногда встречаются кристаллы гематита и ильменита, остаточные зерна хромита или даже остатки серпентина. Развитие этих пород про-

исходит при замещении змеевиков карбонатами с выделением свободного кремнезема. В составе растворов были калийные соединения и глинозем, обусловившие образование мусковита. Иногда лиственитами замещаются также известняки, залегающие по соседству со змеевиками.

Местами в змеевиках наблюдаются полосы *хлоритовых пород* или *хлоритовых сланцев*, в зависимости от того, насколько были значительны силы бокового давления. В таких темнозеленых породах, кроме хлорита, имеется часто кальцит, а иногда еще эпидот, титанит, апатит и магнетит. Последний развит в виде идеальных кристаллов. Хлорит представлен большей частью пеннином, иногда клинохлором. В образовании этих пород, развитых в области контактовых зон, участвовали растворы, содержащие алюминий и железо, кальций и угольную кислоту. Частично причиной их возникновения были процессы серпентинизации диаллага, освобождающие довольно заметные количества натрия и алюминия.

Среди продуктов пневматолитово-гидротермальных процессов в змеевиках местами встречаются роговиковые включения и жилы зернистых *пироксен-гранатовых*, *хлорит-гранатовых* и *эпидотовых пород* (эпидозиты). Эти массивные породы зеленого или красно-бурого цвета в зависимости от преобладания граната или диопсида содержат часто много титанита и апатита. Эподот замещает гранаты. Описываемые породы представляют частично результат серпентинизации диаллага, при которой освобождается много кальция, но при этом алюминий остается в связанном состоянии. Бóльшая часть этих пород получается, повидимому, в результате воздействия остаточных растворов от реакций при кристаллизации перидотитов как продуктов гравитационной кристаллизационной дифференциации. С этой точки зрения каждый перидотит представляет собой результат накопления оливина в базальтовом расплаве. Реакция оливина с образованием ромбических пироксенов приводит к освобождению $CaO \cdot Al_2O_3$ из анортита и возникновению остаточных пневматолитово-гидротермальных растворов, богатых кальцием и алюминием. Поэтому часто жилы габброидов и пироксенитов, обогащенных кальцием и алюминием, после своего застывания среди змеевиков путем автопневматолиза перекристаллизовываются освобождающимися растворами в диопсид-гранатовые породы, переходящие на поздних стадиях гидротермального процесса в хлорит-гранатовые породы, с сохранением остаточных структур, свойственных первоначальным жилам. Встречаются жилы, представляющие результат непосредственной кристаллизации этих минералов из растворов (гора Карабаш) или даже из расплава (Шпицкоп в Южной Африке).

Химический состав всех этих пород, вместе с родоначальными их источниками, дан в табл. 71 (№ 9—14), результат их пересчетов по методу Барта — в табл. 75.

Из этих данных видно, что оливин-бронзитовая порода является более кислой, чем дуниты; к несколько более основным относятся актинолитовые сланцы, далее следуют слюдяные сланцы, производные предыдущих пород, потом — змеевики и, наконец, — хлоритовые породы (рис. 210).

Основные и средние породы. Пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм основных габброидных пород в последние стадии их формирования характеризуется накоплением щелочных натровых, а в случае щелочных габброидов — иногда и калиевых растворов. Вне массива эти растворы создают адиноловые контактовые ореолы.

Этот процесс происходит в каждой точке магматического очага, где завершаются последние этапы кристаллизации. При этом остаются

Таблица 75

Характер изменения концентрации элементов в продуктах метаморфизма ультраосновных пород по Барту

Породы	Si	Ti	Al	Cr	Fe'''	Fe''	Mn	Ni	Mg	Ca	Na	K	H	P	S	CO_2	F
Дунит	377	0	3	3	0	61	0,6	2	689	0	0	0	84	0	0	0	0
Оливин-бронзитовая порода . . .	472	сл	12	1	8	43	1	1	481	3	0	0	49	0	2	29	—
Актинолитовая порода	448	5	72	2	14	41	3	3	311	20	16	15	120	0	0	14	—
Биотитовая порода	408	3	145	2	16	57	2	—	313	1	62	97	78	—	—	—	78
Змеевик	248	0	3	2	26	9	1	0,5	357	0	0,4	0,4	693	0	—	0	0
Хлоритовая порода	254	14	128	—	48	56	14	—	369	7	0,5	сл	565	—	—	14	—

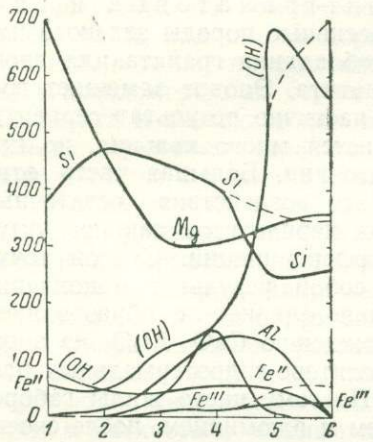


Рис. 210. Изменения содержания главнейших элементов при метаморфизме:

дунит (1), оливин-бронзитовая порода (2), актинолитовая порода (3), биотитовые сланцы (4), хлоритовые сланцы (5), змеевики (6)

небольшие количества межзерновой жидкости, очень сильно обогащенной парами воды и другими минерализаторами. Последние стадии кристаллизации габброидов сопровождаются обильным выделением апатита (P_2O_5, F, Cl). Оставшиеся легкоподвижные растворы могут подвергаться вскипанию и независимо от этого проявлять метаморфическое действие на сформировавшиеся породы. В эти моменты в габброидах (и пироксенитах) образуются реакционные каймы замещения пироксенов амфиболами путем обрастания и метасоматоза. Дальнейшей стадией процесса является образование тончайших пленок биотита и других остаточных минералов, получивших название *дейтерогенных*. На контактах кристаллов оливина с плагиоклазами образуются реакционные каймы, которые состоят вначале из пироксена и шпинели, а на более поздней стадии — из амфибола и зеленой шпинели.

В щелочных габброидах, содержащих ортоклаз, последний выделяется в конце процесса кристаллизации. При небольшом содержании в остатке калиевого полевого шпата таковой часто образует *антипертитовые* вростки в основных плагиоклазах.

Под влиянием остаточных растворов может произойти частичная *соссюритизация* плагиоклазов. Однако этот процесс не может считаться автометаморфическим потому, что трудно себе представить значительное количество паров или жидкой воды, освобождающееся в данном объеме и производящее полную соссюритизацию плагиоклазов. Между тем, в природе часто наблюдаются случаи полной соссюритизации — процесс, связанный с циркуляцией по трещинам в породах охладившихся гидротермальных или слабо нагретых вод другого происхождения. Эти воды могли подняться из глубоких частей того же очага, могли и не быть связанными с ним, а являться посторонними, может быть

даже поверхностными водами, опустившимися на глубину, где они были нагреты, вследствие чего приобрели способность реагировать с минералами пород.

Во времена Г. Розенбуша и после него многие петрографы считали процесс соссюритизации обусловленным динамометаморфизмом. Связь с динамометаморфизмом, действительно, часто наблюдается, примером чего служит Тагильский габбровый массив. Плагиоклазы внешней западной его части нацело соссюритизированы. Эта западная часть массива одновременно отличается также сильной динамометаморфизованностью и переходит в тонкосланцеватые амфиболиты. Однако соссюритизация распространилась на небольшое расстояние в пределы области массивных габбро, примыкающих к амфиболитам. Значение динамометаморфических нарушений для этого процесса обусловлено теми механическими деформациями, которые нарушают целостность пород и служат проводниками метаморфизующих растворов. Многие габбро, отличающиеся совершенной массивностью, бывают нацело соссюритизированы.

Процессы гидратации пироксенов и оливина ведут к их амфиболизации. При этом вместо компактной и однородной зелено-бурой роговой обманки, образование которой происходит во время позднемагматических процессов, при гидротермальном метаморфизме возникают актинолит или светлозеленая роговая обманка, обрастающая волокнами пироксены или замещающая амфибол более ранней стадии кристаллизации с краев его зерен или в виде пятнистых прорастаний. Иногда пироксены замещаются амфиболом в виде псевдоморфоз агрегатов, взаимно и неправильно прорастающих друг друга. На более поздней стадии при участии сравнительно холодных растворов происходит уралитизация пироксенов. Эти три стадии амфиболизации пироксенов (образование роговой обманки, актинолита и уралита) очень часто различимы в породах. В эффузивных породах наблюдаются аналогичные явления замещения пироксенов. Здесь нередко в базальтах происходит замещение оливина иддингситом и другими сходными минералами.

Дальнейший ход метаморфизма габброидных пород с понижением температуры метаморфизующих растворов ведет к хлоритизации цветных компонентов и к эпидотизации плагиоклазов с выделением альбита в самостоятельную фазу. Если процесс происходит под ориентирующим влиянием давления, то как из габброидов, так и из их излившихся аналогов образуются альбит-эпидот-хлоритовые сланцы, сложенные различными комбинациями этих минералов. Они образуют серию так называемых «зеленых сланцев», у которых первичная интрузивная или излившаяся природа родоначальных пород не всегда может быть установлена, если не сохранились остаточные структуры или если генетические связи их не прослеживаются непосредственно в поле.

Из гидротермальных процессов в описываемых породах следует отметить еще пренитизацию и реже наблюдаемое образование пумпеллиита ($Ca_2Al_3Si_3O_{11}[OH]_3$).

Кислые магматические породы. Граниты и их излившиеся аналоги также подвергаются пневматолитовому и гидротермальному метаморфизму. Часть изменений горных пород при метаморфизме носит характер естественного развития их и относится к автометаморфизму, часть же вызывается влиянием посторонних агентов.

Постараемся представить себе процессы, происходящие в почти затвердевшей породе, в которой сохранились межзерновые пленки

с остаточными продуктами от кристаллизации, насыщенными летучими компонентами. Здесь в малом масштабе протекают явления реакций этих остаточных растворов с кристаллическими фазами, аналогичные тем, которые имеют место в пегматитах. В кислых породах больше остаточных компонентов, обогащенных летучими составными частями, а потому и явления замещения в них выражены сильнее.

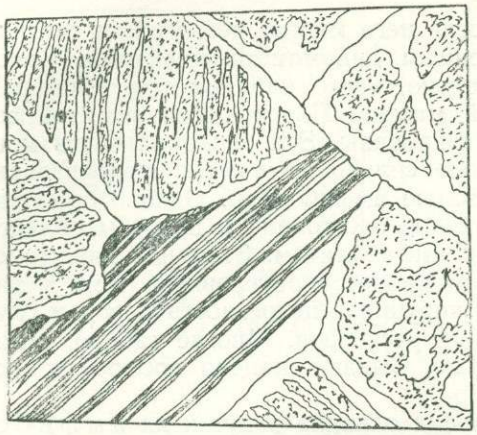


Рис. 211. Ленточные, каемчатые, жилковатые и пятнистые пертиты в породе типа грорудита (граносиенитовый эгириновый аплит). Полосчатое зерно—альбит. В пертите точечный фон — калиевый полевой шпат

Из позднемагматических или пневматолитово-гидротермальных процессов здесь надо отметить пертитизацию полевых шпатов. Остаточные растворы, богатые натром, производят замещение зерен микроклина или ортоклаза альбитом с образованием вростков пертита. Последние могут быть образованы и путем распада твердого раствора альбита в калиевом полевом шпате. Исследования Аллена, Боуэна и Туттла дали предельные колебания растворимости альбита в калиевых полевых шпатах и, обратно, калиевого полевого шпата в плагиоклазах, изображенные на рис. 58, 118, 119. При высокой температуре эта растворимость более значительна, а потому при охлаждении твердого раствора избыток того или иного полевого шпата выделяется и образует пертиты распада, которые, в отличие от пертитов замещения, теоретически должны отличаться постоянством и однообразным распределением количества вростков. При образовании пертитов замещения часто образуются каемчатые (рис. 211) и неправильные жилковатые пертиты. Кроме того, в горных породах встречаются ленточные, пленочные пертиты и пятнистые их разности.

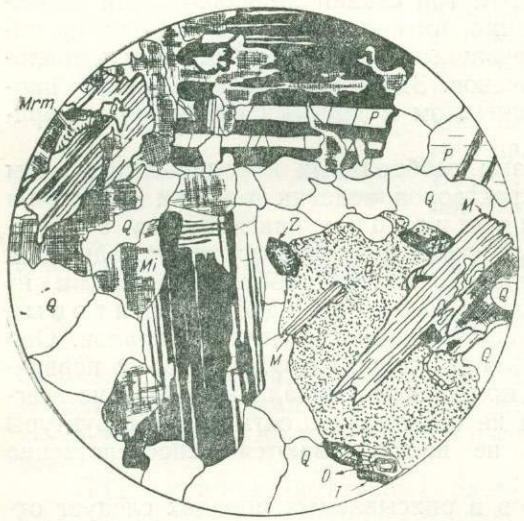


Рис. 212. Гранит. Сысертский массив:

Q — кварц; *P* — плагиоклазы; *mi* — микроклин; *B* — биотит; *M* — мусковит; *Mrm* — мирмекит; *T* — титанит; *Z* — циркон; *O* — зональный ортит в оболочке из эпидота. Черные зерна в мусковите — магнетит

Остаточные кремнистые растворы из межзерновых пространств могут из пограничных частей зерен калиевых полевых шпатов, кристаллизация которых только закончилась к этому времени, устремляться в ставшие неустойчивыми плагиоклазы с образованием мирмекитов. То же происходит при замещении ранних выделений микроклина позд-

ними плагиоклазами, причем более богатый кремнеземом микроклин выделяет в метасоматически образующемся олигоклазе кварц в виде червевидных врастков. Характерен также калиевый метасоматоз в случае избытка калиевого полевого шпата или чаще в случае его небольших количеств в породе, вследствие чего он концентрируется в остаточном растворе. В этом случае наблюдается замещение зерен плагиоклазов с их краев микроклином (рис. 212). Иногда процесс этот на отдельных зернах идет очень сильно. Таким образом, вероятно, образуются пленочные формы многих минералов, особенно часто наблюдаемые в породах, подвергшихся давлению, в которых калиевый полевой шпат в остаточных растворах отжимается в виде прожилков между зернами.

К дейтерогенным минералам гранитоидов относятся также и новообразования мусковита по плагиоклазам, ставшим неустойчивыми при понижении температуры. Образование этого минерала на первых стадиях процесса происходит в виде врастков, подобных мирмекитам, но в пределе получаются полные чешуйки мусковита, нацело замещающие плагиоклазы. Нередко гидротермальный метаморфизм приводит к серицитизации плагиоклазов — явление, свойственное как автопневматолизу, так и аллометаморфическим процессам.

Наиболее высокотемпературным процессом пневматолитового и гидротермального метаморфизма является грейзенизация. Она свойственна наиболее кислым гранитовым массивам и заключается в разложении полевых шпатов под влиянием перегретых растворов, богатых газообразными компонентами, или под непосредственным влиянием последних. При этом за счет полевых шпатов получаются слюды и кварц. В классических месторождениях грейзенов в Циннвальде и Альтенберге в Саксонии эти породы состоят из среднезернистых агрегатов кварца и циннвальдита в сопровождении арсенопирита, пирита, молибденита, вольфрамита и оловянного камня, которые обычно развиты в качестве акцессорных минералов. Грейзены развились за счет лейкократовых гранитов в периферических частях их штоков, под влиянием скоплений газообразных компонентов, содержавших фтор, о чем свидетельствует наличие циннвальдита, флюорита и топаза. Большую роль играли пары воды и, вероятно, остаточные растворы, содержащие калий и литий.

В Казахстане, Средней Азии и других местах широко распространены грейзены, в составе которых вместо циннвальдита развит мусковит, а иногда и топаз. По минерализации редкими металлами и рудными компонентами различают вольфрамитовые, касситеритовые, молибденитовые, пиритовые и гематитовые грейзены, из которых практическое значение имеют только первые три. Часто процесс грейзенизации не несет редкометального оруденения.

Форма геологического развития грейзенов различна. В одних случаях грейзены развиты в качестве изменений верхней части гранитовых или гранит-порфировых массивов, причем, как это имеет место в Циннвальде, процесс грейзенизации наблюдается до глубины около 300 м, а дальше граниты оказываются слабо измененными. Процесс оруденения касситеритом приурочен в этих случаях к верхним частям массива и развит в виде штокверков, то есть тонких метасоматических прожилков, замещающих постепенно породу. Эти прожилки являются путями, которые были проложены метаморфизующими и рудообразующими растворами при просачивании их по мелким трещинам и при метасоматозе вдоль них гранита. Этот тип развития пород относится, вероятно, к автометаморфизму. В других случаях грейзенизация бывает приурочена к расколам, развитым преимущественно по перифе-

рии кислых аляскитовых массивов и линейно вытянутым иногда на значительные расстояния. Зоны грейзенизации содержат в этих случаях жильный кварц с рудными минералами, а по бокам грейзены постепенно переходят в граниты. Эти метасоматические грейзеновые каймы иногда содержат редкометальное оруденение.

Наконец, часто жилы кварца содержат небольшие каймы метасоматических грейзенов, также с редкометальным оруденением. В последнем случае грейзенизация связана с растворами, поступающими снизу, из нижних частей тех же очагов, и представляет собой аллометаморфический процесс пневматолитово-гидротермального характера.

О пневматолитовом эндо- и экзоконтактовом образовании скарнов было сказано выше. Следует остановиться на своеобразных жильных формах залегания скарновых пород, стоящих вне видимой связи с известняками и контактами и залегающих среди массивов гранитоидов, представленных гранодиоритами и особенно монцонитами. Они встречаются среди монцонитов в среднеазиатских хребтах. Их жильная форма с крутым или вертикальным залеганием, а также признаки метасоматического происхождения за счет интрузивных пород показывают, что растворы, вызвавшие метасоматизм скарнового типа, пришли из глубоких частей очага. Метасоматоз начинается от трещин отдельности и разломов, по которым циркулировали растворы, несущие в своем составе компоненты, из которых кристаллизуются такие минералы, как гроссуляр и андрадит, диопсид и геденбергит, а также другие минералы скарнового типа, наряду с которыми отлагается шеелит. Возможно, что эти своеобразные породы генетически связаны с контактами на глубине, с проникновением образовавшихся там растворов вверх по трещинам в застывшие верхние части массива. Наличие подобных типичных скарновых месторождений, связанных с контактами с известняками, делает это объяснение вероятным. Однако в этом процессе могут играть роль и явления переотложения материалов самих интрузивных пород. Так, в обработанных растворами участках массивов в связи с жильными скарновыми залежами плагиоклазы замещаются альбитом, из них вынесен анортитовый компонент, составляющий в монцонитах довольно существенную часть плагиоклазов. Возможно, что такие богатые кальцием компоненты и обусловили явления гранатизации и образования других скарновых минералов.

Березитизация. Более холодным по температуре образования процессом является березитизация, в результате которой образуются березиты. Это массивные мелкозернистые породы белого или светлого желтовато-белого цвета, часто с ржавыми потеками лимонита, образующегося вследствие окисления пирита. Кристаллы последнего разбросаны в меняющихся количествах среди пород. К характерным особенностям березитов относится их состав из кварца и мусковита, образующих агрегаты, сходные с таковыми грейзенов, но отличающиеся очень небольшими размерами зерен. Величина зерна березитов равна 0,2—0,5 мм, тогда как у грейзенов она достигает 1—5 мм и более. Эта особенность пород стоит в зависимости от температуры образования, регулирующей величину зерна при метаморфизме. О более низкой температуре процесса березитизации, сравнительно с грейзенизацией, свидетельствует и иной, чем у грейзенов, характер оруденения, связанного с березитами. Редкие металлы встречаются здесь в количествах, имеющих лишь минералогическое значение. Они вытесняются золотоносными сульфидами, приносимыми кварцевыми жилами, которые вызывают оруденение. Классическим примером области развития

березитов, откуда они получили свое название (Г. Розе), является Березовский завод на Урале. Под микроскопом они здесь впервые изучены А. П. Карпинским, установившим их минералогический состав. Их образование произошло за счет гранит-порфиров, имеющих форму даек с меридиональным простиранием, детально изученным М. Б. и Н. И. Бородаевскими. Как уже давно известно, кварцевые жилы с сульфидами залегают по вертикальным (поперечным по отношению к простиранию жил) трещинам отдельности и имеют сходство в плане по их расположению со ступеньками лестницы, почему они и получили название лестничных жил (рис. 213). По обеим сторонам этих жил гранит-порфиры превращены в березиты с постепенными переходами к гранит-порфирам. Сульфиды входят также и в состав березитов.

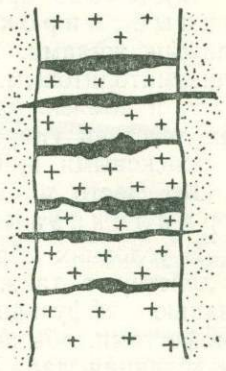


Рис. 213. Схема лестничных жил кварца в Березовском районе

Многие гидротермальные рудные жилы, образующие месторождения металлов или различных неметаллических ископаемых минерального сырья (барит, флюорит, кварц, полиметаллы и другие), залегают большей частью в породах, измененных вдоль этих рудных жил во вторичные метаморфизованные породы. Осадочные и магматические образования — известняки, глинистые сланцы, песчаники, излившиеся и интрузивные магматические породы — все подвергаются более или менее ясно выраженному гидротермальному метаморфизму, сопровождающемуся метасоматозом. При этом наблюдаются следующие процессы.

1) Окварцевание, наблюдающееся около кварцевых и некоторых других жил, причем этому процессу могут быть подвержены все породы.

2) Хлоритизация, заключающаяся в образовании хлоритов путем метасоматического замещения цветных, а часто и светлых минералов боковых пород. Последнее говорит о подвижном состоянии магния и железа, переносившихся водными растворами и оседавших там, где они встречали породы, с которыми они могли входить в реакцию, растворяя и замещая их составные части. Для этого необходимо, чтобы замещаемые породы содержали кремний и алюминий, с которыми магнийсодержащие растворы могли образовать соединения.

3) Серицитизация с образованием серицита за счет полевошпатовых или глинистых минералов, иногда с метасоматозом, и других устойчивых минералов, например кварца или карбоната (мраморов). Здесь подвижными компонентами были калиевые соединения и местами также алюминий, отлагавшие метасоматически серицит. Таковы условия около месторождений колчеданных руд.

4) Карбонатизация чаще наблюдается в связи с карбонатовыми рудными жилками в боковых породах.

5) Баритизация с отложением небольшого количества барита.

6) Флюоритизация с образованием плавикового шпата.

7) Сульфидизация — процесс, сопровождаемый отложением пирита и других сульфидов в виде вкрапленности в измененных породах.

8) Оталькование и серпентинизация затрагивают преимущественно ультраосновные породы, но могут распространяться и на доломиты.

9) Каолинизация с образованием каолина, обычно вместе с кварцем за счет кислых магматических пород, глинистых сланцев и песчаников.

10) При более высокой температуре происходит процесс мусковитизации и биотитизации боковых пород около гидротермальных жил.

11) Более высокими температурами растворов вызывается процесс амфиболизации с развитием вторичных актинолита, тремолита или роговой обманки как в осадочных породах (мергели), так и в магматических (среднего и основного состава).

12) Только при очень высоких температурах образуются вторичные пироксен-гранатовые породы в контактах с рудными жилами. Эти растворы по своему характеру приближаются к пневматолитовым, описанным выше. Все эти процессы могут происходить и помимо наличия месторождений полезных ископаемых, на местах действия гидротермальных растворов, но они служат прекрасными поисковыми признаками для месторождений.

13) Часто в связи с гидротермальными процессами наблюдается турмалинизация вмещающих жилы пород.

В условиях образования излившихся пород близ поверхности земли действуют также гидротермальные процессы, ведущие к преобразованию эффузивных пород фумаролами, горячими источниками и мофеттами, обычно поблизости от вулканических аппаратов и в области излияния лав. К этим процессам гидротермального метаморфизма относятся следующие.

1) Алунитизация, развивающаяся под влиянием сернокислых фумарол в кислых и средних эффузивах и их туфах, с отложением алунита $KAl_3[SO_4]_2[OH]_6$.

Местами, например в Заглике в Азербайджане, эти процессы создали залежи алунитов, достойные практического внимания для получения из них солей алюминия.

2) Пропилитизация представляет собой гидротермальный процесс, происходящий под влиянием фумарол с приносом сульфидов и с преобразованием андезитов, дацитов, частично также базальтов и липаритов и их туфов около вулканических аппаратов и их каналов. Породы светлеют и перекристаллизовываются с образованием хлорита, эпидота, каолина, серицита, карбонатов и с выделением кремнезема в виде мелкозернистого и тонкозернистого материала. Двуокись титана высвобождается из других соединений и выделяется в виде рутила. Происходит принос и отложение сульфидов, иногда образующих густую вкрапленность и даже небольшие месторождения, ценные по своей золотоносности. Таковы вулканические породы и связанные с ними пропилиты Венгрии на южных склонах Карпатской дуги. Третичные по возрасту, они эродированы, причем вскрыты зоны рудообразования, создавшие им былую славу в отношении их золотоносности. Однако во многих случаях пропилитизация происходит под влиянием не вулканических фумарол, а последующих за периодом излияний интрузий, например, в вулканических дугах Индонезии, где вслед за периодом образования андезитов в миоцене произошло внедрение гранодиоритовых и других интрузий, подвергших лавовые породы пропилитизации. То же имело место, повидимому, и в Карпатах.

3) Каолинизация, окварцевание (окремнение) и карбонатизация в качестве процессов гидротермальной обработки также наблюдаются в излившихся породах.

4) Цеолитизация особенно сильно распространена в щелочных основных эффузивах, но встречается также в андезитах, трахитах, базальтах и других эффузивных породах, приводя к образованию миндалин цеолитов и замещению ими породообразующих минералов.

Подводя итоги сказанному о пневматолитовом и гидротермальном метаморфизме, можно отметить, что продукты их в отношении состава и структуры сильно зависят от температуры и источников метаморфизма и от длительности времени их действия, а также от давления, под которым происходит преобразование. Высокотемпературные растворы с большим содержанием летучих компонентов вызывают образование различных гранатово-пироксеновых пород скарнового типа и грейзенов. В условиях средних температур возникают различные породы с образованием амфиболов и слюд, а низкотемпературные агенты вызывают процессы серицитизации, отальковання, хлоритизации и каолинизации или цеолитизации. Окварцевание — процесс, повсеместно распространенный, но структура образующихся при этом метаморфических пород различна. В условиях высокой температуры возникают крупно- и среднезернистые грейзены, в условиях средней температуры — мелкозернистые кварцевые породы типа березитов, при низкой температуре, близко от поверхности Земли, кремнезем принимает вид тонкозернистых кремнистых агрегатов кварца, халцедона или опала, а слюда — серицита.

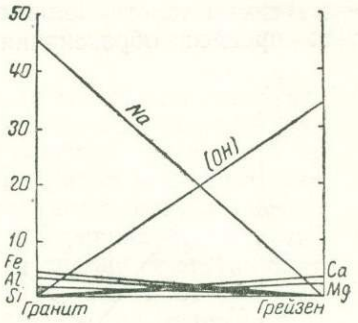


Рис. 214. Изменение состава при переходе из гранита в грейзен (в атомах на единицу объема)

Таблица 76

Изменение химического состава при переходе гранитов в грейзены, гранит-порфиров в березиты и кварцевых порфиров в кварцево-серицитовые сланцы

Название пород	*si*	*ti*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*h*	*o*
Гранит (Калба) . . .	500	сл	50,0	3,0	2,7	44,3	0,48	0,25	0,89	10,6	0,25
Грейзен (Калба) . .	602	0,45	59,0	6,3	1,8	32,9	0,75	0,86	0,29	21,6	0,0
Гранит-порфир (Березовск)	409	0,68	47,4	10,0	4,7	37,9	0,42	0,31	0,48	19,3	0,24
Березит (Березовск) .	318	1,43	56,6	22,0	2,3	19,1	0,81	0,72	0,12	41,2	0,0
Кварцевые альбитофиры, среднее (Урал)	412	1,40	42,7	16,7	9,4	31,2	0,15	0,28	0,56	7,5	0,41
Кварцево-серицитовые сланцы (Урал)	309	0,50	64,8	12,2	1,9	21,1	100	0,77	0,10	47,4	0,09

Эти данные графически по Барту представлены на рис. 214, 215 и 216. На этих диаграммах виден значительный принос водорода (OH), калия и магния и вынос Na. Кремнезем в случае березитизации оказался вынесенным, вероятно вследствие замены его CO_2, не определявшейся в сравниваемых анализах. Обращает на себя внимание сильный калиевый метасомат.

Все эти явления были суммированы Линдгреном в теорию гипо-, мезо- и эпитермальных процессов, ведущих к образованию соответственно связанных с ними гипо-, мезо- и эпитермальных месторождений

полезных ископаемых. Это трехчленное деление связано с трехчленным же делением температурных зон регионального метаморфизма Грубенмана (см. стр. 285 и след.). Гипотермальные месторождения образуются только при высокой температуре, мезотермальные — при средней и эпитермальные — при низкой температуре. Кроме того, был введен еще термин телетермальные месторождения, то есть такие, в которых процесс образования происходит в гипабиссальных условиях,

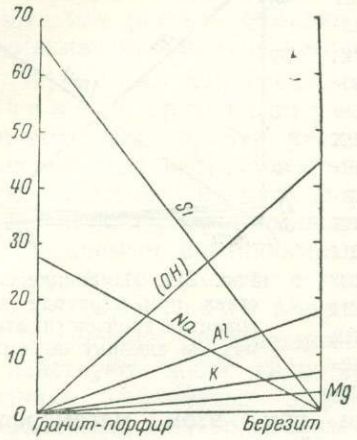


Рис. 215. Изменение состава при переходе из гранит-порфиров в березиты (в атомах на единицу объема)

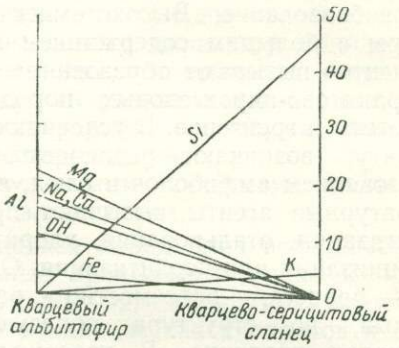


Рис. 216. Изменение состава при переходе из кварцевых альбитофиров в серицитовые сланцы (в атомах на единицу объема)

а потому совершается быстро с наложением на высокотемпературные стадии средне- и низкотемпературных гидротермальных явлений. По существу наложение различных фаз минералообразования часто наблюдается в природе, так как температура интрузивных пород постепенно падает и растворы также постепенно охлаждаются не только в пространстве с удалением от очага, но и во времени. С течением времени меняется состав минерализации и метаморфизма. Так, часто за процессом образования биотита следует его хлоритизация; после уралитизации пироксена наступает его хлоритизация и эпидотизация амфибола и пр. Поэтому естественно, что процесс распределения гидротермального метаморфизма, данный Линдгреном (США), является лишь схемой и что на практике можно встретить немало явлений, усложняющих общую картину.

Региональный метаморфизм

Впервые термин «региональный метаморфизм» был введен в науку Добре (1859 г.). Как следует из названия, он обнимает случаи общего метаморфизма всех пород какого-либо района. Примером такого метаморфизма на территории большой области, целой страны, может служить Украинский кристаллический массив, или щит Фенно-Скандии, Анабарский, или Алданский, Канадский и др. Однако региональный метаморфизм наблюдается не только в древнейших щитах, но и в более молодых горных сооружениях, где площади регионально-метаморфизованных пород менее обширны. Они выступают в центральных частях хребтов и чаще всего распространяются на более древние отложения. Степень метаморфизма оказывается очень неоднородной; в пре-

делах областей регионального метаморфизма различают отдельные подобласти, участки, где метаморфизм выражен сильнее или слабее, чем в других местах. Например, в Финляндии и Карелии породы свионо-саамского, нижнедокембрийского времени глубже метаморфизованы, чем породы свеко-фенского времени, а еще более молодые породы карельской свиты нижнего протерозоя являются еще менее измененными и сохранили в значительной степени свой первичный облик эффузивных и осадочных пород.

Аналогичные явления наблюдаются и в палеозойских хребтах. Так, на Урале общее состояние метаморфизма пород нижнего палеозоя, включая сюда рифейскую систему и кембрий, соответствует широкому распространению в их отложениях филлитов и филлитовых песчаников, представляющих первую стадию метаморфизма глинистых и глинисто-песчанистых пород. Более древние, внутренние части антиклинориев Центрального Урала и восточного его склона представляют глубоко метаморфизованные области, сложенные гнейсами, от которых к периферии этих геологических структур наблюдаются переходы к филлитам. Последние повсюду окружены более молодыми и мало измененными осадочными породами.

Аналогичное изучение в Альпах зависимости степени метаморфизма от глубины геологического среза страны привели исследователей (Грубенмана, Бекке и других) к построению теории глубинного метаморфизма, разделяющегося по силе его на три зоны. Самая верхняя из них (эпизона) отличается слабым характером изменения осадочных и магматических пород и соответствует филлитам, то есть стадии метаморфизма, которая характерна и для пород карельской свиты и для пород нижнего палеозоя Урала, — наиболее молодых. верхних частей геологического разреза в каждом из этих районов. Лежащая ниже их средняя зона метаморфизма (мезозона) характеризуется переходом филлитов в слюдяные сланцы или гнейсы. Рядом с ними за счет филлитовых песчаников и кислых магматических пород развиваются различные гнейсы, а вместо излившихся пород основного состава — амфиболиты.

Глубокая зона (катазона) Грубенмана характеризуется гнейсами и амфиболитами, а также другими, более высокотемпературными минеральными фациями, в которых устойчивыми являются минералы группы пироксенов, оливин, гранаты, силлиманит и другие.

Теория зон регионального метаморфизма долго держалась в науке и сейчас еще пользуется широким распространением. Однако представление о зонах, хотя внешне и удовлетворяло многим явлениям природы, по существу носило в значительной степени формальный характер, не удовлетворяя многим фактическим отношениям, наблюдаемым в природе. Основанное на факте повышения температуры с глубиной и на существовании геотермического градиента, оно вводило многих исследователей в заблуждение, побуждая к попыткам определения глубины образования пород в километрах путем расчета величины давления и температуры, согласно схематической таблице 77.

Но геотермический градиент неоднороден (см. стр. 287), и соответственно высокая температура достигается на различных глубинах. Неизвестна и степень изменения градиента с глубиной. О том, что это повышение температуры универсально, свидетельствует тот факт, что магматические процессы происходят не только в геосинклиналях, но и на платформах при их расколах, глубина которых, как это следует из данных мощности континентальных плит, равной примерно 36—40 км, может достигать этих пределов и, вероятно, и более высоких, где тем-

Таблица 77

Распределение температур и давлений в земной коре с глубиной

Глубина в км	Давление в кг/см²	Температура в градусах
0,1	26—28	
1	260—280	30
10	2600—2800	300
20	5200—5600	600
40	10400—11200	1200

пература доходит до размеров, достаточных для плавления базальтов. Схема, данная Грубенманом, Ван-Хайзом и Н. Д. Лукашевичем, сохраняет свою силу, но глубины, на которых она осуществляется, разные на земном шаре.

Неполнота схемы Грубенмана заставила внести поправки в его представления и в терминологию зональности процессов метаморфизма. Его термины катазона, мезозона и эпизона в настоящее время не связываются с абсолютной глубиной, а понимаются как выражение глубины (степени) метаморфизма и зависят скорее и больше от температуры. П. Ниггли и другие исследователи, придерживающиеся этой школы, выражают это терминами ката-, мезо- и эпиметаморфизм — термины, в которых глубина как уровень в разрезе земной коры отсутствует.

Неудовлетворенность схемой Грубенмана заставила геологов искать другого выхода из создавшегося положения. П. Эскола (1920) первый сделал попытку классифицировать все метаморфические процессы, а вместе с ними и магматические явления, по метаморфическим фациям. Эта попытка была оценена как удачный выход из недостаточности старой генетической классификации метаморфических пород по зонам. Эскола наметил ряд фаций метаморфизма (табл. 78).

Таблица 78

Таблица метаморфических фаций по Эскола

Температура / Давление				
	Развитие цеолитов в магматических породах		Санидинитовая (диабазовая фация)	
	Фация зеленых сланцев	Эпидот-амфиболитовая фация	Амфиболитовая (рогово-обманково-габбровая) фация	Пироксен-роговиковая (габбровая) фация
				Гранулитовая фация
			Глаукофаново-сланцевая фация	Эклогитовая фация

Санидинитовая фация. В качестве эталона для расчленения фаций были взяты широко распространенные породы габбро-базальтовой группы ка ккегко поддающиеся метаморфизму и, судя по геологическим данным, чувствительные к изменениям температуры и давления. Для каждой фации этой группы пород были выбраны критические минералы, характеризующие фацию и устойчивые только в ней. Фация для поверхностных магматических пород, застывающих при низких давлениях и быстром охлаждении жерловых интрузий, названа санидинитовой, поскольку в контактах этих гипабиссальных пород в случаях, представленных щелочными магматическими породами, образуются санидиниты — породы, состоящие из санидина и возникающие в условиях быстрого застывания при высокой начальной температуре контактов из глинистых сланцев, включенных в виде ксенолитов или выброшенных в лавах вулканов. Санидин характерен и для магматических пород как устойчивая фаза при высокой температуре и сохраняющаяся в условиях закалки в этих поверхностных фациях интрузий и излияний. Критическим минералом этой фации является санидин. К этим относится ряд других минералов, как магнезиальные клинопироксены ряда пижонитов.

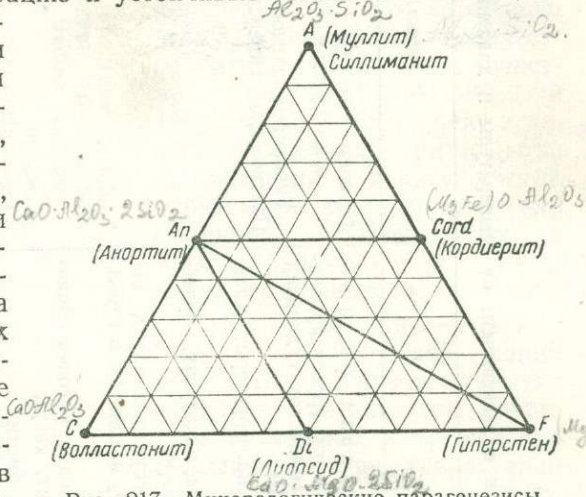


Рис. 217. Минералогические парагенезисы в санидинитовой фации

Высокая температура на контактах с магматическими породами этой фации вызывает разогревание вмещающих пород, которые вследствие этого подвергаются перекристаллизации. Одним из характерных признаков установившегося равновесия фациальных отношений является равновесие минеральных фаз, входящих в состав метаморфической породы. При этом возникают парагенетические ассоциации минералов, широко распространенных в соответствующих фациях. О наличии равновесия свидетельствует небольшое число этих минералов, строго соответствующее правилу фаз $P=K$ (число фаз равно числу компонентов). В санидинитовой фации это равновесие трудно достигается вследствие быстрого охлаждения и изменения температурных условий и наступающего развития минералов, устойчивых при более низких температурах. Иногда вследствие высокой температуры и наступающего плавления получается стекло. Поэтому количество минералов в этой фации обычно велико. Приведем главнейшие из них. Если вмещающие породы содержат кремнезем, окись кальция, магния и железа, а также окись алюминия наряду с другими компонентами, то минеральные фазы этой фации будут выражены схемой рис. 217. В точке *A* при обилии окиси алюминия образуется силлиманит, а в случае плавления — муллит, встречающийся изредка в жерловых фациях магматических пород (остров Мулл, Шотландия). В породах, содержащих также и окись кальция, глинозем соединяется с ней и дает с избытком кремнезема анортит. Поэтому, если содержание CaO и Al_2O_3 находится в эквивалентных отношениях, то силлиманит исчезает из системы, равновесие устанавливается и реакция протекает до конца. При

Таблица 79

Распределение парагенезисов минералов в метаморфических породах в зависимости от температуры и давления

Температура \ Давление	Низкое	Среднее	Высокое
Высокая	Санидинитовая фация Ларнитовая субфация: Волластонит, спуррит, ларнит, диопсид, мервинит, ранкинит, кварц, пироксены пижонитового ряда. Монтичеллитовая субфация: Монтичеллит, мелилит, волластонит, кальцит, шпинель, диопсид.	Пироксен-роговиковая фация Андалузит, анортит, кордиерит, гроссуляр, андрадит, везувиан, гиперстен, волластонит, диопсид, кварц, полевые шпаты, биотит Кварц, волластонит, диопсид, форстерит, кальцит Периклаз, шпинель, корунд, андалузит, кордиерит, форстерит, энстатит, кварц Кальцит, волластонит, гроссуляр, анортит, андалузит, корунд, кварц (CO_2 находится в избытке) Диопсид, гиперстен, альмандин, роговая обманка, эпидот, олигоклаз, биотит, кварц Кварц, олигоклаз, эпидот, биотит Эпидот, диопсид, роговая обманка, гранат, кальцит, флогопит.	Фация гиперстен—плагиоклазовых гнейсов Гиперстен-плагиоклазовые гнейсы Плагиоклазы, гиперстен. Эклогитовая фация Оливин, гранат (омфацит), кварц.
Средняя	Гранаты, диопсид, эпидот, кварц, карбонаты, актинолит, кварц.	Амфиболитовая фация Силлиманит, плагиоклазы, альмандин, гроссуляр, роговая обманка, диопсид, актинолит, биотит Кианит, эпидот, плагиоклазы, альмандин, роговая обманка, актинолит, антофиллит, биотит Кианит, мусковит, ставролит, микроклин, альмандин, биотит, эпидот Мусковит, плагиоклазы, гроссуляр, волластонит, диопсид, роговая обманка, актинолит, биотит Андалузит, плагиоклазы, кордиерит, роговая обманка, актинолит, антофиллит, биотит.	Гранулитовая фация Гнейс-гранулиты: силлиманит, кианит, плагиоклазы, микроклин, гранат Трапп-гранулиты: плагиоклаз, диопсид (авгит), гиперстен, гранат, кальцит.

Давление / Температура	Низкое	Среднее	Высокое
Низкая	Каолин, цеолиты, карбонаты, хлорит, адуляр, кварц, серицит, халцедон, опал, кварц.	Альбит-эпидот-амфиболитовая фация Мусковит, хлоритоид, эпидот, альбит, роговая обманка, актинолит, альмандин, антофиллит, биотит, кварц, микроклин Мусковит, эпидот, альбит, роговая обманка, актинолит, биотит, кальцит Андалузит (мусковит), эпидот, кордиерит, хлорит, роговая обманка, актинолит, антофиллит, гроссуляр, диопсид, кальцит, везувиан.	Глаукофаново-сланцевая фация Глаукофан, альбит, эпидот, гранат, лаусонит, пумпеллиит Празинитовая фация Олигоклаз, альбит, эпидот, натровые амфиболы Зеленосланцевая фация Мусковит, эпидот, актинолит, биотит, кальцит, хлоритоид, хлорит, тальк, серпентин, доломит, стильпномелан Серицит, хлорит, тальк, серпентин, альбит, эпидот, микроклин, кварц, кальцит.

большом количестве кальция появляется волластонит (чистый в точке *C*). Если наряду с глиноземом имеется в системе MgO и FeO, то, кроме силлиманита, появляется сначала кордиерит и соответственно этому уменьшается количество силлиманита. При равенстве отношений Al_2SiO_5 и $(Mg, Fe)SiO_3$ силлиманит исчезает из системы, при избытке же магнезии и закиси железа образуются клиноэнстатит или гиперстен. Соответственно в присутствии CaO и (Mg, Fe)O появляется диопсид.

В системе $MgO—Al_2O_3—SiO_2$ в санидинитовой фации (рис. 218) в случае избытка магнезии развивается периклаз (например, в кремнистых доломитах). При возрастании количества SiO_2 сначала появляется форстерит, присутствующий в известняках контактовых областей, далее следует появление клиноэнстатита. При содержании Al_2O_3 окись магния дает шпинель, а при избытке глинозема — корунд (корундовые роговики, шпинелевые роговики и мраморы). Соединение Al_2O_3 с кремнеземом дает муллит. Соответственно этим опорным точкам оформляются поля устойчивости минералов. В середине диаграммы (рис. 218) находится состав, соответствующий кордиериту. Все эти минералы присутствуют во многих контактах, причем муллит и клиноэнстатит являются критическими минералами для санидинитовой фации, а остальные встречаются и в других фациях.

Д. С. Коржинским внесены дополнительные данные по условиям метаморфизма в этой фации на основании изучения парагенезиса минералов в природных условиях. Здесь, кроме перечисленных, развиваются

следующие парагенетические ассоциации. При наличии в системе CO_2 могут появиться кварц и тридимит. При равных отношениях CaO и SiO_2 образуется волластонит, при избытке кальция — новая фаза, ларнит (Ca_2SiO_4) и далее спуррит $2Ca_2SiO_4 \cdot CaCO_3$, а в почти чистых известняках без примеси кремнистого материала — кальцит. При наличии некоторого количества магния появляются минералы, содержащие наряду с кальцием и магний, прежде всего диопсид, но так как карбонатовые осадочные породы содержат магния не больше, чем в доломите (Ca : Mg = =1 : 1), то чисто магнезиальных минералов здесь не образуется. При большем количестве CaO и MgO сравнительно с кремнеземом развивается монтичеллит $CaMgSiO_4$. Как промежуточная фаза здесь часто находятся также мелилит (Ca, $Na)_2[(Mg, Al)(Si, Al)_2O_7]$ с мервинитом ($Ca_3Mg[SiO_4]_2$), а иногда также и ранкинит ($Ca_3[Si_2O_7]$), так часто встречающиеся в искусственных расплавах, например в шлаках. Такие редкие минералы, как ларнит, спуррит, мервинит и ранкинит, образуются только при очень высокой температуре и низком давлении. С повышением последнего образование их прекращается, а потому в глубинных ассоциациях они не встречаются, являясь, таким образом, критическими для фации. Д. С. Коржинский выделил на основании этого парагенезиса в санидинитовой фации две субфации—ларнит-мервинитовую и мелилит-монтичеллитовую. Из них ларнит-мервинитовая субфация характерна для условий контактов малых давлений (глубин), тогда как мелилит-монтичеллитовая — для более низких температур и более высоких давлений (гипабиссальная).

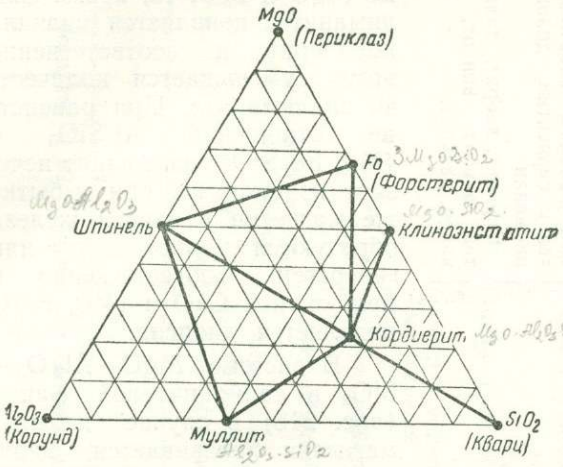


Рис. 218. Минералогические парагенезисы в санидинитовой фации

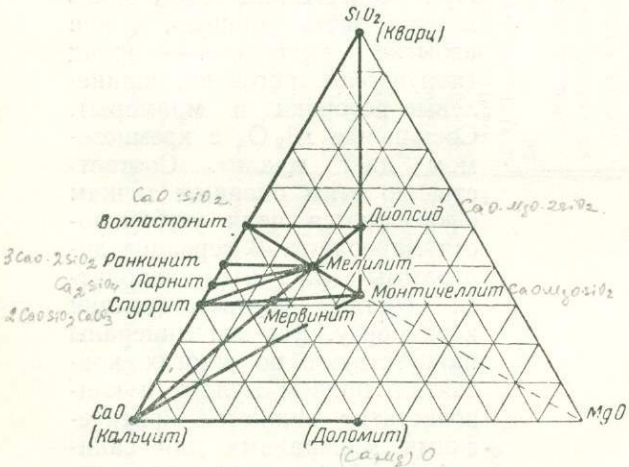


Рис. 219. Минералогические парагенезисы в ларнит-мервинитовой фации (субфации)

Парагенезис мелилит-монтичеллитовой субфации, согласно Н. Л. Боуэну (1940), дан на рис. 220. Здесь видно, что в соответствующих полях могут участвовать: кварц, волластонит, диопсид; волластонит, мелилит, диопсид; диопсид, мелилит, монтичеллит; волластонит, кальцит, мелилит; мелилит, кальцит, монтичеллит; монтичеллит, кальцит, фор-

стерит. Н. Л. Боуэн все явления метаморфизма для ассоциации известковистых пород подразделил на 13 ступеней. Каждая из ассоциаций устойчива ниже температуры соответствующей ступени:

Ниже	1	ступени	устойчивы:	доломит + кварц
»	2	»	»	доломит + тремолит
»	3	»	»	кальцит + тремолит + кварц
»	4	»	»	кальцит + тремолит
»	5	»	»	доломит
»	6	»	»	кальцит + кварц
»	7	»	»	кальцит + форстерит + диопсид
»	8	»	»	кальцит + диопсид
»	9	»	»	кальцит + форстерит
»	10	»	»	кальцит + волластонит
»	11	»	»	кальцит + акерманит
»	12	»	»	спуррит + волластонит
»	13	»	»	спуррит + акерманит

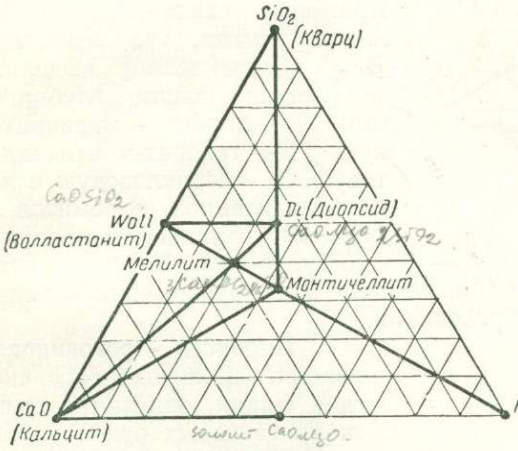


Рис. 220. Минералогические парагенезисы в мелилит-монтичеллитовой фации (субфации)

Рис. 221. Условия минералообразования в различных фациях для системы $CaO-SiO_2-CO_2$

Возникновение характерных минералов в порядке возрастания температуры на различных ступенях дано, согласно Н. Л. Боуэну, в виде следующего ряда: 1 — тремолит, 2 — форстерит, 3 — диопсид, 4 — периклаз, 5 — волластонит, 6 — монтичеллит, 7 — акерманит, 8 — спуррит, 9 — мервинит, 10 — ларнит. Все эти минералы свидетельствуют о прогрессивном повышении температуры. Из них спуррит, мервинит и ларнит, а также более редкий ранкинит, являются критическими для ларнит-мервинитовой субфации, а монтичеллит и мелилит — для более высоких давлений, согласно схеме рис. 221.

Повсюду для карбонатовых пород в фации, соответствующей температуре выше ассоциации кальцит + кварц, имеется избыток углекислоты, выделяющейся при реакции кремнезема с карбонатом кальция. Так как в контактах температура редко превосходит 750°, то большей частью, как это характерно для района Осло по Гольдшмидту, имеется характерная ассоциация с критическими минералами в виде волластонита, спуррит же может появиться, согласно диаграмме, только при очень низком давлении, что соответствует наблюдениям на р. Анакит

в Сибири, в Скоутхилле (Англия) и в Крестморе (Калифорния). По диаграмме рис. 221 санидинитовой фации соответствуют только начальные отрезки двух верхних кривых.

Зависимость образования ряда минералов в известково-силикатовом ряду от давления, отмеченнае Д. С. Коржинским (1935), вызвала к жизни понятие о минералах-манометрах — показателях давления нагрузки (глубинности процесса). Так как увеличение давления нагрузки способствует образованию ассоциаций минералов и сопровождается уменьшением объема, что затрудняет выделение углекислоты из карбонатов, то на большой глубине реакции декарбонатизации мраморов становятся все более трудными, что позволило Д. С. Коржинскому выделить следующие фации глубинности: 1 — ларнит - мервинитовую, 2 — геленит-монтичеллитовую, 3 — периклазовую с декарбонатизацией доломитов и дедоломитизацией, 4 — волластонитовую, 5 — гроссуляровую и 6 — безгроссуляровую. Все эти фации установлены им для ассоциаций минералов в метаморфических породах в зависимости от глубины их образования.

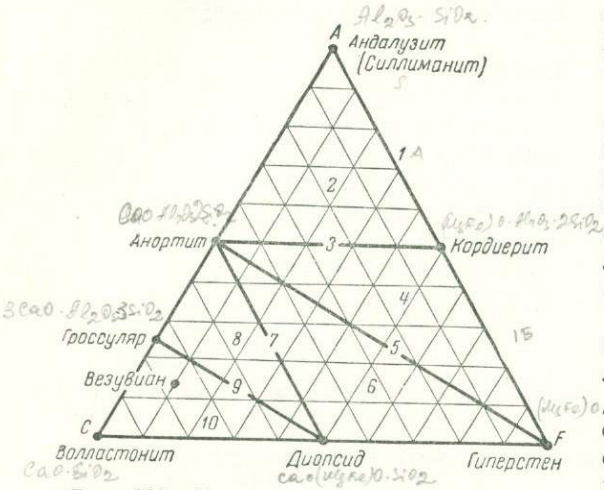


Рис. 222. Минералогические парагенезисы в пироксен-роговиковой фации

Пироксен - роговиковая фация. Пироксен-роговиковая фация, описанная выше в контактовых ореолах района Осло для ряда мергелей и известняков, может быть выражена следующими равновесными ассоциациями минералов десяти классов, установленных Гольдшмидтом. В точке *A* (рис. 222) глинистый осадок содержит материалы, богатые кремнеземом и каолином (Al_2O_3), которые дают типичные минералы в виде андалузита. С увеличением количества $MgO + FeO$ этот класс переходит в 1 *A*, с критическим минералом в виде кордиерита, а далее в 1 *Б* с присоединением к кордиериту гиперстена. Класс 2 соответствует ассоциации андалузит — кордиерит — плагиоклазы. Далее следуют классы до десятого включительно, в состав которых входят критические минералы, название которых можно видеть из соответствующих полей равновесия с цифрами на диаграмме.

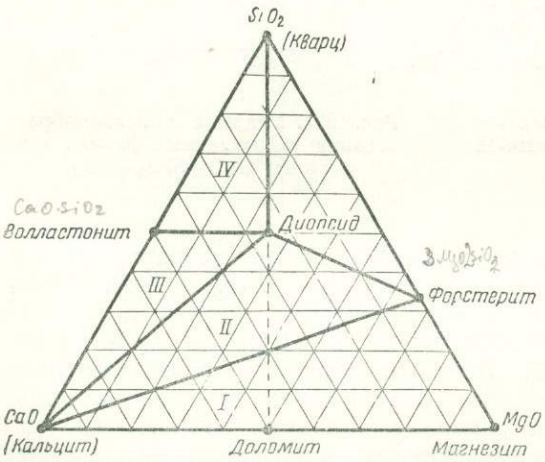


Рис. 223. Минералогические парагенезисы в пироксен-роговиковой фации

Для горных пород типа кремнистых известняков эти ассоциации выражаются диаграммой рис. 223. Осадки, богатые магнезитом, практически не играют роли в природе, а кремнисто-доломитовые с различным содержанием кремнезема располагаются по средней линии диаграммы. Здесь для пироксен-роговиковой фации характерны ассоциации кальцит — периклаз — форстерит (I). Из них форстерит часто появляется в контактах, причем мраморы очищаются от доломита, замещаемого силикатами, и происходит процесс дедоломитизации известняков (мраморов) (I). Во втором поле (II) при большем содержании кремнезема образуются ассоциации кальцит — форстерит—диоспид. Далее следует ассоциация кальцит — диопсид — волластонит (III). Наконец, при господстве кремнистого материала над кальцитом образуется ассоциация волластонит — диопсид — кварц (IV). Для пироксен-роговиковой фации эти две последние ассоциации встречаются по существу в условиях более высоких температур, чем другие.

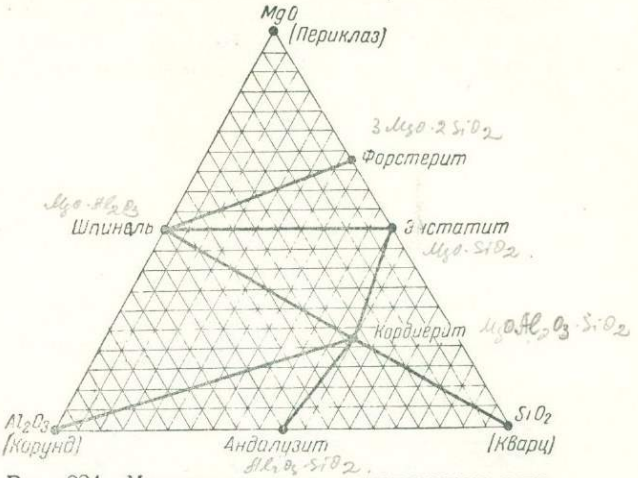


Рис. 224. Минералогические парагенезисы в пироксен-роговиковой фации

В мергелистой или глинистой фации осадков, содержащих примесь доломита или магнезиальных глинистых минералов, могут быть рассмотрены возможные ассоциации $MgO — Al_2O_3 — SiO_2$ и $CaO — Al_2O_3 — SiO_2$. Возможные парагенезисы, часто встречающиеся в природе, здесь следующие (рис. 224 и 225). Для магнезиальных глинистых осадков развиваются ассоциации с минералами, соответствующими полям концентраций треугольников рис. 224, для мергелей, лишенных магния, рис. 225. Для смешанных мергелей они выражаются десятью классами роговиков по Гольдшмидту, описанными выше. Наиболее типичной для мергелей ассоциацией минералов является парагенезис кальцита, гроссуляра и волластонита.

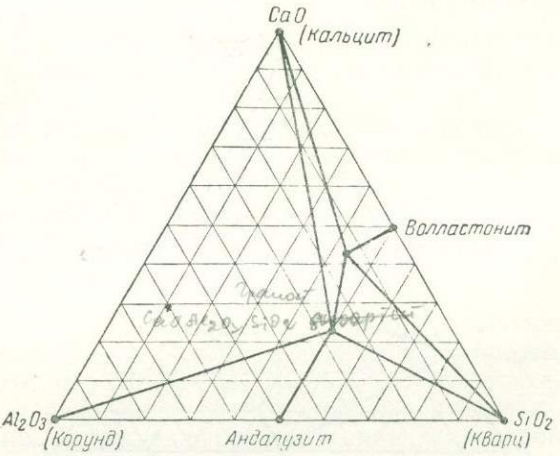


Рис. 225. Минералогические парагенезисы в пироксен-роговиковой фации

Для системы $CaO—MgO—Al_2O_3—SiO_2$ с малым содержанием SiO_2, при расчете на $A—C—F$ (рис. 226), для нанесения состава породы

надо сначала вычесть из анализа MgO, FeO и Al_2O_3, имеющиеся в составе шпинели, не содержащей кремнезема, а для рис. 227—вычесть CaO, имеющуюся в кальците. При этом на рис. 226 каждая точка диаграммы соответствует температурным ассоциациям, которые показаны для соответствующего поля, плюс любое количество шпинели, вычтенное нами из анализа. Соответственно для всех минералов ассоциаций рис. 227 надо прибавить кальцит, исключенный из расчета. Этим путем из системы искусственно удаляются избыточные компоненты. Осадочные породы, удовлетворяющие этим составам, представляют глинистые, богатые магнием и бедные кремнеземом породы, мергелистые осадки и магматические габброидные породы, по своему химическому составу близкие к мергелям. Некоторые габбровые породы перекристаллизовываются в шпинель - анортит - диопсидовые роговики с оливином и сами дают те же ассоциации минералов при застывании из магматического расплава, что объясняет минеральный состав роговиков и магматических пород.

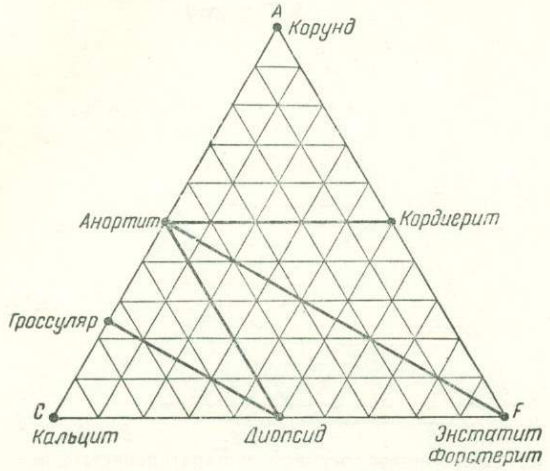


Рис. 226. Минералогические парагенезисы в пироксен-роговиковой фации

Санидинитовая и пироксен-роговиковая фации охватывают явления преимущественно контактового метаморфизма. Согласно схеме рис. 221 ассоциации высокотемпературных минералов контактового метаморфизма с повышением давления становятся устойчивыми только при очень высокой температуре, недостижимой в условиях регионального метаморфизма, а потому и не встречаются при нем.

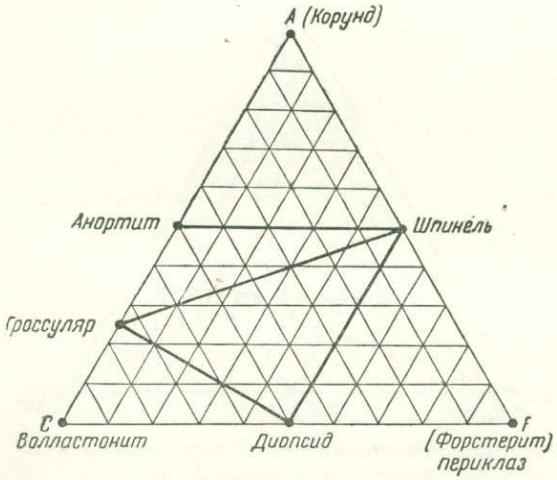


Рис. 227. Минералогические парагенезисы в пироксен-роговиковой фации

Гранулитовая фация. Близко к пироксен-роговиковой фации стоит гранулитовая фация регионального метаморфизма. К гранулитам относятся породы группы гнейсов и основных плагиоклазово-пироксеновых сланцев. Гнейсы часто содержат гранаты, а также кианит и слюды. Различают два типа гранулитов: кислые, светлые, называемые просто гранулитами, и основные, темные, называемые траппгранулитами. Эти разности часто чередуются между собой прослоями.

Парагенезис минералов этой фации дан на рис. 228. Он содержит четыре ассоциации минералов. (1—4). Кроме того, вследствие явлений диафтореза часто наряду с пироксенами образуется роговая обманка, а вместо граната и ортоклаза — кордиерит (что справедливо только для пород, богатых Al_2O_3), а также скаполит или цоизит, развивающиеся вместо плагиоклазов или рядом с ними. Характерные ассоциации для гранулитов будут: 1) кварц — ортоклаз — гранат с силлиманитом и кианитом для светлых гранулитов; 2) кварц — ортоклаз — гиперстен (+гранат и плагиоклазы) — ассоциация, характерная для чарнокитов — гиперстеновых гранитов; 2а) плагиоклазы — гиперстен — гранат с кварцем и ортоклазом; 3) плагиоклазы — гиперстен — диопсид (с кварцем и ортоклазом) — ассоциация, характерная для трапп-гранулитов и норитов, также являющихся членами чарнокитовой серии; 4) диопсид — плагиоклазы — кальцит — кварц или, вместо плагиоклазов, скаполит; наличие кальцита объясняется очень высоким давлением угольной кислоты, которое препятствует реакции кремнезема и кальцита с образованием волластонита. Эта глубокая фация развита широко на Алдане. Согласно Д. С. Коржинскому, в ней нет гроссуляра, везувиана и периклаза именно вследствие избытка на глубине CO_2, находящейся под большим давлением.

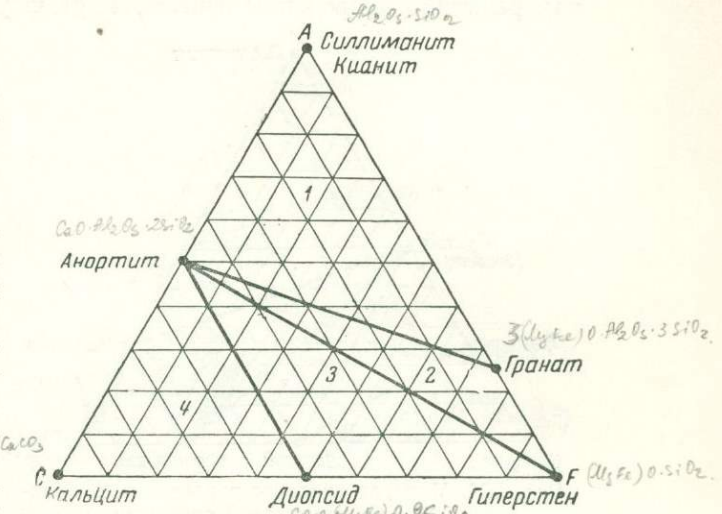


Рис. 228. Минералогические парагенезисы в гранулитовой фации

В известняках и доломитах в этой фации развиваются ассоциации диопсид — форстерит — кальцит и форстерит — кальцит — доломит. Особенно следует подчеркнуть бедность гранулитов силикатами, содержащими гидроксил. Это объясняется высокой температурой развития горных пород этой фации, благодаря чему гидроксилсодержащие минералы оказываются малоустойчивыми. Возможно, однако, что в этом вопросе играл некоторую роль и состав исходных пород.

Эклогитовая фация. Столь же высокотемпературной является и эклогитовая фация, выделенная Эскола. Характерной породой этой фации являются эклогиты, состоящие из граната и омфацита, иногда с примесью небольшого количества кварца, а также развивающихся на более поздних стадиях охлаждения при диафторезе минералов группы амфиболов. В эклогитах часто образуются энстатит с кианитом. Таковы эклогиты северной части Урала. Эскола считал эклогиты самой глубинной фацией метаморфизма габбровых и близких к ним по химическому составу пород, причем приписывал им магматическое происхождение как породам, образующимся из оливиновых габбро по реакции: оливин + основной плагиоклаз = гранат + омфацит, или: оливин + основной плагиоклаз + диопсид = гранат + омфацит + кварц.

С западного побережья Норвегии Эскола были описаны эклогитовые жилы, которые он считал образовавшимися непосредственно из расплава вместо габбро, вследствие застывания их на большой глубине

и, следовательно, под большим давлением. В свою очередь В. М. Гольдшмидт предполагал, что в глубинных зонах Земли, глубже базальтового или габбрового пояса, должен быть расположен эклогитовый пояс. Однако, согласно Д. С. Коржинскому, эклогиты вряд ли образуются на столь больших глубинах, выше ассоциаций, дающих гиперстен в составе пород. Наличие в них таких минералов, как кианит, свидетельствует в пользу того, что температура их образования не слишком высока, хотя давление должно быть и очень высоким, так как реакции, приведенные выше, идут с уменьшением молекулярного объема минеральных фаз, взятых вместе. Баклунд полагает, что для образования эклогитов благоприятно высокое боковое давление, а не давление нагрузки. Эклогиты связаны большей частью с амфиболитами, являющимися обычно продуктами метаморфизма основных пород, но наличие в некоторых из них кианита свидетельствует в пользу отнесения этих разностей к параэклогитам.

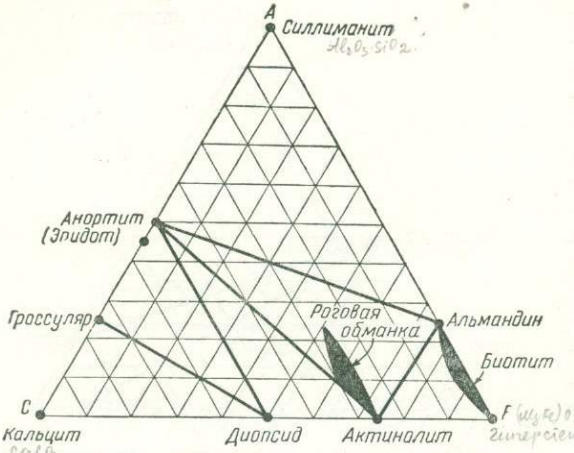


Рис. 229. Минералогические парагенезисы в силлиманит-альмандиновой субфации

Глаукофано-сланцевая фация характеризуется более низкой температурой, чем эклогитовая, но очень высоким давлением.

Амфиболитовая фация. Амфиболитовая фация является более низкотемпературной, чем предыдущие, и менее глубинной. Эта фация содержит в качестве характерных пород метаморфической серии а м ф и б о л и т ы, состоящие из плагиоклазов и роговой обманки как главных компонентов. Ее критическими минералами являются амфиболы и основные или средние плагиоклазы. Основность последних могла бы служить дополнительным критерием для суждения о температурных условиях образования пород этой серии, если они обнаруживают происхождение из пород, богатых кальцием.

Условия образования пород амфиболитовой фации близки к условиям роговиковых контактов, в которых часто образуются также роговообманково-плагиоклазовые роговики, а также другие разности этих пород, содержащих роговую обманку. Амфиболиты отличаются от роговиков более глубинным положением при региональном, а не контактовом метаморфизме, например, в контактах с гранитами более глубоких областей, причем при преобразовании пород участвует стресс, что не всегда наблюдается в контактовых ореолах. Боковое давление обусловливает сланцеватость этих пород.

В амфиболитовой фации амфиболиты сопровождаются различными гнейсами, кварцитами, слюдяными сланцами и другими метаморфическими породами. На основании ассоциаций других минералов и других пород в амфиболитовой фации выделяются четыре субфации, а именно: 1) альмандин-диопсид-роговообманковая, 2) силлиманит-альмандиновая, 3) ставролит-кианитовая и 4) кордиерит-антофиллитовая. Они названы так по их критическим минералам.

I. Альмандин-диопсид-роговообманковая субфация выделена для некоторых гранатовых амфиболитов, в которых амфибол встречается в парагенезисе с диопсидом. Такие амфиболиты содержат часто основной плагиоклаз, наличие же в них диопсида свидетельствует о повышенной температуре их образования, по сравнению с нормальными амфиболитами. Обычно они развиваются в ассоциации с породами гранулитовой фации.

II. Силлиманит-альмандиновая субфация образуется в условиях высоких температур и давлений, причем давление характеризуется господством стресса, благоприятствующего образованию силлиманита вместо андалузита. Соответственно вместе с амфиболом в этой субфации распространены различные силлиманит- и гранатсодержащие гнейсы. Парагенезис этой субфации дан на рис. 229. Главными минералами субфации являются силлиманит, альмандин и ортоклаз, образующиеся в сланцах, происшедших из богатых глинистым материалом осадочных пород. В богатых магнием породах возникают антофиллит, гедрит и куммингтонит, если в породах отсутствует или имеется в небольшом количестве калий; в противном случае развивается биотит. К последним, богатым магнием породам этой субфации относятся продукты метаморфизма змеевиков, описанные выше для пород контактового метаморфизма (стр. 343).

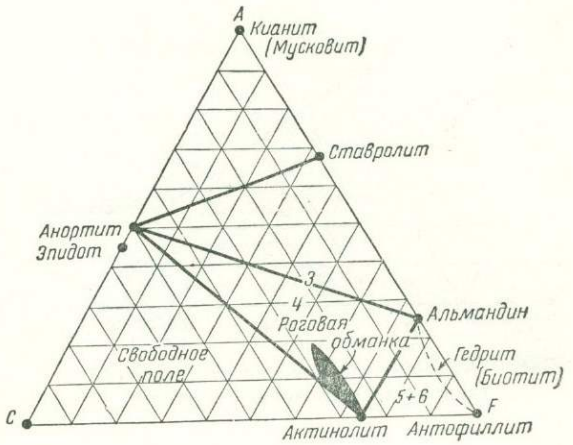


Рис. 230. Минералогические парагенезисы в ставролит-кианитовой субфации

III. Ставролит-кианитовая субфация (рис. 230) характеризуется наличием роговой обманки, среднего плагиоклаза и слюды. Состав плагиоклазов регулируется двумя факторами — первичным содержанием CaO и Al_2O_3 в породах, с одной стороны, и температурой — с другой. Поэтому в случае обилия CaO и Al_2O_3, что благоприятствует образованию анортита, при понижении температуры вместо части анортита образуется средний плагиоклаз, а избыток глинозема и окиси кальция связывается в составе эпидота и цоизита. Среди пород этой субфации выделяются две группы: с недостатком K_2O и с избытком этого компонента.

а) Породы с недостатком K_2O. Породы, содержащие мало окиси калия сравнительно с глиноземом, окисью магния и железа, не содержат ортоклаза или микроклина. Наряду с этим в них развиваются кианит, ставролит, альмандин или антофиллит, согласно диаграмме рис. 230. При избытке кремнезема и наличии гидроксила и калия, в первом поле образуются плагиоклазы, мусковит, кианит, ставролит и кварц. Во втором поле, судя по концентрациям, устойчивы плагиоклазы, мусковит, ставролит, альмандин и кварц. В пограничной части между полями 2 и 3 образуются плагиоклазы, мусковит, биотит, альмандин и кварц. В четвертом поле — плагиоклазы, роговая

обманка, альмандин, биотит, кварц, в поле 5 и 6 антофиллит, роговая обманка, альмандин, биотит и кварц.

Основные породы дают амфиболиты с гранатом, но кварц в них присутствует редко. Кварц характерен для пород группы амфиболитов, происшедших из диоритов или их излившихся аналогов или из туфов андезитов и порфиритов. Кианит и ставролит в амфиболитах также встречаются иногда, например, в некоторых амфиболитах Урала. Этот минерал не укладывается в рамки парагенезиса диаграммы рис. 230. Возможно, что это обстоятельство стоит в связи с ограниченной способностью магния замещать железо в альмандине.

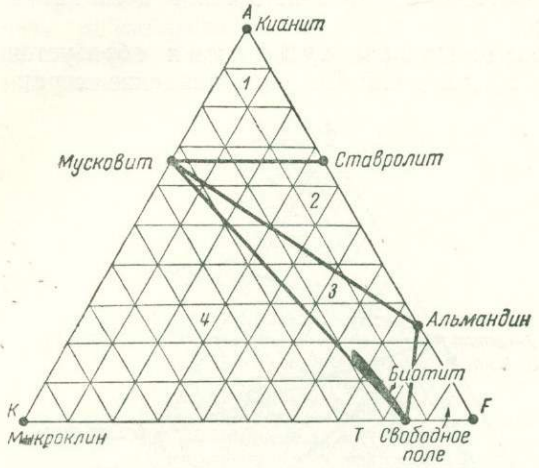


Рис. 231. Минералогические парагенезисы в ставролит-кианитовой субфации

б) Породы, содержащие избыток K_2O (рис. 231), дают парагнейсы, содержащие до 6 главных минералов, из которых образуются следующие ассоциации:

1. Плагиоклазы, мусковит, биотит, эпидот, микроклин, кварц.
2. Плагиоклазы, роговая обманка, биотит, эпидот, микроклин, кварц.
3. Плагиоклазы, роговая обманка, диопсид, эпидот, микроклин, кварц.
4. Плагиоклазы, гроссуляр, диопсид, эпидот, микроклин, кварц.
5. Диопсид, гроссуляр, кальцит, микроклин, кварц.

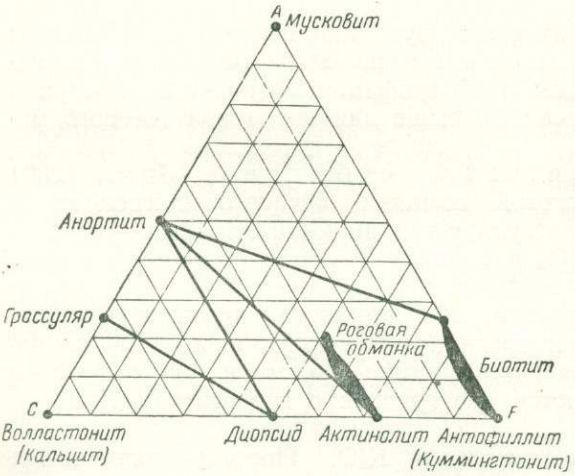


Рис. 232. Минералогические парагенезисы в кордиерит-антофиллитовой субфации

Микроклин вследствие избытка калия может присутствовать во всех вариантах минералогического состава.

В известковистых породах появляется кальцит вместе с гроссуляром и диопсидом. Волластонит в этой фации неустойчив. При высоких давлениях периклаза также не образуется вследствие препятствия, оказываемого давлением диссоциации углекислого магния (доломита).

IV. Кордиерит-антофиллитовая субфация. Из района оз. Ориерви в Финляндии Эскола описал метаморфизм архейских мраморов, мергелей, основных магматических пород и кислых

эффузивов и их туфов под влиянием интрузии плагиоклазовых гранитов. Здесь часто появляются минералы роговиковой фации, например, андалузит и кордиерит. Стресс играл при метаморфизме сравнительно небольшую роль, в связи с чем местами развиваются роговики. Среди критических минералов значатся: андалузит — мусковит, кордиерит—мусковит, кордиерит — антофиллит. На рис. 232 и 233 даны минералогические парагенезисы, наблюдаемые для богатых кремнеземом пород с избытком и с недостатком окиси калия. Во всей амфиболитовой фации ортоклаз неустойчив при наличии в породах андалузита, кордиерита, альмандина и антофиллита. Вместо него в этих случаях образуется мусковит или биотит по схематическому уравнению; андалузит+ортоклаз+вода=мусковит+кварц, или: 3 кордиерита+8 ортоклаза+5 воды=2 биотита+6 мусковита+15 кварца, или: кордиерит+гиперстен++3 ортоклаза+2 воды=биотит+2 мусковита+6 кварца.

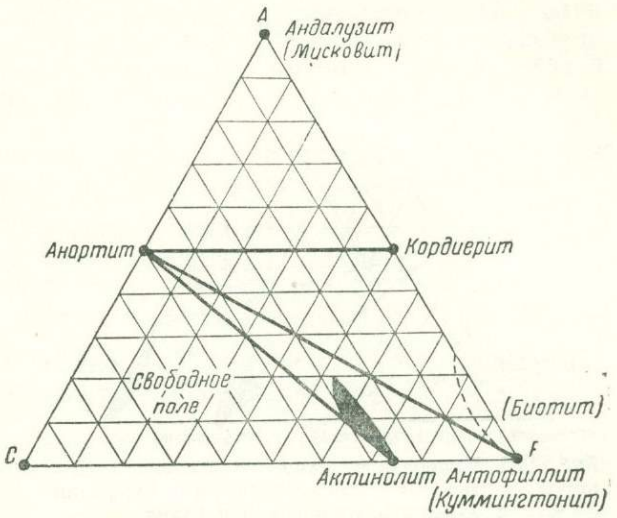


Рис. 233. Минералогические парагенезисы в кордиерит-антофиллитовой субфации с недостатком калия

Если окись калия находится в избытке, микроклин может образоваться во всех парагенезисах. Если вода имеется в избытке, то максимальное количество минералов равно 3+2=5:

1. Мусковит, биотит, плагиоклазы, микроклин, кварц.
2. Биотит, роговая обманка, плагиоклазы, микроклин, кварц.
3. Диопсид, роговая обманка, плагиоклазы, микроклин, кварц,
4. Диопсид, гроссуляр, плагиоклазы, микроклин, кварц.
5. Диопсид, гроссуляр, волластонит, микроклин, кварц.

При недостатке калия минералы андалузит, кордиерит, антофиллит могут существовать одновременно со слюдами:

1. Мусковит, андалузит, кордиерит, плагиоклазы, кварц.
2. Мусковит, биотит, кордиерит, плагиоклазы, кварц.
3. Антофиллит, биотит, кордиерит, плагиоклазы, кварц.
4. Антофиллит, биотит, роговая обманка, плагиоклазы, кварц.

В породах с недостатком кремнезема кварц отсутствует. При этом могут появиться шпинель, корунд или форстерит. Мраморы, в особенности доломитовые, служат наиболее чувствительными индикаторами температуры метаморфизма в этой субфации. Здесь развиваются ассоциации минералов, согласно вышеописанным ступеням Боуэна, в порядке возрастания температуры:

Выше 3 ступени:
1. Диопсид, тремолит, кальцит.
2. Тремолит, форстерит, кальцит.
3. Форстерит, доломит, кальцит.

Выше 4 ступени:
1. Диопсид, форстерит, кальцит.
2. Форстерит, доломит, кальцит.

Выше 5 и 6 ступени: { 1. Диопсид, форстерит, кальцит.
2. Форстерит, периклаз, кальцит.

На 6 ступени, в случае избытка кремнезема, появляется волластонит. Таковы ассоциации многих мраморов района Слюдянки и Алдана.

В результате обзора ассоциаций амфиболитовой фации мы видим, что в зависимости от состава и температуры здесь встречаются разные парагенезисы минералов, но для них показательны наиболее высокотемпературные ассоциации с альмандином и диопсидом; несколько ниже их по температуре образования стоят ассоциации минералов субфации с силлиманитом и альмандином, еще ниже стоит субфация со ставролитом и кианитом и, наконец, кордиерит - антофиллитовая на самом последнем месте.

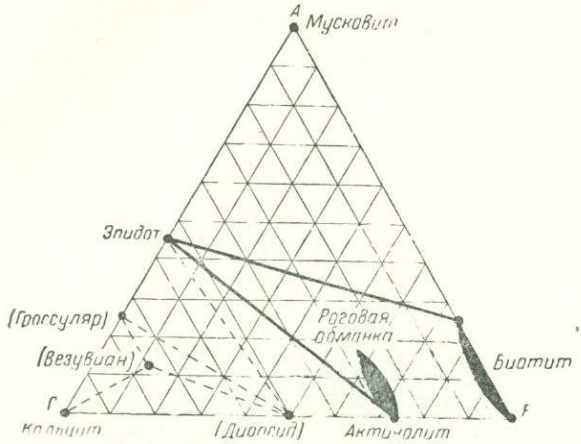


Рис. 234. Минералогические парагенезисы для пород актинолит-эпидот-роговиковой субфации с избытком кремнезема и калия

Альбит - эпидот - амфиболитовая фация. Более низкотемпературной фацией является альбит-эпидот-амфиболитовая. В название, данное Эскола, не входил альбит, хотя последний столь же, если не более, характерный компонент, чем эпидот. Эти амфиболиты образуются в условиях, когда температура при метаморфизме настолько низка, что вместо основного или среднего плагиоклаза устойчив альбит с выделением анортитового компонента плагиоклазов в форме эпидота. Роговая обманка, образующаяся при этом, часто является светлоокрашенной разностью, близкой к актинолиту, а иногда заменяется щелочными представителями группы амфиболов. В случае понижения температуры часто появляются хлориты. Наряду с роговой обманкой здесь встречаются хлоритоиды и альмандин. Соответственно в природе известны две субфации, из которых одна называется актинолит-эпидот-роговиковой, а другая хлоритоид-альмандиновой.

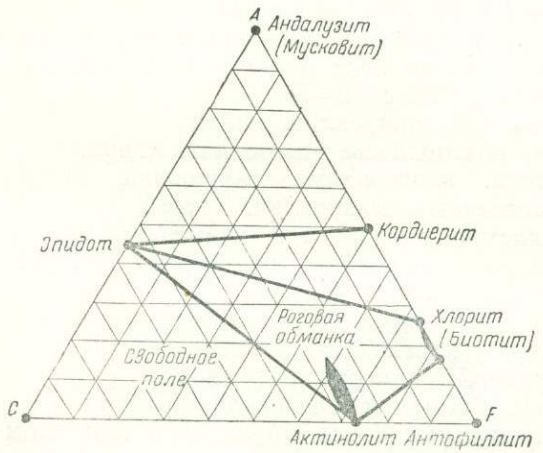


Рис. 235. Минералогические парагенезисы для актинолит-эпидот-роговиковой субфации с недостатком калия

I. Актинолит-эпидот-роговиковая субфация. К этой субфации относится часть роговиков и скарнов с низкой температурой образования, в которых диопсид, гроссуляр или андрадит ассоциируются

с актинолитом и эпидотом с альбитом или замещаются ими. Они развиваются в отдалении от непосредственного контакта, в окружающих интрузивы породах. Как выше было упомянуто, во внешних контактовых ореолах в зоне пятнистых сланцев появляются часто узловатые сланцы кордиерита и андалузита — начальные формы перекристаллизации, указывающие на устойчивость этих минералов в случае недостатка калия для образования биотита. Для пород с избытком калия и кремнезема минералогические ассоциации для продуктов их метаморфизма в этой субфации даны на рис. 234, для пород с недостатком калия — на рис. 235.

В известняках и доломитах, бедных кремнеземом, имеются три группы, соответствующие трем ступеням Боуэна:

Выше 1 ступени:
1. Тремолит, доломит, кальцит.
2. Тремолит, форстерит, кальцит.
3. Форстерит, доломит, кальцит.

Выше 2 ступени:
1. Диопсид, тремолит, кальцит.

Выше 3 ступени:
1. Тремолит, форстерит, кальцит.
2. Форстерит, доломит, кальцит.

Единственная отчетливо выраженная ассоциация минералов — тремолит, доломит, кальцит — характерна и для фации зеленых сланцев.

II. Хлоритоид-альмандиновая субфация. Эта субфация характерна для регионального метаморфизма. В породах, богатых кремнеземом и бедных калием, присутствуют хлоритоид и альмандин, например, в филлитах, или хлорит, а иногда и антофиллит. Ортоклаз в этих случаях отсутствует (рис. 236). Из пелитовых пород, богатых алюминием и бедных калием, образуются минералогические ассоциации: 1) мусковит, хлоритоид, биотит, кварц (+эпидот и альбит) и 2) мусковит, хлоритоид, альмандин, кварц (+биотит, эпидот, альбит). Из нормальных пелитовых пород возникают мусковит, биотит, альмандин, кварц (эпидот, альбит). Амфиболиты этой фации дают парагенезис роговой обманки, эпидота и альбита, иногда с примесью альмандина, биотита и кварца, а из ультраосновных пород получаются ассоциации роговая обманка, хлорит, актинолит, или антофиллит и хлорит. Породы, содержащие кварц или кремнезем с избытком калия и алюминия, дают ассоциации, соответствующие рис. 237, аналогичные актинолит-эпидот-роговиковой фации: кварц, микроклин, альбит, биотит, мусковит; роговая обманка, альбит, эпидот, биотит и кальцит, эпидот, актинолит. Сюда же относятся и щелочные адиноловые контакты.

Фация зеленых сланцев. Зелеными сланцами называются породы, представляющие собой продукт метаморфизма основных магматических пород и содержащие в большом количестве минералы группы хлорита и эпидота, иногда также актинолита, хлоритоиды и другие критические минералы. Породы этой фации связаны непосредственными переходами с породами эпидот-амфиболитовой фации. Зеленые сланцы образуются как при региональном, так и при местном метаморфизме под влиянием невысокой температуры и характеризуются минералами, содержащими гидроксил или CO_2. Амфиболы, здесь развитые, представлены большей частью актинолитом, который с понижением температуры переходит в хлорит и эпидот или карбонат, иногда с образованием неустойчивой промежуточной фазы биотита или стильпномелана. Соответственно этому в зеленосланцевой фации выделяются две субфации: биотит-хлоритовая и мусковит-хлоритовая.

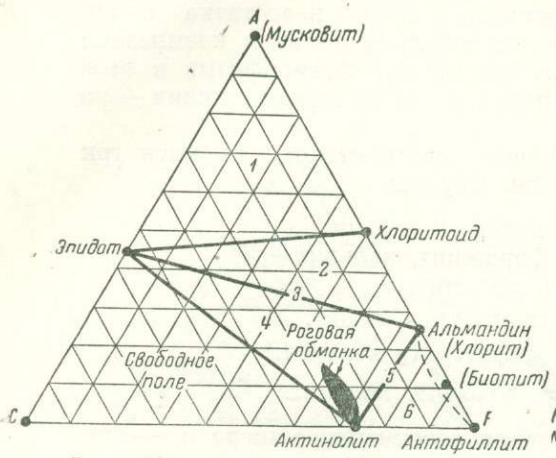


Рис. 236. Минералогические парагенезисы в хлорит-альмандиновой субфации для пород с избытком кремнезема и недостатком калия

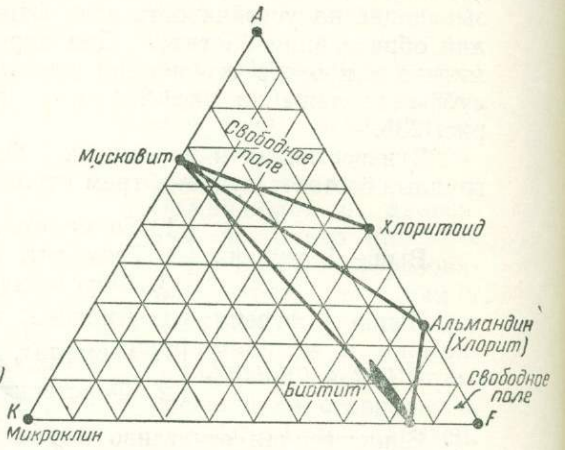


Рис. 237. Минералогические парагенезисы в хлорит-альмандиновой субфации для пород с избытком кремнезема, алюминия и калия

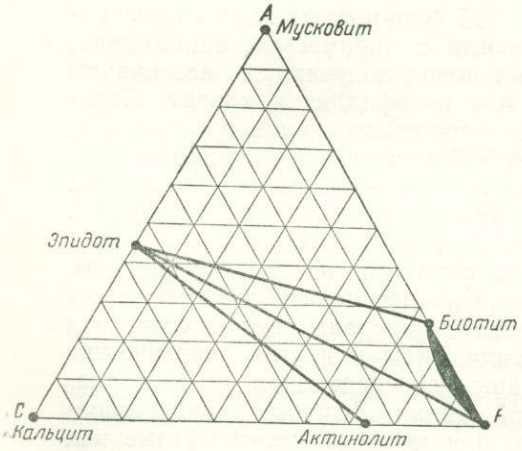


Рис. 238. Минералогические парагенезисы в биотит-хлоритовой субфации для пород с избытком кремнезема и калия

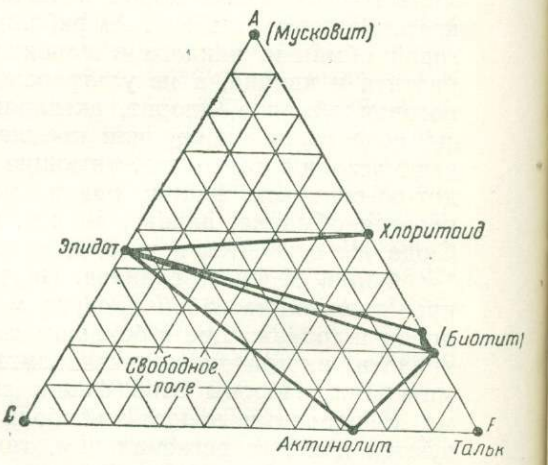


Рис. 239. Минералогические парагенезисы в биотит-хлоритовой субфации для пород с избытком кремнезема и недостатком калия

I. Биотит-хлоритовая субфация. Для пород с избыточным кремнеземом и калием минералогические ассоциации показаны на рис. 238, для пород с избытком кремнезема и недостатком калия — соответственно на рис. 239. Для пород, богатых алюминием, парагенезис будет иной, что видно из диаграммы $A—K—F$ рис. 240.

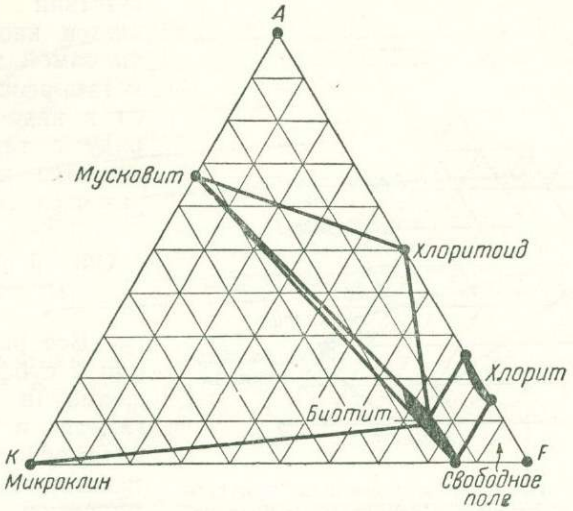


Рис. 240. Минералогические парагенезисы в биотит-хлоритовой субфации для пород с избытком кремнезема и окиси алюминия

II. Мусковит-хлоритовая субфация. Мусковит-хлоритовая субфация соответствует как региональному, так и гидротермальному метаморфизму самой низкой ступени и характеризуется ассоциа-

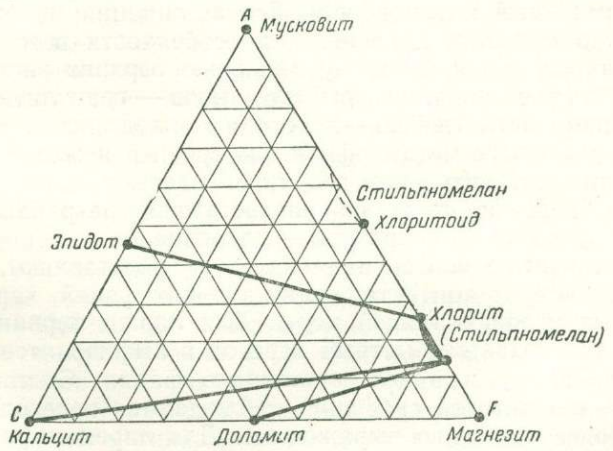


Рис. 241. Минералогические парагенезисы в мусковит-хлоритовой субфации для пород с избытком кремнезема и CO_2

циями, данными на рис. 241, где показаны возможные вариации парагенезисов, наблюдаемые в природе для пород с избытком кремнезема (кварц) и CO_2 (карбонаты). Для пород с избытком кремнезема, где угольная кислота отсутствует, то есть для глинистых и песчанистых,

а также для кислых магматических пород, ассоциации даны на рис. 242. В них появляется свободное поле около *C*, так как богатых кальцием некарбонатовых пород не существует, а потому не может происходить реакции $CaCO_3$ с SiO_2. Стильпномелан часто встречается в зеленокаменных породах. При отсутствии калия появляется каолин. Мусковит на самой низкой ступени метаморфизма развивается в виде серицита. Наряду с тальком при недостатке кремнезема образуется серпентин.

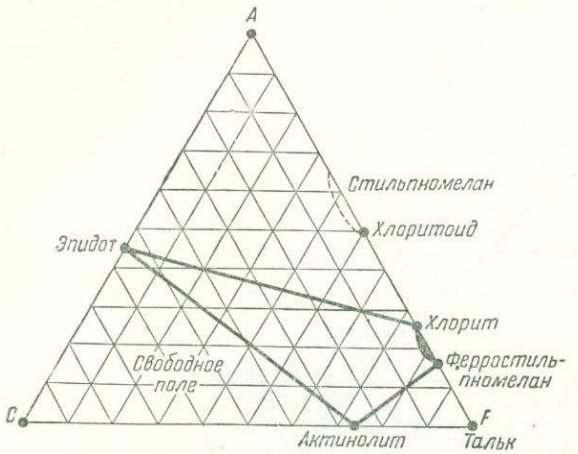


Рис. 242. Минералогические парагенезисы в мусковит-хлоритовой субфации для глинистых и песчанистых пород

Общий обзор явлений метаморфизма

Все разобранные фации и субфации метаморфизма в природе слагаются в одну картину метаморфизма, а потому некоторые авторы, как, например, Н. П. Семененко, считают, что вообще не следует выделять регионального метаморфизма, раз он связан с контактовым. Другие считают подобное выделение рациональным (В. С. Соболев). Действительно, явления регионального метаморфизма следует выделять хотя бы потому, что по своему развитию в пространстве они имеют совершенно иное значение, чем местный, то есть в данном случае контактовый или же гидротермальный метаморфизм. Его ассоциации минералов соответствуют обычно большим давлениям, в особенности всестороннему давлению глубинных зон и боковому давлению верхних частей земной коры. Вместе с тем парагенезисы его типов — гранулиты и эклогиты и значительная часть гнейсов—не сходны с парагенезисами контактового и гидротермального метаморфизма на средней и малой глубинах. Все же необходимо оттенить, что все типы метаморфизма можно свести к одной стройной, но пока еще недостаточно разработанной системе фациальных условий температура — давление.

Описанные выше контактовые явления представляют, по существу, по мере удаления от контакта, смену зон или фаций, характерных для поверхностных условий земной коры. Для ларнит-мервинитовой фации (субфации) наблюдается быстрый переход в амфиболитовую (амфибол-эпидот-роговиковую) и в зеленокаменную фации. Соответственно для монтичеллит-мелилитовой субфации наблюдаются переходы в такие же фации, но более отчетливо выраженные. Для пироксен-роговиковой фации с убыванием температуры наблюдаются переходы в амфиболитовую (или роговообманково-роговиковую), в альбит-эпидот-амфиболитовую и, наконец, зеленокаменную фации. Для глубинных контактов обычно порядок следования фаций, начиная от широких контактовых гнейсовых и других ореолов больших гранитовых массивов, следует в порядке гранулитовая или эклогитовая, амфиболитовая, зеленокаменная фации, но эти переходы совершаются часто весьма постепенно и происходят на широких пространствах.

Температурные условия образования различных фаций с некоторым приближением могут быть выяснены на основании исследований Гольдшмидта и Боуэна. Первый дал кривую равновесия в реакции $CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2$, необходимой для образования рогови-

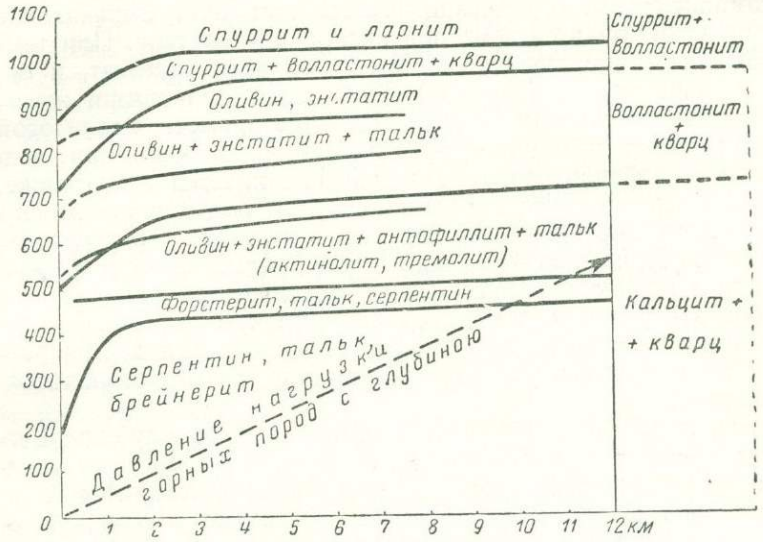


Рис. 243. Диаграмма условий температуры и давления, поясняющая минералогические парагенезисы в системе CaO — $-SiO_2-CO_2$ и $MgO-SiO_2-H_2O$ $(+CO_2)$

ков из карбонатовых пород. Тернер полагает, что температура эта вряд ли была выше 750—800°. Боуэном даны кривые для реакций образования спуррита и ларнита, определяющих условия санидинитовой фации, ее верхних, наиболее близких к поверхности частей (рис. 221). Более низкая температура контактовых областей подтверждается и температурными условиями синтеза системы $MgO — SiO_2 — H_2O$. Эта система позволяет внести дополнительные градации температуры образования минералов в контактовых ореолах. Выше было установлено, что в контактовой зоне некоторых уральских гранитовых массивов большую роль играют продукты перекристаллизации змеевиков, дающих парагенезисы: оливин, ромбический пироксен (энстатит); оливин, бронзит, тальк; оливин, бронзит, антофиллит, тальк; оливин, бронзит, хризотил и другие. Эти ассоциации соответствуют, согласно Боуэну, различным температурам от 750—800° до 300°. Образование серпентина в лабораторных условиях было констатировано Ф. В. Сыромятниковым при температуре около 180°, каковую этот ученый считает самой низкой из возможных для процесса серпентинизации. Однако кристаллизация серпентина из раствора коллоидного типа, получающегося при воздействии воды и растворов на серпентин или змеевик, может происходить и при 50°. Подобные условия соответствуют образованию тех волокнистых и других разностей серпентина, которые так часто образуются по трещинам в тектонически деформированных массивах змеевиков.

Учитывая эти данные, можно нанести парагенезисы системы магнезия — кремнезем — вода на диаграмму, данную Боуэном для образования волластонита, ларнита и спуррита. Результаты изображены на рис. 243. По данным рисунка, при наличии больших количеств воды

и температур до 400° может происходить образование серпентина, а в случае избытка кремнезема — талька, развивающегося при более высоких температурах гидротермального метаморфизма. На форстерит ниже температуры 400° вода не действует, так же, как она не действует и на оливин с 10% фаялитовой составляющей. Гортонолит с 52% фаялитового компонента не серпентинизируется при 295°. Образование талька может происходить в системе при низкой температуре. При температуре 600—650° тальк начинает распадаться, образуя энстатит, и существует рядом с энстатитом. При 700—750° тальк становится неустойчивым и распадается на энстатит и воду. Наличие примеси фаялитовой составляющей снижает реакцию серпентинизации, которая при содержании в оливине 10% фаялитового компонента начинается на 80° ниже, чем для форстерита. Синтетический оливин при 725° под давлением паров воды в течение двух дней частично перешел в энстатит без переноса кремнезема водой. При большом количестве воды, способной участвовать в природе в процессе метаморфизма, а также при наличии кремнистых растворов эти реакции могут, вероятно, происходить местами до конца, оставляя лишь остатки высокотемпературных стадий минералообразования. При наличии в растворах алюминия вместо серпентина образуются хлориты.

Согласно общей диаграмме, в земной коре до глубины 1 км в контактовых ореолах с магматическими породами могут господствовать условия ларнит-мервинитовой и монтичеллит-мелилитовой субфаций санидинитовой фации метаморфизма. Несколько глубже имеет место образование спуррита. Волластонит устойчив до глубины 12 км при температуре до 700°. Линия реакции образования волластонита проходит близко к линии реакции образования талька за счет энстатита. Если экстраполировать кривые хода образования спуррита и ларнита, то их можно ожидать в мергелях или известняках на глубине около 20—25 км. Поэтому в условиях регионального метаморфизма они отсутствуют, так как вряд ли эрозия обнажила где-либо столь большие глубины. Кроме того, если бы это и случилось, степень охлаждения первоначально высоко нагретых пород на таких больших глубинах была бы столь постепенной, что образовавшиеся при высокой температуре минералы при последующем поднятии и охлаждении, как неустойчивые, должны были бы перейти в ассоциации других фаций.

Исходя из диаграммы рис. 243 и всего сказанного, составлена таблица наиболее часто осуществляющихся парагенезисов в метаморфических областях (табл. 79, стр. 366). В ней минеральные фации приближенно распределены по температуре и по давлению.

Как видно из всего изложенного, классификация фаций построена по наименованию характерных для каждой фации пород. С этой точки зрения для регионального и других видов метаморфизма низкое гидростатическое давление и невысокая температура благоприятны для образования филлитов и зеленых сланцев. Эту фацию следовало бы назвать филлитово-зеленосланцевой фацией. При несколько более высокой температуре образуется серия пород эпидот-амфиболитовой фации с филлитами, содержащими биотит и гранат. Ее можно назвать филлит-эпидот-амфиболитовой. Далее в порядке повышения температуры следует фация амфиболитово-сланцево-гнейсовая по типичным породам этой ассоциации. Наконец, при более высоком давлении развиваются породы эклогито-гранулитово-гнейсовой фации, характеризующейся глубоким метаморфизмом.

В филлитовой фации (зоне) можно наметить те субфации, которые характерны для низких температур и давлений. Лучше всего проследить эти фации и явления метаморфизма по его продуктам для различных исходных материалов. Пелитовые породы могут быть в различной степени богаты кремнеземом и глинистым материалом с минералами из группы каолина. Они, как известно, способны адсорбировать калийные соединения. Все это при метаморфизме в филлитово-зеленосланцевой фации создает благоприятную обстановку для образования на первой стадии серицитовых и хлоритовых филлитов, тонкослоистых и тонкосланцеватых пород с тончайшими чешуйками серицита и хлорита, расположенными субпараллельно. Так как глинистые породы и глинистые сланцы дают часто переходы в кремнистые сланцы через фации кремнисто-глинистых осадочных пород, то в результате метаморфизма таких пород кремнистый материал переходит в агрегаты кварца. При низкой температуре в фации филлитов степень раскристаллизации настолько слаба, что зернышки новообразовавшегося кварца не превышают сотых и даже тысячных долей миллиметра. Такие сланцы можно назвать филлитово-кремнистыми или кремнисто-филлитовыми, если их глинистое вещество нацело перекристаллизовано в серицит и хлорит.

Если метаморфизуемым материалом были глинистые песчаники с обломочной (псаммитовой) структурой, то такие песчаники при первых стадиях перекристаллизации сохраняют признаки псаммитовой структуры и отдельные зерна их не теряют своей формы. Глинистый цемент перекристаллизовывается и становится филлитовым. От филлитов имеются переходы к этим песчанистым филлитам или, если зерен песка было больше, чем глины, к филлитовым песчаникам с бластопсаммитовой структурой.

Песчаники различного состава менее способны к перекристаллизации, чем глинистые сланцы, и сохраняют на первой стадии метаморфизма свою структуру, но приобретают за счет глинистого цемента хлоритовый и серицитовый цемент.

Мергели характеризуются близостью по составу к глинистым сланцам. Имеется ряд постепенных переходов от глин и глинистых сланцев через мергелистые глины и сланцы, мергели и мергелистые известняки к чистым известнякам. Соответственно на первых стадиях перекристаллизации образуется серия пород от филлитов через известковистые филлиты к мергелистым филлитам, филлитовым мраморам и мелкозернистым плотным мраморам или известковым сланцам. Последние частью содержат примесь серицита и хлорита. Такие серицито-хлоритовые известковистые филлиты или мраморы также часто встречаются среди преимущественно древних отложений.

Основные магматические породы интрузивного и излившегося происхождения, а также вулканические туфы и туффиты в различной степени подвергаются метаморфизму. Менее изменчивы зернистые породы. Они приобретают иногда сланцеватость благодаря механическому раздавливанию, сопровождающемуся в небольшой степени перекристаллизацией. Обычно это сказывается в соссюритизации, уралитизации, хлоритизации, а если происходит привнос CO_2, то и карбонатизации. Туффиты легко переходят в филлиты, а габбро в габбровые сланцы, состоящие в случае динамометаморфизма из тонкорастертых плотных и слегка перекристаллизованных соссюрито-хлорито-эпидотовых сланцев с альбитом. Сходный метаморфизм испытывают и средние породы. Из всех этих ассоциаций интересно отметить образование за счет порфиритов порфиритоидов. Это тонкосланцеватые породы, по составу соответствующие в слабой степени перекристаллизованным порфиритам,

сохраняющим свою бластопорфировую структуру. В основной тонкорассланцованной массе видны вкрапленники плагиоклазов или пироксенов, в той или иной степени соссюритизированных, уралитизированных или замещенных хлоритом. Порфироиды характеризуются своим происхождением из различных порфиров, причем их основная масса принимает характер филлитов с хлоритом и серицитом в зависимости от количества цветных минералов первоначальной породы или от состава стекла основной массы. Порфировые вкрапленники при этом обычно механически ориентируются по сланцеватости и изменяются, подвергаясь иногда серицитизации. Дольше других сохраняются вкрапленники кварца, но и его дипирамидальные кристаллы, будучи раздроблены, в конце концов превращаются в тонкие удлиненные ряды зернышек, и тогда все признаки магматического происхождения пород теряются и получающиеся ортосланцы ничем не отличаются от соответствующих филлитов осадочного происхождения. Согласно Лакруа, граниты Сен-Готтарда в Альпах местами также превращены динамометаморфизмом, при одновременной серицитизации, в кварцево-серицитовые сланцы. Он считает их аналогами милонитов, с той только разницей, что размалывание в этом случае сопровождалось перекристаллизацией. Многие гипабиссальные гранит-порфиры Урала и Алтая, а также других районов, подвергались аналогичным преобразованиям и перешли в порфироиды и в ортофиллиты. Аналогичные породы, происшедшие из порфиритов или их туфов, называются соответственно порфиритоидами и псевдопорфиритоидами. Их химизм отчасти отражает химизм первичных, исходных пород, отчасти же характеризуется бо́льшим избытком алюминия, свидетельствующим о большом содержании в породах мусковита.

Среди пород этой фации бывают развиты различные метаморфические песчаники, в которых цемент принял серицито-хлоритовый состав или стал близким к составу филлитов (см. филлитовые песчаники, стр. 385). Кремнистые песчаники переходят в песчаники с кварцитовым цементом или, наконец, в мелкозернистые кварциты. С филлитами ассоциируются в этой фации различные соссюритовые габбро, альбит-эпидотовые амфиболиты, уралитовые габбро и сланцы. В случае гидротермального метаморфизма, при столь же низкой температуре развиваются хлориты и серицит, а также нередко карбонаты, и наблюдается окварцевание с образованием мелкозернистых его продуктов. Эти явления часто видны около гидротермальных жил, примером чего могут служить серицитизированные и хлоритизированные, а также карбонатизированные граниты, вмещающие кварцево-рудную жилу Садона на Кавказе, а также многие кварцевые жилы Урала в его зеленокаменной полосе. Если при этом перекристаллизация сопровождалась влиянием стресса, то развиваются породы типа филлитов. Из ультраосновных пород в этой фации образуются змеевики, серпентиновые сланцы, тальковые сланцы, описанные выше тальково-карбонатовые породы, а в случае наличия в растворах алюминия — хлоритовые породы и сланцы.

В условиях глубоких частей земной коры и в особенности высоких температур филлиты путем собирательной перекристаллизации листочков слюд и хлорита сначала переходят в мусковито-хлоритовые сланцы, далее в слюдяные сланцы, а если в них развиваются и полевые шпаты, то в гнейсы амфиболитовой фации. Ассоциация гнейсов, слюдяных сланцев и амфиболитов в этой фации в природе наиболее типична. При этом наблюдаются те закономерности ассоциаций минералов в гнейсах, которые были описаны выше при анализе различных субфаций амфиболитовой фации. Среди них можно отметить диопсид-роговообманко-

во-гранатовые гнейсы, силлиманит-гранатовые, ставролит-кианитовые и кордиеритовые гнейсы с соответствующими им типами амфиболитов. Метаморфизм змеевиков и ультраосновных пород в этой фации приводит к образованию актинолитовых и антофиллитовых пород и роговообманковых сланцев, а в случае появления силлиманита и кордиерита в породах ряда гнейсов, змеевики переходят в оливиново-пироксеновые метаморфические породы и роговики. Среди пород этой фации бывают развиты и кварциты, отличающиеся обычно крупностью зерна и глубиной перекристаллизации, а также иногда характерными критическими минералами типа андалузита или силлиманита, граната, слюд или амфиболов.

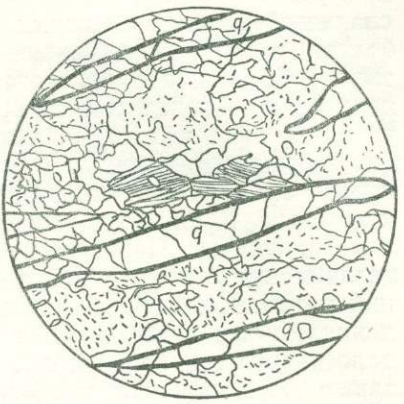


Рис. 244. Структура гранулитов. Ленточные агрегаты кварца (*q*), резко отделенные от гранобластовой кварцево-полевошпатовой массы. Штрихованные участки — листочки биотита. Гранито-гнейс, Урал

При сходных условиях образуются и гранулиты—породы группы гнейсов, характеризующиеся особой структурой. В них полевые шпаты, слюды, кианит, силлиманит и другие минералы образуют гранобластовые средне- или мелкозернистые структуры, тогда как зерна кварца имеют формы узких и длинных полосок, как бы обрезанных с обеих сторон гранобластовыми прослоями (рис. 244). Как показывают структурные диаграммы этих пород (рис. 188), отвечающие тектонитам скольжения, они образовались в условиях, при которых соответствующие фациальные факторы сопровождались действием тектонического течения и срезывания, скольжения материала под сильным влиянием стресса на большой глубине и при высокой температуре. Перекристаллизация уничтожила следы всех этих механических нарушений, за исключением сохранившейся своеобразной структуры кварцевых зерен, видной на диаграммах тектонитов скольжения.

Породы эклогитовой фации считались наиболее глубинными членами пород основного ряда. В природе они сопровождаются обычно гнейсами одной из перечисленных субфаций, гранулитами и амфиболитами, причем последние образуются из эклогитов вследствие явлений диафтореза. Однако Д. С. Коржинским они не были встречены в районе Алдана и Прибайкалья, хотя там горные породы выражены наиболее глубинными фациями метаморфизма. Поэтому этот автор не без основания полагает, что эклогиты относятся к глубоким частям амфиболитовой фации, где давление становится столь высоким, что влечет за собой реакции с уменьшением объема. Глубже, вследствие повышения температуры в связи с интрузиями глубин, процесс это уничтожается прогрессивным нагреванием. Наиболее глубокие ассоциации, по Д. С. Коржинскому, представлены гиперстеновыми гнейсами с плагиоклазами.

Итак, в петрографии существуют в настоящее время две классификации метаморфических горных пород, имеющие генетическое значение, — по фациям метаморфизма и по зонам глубинности. Последняя классификация в ее новом толковании не связывает метаморфизма с абсолютной глубиной в цифровых данных, а видит в зональности метаморфических явлений влияние температуры. Она отчасти учитывает

и давление. По существу из ее кругозора уходит в особую группу метаморфических явлений контактовый метаморфизм с его пироксен-роговиковой и санидинитовой фациями, которые по глубине их температурного воздействия соответствовали бы катазоне, но совершаются на небольшой глубине в условиях холодной среды. Учение о метаморфических фациях объединяет все метаморфические явления в земной коре в одну стройную картину. Если отбросить частности, то учение о зонах сходно с учением о фациях, но мало разработано. Так, все явления зеленосланцевой фации с ее двумя субфациями, а также эпидот-альбит-амфиболитовую субфацию можно объединить в зону эпиметаморфизма. Четыре субфации амфиболитовой фации разделяются таким образом, что по учению о зонах силлиманит-альмандиновая субфация, представленная гнейсами, в которых развиты критические минералы силлиманит (по терминологии учения о зонах эти минералы называются типоморфными), диопсид или кордиерит, относится к катазоне, остальные же — к мезозоне. К катазоне относится и эклогитовая фация, частично и фация гранулитов. Парагенетические ассоциации минералов, а не их отдельные представители дают большее основание для разработки явлений метаморфизма, и с этой точки зрения учение о фациях далеко продвинуло наши представления о метаморфизме сравнительно с тем, что дало учение о зонах. Однако наряду с фациями необходимо выделять также формации метаморфических пород, связанных друг с другом общностью происхождения.

Как выше было указано, установление и разграничение орто- и парагнейсов и сланцев не всегда возможно. Особенно трудно, а то и совсем невозможно это бывает, когда метаморфизм сопровождается метасоматозом. П. Ниггли разработал метод обработки данных химических анализов, специально имея в виду возможность применения его для определения первичной природы кристаллических сланцев, а также для выяснения характера метасоматоза, если установлен первичный исходный состав пород. Однако при метаморфизме часто происходит сближение признаков или явления конвергенции, когда состав различных пород при метасоматозе выравнивается и сближается. Примеры этого были указаны при описании филлитов и гнейсов. Самым лучшим методом установления первичной природы пород, послуживших для образования метаморфических производных, следует признать тщательное изучение в поле и в лаборатории взаимных связей пород друг с другом и их переходов, а также изучение условий геологического залегания.

ИНЪЕКЦИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Контактовые ореолы на больших глубинах, как выше было указано, представлены поясом гнейсов и амфиболитов, окружающих гранитовые массивы. В этих глубинных зонах контактов часто наблюдаются явления инъекций, заключающиеся в том, что слоистые породы, представленные гнейсами, кварцитами, слюдяными сланцами и амфиболитами, содержат параллельно слоистости внедрения гранитового и пегматитового материала. Эти инъекции по слоистости часто отходят от секущих жил (рис. 21). Количество инъекций и их мощность могут колебаться от единичных жил до тонкого проникновения ими пород прожилками шириной от долей миллиметра до нескольких дециметров. В случаях очень тонкой инъекции магматического материала при дополнительной реакции между инъецированным и инъецируемым материалами граница между ними может стать неотчетливой. В зависимости от степени и тонкости инъекции различают следующие разности инъек-

ционных гнейсов, называемых мигматитами. Если инъекции выступают в виде более или менее ясных жил, широкими полосами, то такие инъекционные гнейсы по их текстуре называются полосатыми инъекционными гнейсами, а гранитовые жилы в них — часто артеритами или венитами (от слов артерии и вены). К артеритам жилы должны быть отнесены тогда, когда инъекции развились путем проникновения расплава гранитов. Венитами называются жилы гранитового состава, происшедшие в самих породах путем перехода в раствор или расплав гранитовой эвтектики из самих боковых пород, приобретших подвижность и способность к инъекции при давлении и складкообразовании.

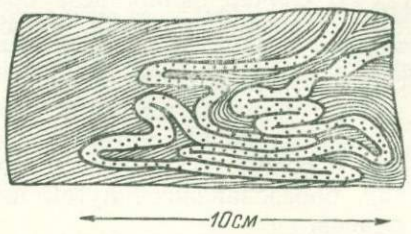


Рис. 245. Схема строения птигматитов. Финляндия

В случае очень тонкого смешения все еще ясно различных полосок первичного гнейса и гранитовых послойных прожилков получаются складчатые и тонкополосчатые инъекции, называемые дикционитами. Если смешение инъецированного материала и инъецируемой породы настолько тонко, что границы между ними начинают исчезать и порода приобретает пятнистый и шлировый характер, то с ясно выраженной, то с едва заметной слоистостью, то инъекции этого типа называются небулитами (небула — туман, *лат.*) вследствие отсутствия резких границ между инъекциями и материнской породой. Впервые инъекционные явления были детально описаны И. Седергольмом в Финляндии. Высшая степень инъекционного метаморфизма ведет к размягчению пород и придает им большую подвижность, сходную с подвижностью вязких пластичных масс. Об этой подвижности и пластичности, но не пластичности расплавления, свидетельствуют часто наблюдаемые сложные складки инъецированных пород без смешения их прожилков, а также сложные фестончатые жилы, сложенные в причудливые складки, наподобие петель кишечника. Они называются птигматитами (рис. 245).

Инъекционные гнейсы наблюдаются в древнейших кристаллических массивах, в ореолах крупных гранитовых масс. Финляндия, Карелия, Швеция, Украина, Алдан, Анабар и другие древнейшие щиты, в том числе и Канада, Индостан, Центральная Австралия, многие районы Центральной Африки, Бразилия, — вот области главнейшего распространения инъекционных явлений. В центральных частях каледонских и герцинских хребтов инъекционные явления пользуются широким распространением в виде типичных мигматитов, но они относительно редко дают примеры классических небулитов и птигматитов. Явления в них имеют более простой и грубый вид и также связаны с соседством гранитовых интрузий (Урал, Аппалачи и др.). В центральных частях более молодых хребтов, в древнейших их частях, в ядрах с выходами докембрийских и палеозойских пород по соседству с гранитами появляются инъекционные зоны, примером чего могут служить районы Центрального Кавказа, Центральных Альп и других мезо-кайнозойских горных сооружений.

Вопрос о происхождении инъекционных явлений и кислый состав инъецирующих магматических масс, а также наличие инъекционных зон в контактовых областях гранитовых массивов особенно глубокого залегания неоднократно обсуждались петрографами и геологами. Б. М. Куплетский собрал и рассмотрел критически все данные и факты,

а также теории и гипотезы, высказанные когда-либо по этому вопросу в новейшей геологической литературе. Начиная с Ван-Хайза, выделявшего глубинную зону магматизации, и Седергольма, предложившего гипотезу частичного плавления твердой земной коры при погружении ее в зону магматизации (палингенезис), переходящего иногда в полное плавление (анатексис), Б. М. Куплетским были рассмотрены все гипотезы этих явлений, называемых ультраметаморфизмом.

В случае палингенеза обычно начинается выплавление наиболее низкоплавкой эвтектики, имеющей состав гранита. Выплавленная эвтектика может давлением быть отжата и подвергнуться внедрению по слоям вмещающих пород или положить начало инъекционным явлениям, в которых инъекции происходили не из гранитов, а из материала осадочных пород, метаморфизованных в гнейсы. Согласно Эскола, таким образом могут быть созданы и массивы гранитовой магмы, интрузии, образовавшиеся путем накопления отжимаемых гранитовых расплавов.

Среди гранитов северного берега Финского залива, в наиболее древних и глубоких участках архея, залегают ксенолиты гнейсов и амфиболитов, имеющие оплавленный вид и как бы тающие в окружающей гранитовой массе. Это привело к заключению о возможности явлений анатексиса. Так как состав осадков обычно неоднороден, то предполагается, что после плавления путем диффузии наступает процесс выравнивания состава или его гомогенизация. На полированных льдом шхерах побережья Финского залива все явления инъекций хорошо видны, благодаря чему они и послужили материалом для вышеуказанных теорий анатексиса и палингенезиса. Для того чтобы этот процесс мог быть осуществлен, необходимы очень высокая температура и обилие минерализаторов, главным образом паров воды, сильно понижающих температуру расплава. Опыты Горансона показали, что граниты после их нагревания до температуры выше 600° с парами воды в количестве до 10% оказываются полностью остеклованными, следовательно — перешедшими в расплав.

Тонкость инъекций, свойственная дикционитам и небулитам, становится вполне понятной при объяснении частичным плавлением с участием паров воды для пород типа глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников, превращенных предварительно в гнейсы. Такого рода вторичное плавление может охватить и граниты предшествовавшего периода интрузий. Примерами выплавления эвтектики могут служить наблюдавшиеся гранофиры в контактах гранитов с диабазовыми жилами на побережье Онежского озера (Д. С. Белянкин). Подобные же факты наблюдались неоднократно в Финляндии, в контактах траппов в Южной Африке и многих других местах. Из этих наблюдений ясно видно, что температура контактов достаточна для регенерации гранитового расплава. Частичное плавление при одновременных пластичных движениях обусловливает сложную складчатость инъекционных масс и образование птигматитов, сложные фестоны которых были бы иначе непонятны для твердой среды. Последняя была сильно размягчена, и ее движения имели пластичный характер вязкого тестоподобного, но еще не жидкого вещества.

Рождается сам собой вопрос: что же является причиной инъекций и высоких температур, вызывающих палингенез и анатексис? Служит ли причиной глубинная интрузия гранитовой магмы, или последняя сама является продуктом палингенеза? Этот сложный вопрос еще не может быть решен, так как не накоплен фактический материал, достаточный

для его полного выяснения. Поэтому между петрографами в настоящее время имеются разные взгляды. Многие из них стоят на точке зрения происхождения гранитов исключительно магматическим путем, именно — путем дифференциации габбровой магмы с выделением до 5—10% кислого или среднего гранитового или сиенитового остатка. Эти ученые находятся в трудном положении, так как в природе гранитоиды развиты в значительно большем количестве среди интрузивных пород. Другая группа ученых стоит на точке зрения регенерации гранитов на глубине путем плавления гранитового основания континентов в зонах высокой температуры, подобно тому, как базальты на глубине находятся, повидимому, в твердом состоянии и только тогда переходят в состояние плавления, когда тектонические движения вызывают понижение гидростатического давления в глубинах Земли. Эта точка зрения имеет за собой много данных, объясняющих большую распространенность гранитовых пород. Третья группа ученых считает, что обширное распространение гранитов обусловлено явлениями палингенеза и анатексиса, происходящих на больших глубинах.

Эти взгляды можно свести в две группы, слагающиеся среди петрографов не случайно. Те из них, которые изучают граниты молодых горных сооружений, стоят на точке зрения магматического происхождения гранитов, те же, которые занимаются исследованием гранитов древнейших докембрийских щитов, в большинстве своем являются сторонниками ультраметаморфизма или, как их называют, являются трансформистами. Это разделение вполне естественно, если принять точку зрения ультраметаморфического происхождения гранитоидов. Действительно, в архейских массивах нам доступны самые глубокие горизонты и уровни земной коры, вскрытые эрозией. Там чрезвычайно сильно выражены явления палингенеза и анатексиса, и граниты этих районов пользуются широким распространением. Глубина геологического разреза стоит в прямом отношении к силе метаморфизма и к господству гранитоидов.

Геологи, изучающие глубоко метаморфизованные области земного шара, обнаружили в них явления замещения разнообразных пород путем метасоматоза гранитоподобными породами, описанными ранее петрографами и относимыми всеми ими к гранитам. Это замещение происходит без плавления, под влиянием приноса из глубин земли щелочных и других перегретых растворов. Благодаря этому возникают гранитовые породы, которые можно назвать метасоматическими гранитами. Процесс замещения носит название г р а н и т и з а ц и и. Из наших отечественных петрографов на точке зрения метасоматического происхождения многих гранитов докембрийских щитов стоит Н. Г. Судовиков. Согласно его точке зрения, большинство гранитов архея произошло метасоматическим путем, а из расплава застыли только небольшие интрузии, дайки, жилы и другие малые по размерам тела.

Наиболее полно явления гранитизации были описаны в 1937 г. Андерсоном в Калифорнии. На значительном расстоянии гранитные высоты кажутся слоистыми породами, но вблизи слоистость их становится мало заметной в связи с постепенностью переходов между слоями. Детальное изучение этих гранитоидов показало наличие в них неправильных по форме зерен главных породообразующих минералов с широким распространением метасоматоза одних минералов другими, в виде прожилков, распадающихся на отдельные зерна. Слоистость гранитов отражает слоистость первичных пород, кварцитов, слюдяных сланцев, которые были замещены гранитоподобными породами путем приноса перегретыми растворами полевошпатовых и других компонентов, а также путем перемещения кварца. Каждая порода черпала из растворов те

компоненты, которых не хватало в ней для создания гранитовой эвтектики, и отдавала избыточные против нее компоненты в раствор. Эти компоненты находили себе место в других участках, где их не хватало. Так, полевые шпаты и слюды отлагались в кварцитах, а слюдяные сланцы приобретали, кроме полевых шпатов, еще добавочное количество кварца, если его было недостаточно. Внимательное исследование показало, что эти перегретые растворы приносили с собой и акцессорные минералы гранитов — циркон, титанит, апатит и другие. Они осаждались из растворов одними из первых. Полное выравнивание состава все же не достигалось, а потому на месте слоев, соответствовавших слюдяным сланцам, возникали слои гранитов, слегка обогащенных слюдами. Структура получившихся гранитоидов характеризуется как гранобластовая, иногда при более глубокой перекристаллизации склонная к гипидиоморфно-зернистой, так как плагиоклазы приобретают благодаря их большей кристаллизационной силе при высокой температуре идиоморфизм граней. Были прослежены переходы к неизмененным породам, а при изучении внутренних частей этих гранитизированных пород были описаны постепенные переходы через инъекционные зоны к настоящим магматическим гранитам. Последние считались причиной происшедшего процесса перекристаллизации и метасоматоза. Однако в чем заключалась причина и в чем выразилось следствие — еще не ясно.

Сходные явления были описаны с чрезвычайной подробностью, поскольку этого требует доказательство истины, Хенесом с южного края гранитового массива в Шварцвальде. Им обрисованы аналогичные явления перекристаллизации без плавления серии кварцитов, слюдяных сланцев и гнейсов в гранитоподобные породы, а амфиболитовых прослоев в богатые калиевым полевым шпатом биотитовые сиениты (дурбахиты). При этом плагиоклазы амфиболитов замещались калиевым полевым шпатом, а роговая обманка, вступая в реакцию с калиевыми растворами, переходила в биотит. Сначала сланцеватость исходных пород сохраняется, но потом она становится менее заметной и, наконец, теряется — порода принимает почти массивный вид. В конечном счете остатки плагиоклазов также перекристаллизовываются, принимая идиоморфные ограничения, и структура из гранобластовой становится гипидиоморфно-зернистой. В недрах наиболее глубоко расположенных контактовых ореолов лежит поле инъекций с гранитовым массивом в его ядре. Здесь тоже граниты могут быть рассматриваемы как источник и как следствие гранитизации, происшедшей на еще больших глубинах. но не путем замещения в твердом состоянии, а путем плавления, палингенеза.

Явления калиевого метасоматоза с образованием микроклина описаны Г. Д. Афанасьевым для гранитов Центрального Кавказа. Так как там гранитовые массы залегают не в древнейших архейских комплексах, а являются интрузивными из более глубоких зон земной коры в ее верхние структурные ярусы, то калиевый метасоматоз сказывается в них в образовании крупных микроклиновых порфировидных кристаллов, выросших на почве зернистой структуры гранодиоритов, часто с сохранением участков зерен первичных минералов в виде пойкилобластовых включений. Калиевые растворы притекали из нижних частей массивов или их подкоровых горизонтов.

Обширные исследования над явлениями метасоматического происхождения гранитов произведены в южной Финляндии Вегманом и Кранком. Происхождение обильных в этой области гранитов, развитых среди глубоко метаморфизованных плагиоклазовых гнейсов с гранатом и среди амфиболитов, они объяснили замещением этих пород

растворами, шедшими снизу из глубин, при одновременно происходившем выравнивании состава, стремящегося к пределу — гранитовой эвтектике. П. Ниггли, критикуя эту точку зрения, подробно сопоставил химический состав гранитов и вмещающих пород этого района, указывая на различные отношения в них и в гранитах щелочей и других компонентов, что сказывается и на минералогическом составе, в одних случаях богатом калиевым полевым шпатом, в других, во вмещающих породах, — плагиоклазами. Поэтому он признает невозможным развитие гранитов за счет вмещающих пород этого района на месте путем плавления и гомогенизации и считает граниты здесь магматическими породами, вторгшимися в среду плагиоклазовых гнейсов. Он не отрицает, однако, возможности явлений палингенеза на глубине. Причина отличия химизма гранитоидов этого района от гнейсов и сланцев может заключаться в выносе наиболее легкоподвижных и плавких компонентов из вмещающих пород в образовавшийся расплав гранитов.

Особенно большую роль в вопросе о метасоматическом происхождении гранитоидов и других магматических пород с участием палингенеза приписывают Д. Рейнольдс и Х. Баклунду. Рейнольдс и ряд других авторов полагают, что весь магматический процесс в земной коре сводится к реоморфизму, то есть ожилению, переходу в растворенное состояние и метасоматозу толщ земной коры, причем процесс идет в виде фронта поднимающихся из глубочайших недр перегретых растворов. Во главе этого фронта движутся магнезиально-железистые растворы, создающие ассоциации магнезиально-железистых горных пород (пироксениты, перидотиты, основные породы); при наличии перегрева из них могут быть созданы соответствующие расплавы, богатые летучими компонентами и дающие в результате их внедрения в вышележащие горизонты земной коры различные основные и ультраосновные породы. За магнезиально-железистым фронтом следуют отстающие от него более кислые и щелочные растворы, заканчивающиеся в конце концов фронтом гранитизации, где под влиянием приноса из глубины щелочей и кремнезема совместно с другими компонентами создаются породы гранитоидного ряда, а в случае наступающего плавления — и настоящие гранитовые расплавы. Этой гипотезой, подкупающей совпадением с нормальной последовательностью интрузивной и эффузивной деятельности на земном шаре при образовании геосинклиналей, Рейнольдс сводит все явления к фронту метасоматоза. Агенты последнего, идущие из глубин Земли по зонам расколов, с которыми связано образование геосинклиналей, несут с собой большой запас тепловой энергии глубоких недр Земли и нагреты до очень высокой температуры. Рейнольдс была опубликована цитированная выше работа о фронтах метасоматоза ксенолитов в гранитах. Из нее видно, как после начальной базификации ксенолитов следует их гранитизация. Однако этот миниатюрный мир ксенолитов не может служить оправданием распространения свойственных ему явлений на всю земную кору и не может служить объективным доказательством процесса в области геосинклиналей. Проникновение магнезиально-железистых компонентов в ксенолиты объясняется большой подвижностью окислов железа с летучими компонентами, особенно с хлором и фтором, а также и с парами воды, вследствие чего в ксенолитах появляется повышенное количество апатита и титанита. Между тем, ультраосновные породы — перидотиты, пироксениты и дуниты, которые, по мысли Рейнольдс, должны образоваться в качестве передового фронта базификации, бедны этими компонентами; содержание в них пятиокиси фосфора и окиси титана близко к нулю, что согласуется с их происхождением путем кристал-

лизационно-гравитационной дифференциации как результат раннего выделения и концентрации минералов.

Вопрос о роли магматических процессов в создании фронта регионального метаморфизма или о роли регионального прогревания под влиянием токов перегретых ювенильных растворов и газов, идущих из недр земли, и о создании под их влиянием магматических горных пород, не может считаться решенным и нуждается в дальнейшем исследовании и обсуждении. Теория трансформизма, встреченная

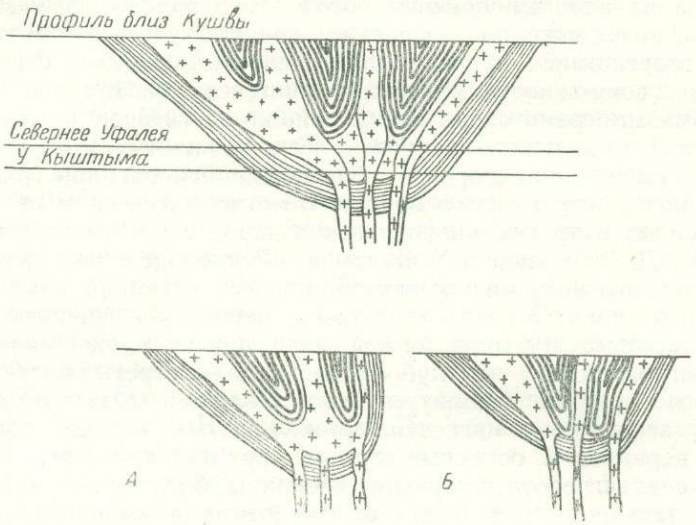


Рис. 246. Профили через геосинклиналь зеленокаменной полосы Урала. Внизу два варианта корневых частей геосинклинали: *А* — с соединением перидотитов в межформационный факолит и *Б* — без этого соединения

сначала с сильным недоверием, теперь обсуждается уже более спокойно как один из возможных вариатов, который нельзя сбрасывать со счета. Действительно, в древнейших архейских щитах ультраосновные и основные породы пользуются относительно малым распространением. Наибольшее значение они приобретают в менее разрушенных палеозойских и мезо-кайнозойских хребтах, что говорит о их приуроченности к более близким к поверхности горизонтом, к покровным складчатым горам. Однако наблюдения показали, что, например, на Урале, где основные и ультраосновные породы пользуются особенно сильным распространением, они образовались путем внедрения из глубоких недр, а не путем метасоматоза магнезиально-железистым фронтом метаморфизма. В основании трога зеленокаменной серии восточного склона Урала видна зона «проницаемости» для магмы, где из недр через породы древнейших на Урале свит филлитов и гнейсов прорываются через тонкие каналы-щели интрузивные массы различного состава, от перидотитов до гранитов, расширяющиеся на более высоких уровнях геологического разреза в большие массивы и сложные интрузии (рис. 246). Если явления трансформатизма и совершаются, от глубоко, в подкоровых условиях или в глубинных частях земной коры, а не на доступных исследованию,хотя бы и очень глубоких ее горизонтах.

Д. С. Коржинский не соглашается с выводами Рейнольдс с физико-химической точки зрения, считая, что при метаморфизме путем ме-

тасоматоза, при котором количество минералов как фаз обычно бывает очень ограничено, не могут возникать такие многокомпонентные породы, как граниты. Для объяснения процессов широкой региональной гранитизации и процессов метасоматоза, наблюдаемых в архейских щитах, а также процессов замещения магматическими породами известняков и доломитов и других пород описанным выше путем растворения и удаления их первоначального вещества и выноса его в более высокие горизонты геологического разреза, Д. С. Коржинский предложил теорию растворения трансмагматическими растворами, приходящими из глубоких подкоровых магматических недр через магму интрузий независимо от масштаба последних. Эти токи минерализаторов, несущие щелочные растворы, богатые угольной кислотой и кремнеземом, производят непрерывное пополнение материала, который тратится при гранитизации на фельдшпатизацию и другие процессы. Обладая высокой температурой, растворы пополняют потерю тепла при метасоматозе и метаморфизме. Они же несут из глубины после застывания массива различные рудные вещества, освобождающиеся к этому времени вследствие того, что они не входят в состав гранитов. Получающиеся многокомпонентные метасоматические породы, по Д. С. Коржинскому, представляют особый случай метасоматоза не путем замещения в твердом состоянии фильтрующимися растворами, а путем плавления с поглощением магмой веществ, подходящих по составу, и удалением веществ, сильно отличающихся от нее по составу, путем растворения их. Порода метасоматически замещается расплавом магмы.

Источником растворов является незамирающая жизнь Земли в ее недрах, которые, по теории О. Ю. Шмидта, никогда не были в состоянии полного плавления, но в которых вследствие радиоактивного распада происходит местное разогревание. Связанные с этим процессы поднятия образующихся на глубине растворов, нагретых выше критической температуры воды, производят региональный метаморфизм глубин, явления гранитизации и палингенеза. После внедрения и застывания магматических интрузий ток этих минерализаторов продолжается. Источником растворов могут быть и большие массы глубинной магмы, проникающие в зоны крупных тектонических нарушений, которые ведут к образованию геосинклиналей и геосинклинальных областей.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ СЕРИИ ПОРОД И ФОРМАЦИИ

Горные породы каждого района обладают признаками единства в отношении метаморфизма. Это единство может сказываться в образовании метаморфическими породами серий, представляющих ряд пород, соединенных друг с другом или признаками одинаковой степени метаморфизма, что свидетельствует об образовании этих пород в одинаковых физических условиях (температуры и давления), или же единством химического состава, но при различной степени метаморфизма. Серии первого рода имеют изофизический характер, вторые являются изохимическими сериями. Примером первых могут служить породы одного какого-либо контактового ореола около гранитовых массивов. Независимо от первоначального состава пород в этом случае в контактовом ореоле, в непосредственной близости от массива, породы в одинаковой степени подвергаются метаморфизму; они образуются в одинаковых физических условиях, а потому поведение различных пород может изучаться в изофизических условиях. С другой стороны, по мере удаления от контакта каждая из этих пород посте-

пенно переходит в другие физические условия, хотя ее химический состав и сохраняется. Мы можем проследить характер изменения первичного состава породы под влиянием различных условий температуры и давлений. Эти серии будут изохимическими.

Таким путем удается проследить переходы пород различных степеней метаморфизма в пространстве и проводить корреляции температурных условий в районах развития метаморфических пород. Геолог может после детального изучения метаморфических явлений в районе наметить на геологической карте линии одинаковой степени метаморфизма, и тогда температурные условия их выступят рельефнее и выявятся законы распределения метаморфических серий в пространстве в связи с наличием или отсутствием магматических пород в районе. Отчетливо выделяющиеся условия регионального и контактового метаморфизма либо будут отделены друг от друга, либо обнаружат наложение их друг на друга. Попытки анализа такого рода имеются в литературе. Так, Тиллей (1924) дал подобную картину изолиний метаморфизма, называемых изоградами, для одного из районов Шотландии и пришел к выводу, что метаморфизм кристаллических сланцев в отношении степени изменения горных пород зависит не только от наличия гранитовых массивов: и до внедрения последних породы были метаморфизованы, другими словами, и до внедрения гранитов в районе существовали метаморфические породы, изменение которых было обусловлено региональными причинами, а на регионально-метаморфические серии пород были наложены явления метаморфизма, возникшие в связи с внедрением гранитовой магмы.

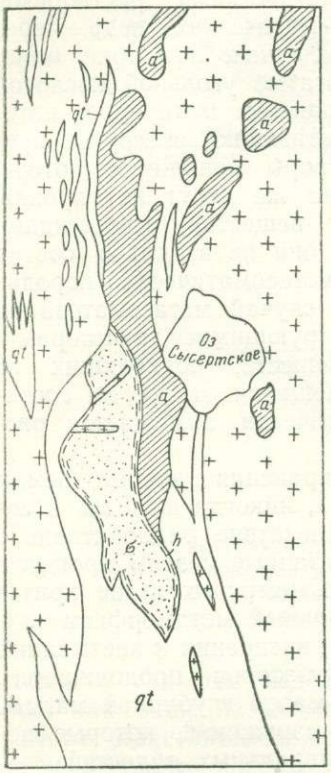


Рис. 247. Схема метаморфизма в районе Сысертского озера и озера Иткуль на Урале:

qt — кварциты; *h* — хлоритовые сланцы; *a* — амфиболовые и пироксеновые породы и сланцы; γ — граниты; σ — змеевики

Примером явлений метаморфизма этого рода может служить ореол контакта Сысертского гранитового массива на Урале (рис. 209). Здесь вне контактового ореола развиты различные горные породы зеленокаменной серии, метаморфизованные до состояния, соответствующего стадии или ступени развития филлитов. Они могут быть отнесены к фации филлитов или зеленых сланцев. В контактовом ореоле эти породы переходят в фацию ставролитово-гранатовых гнейсов и эпидот-плагиоклазовых амфиболитов, а внутри инъекционных зон и в ксенолитах среди гранитов степень метаморфизма соответствует фации силлиманитовых гнейсов и плагиоклазовых амфиболитов. Исследуя явления диафтореза среди пород последней фации, можно наблюдать позднейшее наложение на условия этой фации последующих условий пониженной температуры и переход этих пород на более низкие ступени метаморфизма с развитием граната и ставролита за счет силлиманита, то есть возврат в состояние предшествующей стадии развития. Соответственно этому в породах кварцитовой серии наблюдается

переход глинистых или серицитовых фаций в те же фации ставролит-гранатовых и силлиманит-гранатовых кварцитов, переход карбонатных кварцитов в серию амфиболовых кварцитов и, наконец, переходной мергелистой фации первичных пород — в кварцевые амфиболиты. Ультраосновным породам фации филлитов соответствуют антигоритовые змеевики, имеющие, в общем, региональное распространение. В амфиболитовой фации эти породы сменяются различными антофиллитовыми и актинолитовыми породами и сланцами, а в высокотемпературной фации, соответствующей плагиоклазовым амфиболитам и силлиманитовым гнейсам и кварцитам, наблюдается обильное появление оливин-энстатитовых и бронзитовых пород. Эти породы в свою очередь при диафторезе переходят в антофиллитово-актинолитовые породы и серпентинизируются с образованием хризотила.

Картина метаморфизма и постепенного усиления его при внедрении гранита изображена на рис. 247. Вначале метаморфизируются краевые части комплексов вмещающих пород. Далее по границе разнородных пород, например змеевиков и кварцитов, проникают гидротермальные агенты и появляются сначала хлоритовые и тальковые полосы, которые расширяются. Следующей стадией будет появление актинолитовых пород, далее в эти места проникают дайки и жилы гранитов, а в конечном итоге весь комплекс расчленяется и оказывается в окружении гранитового массива.

Метаморфические серии одного и того же характера в регионе во всей их совокупности можно объединять в метаморфические формации и комплексы. Ассоциации этих пород, связанных друг с другом единством происхождения, можно назвать комплексами. Например, в литературе установилось твердое понятие об ильменском комплексе, охватывающем породы одинаковой степени метаморфизма и сложенном гранито-гнейсами, амфиболитами, кварцитами и змеевиками, а также миаскитами и другими щелочными породами. В то же время можно говорить о сысертском гранито-гнейсовом комплексе, объединяющем граниты и гранито-гнейсы со всеми другими, перечисленными выше метаморфическими породами. Но можно говорить и о гранито-гнейсовой формации всего Урала. В этой формации объединяются все подобные гранито-гнейсовые комплексы как восточного склона Урала, так и его Центрального хребта. Комплексы этой формации отделены друг от друга значительными расстояниями, но всюду они объединяются сходным составом пород и одинаковой степенью метаморфизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

*

Из всего сказанного можно гипотетически построить концепцию образования магматических и метаморфических пород.

В земной коре имеются зоны более или менее устойчивого равновесия, представляющие собой прочные континентальные массивы, с одной стороны, и подвижные зоны геосинклинального режима — с другой. Континентальные массы, хотя и считаются устойчивыми, тем не менее подвергаются с одной стороны эпейрогеническим колебаниям большого радиуса и относительно малой амплитуды, а вблизи геосинклинальных областей в зонах предгорных впадин прогибов — большому погружению. Одновременно материковые массивы подвергаются крупным расколам, которыми пользуется местами внутренняя энергия земного шара, вызывающая местное плавление в твердом по существу, хотя и нагретом в глубине земном теле. Из-под континентальных областей на поверхность изливаются при этом или интрудируют огромные массы основной плато-базальтовой магмы, образующей или поверхностные трещинные излияния, или такие же большие силловые интрузии. Дифференцируясь во времени и ассимилируя массы континентального основания, эти расплавы дают иногда отклонения состава излившихся пород от базальтов и габбро в сторону оливиновых базальтов и пикритов или перидотитов, с одной стороны, и до кислых липарито-дацитовых эффузивов и интрузивных пород — с другой. Примером этому могут служить кислые липаритовые породы Исландии, а также западного побережья Шотландии и Фарерских островов, развитые в подчиненном положении к базальтовым излияниям этих районов. Этой категории магматических пород не чужды и щелочные тенденции, например, образования трахидолеритов, кринанитов и других щелочных габброидов, а в Центральной Африке — различных щелочных пород калиевого ряда.

В геосинклинальных условиях магматическая жизнь складывается иначе. Здесь при наличии глубинных расколов, как это, например, имеет место в современной геосинклинальной области по границам между континентальными площадями Азии и Америки и океаническими пространствами, на месте глубочайших современных океанических впадин, из недр земли подымается поток тепловой энергии, совершаются процессы плавления и образования вулканических очагов. Согласно современным данным геофизики относительно глубокофокусных землетрясений, расколы достигают в этих местах 700 км глубины. По схеме А. Н. Заварицкого линии вулканов Камчатки, Курильских островов и других вулканических дуг лежат на расколах земной коры над этими главными расколами, на высоте 100—150 км. По расчетным данным глубокофокусные землетрясения, возникающие на еще больших глубинах, по количеству выделяемой ими энергии соответствуют силе атомного распада. Однако

причиной их являются не взрывы, а настоящие тектонические смещения вдоль этих глубоких зон скалывания. Приложенная схема для Дальнего Востока составлена по А. Н. Заварицкому. Глубочайшие впадины Тихого океана соответствуют выходам на поверхность этих расколов. Согласно новейшим данным, эти расколы не прямолинейны, а близ поверхности имеют наклон в 35°, на глубине же — в 60°. Поток энергии, идущий из глубины, прогревает и размягчает массы, примыкающие к этим дислокациям и к сопряженным с ними нарушениям меньшего по-

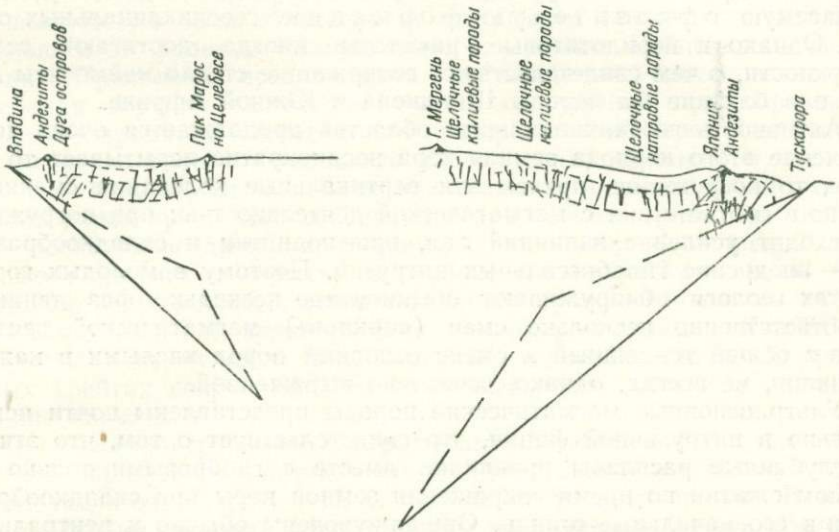


Рис. 248. Схематические профили через Японию с Манчжурией и через Зондские острова, с распределением на них петрохимических типов современного вулканизма. Пунктир — форма разрыва по новейшим данным (1954)

рядка, обусловливая погружение этих участков земной коры под тяжестью осадков, а на больших глубинах земной коры ведет к глубокому преобразованию осадков.

При тектонических движениях в области гирлянд вулканических островов образуются магматические очаги андезито-базальтового состава (андезитовая линия), а с удалением вглубь материка наряду с базальтами образуются породы щелочного, в пределе калиевого ряда, как продукты контаминации возникшего на глубине основного и ультраосновного магматического расплава легкоплавкими сиалическими компонентами, особенно калиевыми соединениями; при наличии ультраосновных перидотитовых первичных расплавов на этих больших глубинах под континентами это ведет к образованию особенно редких щелочных перидотитов и лавовых пород, богатых лейцитом, тогда как в бомбах, выбрасываемых вулканами, находятся различные разности перидотитов, вплоть до чисто дунитовых пород (район Киву в Африке). Такие особые типы пород создаются только тогда, когда на сопровождающих главные расколы путях по сопряженным линиям дислокаций проникающая снизу или зарождающаяся на глубине магма имеет возможность длительно взаимодействовать с прилежащими породами и насыщаться ими. Согласно этой концепции, первыми должны приходить в активное состояние плавления и подвергаться «мобилизации» наиболее глубокие

перидотитовые и габбровые (базальтовые) области земной коры, образуя расплавы, внедряющиеся вверх по разломам. Перидотитовые расплавы очень редко достигают земной поверхности — они подвергаются по пути смешению с другими, более легкоплавкими материалами и превращаются в различные более кислые и щелочные магмы, но габбровый пояс дает начальные геосинклинальные излияния диабазов и спилитов, сменяющихся и чередующихся вследствие дифференциации и ассимиляции кислого материала с кератофирами. Эти излияния совместно с последующими внедрениями интрузии габбро и перидотитов образуют так называемую офиолитовую формацию геосинклинальных областей. Однако и перидотитовые расплавы иногда достигают земной поверхности, о чем свидетельствуют содержащие стекло меймечиты Анабара или близкие им породы Шпицкопа в Южной Африке.

Активность геосинклинальных областей продолжается очень долго. В течение этого периода земная кора неоднократно испытывает то поднятие, то погружение, причем эти вертикальные колебания сменяются обычно в соответствии с магматической деятельностью: при погружении происходит усиление излияний лав, при поднятии и складкообразовании — внедрение гипабиссальных интрузий. Поэтому в молодых горных хребтах геологи обнаруживают обыкновенно несколько фаз движений и соответственно несколько смен («циклов») магматической деятельности с общей тенденцией к смене основных пород кислыми в каждом из циклов, не всегда, однако, отчетливо выраженной.

Ультраосновные магматические породы представлены почти исключительно в интрузивной фации, что свидетельствует о том, что эти более глубинные расплавы проникают вместе с габбровыми только при сильном сжатии во время сокращения земной коры при складкообразовании в его начальные стадии. Они приурочены обычно к центральным частям складчатых хребтов, в том числе и к молодым тихоокеанским островным дугам. Указанные породы тянутся по простиранию в виде поясов очень узких интрузий (Кавказ, Казахстан, Саяны, Анды и др.), реже дают огромные вытянутые по простиранию массы (Урал). В каждой геосинклинали внедрение магматических интрузий совершается по «зонам проницаемости» магмы, представляющим наиболее глубоко погруженные участки геосинклинальных областей.

В жизни каждой геосинклинали наступает период ее умирания, когда исчерпывается питающая ее энергия и земная кора, сокращаясь, дает на месте геосинклиналей складчатые горные хребты. Этот процесс сопровождается образованием больших интрузий, начинающихся небольшими внедрениями основных и средних пород и оканчивающихся громадными интрузиями гранитоидов. Интрузии развиваются в недрах горных хребтов в виде отдельных массивов, а иногда в виде крупных ареал-плутонов, соединяющихся на глубине под покровными складками. Чем глубже эродированы складчатые горные хребты, тем бóльшую роль играют в них гранитоиды, а в древнейших щитах, представляющих корни архейских геосинклиналей и геосинклинальных областей, роль гранитоидов становится преобладающей. При этом наблюдаются не только внедрения гранитовой магмы, но и идущие широким фронтом процессы гранитизации под влиянием щелочных растворов, формирующихся в глубине и идущих вверх в области меньшего давления и низкой температуры.

Источником воды являются, вероятно, освобожденные воды, заключающиеся в недрах земной коры и выделяющиеся при кристаллизации магматических расплавов, а источником калиевых и натриевых соединений в этих растворах — легкоподвижные растворы, вытесняемые из

недр давлением. Они возникают при реакции перегретой воды или паров с полевыми шпатами гранитовых и гнейсовых областей, а также в основных породах глубин, и выделяются из них в связи с вступлением в действие при их застывании правила «полярности». В раствор переходят и алюминий и кремний. Соответственно этому в глубоких горизонтах уменьшается количество калиевых минералов в составе гнейсов, а плагиоклазы становятся более основными, что характерно для областей с широким развитием инъекционных явлений (плагиоклазовые гнейсы с гранатом и андезитом).

Более позднее внедрение гранитоидов сравнительно с основными породами может быть объяснено не отстающим фронтом гранитизации, следующим за фронтом базификации, как думает Рейнольдс и ее сторонники. Правильнее предположить, что вследствие более позднего разогревания верхних частей складчатых сооружений при образовании складок во время их поднятия или непосредственно перед ним происходит внедрение гранитоидов, когда поток тепла переводит в состояние плавления нижние, кислые части прилегающих и подстилающих геосинклиналь пород архейского основания. Образование горных хребтов, особенно после их воздымания, сопровождается появлением трещин, которые снова достигают скрытых в глубине магматических очагов. Соответственно горные хребты венчаются вулканическими конусами, образующими центральные вулканические аппараты, например Казбек или Эльбрус, Арарат, вулканы Анд, Кордильер и др. Их излияния в древних горных хребтах сохраняются относительно редко, остаются лишь подводящие каналы.

Ореолы гранитизации с центральными относительно них интрузиями гранитов образуются в антиклинориях, представляющих, с точки зрения многих геологов, например Н. С. Шатского, геоантиклинали. В них из недр выступают гонимые снизу высоким давлением и минерализаторами перегретые растворы. Пониженное давление в геоантиклиналях или лучше в антиклинориях обусловлено поднятием широких областей земной коры, а всякое поднятие может оказывать действие на нижележащие области подобно всасывающему насосу. Вследствие этого в недрах возникают местные очаги гранитизации, примером чего служит район огромного антиклинория Центрально-Уральского гранито-гнейсового массива и таких же антиклинориев восточного Урала, отделенных друг от друга геосинклинальными прогибами, сложенными зеленокаменными и другими породами. Остаточные гранитовые расплавы, застывающие самыми последними и образующиеся заново путем палингенеза и анатексиса, собираются в ядрах этих геоантиклиналей, вызывая явления инъекции и гранитизации.

О природе более глубоких частей земного тела обычно принято судить по составу метеоритов, среди которых различают железные и каменные разности. Железные метеориты сложены преимущественно никелистым железом в виде крупных монокристаллов двойниковой структуры, образующих хорошо известные видманштетовые фигуры. Характерным признаком метеорного железа является высокое содержание в нем никеля. Часто строение метеоритов характеризуется неправильными, пертитоподобными и другими формами прорастания железа с различным содержанием никеля. Такие срастания называются плесситами.

Особую группу образуют палласиты, железо-оливиновые метеориты, в которых более или менее значительное количество зерен оливина цементируется металлическим никелистым железом. Многие авторы считают металлическое железо Овифака в Гренландии или в каньоне Диабло в Аризоне земным, выброшенным из недр взрывами вулканических газов или излиянием лавы. Однако исследования и бурение показали, что в каньоне Диабло глыбы сложены метеоритным железом.

Каменные метеориты, как показали исследования П. Н. Чирвинского, А. Н. Заварицкого и других, имеют большей частью структуру хондритов, то есть состоят из округлых телец, спаянных друг с другом цементом. Тельца имеют форму затвердев-

ших, иногда деформированных капелек и сложены частично никелистым железом, частично же оливином, энстатитом, троилитом (FeS), анортитом и другими минералами, свойственными метеоритам, обнаруживая кристаллизацию хондр часто в виде радиально-лучистых кристаллов энстатита. Такое строение указывает на застывание распыленного расплава, из которого образовались хондры. Во время процесса застывания кристаллы росли от внешней, охлажденной поверхности капли. Иногда видны кристаллики оливина, пироксена и плагиоклаза в плотной, плохо раскристаллизованной массе или в железе, создающие впечатление порфировой структуры. Но наиболее интересным оказался каменный метеорит из Борискино, изученный Л. Г. Кваша. В нем встречены впервые в метеоритах водные силикаты группы хлорита и серпентина, что указывает на то, что в межпланетном пространстве, в рое метеоритов, есть породы, сходные по содержанию водорода и кислорода с земными. Эти метеориты были, вероятно, или продуктами взрыва и распыления какой-то планеты в солнечной системе, или результатом ее вулканической деятельности. Эти гидросиликаты не могли образоваться на Земле в результате долгого лежания после падения метеорита, так как метеорит упал на глазах людей.

Во всем предшествующем изложении мы старались подчеркнуть связь горных пород с полезными ископаемыми. Мы видели их в качестве непосредственных продуктов магматической деятельности и дифференциации при кристаллизации магмы, например титано-магнетитовые месторождения как остаточные компоненты при кристаллизации габбро, пироксенитов и перидотитов. Мы видели среди них и хромиты с платиной, как, например, в связи с пироксенитами и перидотитами, а в особенности с дунитами.

Последние моменты кристаллизации интрузивных массивов также характеризуются образованием многих полезных ископаемых. Среди них можно назвать те же платину и хромиты, связанные местами с последними, богатыми летучими веществами, остатками от кристаллизации дунитов. Они сопровождаются иногда сильным гидротермальным метаморфизмом прилегающих дунитов и залегают среди них в форме жил (А. П. Карпинский).

Особенно много полезных ископаемых связано с пневматолитово-гидротермальной стадией массивов средних и кислых пород. Контактовые месторождения железа, меди, вольфрама и других металлов связаны с выносом их или непосредственно из самих массивов, или же из недр Земли, из подкоровых ее горизонтов, путем поднятия «сквозьмагматических» растворов (Д. С. Коржинский), несущих на последних стадиях застывания больших масс магмы на глубине много разнообразных, не вошедших в состав горных пород веществ, к которым относятся и рудные растворы. Последние на более поздней стадии образуют различные гидротермальные месторождения цветных и редких металлов. Поднятие и образование их происходило и из доступных нашему изучению частей интрузий, и тогда соответственные их залежи находились в более высоких, ныне размытых частях земной коры. Они могут формироваться и из растворов, выделяющихся из промежуточных частей магматической камеры и, наконец, в глубинных частях очага, когда очередь застывания достигает глубоких недр. Естественно, что в глубинных очагах, откуда проникают интрузии в верхние структурные ярусы земной коры, количество магматических масс больше, а потому и оруденение, идущее снизу из этих глубинных очагов, более значительно.

С магматическими породами связаны многочисленные неметаллические полезные ископаемые. Апатиты в связи с ультращелочными породами, слюда, кварц, литиевые минералы, турмалин, драгоценные камни с гранитовыми пегматитами, полевые шпаты как керамическое сырье и многие другие — все стоят в связи с магматической деятельностью. С гидротермально-пневматолитовой стадией развития магматического процесса связаны месторождения редких металлов — вольфрама, молиб-

дена, олова и висмута. С кислыми интрузиями связаны такие полезные ископаемые, как тальк, амфиболовый и хризотиловый асбест, различные огнеупоры (андалузит, дюмортьерит, корунд) и др. Дуниты идут на изготовление огнеупоров, базальты — на каменное литье, а граниты используются в качестве строительных материалов. В отношении таких полезных ископаемых, как тальк, асбест, андалузит, кианит, дюмортьерит, а также многих гидротермальных и контактовых месторождений металлов, можно сказать, что они в равной степени обусловлены магматической деятельностью и метаморфизмом под влиянием кислых пород, так как они встречаются в областях глубинных контактовых ореолов и сопровождаются гидротермальным и контактовым метаморфизмом. Среди метаморфических пород обращают на себя внимание различные железистые кварциты и железорудные сланцы, сильно развитые в протерозойских толщах и представляющие результат метаморфизма осадочных месторождений или отчасти гидротермального метасоматоза. Они связаны с метаморфизмом железистых осадочных кремнистых сланцев (джеспилиты, яшмоиды) и палеозойских отложений на Урале. Эти железорудные породы всегда и везде сопровождаются вулканогенными толщами спилитов и кератофиров, превращенных в древнейших докембрийских отложениях в амфиболитовые сланцы эпидот-амфиболитовой фации. Возможно, что аналогично указанным кремнистым породам, они представляют результат выноса на дно морских бассейнов гидротермальных кремнистых и железистых растворов, как это принимается для яшм и кремнистых сланцев, образующихся в сходных условиях при выносе в морской бассейн на глубине гидротермальных кремнистых растворов, коагулирующих при соприкосновении с водой в коллоидный осадок, переходящий потом в яшмы и сланцы. Подобные образования знаменуют затишье, начало или конец вулканической деятельности. Железистые растворы также коагулируют с кремнеземом, а часто и в смеси с глинистыми частицами, образуя красные кремнисто-глинистые сланцы, которые при небольшом относительно метаморфизме переходят в гематитовые кварцитовые сланцы. Повторное чередование рудных и кварцитовых прослоев свидетельствует о пульсации растворов, то более, то менее богатых железом. В этой области вулканическая деятельность в ее гидротермальной и фумарольной стадии накладывается на процесс образования осадочных пород.

Огромное значение полезных ископаемых, связанных с магматическими и метаморфическими породами, обусловливает и значение петрографии для познания законов образования месторождений полезных ископаемых и заставляет петрографа подходить к изучению магматических и метаморфических пород не только с точки зрения теории их образования, но и с точки зрения возможной связи с ними тех или иных полезных ископаемых. Эту сторону исследователь никогда не должен оставлять без внимания, поскольку процессы рудообразования и петрогенез тесно связаны между собой. В особенности эта направленность изучения петрографии вообще и петрографии какого-либо района, в частности, должна всегда иметься в виду в связи с важностью задач нашей науки, поставленных партией и правительством в деле развития нашего народного хозяйства и построения коммунистического общества.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Авгититы 113, 204
Автометаморфизм 282
Агломератовые туфы 21
Агломераты 21
Агматиты 301
Агпаитовая структура 195
Агпаиты 195.
Адамеллиты 156
Адинолы 347
Акмолиты 28
Актинолитовые породы 328
Актинолитовые сланцы 328
Актинолит-эпидот-роговиковая субфация 378
Аллометаморфизм 282
Аллотриоморфные минералы 44
Алунитизация 360
Альбититы 189
Альбитофиры 191
Альбитофиры кварцевые 174
Альбит-эпидот-амфиболитовая фация 378
Альбит-эпидот-хлоритовые сланцы 355
Альмандин-диопсид-роговообманковая субфация 374
Альнёиты 217
Аляскиты 164
Амфиболизация 355, 360
Амфиболитовая фация 374
Амфиболиты 326
Анальцимовые базальты 229
Анальцимовые диабазы 142
Анатексис 390
Ангедральные минералы 44
Андезиниты 151
Андезитовые порфириты 152
Андезиты 152
Анкарамит 230
Анкаратрит 230
Анортозиты 132
Антипертиты 354
Антофиллитовые сланцы 329
Анхимономинеральные породы 94
Апанеиты 212
Апатитовые породы 205, 212
Апатитолиты 212
Аплитовая структура 66
Аплитовая фация 215
Аплиты 166
Ареал-плутоны 30
Ариежиты 104
Артериты 389
Ассимиляция 240, 244, 336
Африкандиты 113

Б

Базальтовые порфириты 136
Базальты 133
Базальты плато 137
Базификация 246
Банатиты 156
Баритизация 359
Батолиты 28
Беербахиты 132, 216
Бекинкиниты 204
Белониты 173
Березитизация 358
Березиты 358
Бештауиты 190
Биметасоматоз 346
Биотитизация 360
Биотитовые породы 117
Биотит-хлоритовая субфация 381
Бисмалиты 28
Бластогранитовая структура 306
Бластодиабазовая » 306
Бластопелитовая » 306
Бластопсаммитовая » 306
Бластопсефитовая » 306
Бороланиты 197, 233
Боссы 32
Бостониты 189
Брекчии лавовые 20
» магматические 93
» трения 323
Бронзититы 104
Бронзитовые породы 329
Бухиты 348

В

Вебстериты 104
Везувит 233
Вениты 389
Верлиты 95

Витропорфировая структура 63
Витрофиры 63
Включения минералов 44
Вкрапленники 62
Вогезиты 182, 217
Волокнистая структура 304
Волокнистое габбро 122
Вулканические горловины 24
Вулканические жилы 26
Вулканические покровы 22

Г

Габбро 120
Габбро-амфиболиты 327
Габбровая структура 122
Габбровые сланцы 122
Габбро-диабазы 122
Габбро-диабазы ортоклазовые 142
Габбро-диориты 148
Габбро-нориты 121
Габбро-пегматиты 132
Габбро-порфириты 132
Габбро-сиениты 179
Гарполиты 29
Гарцбургиты 95
Гаусбергиты 209
Гаюиновые горнблендиты 113
Гаюинофиры 204
Гедритовые сланцы 329
Гелицитовая структура 306
Геллефлинты 174
Гетероморфизм 59
Гиалопилитовая структура 154
Гибридные пегматиты 168, 274
Гибридные породы 246, 335
Гигантолитовая структура 63
Гидротермальная стадия 167, 267
Гидротермальный метаморфизм 283
Гиперстениты 104
Гипидиоморфная структура 65
Гипидиоморфные минералы 44
Глаукофановая фация 364
Глиммериты 117
Глобосферитовая структура 173
Глобулиты 173
Гнейсы 326
Гомогенизация 390
Горловины вулканические 24
Горнблендиты 109
Горные породы 5, 17, 281
Горные породы абиссальные 18
» вторичные 7
» гипабиссальные 18
» глубинные 18
» излившиеся 18
» интрузивные 18
» кислые 69
» магматические 17
» метаморфические 7, 281
» основные 69
» первичные 7
» полуглубинные 18
» средние 69
» формы залегания 18, 300
» эффузивные 18
Горшечные камни 352
Гранатовые сиениты 188
Гранитизация 246, 391
Гранититы 164
Гранитовая структура 65
Гранитоиды 155
Гранит-порфировая фация 215
Гранит-порфировый ряд 276
Гранит-порфиры 166
Граниты 163
Гранобластовая структура 303
Гранодиориты 149, 155
Граносиениты 179
Гранофировая структура 67
Гранулитовая фация 364, 366, 372
Гранулиты 372
Грануляция 342
Грейзенизация 357
Грейзены 357

Д

Дайки 24
Дайки кольцевые 25
Дацитовые порфириты 156
Дациты 156
Дейтерогенные минералы 354
Деструктивный динамометаморфизм 283, 323
Джеспилиты 331
Диабазово-спилитовая формация 226
Диабазовая структура 65
Диабазовые порфириты 136
Диабазы 136
Диабластовая структура 306
Диагенез 90, 152
Диаллагиты 104
Диатремы 23
Диафторез 284
Дикциониты 389
Динамометаморфизм 283
Диоритовые аплиты 150
Диоритовые лампрофиры 151
Диорит-пегматиты 150
Диорит-порфириты 149
Диориты 146
Дитроиты 196
Дифференциальная подвижность элементов 291
Дифференциация магмы 217, 239
Дифференцированные массивы 220
Долеритовая структура 135
Долериты 135
Друзиты 123
Дуниты 94
Дурбахиты 392

Ж

Железные руды 212
Жилы вулканические 26

З

Закрытые системы 46
Замещения 45
Зеленых сланцев фация 364, 379
Змеевики 327, 351
Зона выветривания 286
» потенциального течения 288
» цементации 286

Иглы 23
Игнимбриты 22, 172
Идиоморфизм 44
Идиоморфные минералы 44

Излияния трещинные 22
Изограды 396
Ийолит-уртитовый ряд 203
Ийолиты 203
Ильменитовые залежи 212
Интерсертальная структура 135
Интрузивные комплексы 222
Интрузивные породы 23
Интрузии 23
Инъекции 343, 388
Инъекционные гнейсы 343, 389
Инъекционный метаморфизм 343
Иситы 110
Итабириты 331
Италиты 208

К

Кальдеры 22
Кальци-габбро 252
Кальцифиры 331
Камптониты 197, 217
Каолинизация 360
Карбонатизация 359
Карбонатиты 212, 213
Катазона 363
Катаклаз 323
Катунгиты 118
Кварцевое габбро 122
Кварцевые альбитофиры 175
» диориты 148, 155
» кератофиры 174
» порфиры 171
» роговики 342
» сиениты 179
Кварцитовые сланцы 331
Кварциты 330
Кенталлениты 141, 144
Кератофировая формация 226
Кератофиры 190
Керсантиты 151, 217
Кимберлиты 115
Кислые горные породы 69
Классификация горных пород 7, 85
Кливаж 309
Козениты 214
Кольцевые дайки 25
Комендиты 174
Конвергенция 326
Конгломераты 294
Конденсированные системы 46
Конические слои 25
Конструктивный динамометаморфизм 283,
Контактовое окварцевание 347
Контактовый метаморфизм 282, 333
Контактовый ореол 335
Контаминация 246, 335
Контаминированные граниты 246
Кордиерит-антофиллитовая субфация 376
Кортландиты 95
Косвиты 104
Кристаллизационная дифференциация 240, 248
Кристаллизационный ряд 56
Кристаллиты 173
Кристаллобластез 303
Кристаллобластовая структура 303
Кристалл-порфиры 173
Кристалл-туфы 249
Критические минералы 365
Ксеноморфные минералы 44
Куммингтонитовые сланцы 329
Кумулиты 173
Куполы 23
Кыштымиты 337

Л

Лабрадориты 132
Лава 18
Лавовые брекчии 20
Лакколиты 26
Лампрофиры 216, 275
Ларнитовая фация (субфация) 348, 366
Лаурвикиты 188
Лаурдалиты 196
Лейкократовые породы 60
Лейцититы 208
Лейцитовые базальты 208
» базаниты 145
» лимбургиты 118
» тефриты 145
» фонолиты 198
Лейцитофиры 198
Ленточная сланцеватость 310
Лепидобластовая структура 305
Лерцолиты 95
Лестничные жилы 359
Либенеритовые порфиры 198
Ликвация 241
Ликвидус 51
Лимбургиты 113
Линейная сланцеватость 310
Линейность 305
Линзовидная сланцеватость 310
Липаритовые порфиры 173
Липарито-дациты 172
Липариты 171
Лиственитизация 352
Лиственитты 352
Литофизы 33
Личфильдиты 196
Лополиты 27
Луявриты 196

М

Магма 18, 69
Магматическая брекчия 93
Магматическая дифференциация 239
Магматическая стадия 266
Магнезиально-железистые сланцы 327
Малхиты 150
Маргариты 173
Мариуполиты 196
Массивная текстура 32
Массивы 29
Матрацевидная отдельность 36
Мафраит 231
Мезозона 363
Мезократовые породы 60
Меймечиты 103
Меланократовые породы 60
Меланолитовые породы 60, 349
Мелафиры 136
Мелилититы 211
Мелилитовые базальты 204, 211
Мелилитовые породы 211
Мельтейгиты 204

Метабазиты 327
Метабласты 246
Метаморфизм 281
Метаморфизм, история 285
Метаморфическая дифференциация 307
Метаморфические зоны 285, 363
Метаморфические фации 286, 364
Метасоматоз 45
Метеориты 401
Миаскиты 196
Мигматиты 389
Микенитовые лавы 233
Микрограниты 166
Микродиориты 149
Микропегматитовая структура 67
Микросиениты 181
Милониты 324
Миндалекаменная текстура 33
Минерализаторы 62
Минералогический состав 41, 300
Минералы 41, 300
Минералы акцессорные 41
» аллотриоморфные 44
» ангедральные 44
» вторичные 41
» второстепенные 41
» гипидиоморфные 44
» главные 41
» дейтерогенные 59
» идиоморфные 44
» ксеноморфные 44
» мафические 42
» насыщенные 42
» ненасыщенные 42
» первичные 41
» рудные 41
» салические 42
» светлые 42
» случайные 41
» субгедральные 44
» темные 42
» фемические 42
» цветные 42
» эвгедральные 44
Минетте 182, 217
Мирмекиты 356
Миссуриты 207
Михараиты 140
Монтичеллитовая фация (субфация) 348, 366
Монцонитовая структура 179
Монцониты 179
Мончикиты 197, 217
Мраморы 331
Муджерит 231
Мусковитизация 360
Мусковит-хлоритовая субфация 381

Н

Наждак 332
Неапиты 212
Небулиты 389
Невадиты 173
Некки 24
Нематобластовая структура 304
Несиликатовые породы 212
Нефелинитоидные фонолиты 198
Нефелиниты 204
Нефелиновые базальты 204
Нефелиновые перидотиты 113
» пироксениты 113
» порфиры 197
» сиениты 193
» тефриты 143
Нефелин-сиенитовые аплиты 197
Нефелин-сиенитовые пегматиты 197
Нозеановые базальты 204
Нордмаркиты 189
Нориты 121
Нормальный ряд магматических пород 88

О

Обелиски 23
Обсидианы 171
Одиниты 132, 217
Окварцевание 359
Океаниты 137, 230
Оливиновые пироксениты 104
Олигоклазиты 151
Опацит 153
Ориентировка минералов 316
Ортозиты 189
Ортоклазовые габбро 140
Ортоклазовые габбро-диабазы 142
Ортофиры 183
Основные горные породы 87, 88
Остаточная структура 303
Остраиты 104
Отталкование 352, 359
Отдельность 34, 35, 301
Открытые системы 46
Офиолитовая формация 227, 400
Офитовая структура 122

П

Палагонит 135
Палимпсестовая структура 303
Палингенезис 390
Палласиты 401
Паналлотриоморфная структура 66
Панидиоморфная структура 66
Пантеллеритовая тенденция 228
Пантеллериты 174
Парагенетические связи 45
Пегматитовая структура 66
Пегматиты 166, 265
Пегматиты гибридные 168
Пегматоидная структура 66
Пелиты 294
Пемза 33
Перидотиты 87, 94
Перлитовая отдельность 62
Пертитизация 356
Пертиты замещения 356
Пертиты распада 356
Петрографические провинции 224
Петрография 5
Петрография, история 8
» региональная 13
» тектоническая 13
Петрология структурная 13
Петротектоника 13, 314
Пикрит-базальты 137
Пикриты 103
Пилотакситовая структура 154
Пироксен-гранатовые 353

Пироксениты 87, 104
Пироксеновые породы 329
Пироксен-роговиковая фация 348, 370
Плагиограниты 165
Пластовая отдельность 36
Плато-базальты 227
Плесситы 401
Плоскостная сланцеватость 310
Плюмаситы 337
Пневматолитовая стадия 266
Пневматолитовые растворы 59
Пневматолитовый метаморфизм 341, 348
Пойкилитовая структура 101
Покровы вулканические 22
Полиминеральные породы 120
Полнокристаллические структуры 61
Полосатая текстура 32
Полукристаллические структуры 61
Польцениты 217
Попятный метаморфизм 284
Пористая текстура 33
Порфиробласты 246
Порфиритоиды 385
Порфириты 87
Порфиробластовая структура 305
Порфировая структура 63
Порфировидная структура 63
Порфировидные граниты 165
Порфировые выделения 62
Порфироиды 330, 386
Потоки лавы 19
Поточная текстура 32
Правило полярности 347
Правило фаз 296
Празинитовая фация 367
Пренитизация 355
Пропилитизация 360
Пропилиты 155
Псевдопорфиритоиды 386
Псевдопорфироиды 330, 386
Псевдосферолиты 172
Птигматиты 389
Пузыристая текстура 33
Пуласкиты 188
Пуццоланы 192
Пятнистые сланцы 341

Р

Раздавленное габбро 122
Рапакиви 165
Раскаленные тучи 22
Реакционные каймы 56
Реакционные ряды 56
Региональный метаморфизм 283, 362
Реликтовая структура 303
Реоморфизм 213, 393
Ретроградное кипение 269
Ретроградный метаморфизм 284
Рисчорриты 196
Роговики 341
Роговиковая структура 304
Роговиковые кварциты 342
Роговообманково-габбровая фация 364
Роговообманковое габбро 121
Роговообманковые сланцы 329
Ромбо-порфиры 189
Рудные габбро 121
Рудные пироксениты 109
Ряд Боуэна 57
Ряд калиевый 88, 226
Ряд натриевый 88, 226
Ряд нормальных пород 88
Ряд щелочных горных пород 88, 226

С

Саксониты 95
Санидинитовая фация 365
Святоноситы 188
Севиты 214
Сельвсбергиты 193
Серицитизация 357, 359
Серпентинизация 359
Серпентиниты 327
Сидеронитовая структура 102
Сидеронитовые дуниты 95
Сиенит-аплиты 182
Сиенит-пегматиты 182
Сиенит-порфиры 181
Сиениты 178
Силлиманит-альмандиновая субфация 375
Силлы 25
Синтектика 247
Скарны 329, 335
Скопулиты 173
Сланцеватость 283, 308
Слои 21
Слои конические 25
Слюдиты 117
Слюдяные диориты 148
Слюдяные сланцы 329
Сноповидные сланцы 341
Собирательная кристаллизация 308
Содалитовые сиениты 197
Солидус 51
Соссюритизация 354
Соссюритизированное габбро 122
Соссюритовое габбро 122
Спессартиты 151, 217
Спикулиты 173
Спилиты 33, 137
Спилозиты 347
Средние горные породы 87
Ставролит-кианитовая субфация 375
Стекловатые породы 61
Столбчатая отдельность 35
Стратовулканы 23
Стресс 287
Структура 301, 314
Структура агпаитовая 195
» аплитовая 66
» бластогранитовая 306
» бластодиабазовая 306
» бластопелитовая 306
» бластопсаммитовая 306
» бластопсефитовая 306
» витропорфировая 63
» волокнистая 304
» габбровая 66
» гелицитовая 306
» гиалопилитовая 154
» гигантолитовая 63
» гипидиоморфно-зернистая 65
» гранитовая 65
» гранобластовая 303
» гранофировая 67
» грубозернистая 63
» диабазовая 65
» диабластовая 306

Структура долеритовая 135
» интерсертальная 135
» крупнозернистая 63
» лепидобластовая 305
» мелкозернистая 63
» микропегматитовая 67
» монцонитовая 179
» нематобластовая 304
» остаточная 303
» офитовая 122
» палимпсестовая 303
» паналлотриоморфная 66
» панидиоморфная 66
» пегматитовая 66
» пегматоидная 66
» пилотакситовая 154
» пойкилитовая 101
» полнокристаллическая 61
» полукристаллическая 61
» порфировая 63
» порфировидная 63
» реликтовая 303
» роговиковая 304
» сидеронитовая 102
» скрытозернистая 63
» сланцеватая 304
» среднезернистая 63
» стекловатая 61
» сферолитовая 64
» торцовая 304
» трахитовая 184
» фельзитовая 64
» фибробластовая 304
» чешуйчатая 305
Субгедральные минералы 44
Субфация 368, 374
Субфация актинолит-эпидот-роговиковая 378
» альмандин-диопсид-рогово-обманковая 374
» биотит-хлоритовая 381
» кордиерит-антофиллитовая 376
» ларнитовая 368
» мелилит-монтичеллитовая 368
» монтичеллитовая 368
» мусковит-хлоритовая 381
» силлиманит-альмандиновая 375
» ставролит-кианитовая 375
» хлоритоид-альмандиновая 379
Сульфидизация 359
Сульфидные руды 212
Сульфидолиты 212
Сфенолиты 28
Сферолитовая структура 64
Сферолиты 64

Т

Тавиты 204
Таититы 230
Тактиты 347
Тальково-карбонатовые породы 328
Тальковые породы 328
Тальковые сланцы 328, 352
Текстура горных пород 32, 301
Тектониты 317
Тектонические конгломераты 323
Телетермальные месторождения 362
Тералит-диабазы 143
Тералиты 142
Тефриты 142, 144
Тешениты 142
Тингуаиты 197
Титаномагнетитовые руды 212
Толеиты 136
Тоналиты 155
Торцовая структура 304
Трансформизм 394
Трапп-гранулиты 372
Трапповая формация 227
Траппы 126
Трассы 175
Трахибазальты 142
Трахидолеритовые диабазы 142
Трахидолеритовые порфириты 142
Трахидолериты 142
Трахитовая структура 184
Трахитоидная текстура 188
Трахитоидные фонолиты 198
Трахиты 183
Трещинные излияния 22
Трещины диагональные 38
» Мора 312
» отдельности 34
» поперечные 37
» продольные 37
Трихиты 173
Троктолиты 122
Трондьемиты 165
Трубки взрыва 23
Туффиты 21
Туфы агломератовые 21
Туфы вулканические 19
Тылаиты 130

У

Угандиты 117
Узловатые сланцы 341
Ультраметаморфизм 390
Ультрамилониты 324
Умптекиты 188
Уралитизация 355
Уралитизированное габбро 122
Уралитовые габбро 122
Уртиты 203

Ф

Фазы 45
Факолиты 26
Фация 19, 364
Фация альбит-эпидот-амфиболитовая 378
» амфиболитовая 374
» глаукофановая 364
» гранулитовая 364, 366
» зеленых сланцев 379
» ларнитовая 348
» магматических пород 19
» метаморфическая 286, 364
» монтичеллитовая 348
» пироксен-роговиковая 348, 370
» празинитовая 367
» роговообманково-габбровая 364
» санидинитовая 365
» эклогитовая 373
» эпидот-амфиболитовая 364
Фельзитовая структура 64
Фельзиты 157

Фениты 213
Фергуситы 208
Ферролиты 212
Фибробластовая структура 304
Филлиты 329
Флюидальная текстура 32
Флюидное состояние 269
Флюоритизация 359
Фойяит-диориты 203
Фойяиты 196
Фонолиты 197
Форелленштейны 122
Форма залегания 300
Формация 226, 395
Формация диабазово-спилитовая и кератофировая 226
» метаморфических пород 395
» офиолитовая 227
» трапповая 227
Фракционирование 250
Фузивные месторождения 212

Х

Хибиниты 196
Химическая конвергенция 326, 330
Химический состав 296
Хлорит-гранатовые породы 353
Хлоритизация 355, 359
Хлоритовые породы 328, 353
Хлоритовые сланцы 328, 353
Хлоритоид-альмандиновая субфация 379
Хонолиты 28
Хромититы 215

Ц

Центральные вулканические аппараты 19
Цеолитизация 361
Циклы магматические 222

Ч

Чарнокиты 164
Чешуйчатая структура 305

Ш

Шаровая текстура 32
Шлаки 33
Шлаковая текстура 33
Шонкинит-порфириты 145
Шонкиниты 144
Шпинелевые пироксениты 104
Шрисгеймиты 95
Штоки 28

Щ

Щелочной ряд горных пород 226
Щелочные граниты 164
» кварцевые порфиры 174
» микросиениты 189
» перидотиты 113
» пироксениты 113
» породы 88
» сиенит-аплиты 189
» сиенит-пегматиты 189
» сиенит-порфиры 189
» сиениты 186
» трахиты 190

Э

Эвтектика 49
Экзоконтактовый метаморфизм 282, 338
Эклогитовая фация 373
Эндоконтактовый метаморфизм 282, 335
Энстатититы 104
Энстатитовые породы 329
Эпидозиты 353
Эпидот-амфиболитовая фация 364
Эпидотизация 355
Эпидотовые породы 353
Эпизона 363
Эссексит-диориты 87
Эссекситовые диабазы 142
Эссексит-порфириты 142
Эссекситы 140
Этмолиты 28
Эффузивные комплексы 222

Ю

Ювиты 90

Я

Якупирангиты 113, 204
Яшма 295

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Петрография и ее краткая история 5

ЧАСТЬ I

Магматические горные породы 17

Формы залегания 18
Излившиеся породы 19
Интрузивные породы 23

Текстуры 32
Отдельности 34
Излившиеся породы 35
Интрузивные породы 36
Трещины отдельностей 38

Минералогический состав 41
Последовательность образования минералов 43
Основные понятия физико-химии в применении к петрографии 45
Реакционные ряды минералов 56
Структуры 61
Химический состав 67
Классификация 85
Систематическое описание 91
Анхимономинеральные породы 94

Семейство перидотитов и их фациальные аналоги 94
Пироксениты и их фациальные аналоги 104
Горнблендиты 109
Щелочные перидотиты и пироксениты 113
Биотитовые породы 117

Полиминеральные породы 120
Семейство габбро, базальтов и диабазов 120
Семейство эссекситов, трахидолеритов и эссекситовых и трахидолеритовых диабазов 140
Семейство тералитов и нефелиновых тефритов 142
Семейство шонкинитов и лейцитовых тефритов 144
Семейство диоритов и андезитов 146
Семейство кварцевых диоритов и гранодиоритов (гранитоиды) 155
Семейство гранитов и липаритов 163
Семейство сиенитов и трахитов 178
Семейство нефелиновых сиенитов и фонолитов 193
Семейство горных пород ийолит-уртитового ряда 203
Семейство лейцитовых пород (миссуритов и лейцититов) 207
Мелилитовые породы 211
Несиликатные породы 212
Породы жильной серии 215

Происхождение магматических пород 217
Дифференциация магмы и доказывающие ее геологические факты . . . 217
Примеры дифференцированных массивов 220
Относительный возраст пород в интрузивных и эффузивных комплексах . 222
Распределение горных пород в пространстве и времени 224
Теории дифференциации магмы 239
Кристаллизационная дифференциация 248
Происхождение щелочных пород 255
Магматические породы последних стадий формирования глубинных массивов 264

ЧАСТЬ II

Метаморфические горные породы 281

Краткая история учения о метаморфизме 285
Источники энергии при метаморфизме 289
Исходный материал для образования 293
Химический состав 296
Минералогический состав 300
Формы залегания 300
Отдельности 301
Текстуры и структуры 301
Сланцеватость и ее происхождение 308
Изучение структур горных пород. Петротектоника 314
Закономерности ориентировки главнейших минералов при динамометаморфизме 316
Методы исследования структур 317

Классификация и номенклатура 326
Происхождение 331
Контактовый метаморфизм 333
Пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм 348
Региональный метаморфизм 362

Общий обзор явлений метаморфизма 382
Инъекционный метаморфизм 388
Метаморфические серии пород и формации 395

Заключение 398

Предметный указатель 404

Е. А. **Кузнецов**

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Редактор Н. И. Берлинг *Технич. редактор* Д. Ф. Терехова

Сдано в набор 5/IX-1955 г. Подписано в печать 25/I-1956 г. Т-01803. Формат бумаги 70×92¹/₁₆.
Объем: физ. л., печ. л., 25,75 уч. изд. 36,11; усл. л. 35, 28. Тираж 4 800. Изд. № 441. Заказ 1526.
Цена 12 р. 30 к.

Издательство Московского университета Москва, Ленинские горы

Типография № 1 Государственного издательства литературы по строительству и архитектуре,
г. Владимир

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
40	12 снизу	(Мех.-матем. фак.)	(МГУ; Мех.-матем. фак.)
92	10 снизу	Защ. 11. VI. 1935.	Защ. 15. VI. 1935.
92	15 снизу	Защ. 15. VI. 1935.	Защ. 11. VI. 1935.
105	14 сверху	Утв. 25 VI. 1939.	Утв. 25. IV. 1939.
114	10—11 снизу	илл., табл. Библиогр. стр. 60 — 62. движений звезд в области η Лебедя. Б. м., 1950. 75, 62 стр.	движений звезд в области η Лебедя. Б. м., 1950. 75, 62 стр., илл., табл. Библиогр. стр. 60—62.
126	19 сверху	(Физ. фак.; БЛ)	(МГУ; Физ. фак.; БЛ)
133	2 сверху	морозности	порозности
229	8 сверху	Утв. 2. V. 1941.	Утв. 26. V. 1941.
241	13 снизу	Майбаум Б. К. 536	Майбаум Б. К. 886
246	25 сверху	Шереминский Б. Н.	Шереминский Б. И.

Зак. 1525

5546