

Л.В. Стефан

ПЕТРОГРАФИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ
ПОРОД

ПРЕДИСЛОВИЕ

Петрография изучает горные породы, которые являются природными ассоциациями минералов, слагающих земную кору и мантию Земли и планет ее группы. Горные породы слагают конкретные геологические тела и разнообразные сообщества пород (геологические формации), связанные сходством генезиса, палеогеографических и тектонических условий, а также образованием в них полезных ископаемых. Петрография носит в какой-то степени описательный характер, однако неотъемлемой ее частью является генетический аспект пороодообразования, дающий основные представления об эволюции магматического вещества в мантии и земной коре и механизме преобразования расплавов в горные породы. Петрография тесно связана с минералогией, кристаллографией, физической химией, различными разделами физики и с другими науками о Земле.

Цель курса – изучение вещественного (минерального и химического) состава магматических пород Земли, их строения, распространения и геологических условий залегания. Для этого необходимо развить представление о процессах образования горных пород различного состава. Освоить теорию магмообразования и магматической дифференциации.

На базе полученных знаний может проводиться геологическое и петрографическое картирование, окончательной целью которого являются поиски и разведка месторождений полезных ископаемых.

ЛЕКЦИЯ 1

Предмет и задачи петрографии. Краткая история развития петрографии. Общие понятия о магматических горных породах. Вещественный состав магматических горных пород (минеральный и химический состав), индекс мафичности и его петрологическое значение.

ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ ПЕТРОГРАФИИ

Петрография – наука, изучающая горные породы, т. е. естественные и закономерные ассоциации минералов, минералов и вулканического стекла или одного вулканического стекла, которые образуют в пространстве обособленные геологические тела и характеризуются специфическими текстурами, структурами, химическими особенностями и металлогенной. Петрография имеет несколько основных разделов – петрография магматических пород, петрография метаморфических пород и петрография осадочных пород (литология). Кроме этого, составной частью петрографии является кристаллооптика – раздел петрографии, изучающий оптические свойства минералов. «Петрография» в переводе с древнегреческого буквально означает «описание камня». Сначала, с момента своего возникновения (конец XIX века), эта наука действительно занималась в основном описанием и систематикой всего разнообразия горных пород, встречаемых в природе. Однако с течением времени круг задач петрографии значительно расширился. В наши дни петрография включает не только исследование вещественного (минерального и химического) состава пород, особенности их строения (структуры) и сложения (текстуры), но и, являясь одной из геологических дисциплин, изучает геологические условия залегания пород, их формы, размеры, распространение и вторичные изменения. Петрография рассматривает горные породы в тесной связи со строением земной коры (геотектоникой). Все полученные сведения в конечном итоге помогают установить способ образования горной породы, что позволяет делать выводы об эволюции литосферы и прогнозировать месторождения полезных ископаемых.

Из сказанного следует, что петрографические исследования имеют как научное, так и практическое значение. Практическое значение заключается, прежде всего, в том, что на всех этапах поисково-разведочного цикла, от мелкомасштабных геологических съемок до детальной разведки, ведутся петрографические исследования, обеспечивающие точную диагностику горных пород, получение данных об условиях их образования и возможных связях с процессами формирования полезных ископаемых.

Петрография магматических горных пород как самостоятельная научная дисциплина со своими методами исследования сформировалась около 100 лет назад, когда для изучения пород применили поляризационный микроскоп. До 60-х гг. XIX века петрография была исключительно описательной наукой. В тот период накопился большой фактический материал и была разработана классификация пород (Циркель, 1866).

Введение микроскопического метода изучения горных пород (Сорби, 1858) имело огромное значение в развитии петрографии, так как позволило при изучении горных пород использовать в сочетании минералогические и химические особенности их состава, что раньше было невозможно. С этого периода начинается активное развитие кристаллооптических методов изучения минералов (Е. С. Федоров, Н. В. Лодочников, Мишель-Леви, А. Н. Заварицкий, Ф. Бекке и др.). Систематика пород по химическому составу рассматривалась в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1896), Г.

Розенбуша (1934), П. Ниггли (1936), А. Н. Заварицкого (1952), Е. А. Кузнецова (1947) и др.

Физико-химическое направление в петрографии развивалось работами Ф. Бекке (1907), В. М. Гольдшмидта (1911), Д. С. Коржинского (с 1936 по 1973 г.) и продолжает развиваться в настоящее время (А. А. Маракушев, В. А. Жариков, Л. Л. Перчук и др.).

Экспериментальное направление в петрографии началось с изучения силикатных систем (Шерер, 1947; Боуэн, 1928; Таттл, 1956; Грин, Рингвуд, 1967 и др.). Затем Р. У. Горансон (1931, 1932), К. Барнем, Н. Дэвис (1971) исследовали процессы плавления горных пород под давлением паров летучих компонентов (H_2O , CO_2 , H_2 , N_2 и др.). В результате было установлено, что вода в значительной степени понижает температуру плавления силикатов. Экспериментальные исследования растворимости воды в расплавах магматических пород – та основа, на которой возможна разработка физико-химических моделей магматизма, приближающихся к условиям развития этого процесса в земной коре.

Связь петрографии с другими науками

В настоящее время ни одно из направлений наук о Земле не может обойтись без знания вещественного состава земной коры. Понимание горных пород, их состава, строения и свойств, физико-химических условий формирования необходимо не только геологам всех направлений, но и специалистам сопредельных наук.

Для успешного изучения современной петрографии необходимо иметь предварительную подготовку по ряду общенаучных и геологических дисциплин. В петрографии используются достижения математики, физики, химии и физической химии. Особенно большое значение для петрографии имеет кристаллография. Тесную связь имеет петрография с науками, занимающимися изучением геологических процессов: исторической геологией, геотектоникой, учением о геологических формациях, геофизикой, а также с науками, изучающими вещественный состав земной коры: геохимией, минералогией, учением о месторождениях полезных ископаемых, минерагенией.

Петрография занимает промежуточное положение между двумя этими группами геологических наук, так как, с одной стороны, она изучает горные породы как ассоциации минеральных агрегатов, а с другой – как геологические тела.

При решении вопросов происхождения пород большое значение имеют экспериментальные исследования, моделирующие процессы образования магматических минералов и их ассоциаций. Эксперименты в области петрологии очень сложны, т. к. они проводятся на высокоточной аппаратуре при огромных давлениях и температурах (этим занимается экспериментальная петрология). Однако результаты экспериментов, которые представляются в виде математических расчетов, все шире используются в области определения термодинамических параметров образования пород (при изучении газовой-жидких включений в минералах, определении P–T параметров образования пород, изотопных исследованиях и др.).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Все горные породы в соответствии с условиями их образования делятся на четыре генетических класса: магматические, метаморфические, осадочные и коптогенные. Магматические (или изверженные) породы образуются в результате кристаллизации или застывания силикатного (преимущественно) расплава, который называется магмой. Осадочные горные породы – продукты преобразования осадков, накопившихся на земной поверхности в результате разложения других, ранее

существовавших пород и жизнедеятельности организмов. Метаморфические горные породы – продукты перекристаллизации магматических и осадочных пород без плавления. Коптогенные горные породы – продукты ударного метаморфизма, образующиеся при кратковременном воздействии огромных давлений и температур, возникающих в результате падения метеоритов либо при ядерных взрывах. Кроме пород перечисленных классов, резко отличных друг от друга по минеральному составу и строению, в природе встречаются породы, процессы метаморфизма в которых прошли не до конца, или метаморфические породы со следами частичного плавления, или породы смешанного вулканогенно-осадочного (пирокластического) происхождения, т. е. породы, промежуточные между выделенными классами магматических, осадочных и метаморфических образований.

Магматические породы разделяются, прежде всего, по фаціальным условиям образования на три класса: плутонические, вулканические и гипабиссальные. Плутонические породы кристаллизуются в абиссальных условиях, образуясь путем интрузии (внедрения расплава), поэтому их называют интрузивными. Вулканические породы застывают на земной поверхности, образуясь путем эффузии (излияния), поэтому называются эффузивными или излившимися. Гипабиссальные породы кристаллизуются (или застывают) в полуглубинных условиях и, по сути, являются частично излившимися, т. к. застывают близ поверхности и могут частично изливаться на поверхность, поэтому их еще называют субвулканическими.

Все магматические породы имеют резкие, часто секущие контакты с вмещающими их магматическими, метаморфическими или осадочными образованиями, на которые часто оказывают термальное воздействие, изменяя их состав.

Магматические породы характеризуются определенным химическим и минеральным составом. Химический состав показывает количественное соотношение элементов, входящих в состав породы. Минеральный состав отражает характер соединений, в которых находятся эти элементы в породе. Минеральный и химический состав взаимосвязаны, хотя и не всегда визуально можно определить эту связь. Породы, имеющие один и тот же химический состав, могут иметь разный минеральный состав, т. к. последний зависит не только от состава исходного расплава, но и от условий его кристаллизации. Также это касается вулканических пород, где вместо минералов часто присутствует вулканическое стекло, а также измененных пород, где первичные магматические минералы замещаются вторичными. Поэтому нельзя просто по химическому составу определить, с какой породой мы имеем дело – вулканической, плутонической, гипабиссальной или вообще осадочной. Хотя обратную задачу – пересчитать минеральный состав вулканической породы по известному химическому составу можно, что с успехом и применяется в петрологии.

Из всего сказанного следует, что определение валового химического и минерального составов является обязательным для полной характеристики породы. Рассмотрим подробнее химический и минеральный составы магматических пород.

Химический состав магматических пород

Раздел петрографии, занимающийся изучением химического состава пород, называется п е т р о х и м и е й .

К настоящему времени накоплен огромный фактический материал по содержанию основных компонентов в магматических породах. Главными компонентами, из которых состоят магматические горные породы, являются девять элементов: O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H. Эти элементы названы Г. Вашингтоном петрогенными, в отличие от металлогенных элементов, составляющих главную массу руд.

Особое значение имеют летучие компоненты (флюиды, минерализаторы), такие, как H₂O, CO₂, P₂O₅, Li₂O, SO₃, B, F, Cl, и другие. Содержание их в породах

незначительно, но известно, что в расплавах их количество было гораздо выше. Эти компоненты своим присутствием способствуют кристаллизации расплавов. Химический состав горных пород в отличие от состава минералов не может быть выражен конкретной формулой, т. к. соотношения минералов в породах крайне непостоянны и зависят от многих условий. В породах химический состав выражается в виде главных окислов – SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O , сумма которых составляет более 98 мас. %. Сумма второстепенных окислов MnO , CO_2 , P_2O_5 – около 1,5, а сера и хлор – 0,2 мас. %. Все остальные элементы таблицы Менделеева (элементы-примеси) вместе взятые составляют менее 0,5 мас. %. Количественные соотношения различных элементов во многом зависят от содержания в расплаве кремнекислоты (SiO_2), которая преобладает в составе пород, составляя в среднем около 50 % от суммы всех окислов. Поэтому магматические породы и называются силикатными. Подсчет среднего состава пород сделан рядом ученых, причем полученные цифры близки (в мас. %): SiO_2 59,12; TiO_2 1,05; Al_2O_3 15,34; Fe_2O_3 3,08; FeO 3,80; MgO 3,49; CaO 5,08; Na_2O 3,84; K_2O 3,13; H_2O 1,15.

Изменения в содержании главных окислов имеют определенные закономерности. Например, с уменьшением количества SiO_2 , Na_2O и K_2O в породах увеличивается содержание FeO , Fe_2O_3 , MgO ; с повышением щелочности магм в породах увеличивается содержание TiO_2 и степень окисленности железа (соотношения двух- и трехвалентного железа). Это происходит из-за того, что горная порода состоит из минералов, которые имеют определенный химический состав. Наиболее низкое содержание SiO_2 (35–40 мас. %) имеют мономинеральные оливиновые породы (дуниты, оливиниты), которые содержат наибольшее количество MgO (40–46 мас. %), а наиболее высокое содержание SiO_2 (70–78 мас. %) имеют породы, максимально обогащенные кварцем – лейкограниты, в которых содержание окиси магния исчезающе мало. По степени кремнекислотности магматические породы разделяются на кислые (SiO_2 65–75 мас. %), средние (SiO_2 54–65 мас. %), основные (SiO_2 45–54 мас. %) и ультраосновные (SiO_2 менее 45 мас. %). По соотношению других главных окислов Na_2O , K_2O , CaO , и Al_2O_3 породы делятся на три ряда:

- 1) нормальный, или известково-щелочной. Для него характерно следующее соотношение главных окислов: $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$;
- 2) пересыщенный щелочами, или агпаитовый, со следующим соотношением окислов: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$;
- 3) пересыщенный алюминием, или плюмазитовый: $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$.

В зависимости от содержания в породах кварца или минералов, насыщенных или ненасыщенных кремнеземом, С. Шенд предложил выделять пересыщенные, насыщенные и ненасыщенные магматические породы.

Пересыщенные породы (кислые и часть средних) содержат в своем составе свободный кремнезем в виде кварца. Насыщенные породы (средние и часть основных) не содержат в своем составе свободный кремнезем, а также минералы, недосыщенные кремнеземом (оливин и фельдшпатоиды), – в них много полевых шпатов, пироксена, амфибола, слюд и других насыщенных силикатов. Ненасыщенные (ультраосновные и щелочные породы) содержат в своем составе недосыщенные кремнеземом минералы – оливин и/или фельдшпатоиды.

Для характеристик отдельных групп пород большое значение приобретают некоторые другие особенности химических составов, которые выражаются различными соотношениями оксидов. Таковы, например, железистость¹, магниальность²,

¹ Коэффициент железистости – $K_f = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO}) * 100\%$.

² Коэффициент магниальности – $K_{mg} = \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO}) * 100\%$.

агпаитность³, щелочность⁴ и др. Для сравнения вулканических полукристаллических или стекловатых пород с полнокристаллическими часто пользуются нормативным составом, в ряде случаев значительно отличающимся от реального (модального) минерального состава пород. Нормативный состав, или норма, представляет собой условный идеальный минеральный состав, вычисленный на основе химического. Теоретически нормативный состав представляет собой ассоциацию минералов, которая могла бы образоваться из магмы того или иного состава в идеальных равновесных условиях.

Минеральный состав магматических пород

Магматические горные породы состоят из закономерных ассоциаций минералов (парагенезисов), либо минералов и стекла, либо одного стекла, в основном силикатного состава. Минеральные парагенезисы горных пород зависят от химического состава магмы и от условий ее кристаллизации.

В глубинных условиях минералы кристаллизуются при медленном остывании магмы, сохранении в расплаве флюидов, что определяет формирование равновесных минеральных парагенезисов. При кристаллизации в неблагоприятной обстановке (слишком быстро, на поверхности при контакте с воздухом или водой) расплавы теряют флюиды и в породе появляются неравновесные ассоциации минералов. Например, калиевый полевой шпат в эффузивных породах кристаллизуется в виде высокотемпературного санидина, а в глубинных – в виде относительно низкотемпературного ортоклаза или микроклина. Роговые обманки образуются только в глубинных условиях, тогда как в поверхностных условиях при застывании лавы того же состава образуются пироксены.

Минералы магматических пород различаются по количественному составу и по генезису. По своему происхождению минералы магматических пород могут быть первичными и вторичными. Первичные минералы образуются непосредственно при кристаллизации магматического расплава. Вторичные – при изменении первичных минералов, после кристаллизации расплава – в постмагматическую стадию.

По количественному соотношению все первичные минералы разделяются на главные, второстепенные и акцессорные. Главные породообразующие минералы составляют основную часть пород, количество каждого из них должно составлять не менее 5 %. Присутствие главных минералов определяет тип горной породы. Например, в состав гранита входят калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, кварц и биотит. Исчезновение хотя бы одного из этих минералов изменит название породы: исчезнет кварц и порода превратится в сиенит, исчезнет калишпат – плагиогранит, исчезнет биотит – лейкогранит (аляскит). Если главные минералы входят в состав породы в небольшом количестве (менее 5 %), то они описываются как второстепенные составные части. Главные и второстепенные минералы представлены силикатами и алюмосиликатами, которые различаются особенностями химического состава и окраской. В связи с этим выделяют темноцветные, или мафические⁵ (фемические⁶), содержащие много железа и магния, и светлоцветные, или салические⁶, содержащие много кремния и алюминия. К фемическим минералам относятся оливин, пироксены, амфиболы, слюды (биотит, флогопит и др.), мелилит; к салическим – плагиоклазы, калиево-натриевые полевые шпаты, кварц, фельдшпатоиды.

Акцессорные минералы в породе обычно содержатся в количестве не более 5 % – это редкие минералы. Акцессорные минералы подразделяются на характерные,

³ Коэффициент агпаитности – $Ka = (K_2O + Na_2O) / Al_2O_3 * 100\%$.

⁴ Коэффициент щелочности – $Kna = N_2O / K_2O$.

⁵ Образовано от начальных букв латинского названия железа (Fe) и магния (Mg).

⁶ Образовано от начальных букв латинского названия кремния (Si) и алюминия (Al).

присутствующие только в определенных породах (хромит, шпинель, перовскит, монацит, эвдиалит, ортит, шорломит и др.), и нехарактерные, встречающиеся в породах разного состава (например, апатит, циркон, сфен, магнетит).

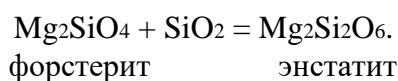
Вторичные минералы могут образовываться в разное время после кристаллизации магмы. Иногда они возникают непосредственно из газов и растворов, выделившихся из магмы при ее кристаллизации, но чаще при взаимодействии этих компонентов с первичными минералами. Вторичные минералы, образовавшиеся сразу после кристаллизации магмы, называются эпимагматическими (или постмагматическими). Образовавшиеся при процессах выветривания называются экзогенными. К вторичным минералам магматических пород относятся серпентин, хлорит, тальк, серицит, каолинит, мусковит, карбонаты, цеолит, тремолит, актинолит и др.

Кроме первичных и вторичных минералов в магматических породах иногда присутствуют ксеногенные (чуждые), или случайные, минералы. Они попадают в горные породы извне и не связаны с процессом кристаллизации первичного магматического расплава. В случае попадания в магматический расплав вещества вмещающих осадочных пород в магматической породе могут появиться типично метаморфические минералы, такие как силлиманит, андалузит, кианит, гранат, волластонит, и др.

Наиболее распространенными минералами магматических пород являются полевые шпаты, которые преобладают над темноцветными минералами и кварцем. Поэтому состав полевых шпатов и их соотношение играют важнейшую роль при классификации магматических пород. Состав плагиоклазов по кремнекислотности обычно соответствует составу пород: в основных породах присутствует основной плагиоклаз (богатый кальцием), в средних – средний (натриево-кальциевый), а в кислых – кислый плагиоклаз (богатый натрием) и калиевые полевые шпаты.

Минеральный состав вообще является важным классификационным признаком, при этом особое значение имеет его количественная характеристика. С этой целью определяют так называемое «цветное» число (цветовой индекс – индекс мафичности М). Цветное число отражает кремнекислотность магматических пород: ультраосновные породы имеют индекс М (в %) 90–100, основные – около 50, средние – около 30 и кислые – 10. Это находит отражение в окраске пород. Неизменные ультраосновные породы имеют черный цвет, основные – темно-серый, средние – серый, кислые – светло-серый, светло-розовый, белый. Однако в природе нередки отклонения от средних содержаний. Так порода может содержать заметно меньше или больше темноцветных минералов, чем типичная разность той же кислотности. В таких случаях более темная порода называется меланократовой, а более светлая – лейкократовой. Горную породу с типичным цветным числом называют мезократовой.

Минералы, которые своим присутствием указывают на определенные особенности химического состава магматических пород, называются симптоматическими. Например, на степень насыщения пород окисью кремния указывает кварц, который образуется только тогда, когда содержание SiO₂ в магме превышает то, которое должно вступить в соединение с металлами для образования силикатов. Присутствие оливина, напротив, служит признаком того, что порода недосыщена кремнеземом, т. к. оливин может кристаллизоваться из магмы, в которой содержание этого окисла недостаточно для образования пироксена. В противном случае вместо оливина кристаллизуется ромбический пироксен (энстатит), согласно реакции



кристаллизационной способностью (силой роста). Если она одинакова, возникают паналлотриоморфнозернистые структуры (в частности, габбровая). Если в расплаве один из компонентов находится в избытке относительно эвтектики, он начинает кристаллизоваться раньше, а в породе образуются вкрапленники на фоне более мелкозернистой основной массы (порфириовидная структура). Типичным примером эвтектической кристаллизации являются пегматитовые сростки.

Для кристаллизации с эвтектикой характерны следующие особенности.

1. Первым из расплава кристаллизуется тот компонент, который находится в избытке относительно эвтектики.

2. Состав выделяющихся кристаллов постоянен в течение всего процесса кристаллизации.

3. Температура начала кристаллизации и порядок выделения компонентов определяются составом расплава.

4. Прибавление к легкоплавкому компоненту тугоплавкого понижает температуру начала кристаллизации расплава.

5. Состав эвтектики и температура конца кристаллизации компонентов, находящихся в эвтектическом соотношении, всегда постоянны и не зависят от состава исходного расплава.

Примером бинарных систем могут служить системы диопсид – анортит, диопсид – форстерит, состоящие из смеси различных соотношений этих компонентов. Рассмотрим кристаллизацию расплава, состоящего из анортита и диопсида (рис. 1). Температура плавления чистого анортита 1550 °С, чистого диопсида 1319 °С. Добавление к анортиту (или диопсиду) второго компонента понизит температуру начала кристаллизации. Рассмотрим поведение расплава, отвечающего по составу и температуре точке *B* диаграммы. Точка *E*, в которой пересекаются две ликвидусные кривые и есть эвтектика. По мере понижения температуры вплоть до точки *B₁* расплав будет только охлаждаться и кристаллизации происходить не будет. В точке *B₁* из расплава начнет выделяться чистый диопсид, присутствующий в избытке по сравнению с эвтектическими соотношениями.

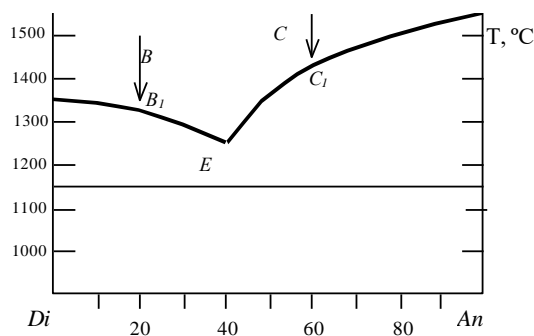


Рис. 1. Фазовые взаимоотношения в системе диопсид – анортит (по Г. С. Йодеру, 1962).

Дальнейший ход процесса будет протекать по линии ликвидуса *B₁E*. При достижении точки *E* (диопсида 57,5 %, анортита 42,5 %) анортит и диопсид будут кристаллизоваться совместно в виде самостоятельных фаз до тех пор, пока не израсходуется весь расплав. При охлаждении расплава, состав которого отвечает точке *C*, будет наблюдаться сходная картина, но с первоначальным выделением чистого анортита. Если бы исходный расплав с самого начала отвечал по составу

эвтектическому, весь процесс кристаллизации протекал бы при температуре 1270 °С при одновременном выделении анортита и диоксида до полного затвердения расплава.

При увеличении давления воды происходит понижение температуры кристаллизации каждого компонента и эвтектики, а также изменение эвтектических соотношений этих компонентов. Температура эвтектики при $P_{H_2O} = 1000$ МПа упадет до 1000 °С, и сама эвтектика смещается в сторону анортита, расширяя поле кристаллизации пироксена.

Кристаллизация с образованием твердых растворов

Свойствами твердых растворов обладают все породообразующие минералы, дающие изоморфные ряды (плаггиоклазы, пироксены, оливины, амфиболы и т. д.).

Для систем, кристаллизующихся с образованием твердых растворов, характерны следующие признаки.

1. В процессе кристаллизации происходит непрерывная реакция между выделившимися кристаллами и расплавом, вследствие чего изменяются составы расплава и кристаллов в направлении обогащения менее тугоплавким компонентом.

2. Прибавление к легкоплавкому компоненту тугоплавкого вызывает повышение температуры начала кристаллизации расплава.

3. Температура определяет не только количественные соотношения между твердой и жидкой фазами, но и состав их.

4. Состав кристаллов, выделившихся в начальную и конечную стадии кристаллизации, а также температурный интервал процесса кристаллизации зависят только от состава исходного расплава.

5. Первые кристаллы, выделившиеся из расплава, всегда богаче тугоплавкими компонентами, чем исходный расплав; последние кристаллы отвечают по составу исходному расплаву.

Рассмотрим кристаллизацию двух минералов, образующих непрерывную серию твердых растворов на примере плаггиоклазов (рис. 2). Кривая солидуса показывает изменение состава твердой фазы по мере падения температуры, а соответствующие изменения состава жидкости фиксируются кривой ликвидуса. Если исходный расплав (точка *a*) имеет 50 % альбита (Ab) и 50 % анортита (An), кристаллизация его начнется при температуре 1450 °С, то есть при достижении точки *a* на кривой ликвидуса. При этой температуре из расплава выделится небольшое количество кристаллов состава *b* (около 90–95 % An). Выделение этих кристаллов приведет к изменению состава расплава, который по сравнению с исходным становится богаче альбитовым компонентом. При понижении температуры этот расплав взаимодействует с выделившейся твердой фазой, постепенно изменяя ее состав по кривой солидуса, в то же время меняя и свой состав по кривой ликвидуса. При температуре 1350 °С в равновесии будут находиться кристаллы плаггиоклаза № 70 (точка *d*) с расплавом, содержащим 30 % анортита (точка *c*). При дальнейшем понижении температуры состав кристаллов и расплава будет изменяться по отрезкам солидуса *df* и ликвидуса *ce*, пока весь расплав не затвердеет в точке *f*. В этой точке кристаллы плаггиоклаза приобретут состав, соответствующий исходному (50 % An и 50 % Ab). В этот момент последние капли расплава содержат 12 % анортита (точка *e* на ликвидусе).

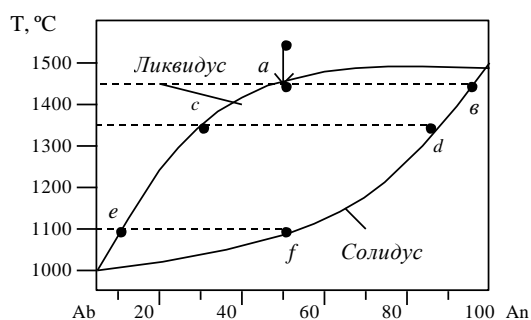


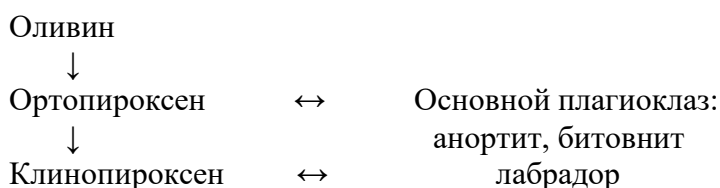
Рис. 2. Диаграмма кристаллизации плагиоклазов (по Г. С. Йодеру, 1962).

В процессе медленного охлаждения расплава получают плагиоклазы, в которых не остается следов от реакций, предшествовавших их образованию. Если охлаждение происходит быстро, полное равновесие между твердой фазой и жидкостью не наступает, образуются кристаллы плагиоклаза с зональным строением. У плагиоклазов с общим составом, отвечающим лабрадору, центральные части кристаллов могут быть представлены плагиоклазом с 80 % An, а внешние зоны – с 12 % An. Зональные плагиоклазы характерны для пород, кристаллизовавшихся в гипабиссальных или поверхностных условиях, менее благоприятных, чем глубинные. Присутствие воды в расплаве понижает температуры солидуса и ликвидуса.

Реакционный ряд Н. Л. Боуэна

Существуют соединения, которые при определенных температурах реагируют с расплавом и образуют кристаллы нового состава. Этот вид кристаллизации очень распространен в ряду фемических минералов. Таким способом появляется клиноэнстатит ($Mg_2Si_2O_6$) в системе форстерит (Mg_2SiO_4) – кремнезем (SiO_2). Кристаллизация расплава начинается с форстерита, который устойчив лишь до определенной температуры, а затем он реагирует с расплавом с образованием кристаллов клиноэнстатита. Кристаллизация природных расплавов происходит в присутствии летучих компонентов при более низких температурах, поэтому вместо клиноэнстатита образуется более низкотемпературный ромбический пироксен.

В магматических породах часто встречаются реакционные каемки ромбического пироксена вокруг зерен оливина. Это свидетельствует о незавершенной реакции преобразования оливина в ромбический пироксен. Иногда наблюдаются каемки моноклинного пироксена вокруг ромбического, каймы амфибола на клинопироксене и биотита на амфиболе, то есть каждый последующий минерал может кристаллизоваться вследствие реакции расплава с ранее выделившимся минералом. Изучение реакционных структур реальных горных пород, а также данные экспериментальных исследований кристаллизации силикатных систем позволили Н. Л. Боуэну (1928) представить последовательность выделения главных породообразующих минералов из магмы в виде двух реакционных рядов: прерывного ряда фемических минералов и непрерывного ряда салических минералов (рис. 3). В каждом из рядов вышестоящий минерал, реагируя с расплавом, дает нижестоящий минерал. Каждому члену первого ряда соответствует определенный член второго ряда.



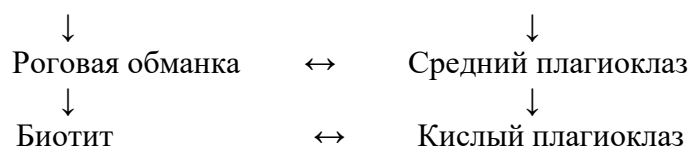
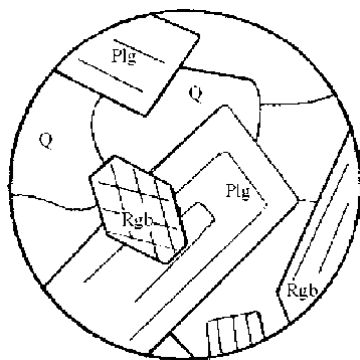


Рис. 3. Схема реакционного ряда Н. Л. Боуэна.

Совместная кристаллизация минералов из двух реакционных рядов протекает с образованием эвтектики, и в этом случае последовательность выделения зависит от состава расплава. Схема Н. Л. Боуэна показывает наиболее возможные парагенезисы



минералов в магматических породах (совместное нахождение оливинов, пироксенов и основных плагиоклазов; амфиболов со средними плагиоклазами; биотита с кислыми плагиоклазами, калиевым полевым шпатом и кварцем). Реакционный принцип Н. Л. Боуэна справедлив лишь для пород известково-щелочной серии с нормальной щелочностью и нормальным отношением магния и железа в феррических минералах. Д. С. Коржинский (1962) и В. С. Соболев (1961) показали, что повышение концентрации натрия в расплаве сопровождается вытеснением кальция из плагиоклазов, что

приводит роговую обманку и пироксен в равновесие с кислыми плагиоклазами. Поэтому вместо нормальных биотитовых гранитов появляются роговообманковые и пироксеновые их разновидности. Увеличение содержания железа относительно магния приводит к обратной последовательности выделения ромбических и моноклинных пироксенов, поздней кристаллизации железистых оливинов (так, в трапповых интрузиях габбро-долеритов и долеритов железистые гиперстены образовались позже моноклинных пироксенов).

Последовательность кристаллизации минералов из расплава

Существует ряд признаков, позволяющих выяснить последовательность кристаллизации минералов из расплава. Прежде всего, обращают внимание на форму минералов и степень их идиоморфизма. Ранние минералы могут быть огранены лучше, чем поздние. Степень кристаллической огранки минералов в породах различна (рис. 4). Однако надо учитывать также кристаллизационную силу (силу роста) минерала.

Рис. 4. Различная степень идиоморфизма минералов: амфибол (Rgb) – идиоморфный, плагиоклаз (Plg) – гипидиоморфный, кварц (Q) – ксеноморфный по П. Ф. Емельяненко и Е. Б. Яковлевой, 1985).

Многие минералы, обладая высокой энергией роста, способны создавать правильные кристаллы в стесненных условиях. Как правило, это минералы, содержащие летучие компоненты, редкие и рассеянные элементы, а это в основном аксессуарные минералы (апатит, сфен, циркон, рутил, монацит и др.). Следующий критерий порядка выделения минералов – включения одного минерала в другой. Более ранний минерал бывает включен в более поздний (за исключением аксессуарных минералов).

Явления замещения одного минерала другим также служат достоверным признаком для установления последовательности образования минералов. Рассмотренный выше реакционный ряд Н. Л. Боуэна наблюдается в магматических горных породах, если

сохраняются ранние кристаллы (например, оливина), обрастающие каймами более поздних пироксенов и амфибола. Время зарождения отдельных включений минералов определяется тем, в какие минералы он включен, а в какие нет.

ЛЕКЦИЯ 3

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Горные породы любого типа образуют в земной коре геологические тела, имеющие определенные размер, форму, взаимоотношения с другими породами, положение в тектонической структуре района и внутреннее строение. Все эти признаки объединяются общим понятием «геологические условия залегания горных пород». Наиболее разнообразны эти признаки у магматических пород, так как магма, проникая сквозь толщу земной коры, в одних случаях застывает на глубине, а в других изливается на поверхность.

Формы магматических тел зависят от многих факторов, важнейшими из которых являются состав магмы и ее вязкость. По форме различают тела плутонических и вулканических пород, которые зависят от того, где они образовались – на глубине или на поверхности. Внутреннее строение магматических тел связано с их формой и обусловлено механизмом внедрения магмы, ее физическими свойствами, глубиной остывания расплава, соотношением с вмещающими породами и др.

В самом общем случае плутонические (интрузивные) тела разделяются в зависимости от размеров на крупные и малые интрузии. В зависимости от глубины формирования – на глубинные (абиссальные) и интрузии малой глубины (гипабиссальные). В зависимости от характера взаимоотношений со структурой вмещающих толщ формы магматических пород подразделяются на согласные (конкордантные) и несогласные (дискордантные). Согласные тела внедряются между слоями вмещающих пород и форма их зависит от складчатой структуры вмещающей толщи. Несогласные тела прорывают, пересекают слоистые вмещающие породы и имеют форму, не зависящую от структуры последней.

К согласным относятся пластообразные интрузивные залежи, силлы, лополиты, лакколлиты, факолиты и мигматит-плутоны (рис. 5). Среди несогласных интрузивных тел выделяют: интрузии центрального типа, дайки, кольцевые дайки, жилы, штоки, батолиты.

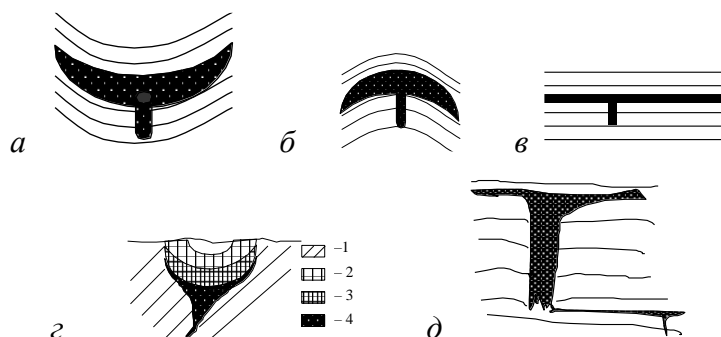


Рис. 5. Формы согласных интрузий: а – лополит, б – лакколлит, в – силл, г – гипотетическая схема строения лополита типа Садбери: 1 – породы фундамента, 2 – метариолиты, 3 – габброиды, 4 – меланократовые породы основного и ультраосновного состава; д – диатрема и подводящий силл.

Все эти тела могут образовываться в процессе однократного внедрения магмы, и тогда они называются простыми (или однофазными). Если магма поступала несколько раз, тела называются сложными (или многофазными). В случае повторных внедрений состав магмы изменяется и получается, что интрузивное тело сложено серией различных пород. Встречаются и простые (однофазные) тела, сложенные серией различных пород. Это – дифференцированные тела, являющиеся продуктами эволюции (дифференциации) магмы в процессе кристаллизации единого магматического расплава.

Контакты плутонических тел с вмещающими породами могут быть резкими (в случае внедрения горячей магмы) и неясными (в случае внедрения магмы в сильно нагретые породы). Неясные контакты характерны для взаимоотношений пород на больших глубинах (образование мигматит-плутонов) или в случаях магматического замещения окружающих пород.

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. От вулканических аппаратов разливаются лавовые потоки, вокруг них разбрасываются рыхлые продукты извержений – вулканические бомбы, лапилли, вулканический пепел и песок. Все эти продукты разносятся иногда на далекие расстояния от жерла вулкана. Наиболее распространенные формы излияния лав вулканов центрального типа представлены потоками. Форма покровных излияний соответствует пластовой.

Форма залегания смешанных туфогенно-осадочных пород соответствует понятию слоя.

Диатремы, или вулканические трубки взрыва, представляют одну из форм залегания вулканических пород (см. рис. 5, д). Они бывают выполнены или вулканическими туфами и брекчиями, или лавами – базальтами, щелочными и ультраосновными породами. Алмазоносные трубки являются одним из примеров таких тел.

Экструзии слагаются лавами, выжатými на земную поверхность и неспособными в связи с вязкостью растекаться. Из экструзивных форм наиболее распространены купола, а также иглы и обелиски, когда вязкая лава выходит из жерла вулкана, растекаясь в виде куполов, или сразу же застывает не растекаясь. Такие формы характерны для кислых и средних лав.

Отдельности

Образование магматических пород происходит в условиях влияния различных тектонических процессов, причем постоянно меняется режим температуры. При охлаждении горные породы изменяют свой объем (в основном сжимаются), в результате чего подвергаются расколам и при этом образуются трещины отдельности. Излившиеся породы обладают большей частью столбчатой отдельностью. Остывание начинается с поверхности потоков. Образуются колонны обычно шести- или пятиугольного сечения, тесно соприкасаясь и располагаясь перпендикулярно поверхности охлаждения. Поэтому у горизонтально лежащих потоков столбы располагаются вертикально. Примером могут служить классические столбы Фингалова грота в Шотландии, многочисленные случаи столбчатых базальтов в Армении, у Коктебеля в Крыму или около г. Ровно в Украине. В дайках гипабиссальных или вулканических пород столбы имеют горизонтальное положение, наподобие поленицы дров.

Отдельности интрузивных пород также являются результатом взаимодействия между силами сжатия при остывании и влиянием тектонического давления после охлаждения масс. Выделяют пластовую отдельность с более или менее пологим

залеганием. Она имеет часто матрацевидную форму. Особенно она развита у гранитов. Кроме пластовой отдельности в интрузивных массивах возникают трещины с крутым падением, расположенные закономерно по отношению к силам давления. Они часто не бывают открытыми, так как блоки горных пород между этими трещинами силами давления прижимаются друг к другу. Перпендикулярно к этим плоскостям расположены поперечные трещины отдельности, идущие по направлению сил давления. Эти трещины могут быть открытыми и часто служат каналами для продвижения расплавленных масс или гидротермальных растворов, образуя дайки более поздних интрузивных пород или гидротермальные кварцевые и другие жилы, часто с промышленной минерализацией.

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Внутреннее строение магматических горных пород определяется понятиями текстура и структура.

Под текстурой понимается общий облик породы, зависящий от расположения и распределения минеральных агрегатов относительно друг друга, а также от способа заполнения ими пространства. Текстурные признаки связаны с процессами, происходящими до или во время кристаллизации расплавов, с формой отдельности, возникающей при охлаждении магмы или под влиянием внешних воздействий во время и после кристаллизации.

Под структурой подразумеваются те особенности строения горной породы, которые обуславливаются размером, формой и взаимными отношениями составных частей (кристаллов и вулканического стекла, там, где оно имеется). В английской и американской литературе термины «структура» и «текстура» употребляются в противоположном смысле: *texture* – структура, а *structure* – текстура.

Особенности текстур и структур магматических пород возникают в результате физических условий затвердевания и зависят от температуры магматического расплава, скорости затвердевания, глубины формирования, способствующей сохранению в расплаве летучих компонентов (флюидов). Так, например, гранит, кристаллизующийся на глубине из магмы кислого состава, богатой флюидами, обладает полнокристаллической структурой, в то же время риолит, образующийся из точно такой же магмы, но в поверхностных условиях, состоит почти нацело из вулканического стекла. Этот факт объясняется тем, что близ поверхности расплав теряет летучие компоненты и становится очень вязким. Следует также отметить, что структуры пород различного состава при прочих равных условиях неодинаковы, что объясняется в первую очередь различной способностью магм основного и кислого состава к раскристаллизации. Так, например, базальты, затвердевая в тех же условиях, что и риолиты, часто обладают полнокристаллическими структурами, т. е. не содержат вулканического стекла. Таким образом, структуры зависят также от химического состава магматических пород.

Структура магматических пород

Рассмотрение структур удобно проводить по следующим классификационным признакам:

- 1) по степени кристалличности;
- 2) по абсолютной величине минералов;
- 3) по относительной величине минералов;
- 4) по форме минералов.

I. По степени кристалличности различают три типа структур: полнокристаллические, полукристаллические и стекловатые. При полнокристаллической (голокристаллической) структуре горная порода целиком

сложена кристаллами и не содержит вулканического стекла. При полукристаллической (гипокристаллической) структуре горная порода состоит из минералов и вулканического стекла. При стекловатой структуре горная порода целиком состоит из вулканического стекла, возможно, с единичными микролитами или зародышами кристаллов (кристаллитов) (рис. 6).

II. По абсолютной величине составных частей, слагающих полнокристаллическую породу, структуры делятся на явнокристаллические, или фанеритовые (отдельные минералы хорошо видны невооруженным глазом), микрокристаллические (отдельные минералы с трудом видны невооруженным глазом) и скрыто - или криптокристаллические (составные части неразличимы невооруженным глазом) – так называемые афанитовые структуры.



Рис. 6. Перлитовая структура в стекловатой породе.
При одном никеле. Видны потоки кристаллитов
(по Е. А. Кузнецову, 1970).

Среди явнокристаллических структур по абсолютной величине зерен выделяют гигантозернистую (диаметр зерен больше 10 мм), грубозернистую, или крупнозернистую, (диаметр зерен 5–10 мм), среднезернистую (диаметр зерен 1–5 мм) и мелкозернистую (диаметр зерен менее 1 мм) структуры.

III. По относительной величине минеральных зерен различают равнозернистую и неравнозернистую структуры. Среди неравнозернистых выделяются порфиривидные и порфировые структуры.

При определении равнозернистости породы сравнивают величину зерен одного и того же минерала или группы минералов, обладающих близкой формой. Известно, что размеры зерен отдельных минералов часто связаны с их кристаллографической формой, например, в граните зерна светлоцветных минералов – кварца и полевых шпатов – резко отличаются по величине от листочков биотита. Поэтому учитывают величину зерен преобладающих минералов. Часто при характеристике зернистости породы указывают интервал, в котором колеблется этот размер. Например, можно сказать, что горная порода обладает среднезернистой равнозернистой структурой с величиной зерен преимущественно от 2 до 3 мм.

Порфиривидная структура определяется наличием крупных кристаллов, погруженных в полнокристаллическую основную массу, которая может быть мелко-, средне- и даже крупнозернистой. Причем величина порфиривидных выделений в несколько раз превышает размер зерен основной массы. Порфиривидная структура наиболее типична для пород, кристаллизующихся на небольшой глубине – в гипабиссальных условиях, часто наблюдается в гранитоидах (рис. 7).

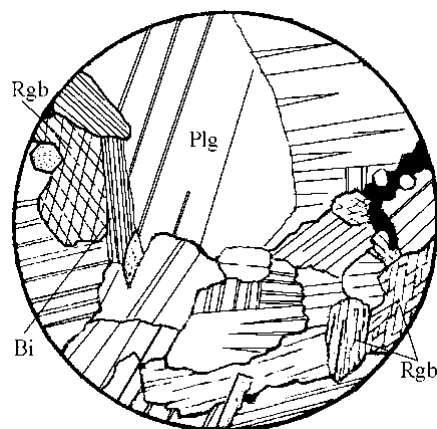


Рис. 7. Бiotит-роговообманковый диорит с порфировидной структурой.
Породу слагают: Plg – плагиоклаз, Rgb – роговая обманка,
Bi – биотит; апатит, магнетит, сфен
(по П. Ф. Емельяненко и Е. Б. Яковлевой, 1985).

Порфировая структура близка к порфировидной за тем исключением, что в основной массе таких пород часто присутствует стекло (рис. 8). Она характеризуется наличием вкрапленников (фенокристаллов) и афанитовой основной массы, состоящей из мелких кристаллов (микролитов) или зерен тех же минералов – в этом случае она будет полнокристаллической. Если же в основной массе порфировой структуры присутствует вулканическое стекло, то она будет обладать полукристаллической структурой. Порфировая структура характерна для лав и многих жильных пород.

IV. Большое значение в структурных рисунках пород имеет форма минералов. Каждому минералу присуща своя кристаллографическая форма; в магматических породах она может быть выражена по-разному, что зависит от ряда причин.

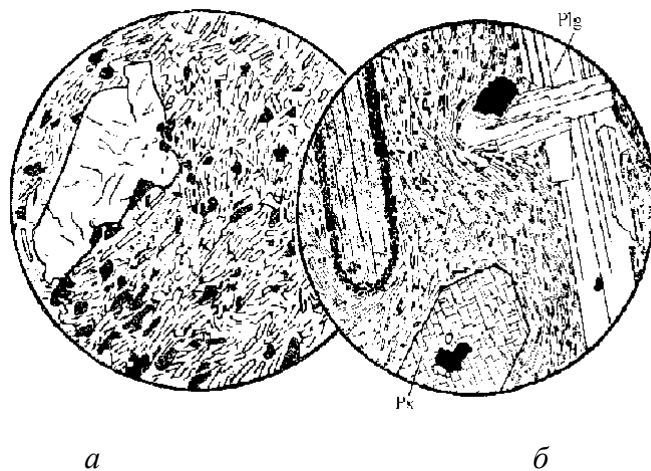


Рис. 8. Структуры пород: *а* – общая структура – порфировая, структура основной массы – пилотакситовая (роговообманково-авгитовый андезит); *б* – общая структура – порфировая., структура основной массы, состоящей из табличек санидина – трахитовая (трахит). Rх – пироксен; Rgb – роговая обманка; Plg – плагиоклаз; черное – рудный минерал (по А. Н. Заварицкому, 1955).

По степени совершенства развитых граней минералы делятся на: 1) идиоморфные, имеющие форму кристаллов с хорошо выраженными гранями; 2) гипидиоморфные, обладающие хорошо выраженными формами по отношению к некоторым минералам, и, наоборот, полностью ксеноморфные по отношению к другим; 3) аллотриоморфные, или ксеноморфные, не обладающие собственными

формами, а выполняющие пространство между кристаллами других минералов (интерстиции) (см. рис. 4).

Структуры plutonic пород

Если все минералы в породе обладают собственными очертаниями, соответствующими их кристаллографической форме, или идиоморфизмом, то такую структуру называют панидиоморфнозернистой (рис. 9). Если все минералы, слагающие породу, аллотриоморфны (ксеноморфны), то структура будет паналлотриоморфнозернистой. Следует отметить, что главными факторами, влияющим на степень идиоморфизма минералов в магматических породах, являются порядок кристаллизации минералов из расплава, а также степень их кристаллизационной способности.

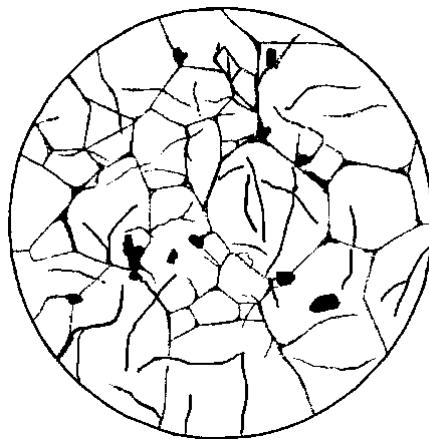


Рис. 9. Оливинит с панидиоморфнозернистой, неравнозернистой структурой (по Ю. Ир. Половинкиной, 1968).

Паналлотриоморфнозернистая структура характерна для мономинеральных или анхимономинеральных («анхи» – почти) пород, аллотриоморфнозернистая структура характерна для полиминеральных пород, но обе они свидетельствуют о том, что все минералы кристаллизовались одновременно. Однако полиминеральные полнокристаллические породы обладают, как правило, гипидиоморфнозернистой структурой, которая указывает на определенную последовательность выделения минералов в процессе кристаллизации (рис. 10).

I. Среди гипидиоморфнозернистых структур выделяется множество разновидностей. Эти структуры наиболее типичные и распространенные, отличаются тем, что минералы в них обладают различной степенью идиоморфизма. Рассмотрим наиболее распространенные разновидности гипидиоморфнозернистых структур.

Гранитовая структура встречается в породах, содержащих кварц, при этом полевые шпаты обычно идиоморфнее кварца (рис. 11).

Офитовая структура свойственна основным породам, формирующимся в условиях быстрого остывания (малые интрузии, зоны эндоконтакта, субвулканические тела и даже лавы мощных потоков). Характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к фемическим минералам. В промежутках между плагиоклазами располагается по одному или несколько ксеноморфных зерен темноцветного минерала (рис. 12).

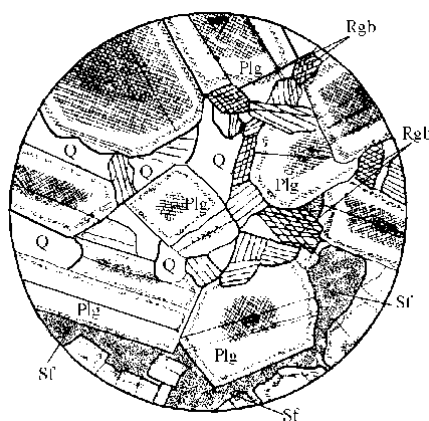


Рис. 10. Кварцевый диорит с гипидиоморфнозернистой, неравнозернистой структурой: Plg – зональный плагиоклаз, Rgb – роговая обманка, Q – кварц, Sf – сфен (по А. Н. Заварицкому, 1955).

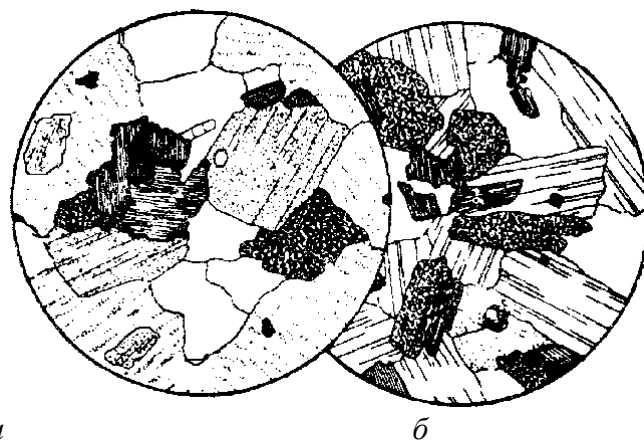


Рис. 11. Гранитовые структуры: *а* – биотитовый гранит, *б* – роговообманковый гранодиорит. Гранитовая структура относится к гипидиоморфнозернистым. Темные зерна: *а* – биотит, *б* – роговая обманка; зерна без рисунка – кварц; с продольной штриховкой – плагиоклаз; остальные – калиевый полевой шпат и мелкие зернышки акцессорных минералов (по Х. Вильямсу и др., 1957).

Пойкилитовая структура представляет разновидность гипидиоморфнозернистой и характеризуется наличием включений одних минералов в другие. Среди этих структур наиболее распространены пойкилоофитовая и монцонитовая.

Пойкилоофитовая структура также типична для основных пород. В ней идиоморфные мелкие кристаллы плагиоклаза включены в более крупные кристаллы феррических минералов (пироксена или оливина) (рис. 12, *а*).

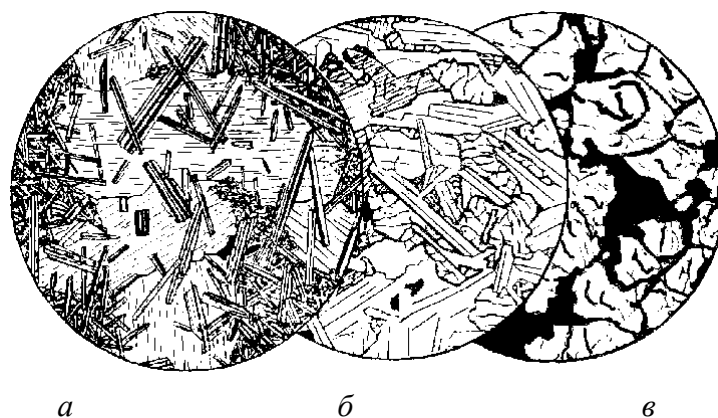


Рис. 12. Офитовые структуры в долеритах: *а* – пойкилоофитовая; *б* – офитовая (диабазовая); *в* – сидеронитовая структура в магнетитовом оливините. Все эти структуры относятся к гипидиоморфнозернистым (по А. Н. Заварицкому, 1955).

Монцонитовая структура наблюдается в породах, содержащих значительное количество калиевого полевого шпата. Их крупные ксеноморфные зерна включают более мелкие идиоморфные кристаллы плагиоклаза и феррических минералов.

Агпайтовая структура характерна для щелочных пород и характеризуется идиоморфизмом нефелина по отношению к щелочным феррическим минералам (рис. 13).

Сидеронитовая структура встречается в ультрамафитовых и основных породах, богатых рудным минералом. Для нее отмечается идиоморфизм силикатов относительно рудных минералов. Последние в виде цемента заполняют промежутки между силикатами (см. рис. 12, *в*).

II. Паналлотриоморфнозернистая структура характерна для полиминеральных пород и характеризуется ксеноморфными очертаниями всех минералов. Эта структура возникает при одновременной кристаллизации минералов.

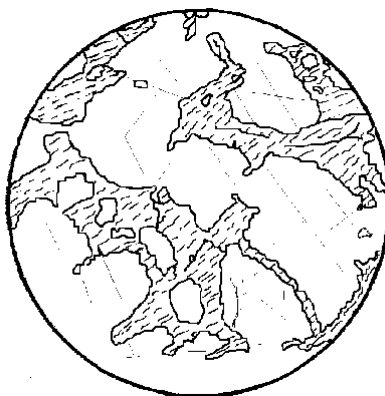


Рис. 13. Агпайтовая структура в уртите, относится к гипидиоморфнозернистым. Бесцветный – нефелин, со штриховкой – эгирин (по П. Ф. Емельяненко и Е. Б. Яковлевой, 1985).

К разновидностям паналлотриоморфнозернистых структур относятся аплитовые и габбровые⁷.

Для аплитовой структуры отмечается неправильная форма изометричных полевых шпатов и кварца.

⁷ Более детально познакомиться со структурами можно в книге Ю. Ир. Половинкиной «Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород» (М., 1966).

В случае габбровой структуры породы состоят из неправильных изометричных или короткопризматических кристаллов плагиоклаза и пироксена. Иногда в породах встречается промежуточная между габбровой и офитовой – габбро-офитовая структура. Плагиоклаз при этом обладает несколько более отчетливым идиоморфизмом по отношению к фемическим минералам.

III. Структуры прорастания. Существует ряд структур, обусловленных характерными прорастаниями и срастаниями минералов. Эти структуры могут быть первичными, сформированными в процессе кристаллизации расплава (пегматитовая, или графическая, друзитовая, или венцовая). Однако чаще такие структуры являются вторичными, появившимися в результате постмагматических процессов (реакционные каймы, мирмекиты, структуры распада твердых растворов: пертиты и антипертиты, а также другие срастания минералов).

Пегматитовая (графическая) структура – это закономерные сростки кварца и калиевого полевого шпата. Микропегматитовая структура называется гранофировой. Она часто встречается в основной массе порфирированных гранитов. Форма кварца в пегматитовых сростках клиновидная, в гранофировой структуре – неправильная.

Реакционные каймы наблюдаются на фемических минералах. Они возникают или в результате реакции ранее кристаллизовавшихся минералов с магматическим расплавом или под воздействием гидротермальных растворов. Магматические реакционные каймы в породах нормального ряда нарастают в следующем порядке: оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, амфибол, биотит. В породах щелочного ряда эгирин (щелочной пироксен) нередко окаймляет щелочную роговую обманку. Каждая магматическая реакционная кайма представляет собой монокристалл, заключающий реликтовое зерно ранее выделившегося минерала. Характерные магматические реакционные каймы образуют друзитовую, или венцовую, структуру.

Постмагматические реакционные каймы называются келифитовыми. Они отличаются от магматических тем, что состоят не из одного кристалла, а из множества индивидов. Такие каймы, сложенные иголочками актинолита, иногда вместе с гранатом или шпинелью образуются вокруг оливина или пироксена, в результате взаимодействия их с плагиоклазом. В некоторых габброидах можно наблюдать келифитовую кайму из актинолита, выросшую на магматическую реакционную кайму из пироксена, которая, в свою очередь, окружает оливин. К постмагматическим образованиям относятся также альбитовые каемки, развивающиеся на плагиоклазах вдоль контакта с микроклином, и симплектиты – прорастания слюд мелкими неправильными зернами кварца.

Пертиты представляют собой закономерные срастания калиевого полевого шпата с альбитом, в которых альбит в виде вростков располагается внутри кристаллов калиевого полевого шпата. В зависимости от величины альбитовых вростков различают просто пертиты (видимые простым глазом), микропертиты (различают под микроскопом) и криптопертиты (субмикроскопические, неясные). По форме вростков различают волокнистые, пленочные, жилковатые и пятнистые пертиты. По происхождению могут быть пертиты распада и замещения. Пертиты распада образуются из твердых растворов калиевого полевого шпата и альбита, способных смешиваться при высокой температуре и распадающихся при охлаждении. Этот тип пертитов самый распространенный. Пертиты замещения возникают в результате отложения вещества альбита в калиевом полевым шпате после образования последнего.

Антипертиты – плагиоклазы (обычно кислые) с вростками калиевого полевого шпата. Как правило, вростки калиевого полевого шпата имеют более или менее изометричные очертания.

Мирмекиты представляют собой зерна плагиоклаза, проросшие по границе с калиевым полевым шпатом червеобразными вросками кварца. Граница между полевыми шпатами, как правило, выпуклостью обращена в сторону калиевого полевого шпата. Образование мирмекитов – процесс постмагматический. Кварцевые вроски в плагиоклазе появляются при замещении плагиоклазом калиевого полевого шпата, в результате чего освобождается кремнезем. Такое объяснение генезиса мирмекитов предложил Ф. Бекке, но имеются также и другие гипотезы.

Структуры вулканических пород

Структуры вулканических пород связаны с составом расплава, условиями его продвижения к поверхности земли и затвердевания, составом и режимом отделения летучих компонентов и другими физико-химическими факторами. Наиболее распространены полустекловатые породы, стекловатые разности встречаются значительно реже, а полнокристаллические структуры характерны главным образом для пород основного состава.

Стекловатые породы – это вулканические стекла – аморфное вещество, близкое по составу магматическому расплаву. Среди них наиболее обычны породы кислого состава. Быстрое продвижение магмы к поверхности земли, охлаждение расплава и отделение летучих компонентов являются неперенным условием формирования вулканических стекол.

Породы полустекловатого строения могут быть порфировой и афировой структур. Вулканиды порфировой структуры состоят из вкрапленников и основной массы, имеющей в свою очередь стекловатое или полустекловатое строение (см. рис. 6, 8). Фенокристаллы отличаются от минералов основной массы значительно более крупными размерами; они обычно обладают ясно выраженными идиоморфными очертаниями. В большинстве случаев кристаллизация пород с порфировой структурой происходит в два этапа: вкрапленники кристаллизуются на значительной глубине, затем магма быстро поднимается в верхние, более холодные зоны земной коры или изливается на поверхность. При этом оставшаяся жидкая часть магмы кристаллизуется быстро с образованием микролитов, а иногда застывает в виде стекла. Таким образом, возникают две генерации кристаллов часто одного и того же минерала. Иногда наряду с разрозненными фенокристаллами в породах находятся так называемые гломеропорфиновые сростки, представляющие собой сростки одноименных минералов, реже сростки биминеральные.

Структуры основной массы вулканидов. Основная масса кристаллизуется в поверхностных или близповерхностных условиях и может быть стекловатой или, значительно чаще, полустекловатой, содержащей наряду со стеклом мелкие минералы (микролиты).

Структура основной массы с резким преобладанием стекла носит название гиапиновой в породах среднего и основного составов, а в породах кислого состава – витрофировой.

В зависимости от соотношений кристаллической и стекловатой составляющих выделяется ряд структур основной массы.

Гиалопилитовая структура характеризуется примерно равным количеством стекла и микролитов. Микролиты располагаются в породе беспорядочно и не соприкасаются друг с другом.

Микролитовые структуры отличаются преобладанием микролитов, беспорядочно расположенных в вулканическом стекле и соприкасающихся друг с другом главным образом по длинной стороне.

В случае, когда отмечается ориентировка микролитов плагиоклаза вдоль линий течения и происходит обтекание вкрапленников микролитами, структура носит название пилотакситовой.

Интерсертальная структура основной массы отличается резким преобладанием микролитов над вулканическим стеклом. Микролиты плагиоклаза располагаются под углом друг к другу, образуя в разрезах замкнутые или полузамкнутые треугольники, внутренняя часть которых выполнена вулканическим стеклом (рис. 14, а). Гиалиновая, гиалопилитовая, микролитовая, пилотакситовая и интерсертальная структуры основной массы связаны между собой постепенными переходами, их разграничение носит условный характер.

Сферолитовая структура характеризуется присутствием значительного количества сферолитов – шариков радиально-лучистого строения, растущих вокруг некоторых центров.

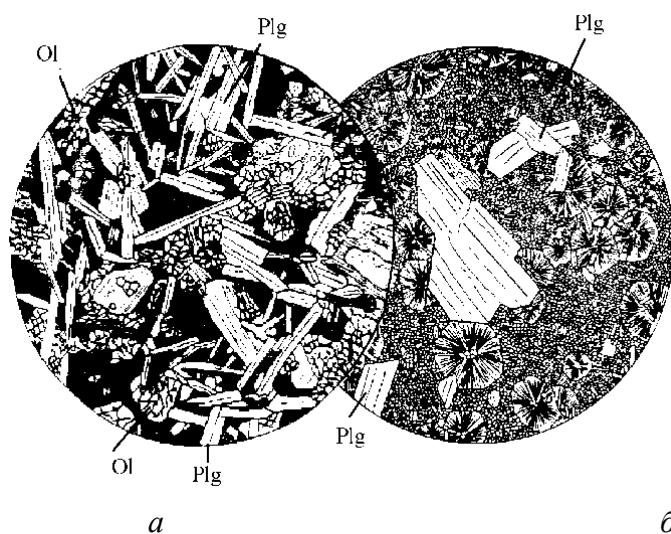


Рис. 14. Общая структура пород – порфировая. Структура основной массы: а – полукристаллическая (интерсертальная) (базальт); б – частично сферолитовая, а частично – фельзитовая (метариолит). Никולי скрещены: черное – стекло, Ol – оливин, Plg – плагиоклазы, Px – пироксены (по Е. А. Кузнецову, 1970).

В шлифе сферолиты представлены круговыми сечениями, размер и количество которых могут быть различными, чаще они имеют или 0,01–0,1 мм или достигают 0,5–0,8 мм в поперечнике (рис. 14, б). В состав сферолитов могут входить волокна полевых шпатов (санидина и адуляра), альбита, тридимита, кристобалита, реже халцедона или кварца. В скрещенных николях в неизмененных сферолитах наблюдается крестообразное угасание.

Фельзитовая структура обнаруживается при просмотре шлифов под поляризационным микроскопом с двумя николями; наблюдается слабо поляризующее поле, в котором отдельные минералы, участвующие в этой структуре, не диагностируются. При применении электронного микроскопа удается установить, что в строении фельзитовой структуры принимают участие мельчайшие зернышки кварца и полевого шпата, скрепленные незначительным количеством вулканического стекла (рис. 14, б). Трудно установить, образовалась ли фельзитовая структура в процессе застывания расплава (структура первичная) или после затвердевания вулканического стекла при его разложении (структура вторичная).

Трахитовая структура по внешнему виду напоминает пилотакситовую, здесь так же, как в пилотакситовой, наблюдается ориентировка микролитов по движению расплава, обтекание микролитами вкрапленников, однако в строении трахитовой структуры участвуют микролиты калиевого полевого шпата, а не плагиоклаза, как в пилотакситовой (см. рис. 8, б).

Ортофирная структура отличается наряду с ничтожным количеством вулканического стекла присутствием микролитов щелочного полевого шпата, представленного изометричными зернышками и короткопризматическими столбиками.

Среди вулканических пород земного шара значительно преобладают не свежие (устаревший термин – кайнотипные) разновидности пород, а в той или иной степени их измененные аналоги. Раньше в отечественной литературе они назывались палеотипными, хотя в иностранной литературе магматические породы никогда не делились по степени изменения на кайнотипные и палеотипные. В настоящее время в русскоязычной литературе в целях упрощения классификаций магматических пород также придерживаются этих правил. Достаточно сильно измененные породы должны быть отнесены к категории метаморфических образований. Однако в ряде случаев при слабой степени метаморфизма удается установить первично магматический генезис таких образований. И вполне естественно рассматривать и описывать такие породы как магматические. При названии измененных магматических пород к собственному названию породы добавляют приставку «мета», например, метагаббро, метадолерит. Необходимо знать признаки, позволяющие отличить свежие неизмененные (кайнотипные) породы от измененных (палеотипных). Измененные разновидности вулкаников отличаются отсутствием вулканического стекла. Вулканические стекла представляют собой неустойчивую фазу существования вещества, вследствие чего оно очень медленно, но самопроизвольно раскристаллизовывается, а атомы перегруппировываются в закономерные кристаллические системы. Этот процесс называется расстеклованием, или девитрификацией. Преобладающая часть измененных вулкаников вовлекалась в тектонические процессы, они подвергались воздействию флюидов, повышенных температур и давлений, что убыстряет процессы разложения стекла и приводит к его перекристаллизации. Таким образом, в измененных породах мы можем говорить о реликтах первичных структур, сформировавшихся при кристаллизации пород. Такие структуры называют реликтовыми или добавляют к названию магматических структур приставку «апо», например, реликтовая пилотакситовая или апопилотакситовая.

В измененных разновидностях пород, как правило, одновременно или несколько позже разложения стекла изменяются и минералы, которые полностью или частично замещаются агрегатами вторичных минералов. О первоначальном составе минералов и составе горных пород часто судят по косвенным признакам: характерным кристаллографическим формам, характерным продуктам изменения, характерной спайности, трещиноватости.

В измененных вулканиках андезитового и базальтового составов реликтовые структуры различаются хорошо. Это связано с тем, что вулканическое стекло такого состава замещается агрегатом минералов, среди которых значительную роль играют минералы группы хлорита, эпидота, мелкие изометричные зернышки альбита, серицит, лейкоксен и другие минералы, легко отличающиеся от микролитов плагиоклаза, которые определяют первичные структуры основной массы андезитов и базальтов.

Наряду с реликтовыми структурами существуют и специфические структуры, свойственные измененным породам. Например, спилитовая структура характеризуется тем, что основная масса пород состоит из беспорядочно расположенных длинных тонких лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены мелким агрегатом вторичных минералов – хлорита, лейкоксена, рудного минерала.

В некоторых случаях вторичные структуры, развивающиеся по первичной стекловатой массе вулканических пород, внешне сходны со структурами гипабиссальных (жильных) пород, которые имеют мелко- или тонкозернистую основную массу, например, с габбро-порфиритами, гранит-порфирами, диорит-порфиритами. Разделение этих групп пород является принципиальным и особенно важным в пределах рудных полей и месторождений, где они могут иметь разное отношение к оруденению.

Текстура магматических пород

Текстура выражает признаки строения породы, которые, главным образом, зависят от геологических условий ее формирования. Выделяют текстуры, возникающие: в результате внутренних процессов кристаллизации магмы, под влиянием внешнего давления, в результате различного способа заполнения пространства, которое зависит от состава расплава и содержания в нем флюидов.

В статических условиях кристаллизуются породы однородной массивной текстуры. В процессе магматического течения формируются ориентированные (направленные) – линейные, полосчатые, флюидалные и другие текстуры пород.

Текстуры, возникающие в процессе кристаллизации магмы без влияния внешних факторов, бывают трех типов: 1) массивная, или однородная; 2) такситовая, или неоднородная, пятнистая, шлировая; 3) шаровая, или сферическая.

Массивная (однородная) текстура характеризуется тем, что в любой части породы зерна минералов распределены равномерно, без какой-либо ориентировки. Эта текстура указывает на то, что условия кристаллизации во всех участках горной породы были одинаковыми. Массивные текстуры распространены в плутонических породах наиболее широко.

Такситовая (неоднородная, пятнистая или шлировая) текстура выражается в неравномерном пятнистом распределении составных частей. Причем отдельные участки горной породы отличаются друг от друга не только по составу, но и по структуре. Формирование такситовых текстур обусловлено изменением физико-химических условий кристаллизации магмы (различием градиента температур в отдельных участках породы, колебанием давления, в том числе и давления флюидов, диффузией вещества в газовой-жидкой среде), наличием переработанных ксенолитов (захваченных магмой на разной глубине обломков окружающих пород).

Шаровая (сферическая) текстура наблюдается как в плутонических породах, так и в лавах. Минералы в породах с такой текстурой располагаются концентрическими зонами вокруг некоторых центров. При этом в отдельных зонах минералы принимают радиально-лучистое расположение. В результате в горных породах наблюдаются шаровые тела концентрического и радиально-лучистого строения. Образование этой текстуры обусловлено тем, что при кристаллизации минералов происходит попеременное пересыщение магмы то одним, то другим компонентом. Разновидностью шаровой текстуры вулканических пород является *подушечная* (эллипсоидальная) текстура. Подушечная текстура характерна для лав, изливающихся в подводных условиях (пиллоу-лав), то есть для лав, имеющих подушечную отдельность. Отдельные подушки в этих лавах образуются в виде гигантских капель при излиянии лавы в морскую воду. Цементом подушек служит кремнистый материал. Среди текстур, которые возникают при кристаллизации под влиянием внешних факторов (внешнего давления или других причин), выделяют директивные (флюидалная, трахитоидная, гнейсовидная, линейная), брекчиевидно-такситовые и полосчатые.

Директивные текстуры характеризуются субпараллельной ориентировкой минералов в горных породах относительно какой-либо плоскости или линии. Среди них

наиболее распространенными текстурами являются флюидальная, трахитоидная и гнейсовидная.

Флюидальная текстура характерна для вулканических пород. Это текстура течения – все микролиты в основной массе лавы ориентированы отдельными потоками. Часто эти потоки изменяют свое направление, огибая наиболее крупные вкрапленники.

Трахитоидная (или текстура «сплавного леса») текстура отличается от флюидальной тем, что в ее строении принимают участие таблитчатые или уплощенно-призматические зерна калиевого полевого шпата. Это текстура вулканических пород повышенной щелочности.

Гнейсовидная текстура характерна для plutonic пород. Отличается субпараллельным расположением преимущественно фемических минералов. Образуется в процессе кристаллизации магмы под воздействием одностороннего давления.

Брекчиевидно-такситовая текстура характеризуется пятнистым расположением минералов, образующих скопления неправильной формы. Эта текстура свойственна горным породам, образующимся в два этапа: при кристаллизации расплава происходит разламывание затвердевших участков и затем цементация обломков расплавом, имеющим несколько иной состав, чаще более кислый.

Полосчатая текстура сложена чередующимися полосами различного состава или иногда разной структуры. В plutonic породах полосчатая текстура возникает в результате дифференциации магмы в стационарном очаге либо при ее течении.

По способу заполнения пространства выделяют плотные и пористые (пузыристые, миндалекаменные, миароловые, перлитовые) текстуры.

Плотные текстуры характеризуются тесным примыканием кристаллов друг к другу, без пустот между ними. Это самая распространенная текстура как plutonic, так и вулканических пород.

Пористая (пузыристая, пемзовая) текстура возникает в лавах благодаря удалению газа, скапливающегося первоначально в виде пузырьков. Объем пузырей в породе, их форма и размеры связаны с составом магмы и ее летучих компонентов, а также зависят от приуроченности породы к той или другой части вулканического тела. В зависимости от размеров и количества пустот различаются три разновидности пористых текстур: собственно пористая – поры не обильны и не крупнее 2 мм в диаметре; пузыристая – много пустот размером более 2 мм; пемзовая – объем пустот превышает объем материала породы. Пемзовую текстуру имеет застывшая пеноподобная лава. При изменении пород пузырьки выполняются вторичными минералами и образуется миндалекаменная текстура. Миндалины могут быть сложены одним минералом (например, хлоритом, карбонатом, кварцем) или двумя, реже тремя минералами, тогда они имеют концентрически-зональное строение – стенки пустот выполнены одним минералом, а центральные части – другими.

Пористая текстура более характерна для вулканических пород, но встречается также и в гипабиссальных и plutonic породах (в последних – в виде миароловых пустот, частично заполненных поздне- или постмагматическими минералами). Миароловая текстура наблюдается в некоторых гранитах эндоконтактных участков массивов.

Перлитовая текстура отличается присутствием концентрических округлых или овальных (скорлуповатых) трещинок отдельности, часто группирующихся в пределах мелких блоков, ограниченных линейными трещинками. Перлитовая отдельность образуется в результате отделения газовой фазы от лав кислого состава при быстром охлаждении, при этом лава застывает в виде стекла. Иногда эти трещинки настолько совершенны, что макроскопически породы кажутся агрегатом небольших ядрышек вроде жемчуга (отсюда и название текстуры), состоящих из многих оболочек (подобно луковице).

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Систематика и классификация магматических пород нужна для того, чтобы упорядочить их природное разнообразие. Номенклатура магматических пород развивалась случайно. Некоторые названия отражают какие-либо характерные свойства горных пород. Например, гранит означает зернистый (от лат. слова *granum* – зерно), трахит – шероховатый (на ощупь), фонолит – звенящий (при ударе молотком). Большинство названий горных пород произошло от названий местностей, из которых они впервые были описаны. Так, андезит получил название от Андских гор в Южной Америке, ларвикит – от местности Ларвик в Норвегии, миаскит от Миасского района на Урале и т. п. В настоящее время имеется около тысячи наименований горных пород, но широко используется не более ста. Мы уже отмечали классификационное значение таких особенностей магматических горных пород, как их химический и минеральный состав и геологические условия залегания. На основании этих признаков на протяжении последнего столетия разрабатывались многочисленные классификации магматических горных пород (Ф. Циркель, Г. Розенбуш, А. Мишель-Леви, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, С. Шенд, А. Н. Заварицкий, П. Ниггли и др.). Долгое время оставался дискуссионным вопрос о том, какой из этих признаков считать главным. Одни ученые были сторонниками построения классификации пород, базирующейся на их химическом составе, другие придерживались мнения о приоритете минерального состава. Классификации, учитывающие минеральный состав пород, являются самыми важными. В количественно-минералогических классификациях границы между группами проведены более или менее условно, а также условно выбраны видовые признаки внутри группы. Причина такой условности кроется в том, что все горные породы связаны друг с другом постепенными переходами. Границы групп определяются присутствием в существенном количестве или отсутствием того или иного главного порообразующего минерала. Кроме того, важным признаком является состав минералов (особенно плагиоклаза).

Рассматривая происхождение пород, мы отметили, что фемические и салические минералы образуют эвтектики и, следовательно, их соотношения в горных породах должны быть закономерными. Именно поэтому в составе пород, относящихся к одной группе, количественные соотношения минералов обычно колеблются лишь в определенных пределах. Но из-за сложности природной обстановки, в которой кристаллизуется магма, часто наблюдаются отклонения от норм и, кроме типичных представителей группы со строгим соотношением минералов, встречаются различия с переходными или нетипичными составами. Это обстоятельство нужно иметь в виду при изучении любой породы.

В настоящее время подразделение магматических пород основывается на комплексе признаков их вещественного состава, причем вначале для последовательного выделения общих таксонов (групп, рядов, семейств) используется химический состав как наиболее универсальный критерий, а затем минералогический и фациальный (геологические условия).

Наиболее важным считается содержание SiO_2 (кремнезема), который считается главным компонентом и положен в основу классификации. На основании содержания SiO_2 (в мас. %) породы делятся на кислые (> 64), средние (52–63), основные (45–52), ультраосновные (< 45). Очень важным критерием деления пород по химическому составу являются содержания окислов калия и натрия, а также их соотношения. Группы магматических пород разделяются по степени щелочности на петрохимические ряды – нормальной щелочности, умеренно-

щелочные (синонимы: субщелочные, повышенной щелочности) и щелочные. Критерием для такого разделения служит содержание в горных породах суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, в мас. %), пределы колебаний которых принимаются различными для разных групп пород, т. е. они варьируют в зависимости от содержания кремнезема. В пределах каждого ряда находятся петрохимические группы пород, выделяемые по содержанию кремнезема.

В ряд нормальной щелочности входят группы дунитов, перидотитов, пироксенитов, габбро, габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и их эффузивных аналогов (коматиитов, пикритов, базальтов, андези-базальтов, андезитов, дацитов, риолитов) (табл. 1).

Таблица 1

Классификация магматических пород нормального ряда

Группа пород	Содержание SiO_2 , мас. %	Главные минералы	М, %	Плутонические породы	Вулканические породы
Ультраосновные	Около 40	Оливины, пироксены, реже амфиболы, еще реже биотит	95 – 100	Дуниты, перидотиты, оливиниты	Пикриты, коматииты
Основные	40–53	Основные плагиоклазы, пироксены, оливин, реже амфибол и биотит	50	Габбро, нориты, троктолиты, анортозиты	Базальты, андезиты-базальты
Средние	53–64	Средний плагиоклаз, роговая обманка, биотит, реже пироксены	35	Габбро-диориты, диориты	Андезиты
Кислые	64–75	Кислый плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит, реже амфиболы и пироксены	10	Граниты	Дациты, риолиты

Таблица 2

Классификация магматических пород субщелочного ряда

Группа	Содержание	Главные минералы	М,	Плутонические	Вулканические
--------	------------	------------------	----	---------------	---------------

пород	SiO ₂ , мас. %		%	породы	ие пород ы
Осно вные	40–53	Основные плагиоклазы, пироксены, оливин, реже амфиболы и биотит	50	Монцога ббро, эссексит ы	Трахиб азальт ы
Сред ние	53–64	Средний плагиоклаз, роговая обманка, биотит, реже пироксены	35	Монцони ты, сиениты	Трахиа ндезит ы, латиты , трахит ы
Кисл ые	64–75	Кислый плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит, реже амфиболы и пироксены	10	Граносие ниты, субщело чные граниты	Трахид ациты, трахир иолит ы

Ряд умеренно-щелочных (субщелочных) пород включает в себя монцогаббро, эссекситы, монцониты, сиениты, граносиениты, субщелочные граниты и эффузивные аналоги (трахибазальты, трахиандезиты, латиты, трахиты, трахидациты, трахириолиты) (табл. 2).

Ряд щелочных пород включает в себя фойдолиты, мелилитолиты, щелочные габброиды, фельдшпатоидные сиениты, щелочные сиениты, щелочные граниты и эффузивные аналоги (щелочные пикриты, фойдиты, мелилититы, щелочные базальты, фонолиты, щелочные трахиты, щелочные трахидациты) (табл. 3).

Таблица 3

Классификация магматических пород щелочного ряда

Группа пород	Главные минералы	Цв етн ое чис ло, %	Плутони ческие породы	Вулканические породы
Ультр аосно вные	Нефелин, щелочной пироксен	95 – 100	Ультрас новные фойдоли ты, щелочны е пироксен иты, мелилит олиты	Ультрасно вные е фойдиты, меймечиты, кимберлиты, оливиновые лампроиты, мелилититы

Основ ные	Нефелин, лейцит, основные плагиоклазы , щелочные пироксены и амфиболы	50	Основны е фоидоли ты, щелочны е габброид ы	Щелочные базальтоиды
Средн ие	Нефелин, лейцит, калишпат, альбит, щелочные амфиболы и пироксены	15	Фельдш патоидн ые сиениты	Фонолиты
	Калишпат, альбит, щелочные амфиболы и пироксены	15	Щелочн ые сиениты	Щелочные трахиты
Кисл ые	Калишпат, альбит, кварц, щелочные амфиболы и пироксены	10	Щелочн ые граниты	Щелочные трахидациты, щелочные риолиты (пантеллериты, комендиты)

Кроме выделения петрохимических рядов по степени общей щелочности, традиционным и имеющим важное петрологическое значение является разделение магматических пород по типу щелочности с использованием соотношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ на натриевые, калиево-натриевые и калиевые.

При классификации учитываются следующие минералогические особенности пород.

1. Содержание полевых шпатов, состав полевых шпатов и соотношение щелочных полевых шпатов и плагиоклазов.
2. Присутствие или отсутствие кварца.
3. Относительное количество калиевых и феррических минералов (индекс мафичности M , %).
4. Отсутствие или наличие фельдшпатоидов (нефелина, лейцита и др.).

КЛАССИФИКАЦИЯ ЖИЛЬНЫХ (ГИПАБИССАЛЬНЫХ) ПОРОД

К жильным породам относятся породы, кристаллизующиеся из магматических расплавов, заполняющих контракционные трещины (трещины остывания) в плутонических массивах, тектонические трещины в интрузивах и вмещающих породах. Формы залегания их: малые интрузии (жилы, дайки, штоки, силлы) и субвулканические массы (некки, диатремы, экструзивные купола). Особенно широко жильные породы распространены в гранитоидных массивах. Метасоматические жилы к жильным породам не относятся. Жильные породы разделяются на две подгруппы: асхистовые (нерасщепленные), диасхистовые (расщепленные) породы. Асхистовые породы по минеральному составу аналогичны глубинным породам материнских интрузий и

отличаются от них мелкозернистой или порфиroidной (порфиroidной) структурой. Для жильных пород, имеющих мелко- или мелкозернистую структуру, сохраняется название глубинной породы, иногда употребляется приставка «микро» (микрогранит, микродиорит и т. д.). Для асхистовых пород, обладающих порфиroidной структурой, берется название интрузивной породы и прибавляется к нему слово «порфирит», если во вкрапленниках присутствует плагиоклаз и темновесные минералы, и «порфир», если в породе встречаются вкрапленники кварца и калиевого полевого шпата, например, гранит-порфир, сиенит-порфир, диорит-порфирит, габбро-порфирит и др.

Диасхистовые породы разделяются на лейкократовые – аплиты и пегматиты и меланократовые – лампрофиры. Эти породы по минеральному составу не имеют аналогов среди глубинных пород.

Аплиты – светлоокрашенные тонкозернистые породы аплитовой структуры. Они состоят из тех же светлых (салических) минералов, из которых состоят генетически родственные им глубинные породы, отличаясь от них полным или почти полным отсутствием цветных минералов (гранит-аплиты, гранодиорит-аплиты, диорит-аплиты, сиенит-аплиты, габбро-аплиты и т. д.).

Пегматиты обладают светлыми окрасками, от крупно- до гигантозернистой пегматитовой или гранофиroidной структурой. Они формируются при участии флюидов и кроме салических минералов, аналогичных материнской интрузии, обогащены крупными кристаллами мусковита, биотита, лепидолита, турмалина, апатита, топаза и др.

Существуют гранит-пегматиты, сиенит-пегматиты, нефелин-сиенит-пегматиты и другие разновидности пегматитов.

Лампрофиры – темноокрашенные мелкозернистые, иногда порфиroidные породы. Крупные выделения в них представлены исключительно фемическими минералами (лампрофиroidная структура). Наиболее распространенными являются плагиоклаз-роговообманковые (спессартиты), плагиоклаз-биотитовые (керсантиты), калиево-полевошпатово-роговообманковые (вогезиты) и калиево-полевошпатово-биотитовые (минетты) породы.

Большинство туфов состоит из всех трех составляющих, в этом случае агрегатное состояние не указывают.

К пирокластическим породам примыкают породы смешанного происхождения, в состав которых в значительных количествах входят осадочные породы. Их называют туффитами, если примесь осадочного материала не превышает 50 %, и вулканогенно-осадочными породами, если примесь больше 50 %. Эти породы образуются одновременно с извержениями за счет перемещения рыхлого нелигифицированного пирокластического материала – тефры и перемешивания его с осадочным материалом.

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ДЛЯ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ С ГОРНЫМИ ПОРОДАМИ

Здесь и в предыдущих главах все изложение материала велось в том аспекте, что горные породы – это природные закономерные сообщества минералов, которые образуются в специфических условиях и отражают фациальные и физико-химические условия своего образования. Однако это чисто теоретический аспект петрологии, а практический заключается в том, что геолог должен знать и уметь диагностировать объекты своей науки – горные породы. При изучении материала этой и последующих глав надо ясно понимать, что знание горных пород у студентов закладывается лишь во время их практических, лабораторных и самостоятельных (в том числе вне учебного расписания) занятий с эталонными и рабочими коллекциями и в музее. В этом плане петрография оказывается довольно сложным предметом: ее невозможно заучить дома по

учебникам, не затратив серьезных усилий на практическую работу с образцами горных пород и со шлифами, а их-то дома и нет. Трудно и то, что у большинства студентов далеко не сразу складываются навыки диагностики минералов в шлифах и в образцах, что совершенно необходимо для определения горных пород. Поначалу это и огорчает и отпугивает от дальнейших самостоятельных занятий. Не сразу дается умение определить показатель преломления минерала, распознать оттенки его цвета, правильно определить тип разреза, сделать верные предположения об осности и сингонии минерала, а также выявить особенности вторичных изменений. Еще сложнее научиться видеть за отдельными минералами горную породу и делать предположения о процессах, которые вызвали ее образование и преобразование. Важно проявить упорство, а затем в какой-то момент навыки работы с микроскопом и горными породами станут привычными. Полезно составлять для себя таблицы горных пород (табл. 4), но заносить в них не все сведения о породах (зачем же тогда справочники?). В таких таблицах важнее указывать для себя лишь те сведения, которые позволяют самому диагностировать эту горную породу.

Таблица 4

**Образец таблицы горных пород
(форма конспекта особенностей горных пород)**

Название горной породы	Основа, тип щелочно-сти	Плутоническая, вулканическая или жильная	Цвет	Текстура, особенности строения	Минеральный состав и морфологические особенности минералов	Особенности породы в шлифе	Сходные горные породы и их отличия
1	2	3	4	5	6	7	8

Если же пренебречь практической работой по изучению образцов горных пород и их шлифов, заученные теоретические знания быстро превращаются в бессмысленные знания ни о чем. Удобным пособием для практической работы со шлифами являются «Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород» Ю. Ир. Половинкиной (М., 1966), а также «Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования» под редакцией Н. П. Михайлова и др. (СПб., 1995).

Здесь необходимо указать важнейшие справочные пособия по характеристике оптических свойств минералов. Полная сводка информации о большинстве минералов магматических пород дана в «Минералогии для студентов» Х. Батти и А. Принга (М., 2001), в «Петрологии» А. А. Маракушева, А. В. Боброва, Н. Н. Перцева, А. Н. Феногенова (М., 2000) и в «Породообразующих минералах» Г. М. Саранчиной (СПб., 1997). Не потеряло актуальности несколько раз переизданное учебное пособие В. Н. Лодочкикова «Главнейшие породообразующие минералы» (М.-Л., 1947 (1955)). Сводка кратких сведений о минералах дана в «Породообразующих минералах» А. М. Даминовой (М., 1963), «Определителе минералов К. М. Сиротина (М., 1970).

КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

К вулканическим породам относятся и вулканогенно-обломочные породы. В основу их классификации положен химический состав (риолитовый, андезитовый, базальтовый). Вулканогенно-обломочные породы часто содержат примесь чужеродного (ксеногенного) вещества, что надо учитывать, т. к. это отражается на химическом составе пород.

Дальнейшее разделение пород производится по характеру скрепляющей обломки массы. Она может быть эффузивной (лавовой), отсутствовать (в спекшихся разностях), гидroxимической (переработанным пепловым цементом).

Пирокластические породы в зависимости от строения разделяются на несколько типов. Пирокластические породы образуются из обломков, выброшенных во время извержения (рыхлые породы). Рыхлый пирокластический материал называется тефрой. Так как в состав тефры входит стекло, которое очень быстро литифицируется, тефра переходит в плотную породу – туф.

Пирокластические породы делятся по величине обломков, увеличение размера которых указывает на близость к источнику извержения.

По агрегатному состоянию туфы делятся следующим образом:

- 1) витрокластические – состоят из тонко распыленного вулканического стекла, т. е. вулканического пепла;
- 2) кристаллокластические – состоят преимущественно из минералов и их осколков;
- 3) литокластические – в значительной мере состоят из обломков пород.

Полезно научиться пользоваться справочной литературой, такой, как «Таблицы для оптического определения породобразующих минералов» В. Е. Трегера (М., 1967), а «Петрографический словарь» В. Рыка, А. Малишевой (М., 1989) просто незаменим для студентов и для специалистов-геологов.

ЛЕКЦИЯ 5

УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Ультрамафитовые породы сложены почти нацело фемическими минералами (оливином, пироксенами, роговой обманкой, изредка магнезиальной слюдой). Особенностью ультрамафитов является почти полное отсутствие светлоокрашенных (салических) минералов, которые никогда не бывают в числе главных, а если и присутствуют, то являются второстепенными. Главные минералы этих пород – оливин, ромбический и моноклинный пироксены. Роговая обманка и биотит присутствуют гораздо реже и лишь в некоторых разновидностях приобретают значение главных минералов, но чаще они относятся к второстепенным. В числе второстепенных может быть также основной плагиоклаз. Цветное число (М) 90–100 %. Конкретные представители ультрамафитов далеко не всегда содержат все названные минералы и нередко являются мономинеральными породами. В составе ультрамафитов находятся в переменных количествах хромшпинелиды, ильменит, магнетит, титаномагнетит, сульфиды меди и железа.

В земной коре ультрамафиты распространены довольно слабо и по данным А. Н. Заварицкого (1955) составляют не более 0,4 % от общего объема всех магматических пород. При этом преобладают их зернистые разновидности, слагающие нередко массивы с площадью выхода свыше 1000 км² и пояса глобального масштаба. Несмотря на незначительное распространение ультрамафитов, они имеют большое практическое значение в связи с локализацией месторождений хрома, платины, железа и других руд.

Макроскопически ультрамафитовые породы окрашены в темные цвета: зеленовато-серые, темно-зеленые, черные. Наиболее светлой окраской обладают чисто оливковые породы, которые имеют бутылочно-зеленый цвет; в результате серпентинизации они темнеют за счет выделения темно-зеленого серпентина (образуются темно-зеленые немагнитные серпентиниты) либо за счет выделения тонкой пыли магнетита (образуются темно-серые, почти черные магнитные серпентиниты).

При выветривании свежих дунитов (или серпентинизированных без выделения магнетита) появляется желтая (охряная) и бурая корочка выветривания. Серпентиниты с тонко распыленным магнетитом при выветривании покрываются белой корочкой.

Структуры и текстуры

Структуры не отличаются большим разнообразием. В мономинеральных плутонических породах наблюдаются панидиоморфнозернистые, петельчатые (в серпентинизированных оливинитах), сидеронитовые (в рудных пироксенитах) структуры (см. рис. 9 и 12, в). Если зерна минералов различны по величине, вместо приставки «пан» употребляется приставка «гетеро», что означает «неравномерно», например, гетероидиоморфнозернистая структура. Для полиминеральных пород характерны гипидиоморфнозернистые (разная степень идиоморфизма минералов) и пойкилитовые (в перидотитах) структуры. Пойкилитовые структуры образуются, когда идиоморфные кристаллы одного минерала цементируются крупным монокристаллом другого минерала. Вулканические и субвулканические породы имеют обычно порфиоровые структуры. Структура основной массы может быть микролитовая, флюидальная, полустекловатая. Многие разновидности ультраосновных пород имеют протокластическую или катакластическую структуру. Текстуры пород однородные, такситовые и директивные, обусловленные неравномерным распределением оливина, пироксенов и рудных минералов.

Минеральный и химический состав ультрамафитов

Содержание кремнезема в ультрамафитах изменяется от 35–40 мас. % в мономинеральных оливковых породах до 55–60 мас. % в мономинеральных ортопироксенитах, так как в составе клинопироксена SiO_2 50 мас. %, а ортопироксена – до 60 мас. % (табл. 5). Преобладающие разновидности по содержанию кремнезема (менее 45 мас. %) относятся к группе ультраосновных пород. Ультрамафитовые породы связаны постепенными переходами с меланократовыми плагиоклазовыми, ортоклазовыми или нефелиновыми породами (габброидами и щелочными габброидами).

Таблица 5

Средний химический состав ультрамафитовых пород

Породы	Оливинит	Гарцбургит	Ортопироксенит	Горнблендит	Коматит	Пикрит	Меймечит
SiO_2	33–	36–	50–	43–	40–	38–	34–
TiO_2	0.2–1	0–0.3	0–0.2	0–2.0	0.2–	0.3–	0.3–
Al_2O_3	0.3–2	0.2–	0.1–6	8–15	3–8	4.5–	1.5–
Fe_2O_3	4–10	2–5	0.3–4	2–10	3–5	3.0–	4.5–
FeO	6–12	3–7	2–25	6–10	3–7.5	3.5–	4.5–
MgO	34–	34–	20–	9–20	18–	20–	27–
CaO	0.2–2	0.2–2	0.2–4	8–17	3–6.5	2.5–	1.5–

Na ₂ O	0–0.4	0–0.3	0–0.5	0.5–3	0.3–1	0.2–	0.1–
K ₂ O	0–0.1	0–0.1	0–0.4	0.2–2	0–0.3	0.1–	0.1–

Ультрамафиты разделяются по щелочности на группы пород нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1$ мас. %) и щелочные ($1 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 15$ мас. %). Породы нормальной щелочности: оливиниты, дуниты, перидотиты, пироксениты, горнблендиты, меймечиты, пикриты, коматииты. Щелочные породы: мелилитолиты, ультраосновные фойдолиты, щелочные пикриты, кимберлиты, лампроиты, мелилититы, ультраосновные фойдиты.

Геохимической особенностью многих представителей семейства ультраосновных пород является содержание в них хрома, никеля, кобальта, в количествах заметно превышающих средние содержания (кларки) по всем интрузивным породам. Минералогически это выражается в том, что в ультраосновных породах появляются такие характерные минералы, как зеленая хромсодержащая шпинель, хромдиопсид, хромсодержащий гранат, сульфиды железа, никеля, кобальта, самородная платина и группа металлов, связанных с нею, алмаз.

КЛАССИФИКАЦИЯ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

В зависимости от относительного содержания главных минералов ультрамафитовые породы подразделяются на ряд петрографических типов (табл. 6). В качестве второстепенного минерала в породах ультрамафитовой группы встречается основной плагиоклаз и роговая обманка.

Таблица 6

Классификация ультраосновных пород (группа перидотита)

Название породы	Содержание %	Содержание %
Оливиниты	100 – 85	0 – 15
Пироксеновые	85 – 100	15 – 30
Перидотиты	40 – 70	60 – 30
Оливиновые	30 – 10	70 – 90
Пироксениты	< 10	90 – 100

Присутствие плагиоклаза имеет большое значение в плагиоклазовых перидотитах, а роговой обманки – в роговообманковых перидотитах. Собственно роговообманковые породы получили название горнблендитов. Тип присутствующего в породе пироксена и рудного минерала также является основанием для выделения разновидностей в пределах рассматриваемой группы.

Плутонические ультрамафиты

Перидотиты (от устаревшего названия оливина – «перидот»), состоящие из оливина⁹ и ромбического пироксена, называются гарцбургитами. Если перидотиты состоят из оливина и моноклинного пироксена, то они называются верлитами. Лерцолитами называют перидотиты, состоящие из оливина, ромбического и моноклинного пироксенов.

Среди мономинеральных оливиновых пород выделяют собственно оливиниты, состоящие из оливина (иногда с примесью магнетита) и дуниты, содержащие в качестве

⁹ Во всех разновидностях перидотитов содержание оливина не опускается ниже 40 %, в противном случае породы называются оливиновыми пироксенитами.

аксессуарного минерала хромит (иногда платину). Дуниты (названы по горе Дун в Новой Зеландии) – это зернистые светло-серые, зеленовато-желтые, желтовато-зеленые или темно-зеленые мелко- и среднекристаллические породы.

Пироксениты обычно содержат некоторое количество оливина и также подразделяются на петрографические разновидности в зависимости от вида слагающего их пироксена. Так, пироксениты, состоящие из моноклинного пироксена, называют диаллагитами, авгититами, диопсидитами и т. д.; пироксениты, состоящие из ромбических пироксенов, могут быть подразделены на гиперстениты, бронзититы и энстатититы. Пироксениты, состоящие из моноклинного и ромбического пироксенов, называют вебстеритами.

Горнблендиты почти целиком роговообманковые породы. В отличие от других ультрамафитов горнблендиты состоят в основном из гидроксилсодержащего минерала – амфибола. Иногда в них встречается пироксен, который имеет характер реликтового минерала, сохранившегося от амфиболизации. Очень мало распространены неполнокристаллические эффузивные породы (меймечиты, пикриты, коматииты), в которых присутствует некоторое количество стекла. Вкрапленники представлены преимущественно оливином. В жильных фациях встречаются все зернистые разновидности этих пород. Известны и субвулканические ультрамафиты.

Вторичные изменения ультрамафитов

Дуниты и перидотиты редко встречаются в неизменном виде, в большинстве случаев они нацело серпентинизированы и превращены в породы, получившие название серпентинитов.

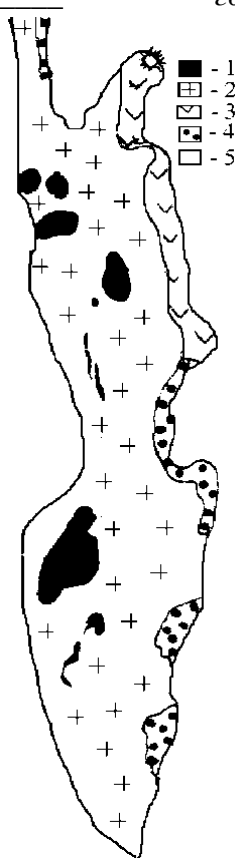
Рис. 15. Схема строения Тагильского Массива (Урал): 1 – дуниты; 2 – габбры; 3 – сиениты и монцониты; 4 – кварцевые диориты и граниты; 5 – вмещающие породы (по Е. А. Кузнецову, 1970).

Изучением серпентинитов многие исследователи. Все они главных особенностей серпентинитов – воды. Было установлено, что является процессом выветривания происходит в результате воздействия гидротермальных растворов. считают как глубинные растворы, поступающие из и вода из вмещающих толщ.

Морфология тел ультрамафитов и особенности их залегания

Ультрамафиты обычно тесной связи, входя в состав одних и тел различны: от сотен метров до зоны гипербазитовых массивов могут километров. По условиям геологическим особенностям залегания образовавшиеся на платформах и в геосинклинально-складчатых зонах, различаются между собой.

гора Благодать



занимались и занимаются подчеркивают одну из большое содержание в них серпентинизация не гипербазитов, а на ультраосновные породы Источником растворов (трансмагматические) ультраосновной магмы, так

геологические

встречаются в природе в тех же массивов. Размеры десятков километров, а вытягиваться на сотни формирования и ультрамафиты,

Ультрамафиты геосинклинально-складчатых зон

Гипербазиты внедрялись в смятые и метаморфизованные толщи по крупным разломам в моменты активного тектогенеза. Поэтому массивы этого типа обычно залегают согласно, а форма и размеры последних зависят от активности тектонических деформаций в данном районе. Поскольку массивы гипербазитов приурочены к линейно-вытянутым структурам (складчатым или разрывным), то их форма в плане также обычно вытянута. Нередко такие интрузии вытягиваются в линию, образуя пояса или цепочки массивов. И так как породы массивов, как правило, серпентинизированы, то они получили название «змеевиковые пояса» (серпентиниты раньше называли змеевиками). Ультрасосновные породы в интрузивах описанного типа нередко наблюдаются в тесной ассоциации с габброидами и могут слагать совместно с ними крупные габбро-перидотитовые массивы (рис. 15). Ультрамафиты образуют обособления среди габброидов, причем последние обычно преобладают. В некоторых массивах наблюдаются постепенные переходы между габброидами и ультрабазитами, в других же наблюдаются признаки более раннего внедрения гипербазитов. Такие габбро-перидотитовые массивы достигают крупных размеров. В частности, они прослеживаются почти на всем протяжении восточного склона Урала.

Гипербазитовые интрузии формировались на ранних этапах геосинклинального развития подвижных складчатых зон. Их внедрению предшествовало интенсивное прогибание и накопление глубоководных кремнистых осадков и излияние лав основного состава. Эта естественная ассоциация плутонических гипербазитов, вулканических базитов и кремнистых осадков получила название *о ф и о л и т о в о й ф о р м а ц и и*. Такие ассоциации пород известны во многих складчатых областях: на Урале (меридиональная полоса габбро-перидотитовых интрузивов вдоль его восточного склона), в Центральном Казахстане, в Саянах, на Кавказе (бассейн р. Лабы, район оз. Севан) и в других районах.

Ультрамафиты платформ

В платформенных областях гипербазиты встречаются в виде пластообразных залежей в нижних (придонных) частях крупных уплощенных интрузивных тел – лополитов (расслоенных интрузий), сложенных габброидами (см. рис. 5, з). Примерами интрузивов платформенного типа могут служить массивы Мончетундры на Кольском полуострове, Норильский массив в бассейне Енисея, громаднейший Бушвельдский массив (центральная часть ЮАР), Стиллуотерский массив (США), Скергаардский (Гренландия) и многие другие.

Платформенные массивы с участием ультрабазитов бывают двух типов: 1) нормальной щелочности в ассоциации с нормальными габброидами – все вышеперечисленные интрузивы; 2) повышенной щелочности – в ассоциации с щелочными габброидами, щелочными сиенитами и даже щелочными гранитами. Типичными массивами такого типа являются массив Гремяха Вырмес на Кольском полуострове, комплекс Магнет-Ков (США, Арканзас), Гулинский комплекс и другие массивы Сибири (Якутия).

Полезные ископаемые, связанные с интрузивными ультрамафитами

1. Хромиты (месторождения на Среднем и северном Урале, где рудные тела залегают в дунитах, а также платформенные интрузивы, например Бушвельдский).

2. Самородная платина (в расслоенных массивах – Бушвельдский, Стиллуотерский, Йоко-Довыренский и др.). Платина приурочена к скоплениям хромита.

3. Никель. Крупные месторождения никеля, который присутствует: а) в фемических минералах в рассеянном виде (высвобождается при выветривании пород, например,

месторождения в коре выветривания Южного Урала); б) в виде сульфидов никеля (Бушвельдский массив).

4. Огнеупорное сырье – асбест, тальк, и магнезит.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА

Вулканические породы ультраосновного состава, сформировавшиеся при излиянии лав на поверхность, редко встречаются в природе. Несколько более распространены небольшие субвулканические (приповерхностные) тела, сложенные породами эффузивного облика, которые по условиям образования могут рассматриваться как продукты вулканической деятельности. Примером таких пород могут служить пикриты, коматииты, меймечиты.

Пикриты – гипабиссальные образования, находящиеся в геологической ассоциации с вулканическими основными породами (траппами). Образуют субвулканические тела, жилы, дайки, диатремы. Пикриты состоят из оливина и моноклинного пироксена, содержат рудный минерал, иногда небольшое количество основного плагиоклаза (до 20 %) в виде микролитов. Структура пород часто порфириовидная с мелко- и среднезернистой основной массой или порфириовая с микролитовой основной массой.

Меймечиты – продукты излияния ультраосновных лав. Встречаются в ассоциации с ультраосновными интрузиями в Сибири (р. Маймеча). Это породы порфириовой структуры, состоящие из вкрапленников серпентинизированного оливина и полукристаллической основной массы, в которой кроме вулканического стекла обычно присутствуют магнетит и микролиты моноклинного пироксена (рис. 16). Меймечит считается единственным эффузивным представителем пород группы перидотита.

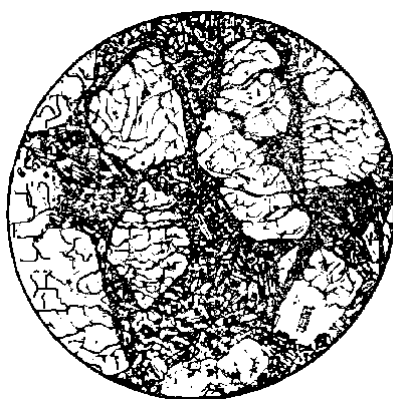


Рис. 16. Меймечит. Порфириовая структура.
Во вкрапленниках оливин, частично серпентинизированный.
При одном никеле. Основная масса состоит из пироксена,
титаномагнетита и небольшого количества стекла
(по А. Н. Заварицкому, 1955).

Коматииты (названы по р. Комати в Южной Африке) – породы миндалекаменной текстуры порфириового сложения. Залегают в виде потоков или субвулканических тел. По составу различают перидотитовые и пироксенитовые коматииты. Состоят из вкрапленников оливина или пироксена, заключенных в стекловатой или серпентинизированной основной массе, в которой также содержатся дендритовидные зерна оливина или пироксена, образующие специфическую структуру спинифекс (спутанно-волоконистая структура напоминает австралийскую траву спинифекс). По

химическому составу они близки перидотитам. Перидотитовые коматииты залегают в виде потоков в вулканических офиолитовых комплексах. Мощность пластовых тел от первых десятков до 500 м. Эти породы известны в Канаде (пояс Абитиби), Австралии (силл Катиник), в Карелии, на Украинском щите, в Восточном Саяне, на Колымском массиве и др. Перидотитовые коматииты свойственны древнейшим (докембрийским) офиолитовым поясам. В тектоническом отношении коматииты приурочены к структурным зонам перехода океанической коры в континентальную. Ассоциация коматиитов с подушечными, пузырчатыми лавами, глубоководными кремнистыми, железистыми морскими осадками свидетельствует о подводном вулканизме. С коматиитами связаны месторождения никеля, кобальта, меди, золота, платины и полиметаллов в архейских зеленокаменных поясах Западной Австралии, Канады, Южной Африки и Индии.

Кимберлиты своеобразные ультраосновные породы, рассматриваемые как продукт вулканической деятельности. По вещественному составу они сходны с другими ультраосновными бесполовошпатовыми породами, но обладают особенностями химизма, специфическими условиями залегания и способом образования, которые позволяют включать их в семейство перидотитов лишь с известными оговорками. Петрографический состав кимберлитов сложен. Обычно это зеленовато-серые, голубовато-серые и буроватые породы, пятнистые благодаря неоднородной обломочной текстуре. По петрографическим особенностям они ближе всего к туфам и туфобрекчиям пикритового состава. Обломки, имеющие округлую, угловатую или неправильную форму, представлены в основном породами эффузивного облика пикритового состава и другими породами из глубокозалегающих толщ, прорванных кимберлитами. В составе обломков преобладают вкрапленники оливина. Характерными минералами кимберлитов, обычно включенными в карбонатно-серпентиновую массу, являются флогопит, пироп, хромшпинелид, хромдиопсид, перовскит, магнезиальный ильменит и магнетит. Кристаллы алмаза, источником которых являются кимберлиты, заключены в виде вкрапленности как в обломках пикритов, так и в цементирующей их массе.

Тела кимберлитов, называемые обычно трубками взрыва или диатремами, образовались в результате выполнения брекчиевидным ультраосновным материалом трубчатых полостей в более древних породах (см. рис. 5, д). Они имеют в плане округлую или неправильную форму с размером поперечника от десятков до несколько сот метров, изредка до километра. Форма в разрезе диатрем представляет перевернутый конус, который на глубине (от нескольких сот до километра) переходит в маломощную дайку, которая, как считают, является подводным каналом. Кимберлитовые трубки приурочены к древним докембрийским платформам (кратонам), где их формирование контролировалось глубинными разломами в кристаллическом фундаменте. Наиболее крупными кимберлитовыми провинциями являются Южно- и Центральноафриканская, Якутская, Канадская, Архангельская. В бассейне Вилюя (Якутская кимберлитовая провинция) кимберлиты прорывают карбонатные отложения ордовика и лежащие на них толщи долеритов (траппов) пермского возраста. Содержащиеся в кимберлитах обломки ультраосновных пород типа пироповых перидотитов представляют собой, по-видимому, вещество верхней мантии, поднятое из глубины при образовании трубок взрыва.

Указанные выше геолого-петрографические особенности кимберлитов свидетельствуют о том, что их образование было следствием вулканической деятельности взрывного характера. Особенностью вещественного состава кимберлитов, отличающей их от типичных ультраосновных пород семейства перидотитов, является более высокое содержание в них алюминия и калия, отражающее содержание флогопита. Последнее обстоятельство сближает кимберлиты с ультраосновными щелочными породами.

ЩЕЛОЧНЫЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Щелочные ультраосновные породы распространены ограниченно. Плутонические породы представлены ультраосновными фойдолитами: якупирангитами, ийолитами, урритами, мономинеральными нефелиновыми породами (нефелинолитами). К вулканическим относятся щелочные пикриты, мелилититы и ультраосновные фойдиты (меланефелиниты, мелалейцититы, нефелиниты и др.).

Химический состав щелочных ультраосновных пород непостоянен. Количество SiO_2 равно 31–47 мас. %. Суммарное количество щелочей изменяется от 1–5 в якупирангитах до 22 мас. % в урритах и нефелинолитах, а глинозема от 5 (в якупирангитах) до 34 мас. % (в нефелинолитах). Они нередко являются алюминиевой рудой, так как содержание кальция, магния и железа в них незначительное. Щелочные ультраосновные породы знаменуют заключительные стадии магматизма, характерны для магматизма зон тектономагматической активизации («горячих точек»); встречаются на континентах и на вулканических островах в океанах.

Плутонические щелочные ультраосновные породы

Наиболее распространенными породами этой группы являются ийолиты, которые через мельтейгиты связаны постепенными переходами с меланократовыми почти мономинеральными пироксеновыми якупирангитами и лейкократовыми урритами (табл. 7).

Таблица 7

Классификация бесполовошпатовых нефелиновых пород, по Б. М. Куплетскому

Название горной породы	Содержание нефелина, %	Содержание эгирина-авгита, %	Тип
Уртит	90–70	10–30	Лейкократовый
Ийолит	70–35	30–65	Мезократовый
Мельтейгит	35–20	65–80	Меланократовый
Якупирангит	<20	>80	Меланократовый

Якупирангиты (щелочные пироксениты) – полнокристаллические, темно-серые, почти черные, иногда зеленоватые, средне- или крупнозернистые породы. Структура гипидиоморфнозернистая или пойкилитовая.

Якупирангиты известны в Бразилии, Южной Норвегии, в России (Кольский полуостров).

Мельтейгиты – темно-серые, почти черные средне- или крупнозернистые породы. Структура гипидиоморфнозернистая с идиоморфизмом пироксена относительно нефелина.

Ийолиты – темно-серые или серые средне- и крупнозернистые породы, состоящие из пироксена (эгирина, эгирин-авгита, титан-авгита) и нефелина в примерно равных количествах. Структура гипидиоморфнозернистая. Ийолиты – наиболее распространенные нефелиновые породы. Они известны в Северной Америке, Южной Норвегии, на Кольском полуострове (Россия).

Уртиты – светлоокрашенные породы с сероватым или розоватым оттенком, с темными кристаллами эгирина, нередко собранного в лучистые скопления. Второстепенная примесь представлена альбитом, сфеном, эвдиалитом, ильменитом. Количество апатита иногда возрастает, и уртиты переходят в апатит-нефелиновые породы с содержанием апатита до 85 %. Эти породы являются рудой на фосфор. Чисто

нефелиновые породы (нефелинолиты) очень редки. Структура агпаитовая, в которой пироксен содержит пойкилитовые включения идиоморфных кристаллов нефелина (см. рис. 13).

Уртиты образуют небольшие вытянутые тела среди сиенитов (Кольский полуостров, Южная Норвегия, Южная Америка).

В связи со щелочными ультраосновными породами известны месторождения ниобия и тантала, редких земель, урана, тория, титана, а также апатитовых руд, флюорита и др. Нефелин – хорошее сырье для керамической и стекольной промышленности.

Ассоциации щелочных ультраосновных пород приурочены к окраинам платформ, к зонам глубинных разломов, рифтам. В этих зонах находятся многофазные интрузивы изометричной формы зонально-кольцевого строения (интрузивы центрального типа).

Наиболее распространенными являются породы якупирангит-уртитового ряда. Они образуют кольцевые или серповидные (в плане) интрузивы вокруг ядер пироксенитов, перидотитов или дунитов (например, Якупиранга в Южной Америке, Ковдорский массив на Кольском полуострове). С этими массивами обычно связаны тела карбонатитов. Ассоциации пироксенитов, ультраосновных пород и карбонатитов известны также в пределах Восточного Саяна. Щелочные ультраосновные породы иногда встречаются совместно с нефелиновыми сиенитами (Хибинский, Ловозерский и другие массивы Кольского полуострова).

Вулканические щелочные ультраосновные породы

Среди щелочных ультраосновных вулканических пород выделяются натриевый и калиевый ряды.

Лимбургиты (породы натриевого ряда) – темно-серые, почти черные порфиновые породы массивной текстуры. Вкрапленники представлены оливином, титан-авгитом, окруженным каймой эгирин-авгита. Основная стекловатая масса содержит микролиты оливина, авгита, магнетита и апатита. Иногда во вкрапленниках встречаются бурая роговая обманка или биотит. Структура основной массы гиалиновая или гиалопилитовая.

Фельдшпатоидные пикриты (породы натриевого или калиевого ряда) – темные, почти черные породы с порфировым сложением массивной текстуры. Во вкрапленниках находится оливин (иногда до 60 %). Основная масса состоит из оливина, титан-авгита, монтичеллита (до 45 %), мелилита, нефелина или лейцита (не более 15 %), флогопита (до 10 %), перовскита (до 8 %) и рудного минерала (до 12 %). Структура основной массы микролитовая и пойкилитовая.

Лейкократовые щелочные ультраосновные вулканические породы – лейцититы (породы калиевого ряда) – связаны со щелочными пикритами постепенными переходами. Это пепельно-серые, до черно-серых порфиновые породы. Вкрапленники представлены лейцитом и клинопироксеном (титан-авгитом, эгирин-авгитом), реже флогопитом и оливином. Основная масса сложена главным образом пироксеном и лейцитом, в меньшей степени нефелином, санидином, мелилитом, ильменитом, титаномagnetитом, апатитом, хромитом, перовскитом. Она обычно полнокристаллическая, но иногда содержит бурое стекло.

Щелочные ультраосновные вулканические породы развиты в рифтовых структурах континентальных платформ и на океанических островах. Вулканические породы образуют потоки, субвулканические пластовые и штокообразные тела, иногда трубки взрыва.

Карбонатиты

К карбонатитам относятся породы, содержащие значительные количества минералов карбонатного состава, главным образом кальцита, нередко доломита и других карбонатов. Количество этих минералов в породах непостоянно. Наряду с разновидностями, состоящими почти исключительно из карбоната, встречаются породы, содержащие силикаты: оливин, эгирин-авгит, амфибол, микроклин, нефелин. Встречаются также апатит, магнетит, пирит, барит, флюорит, циркон, рутил и многие другие акцессорные минералы.

Интрузивные породы отличаются неравнозернистым или порфировидным строением. В качестве вкрапленников могут быть апатит и доломит, в то время как в основной массе преобладает кальцит. Текстура пород пятнистая и полосчатая. Чаще всего карбонатиты залегают в форме штоков и даек в массивах кольцевого строения.

В 1966 г. из вулкана Олдоиньо-Ленган (Африка) произошло излияние натровых карбонатитовых лав, а также выбросы пирокластического материала того же состава. На территории Замбии и Уганды известны вулканические аппараты, сложенные карбонатитами.

Карбонатиты – редкие породы и встречаются в платформенных условиях в ассоциации с ультраосновными и основными щелочными породами. С ними связаны месторождения апатита, магнетита, фторфлогопита и высокие содержания ниобия, урана, тория.

ЛЕКЦИЯ 6

ПОРОДЫ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Основные породы пользуются широким распространением, особенно вулканические аналоги, в пять раз превышающие по объему все остальные вулканические породы вместе взятые.

Среди основных пород по условиям образования выделяют плутонические – габбро и габброиды и вулканические их аналоги – базальты (долериты) и базальтоиды. В состав этих пород кроме темноцветных минералов (пироксенов, оливина, реже роговой обманки) входят полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы). По содержанию SiO_2 (45–53 мас. %) они относятся к основным породам. Количество остальных окислов значительно колеблется. Al_2O_3 14–17 мас. % (в анхимономинеральных анортозитах до 27 мас. %); сумма $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ 6–15 (в рудных габбро до 47 мас. %); MgO 4–13; CaO 5–14; сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 2–8 мас. % (табл. 8).

По содержанию щелочных металлов ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) различают основные породы нормальной щелочности, субщелочные (повышенной щелочности) и щелочные (с фельдшпатоидами и эгирином). Преобладающая часть основных пород принадлежит к натриевому ряду, в которой содержание Na_2O варьирует в пределах 0,14–4,5 мас. % при незначительном содержании калия.

Плутонические породы основного состава нормальной щелочности

Глубинные породы этой группы представлены равнозернистыми, иногда порфировидными породами, окраска которых в свежем виде изменяется от светлого, пепельно-серого, темно-серого до почти черного цвета с различным по интенсивности зеленоватым оттенком, обусловленным вторичным изменением минералов. Габброиды состоят из основного плагиоклаза с пироксеном или, реже, роговой обманкой. Существуют оливиновые и безоливиновые разновидности.

Средний химический состав пород группы габбро-базальта¹⁰

Породы	Троктолит	Норит	Габбро	Анортозит	Пикробазальт	Плагиобазальт	Базальт
SiO ₂	43–48	46–53	43–52	48–54	42–46	46–52	47–52
TiO ₂	0,2–1,2	0,2–2	0,1–4	0,1–0,7	0,5–2,5	0,5–1,5	1–2,5
Al ₂ O ₃	12–22	10–21	8–27	25–32	6–12	16–20	14–18
Fe ₂ O ₃	0,8–3	0,5–3	0,3–10	0,1–1,6	3–7	3–6	2–5
FeO	1,5–13	4–15	1–15	0,3–4	7–10	4–8	6–10
MgO	13–20	4–12	3–15	0,1–3	12–24	3–6	5–7
CaO	6–14	6–12	8–18	9–14	6–9	6–12	6–12
Na ₂ O	1–3,5	0,5–3	0,5–3,5	1–5	0,5–1,5	1,5–3,5	1,5–3
K ₂ O	0,1–0,6	0,2–1,5	0,1–2	0,1–1,5	0,1–0,5	0,5–1	0,1–1

Преобладающей разновидностью в этой группе является габбро (клинопироксен-плагиоклазовая порода), менее распространено роговообманковое габбро (роговообманково-плагиоклазовая порода), норит (ортопироксен-плагиоклазовая порода), габбро-норит (клинопироксен-ортопироксен-плагиоклазовая порода), троктолит (оливин-плагиоклазовая порода) и анортозит (плагиоклазовая порода). Если среди главных минералов присутствует оливин, породы называются соответственно оливковыми габбро, оливковыми норитами, оливковыми габбро-норитами. Встречается кварцевое габбро, отклоняющееся от нормального типа габбро в сторону повышенной кислотности. Все перечисленные разновидности объединяются термином габброиды.

Меланократовые разновидности габброидов, в которых содержание цветных минералов превышает 75 %, по существу являются переходными от основных пород к ультраосновным, примером чего может служить габбро-перидотит.

К лейкократовой ветви габброидов принадлежат породы, в которых цветной минерал составляет 35 % и менее. Наиболее лейкократовые представители этой ветви, состоящие почти целиком из основного плагиоклаза (лабрадора, битовнита или анортита) и имеющие цветное число менее 15 %, называются лабрадоритами, битовнититами, анортититами. Все породы, состоящие почти целиком из плагиоклаза, объединяются общим названием плагиоклазиты, или анортозиты.

Текстура и структура

Текстура габброидов чаще всего однородная (массивная), но нередко и такситовая (неправильно пятнистая или полосчатая). Структура пород преимущественно среднезернистая, однако в некоторых случаях в зависимости от условий кристаллизации

¹⁰ Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования / Под ред. Н. П. Михайлова и др. СПб., 1995.

она может быть мелко-, иногда даже микрозернистой или крупнозернистой. Наиболее распространенными (обычными) структурами габброидов являются следующие.

Габбровая структура характеризуется одинаковым, но довольно слабым идиоморфизмом выделений плагиоклаза и пироксенов: они имеют вид неправильных грубоизометричных зерен или кристаллов с неясным короткопризматическим габитусом. Относится к типу аллотриоморфнозернистых структур.

Офитовая структура отличается от предыдущей тем, что плагиоклазы здесь резко идиоморфны по отношению к пироксенам. Под микроскопом такая порода выглядит как агрегат разнообразно ориентированных сильно удлинённых табличек плагиоклаза, угловатые промежутки между которыми выполнены пироксеном, образующим крупные монокристаллы (рис. 17). При этом таблички плагиоклаза глубоко вдаются в цементирующие их кристаллы пироксена (см. рис. 12, б). Нередко между плагиоклазом и пироксеном наблюдаются пойкилитовые соотношения: длиннотаблитчатые кристаллы плагиоклаза целиком заключены в крупных монокристаллах пироксена (образуют в них пойкилитовые вроски). Структура такого рода может быть названа пойкилоофитовой (см. рис. 12, а).

Если в составе габброидов присутствуют два или несколько темноцветных минералов, часто наблюдаются соотношения, когда один из них обрастает другим в виде каемки или венца. Так, например, моноклинный пироксен часто образует каемки вокруг кристаллов ромбического пироксена. В этих случаях минерал, образующий кайму, выделялся из магматического расплава позднее, чем внутренний кристалл. Структура такого рода называется венцовой или друзитовой.

Структура анортозитов имеет чаще панидиоморфнозернистый характер. Сросшиеся в сплошной агрегат кристаллы плагиоклаза сохраняют таблитчатые очертания.

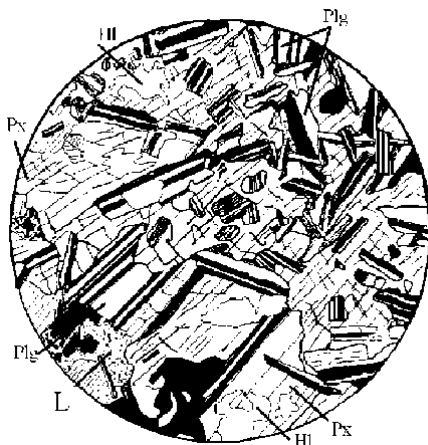


Рис. 17. Долерит. Полнокристаллическая (офитовая) структура. Николи скрещены: Plg – плагиоклазы; Px – пироксены; Hl – хлорит; L – лейкоксен; черное – рудный минерал (по Е. А. Кузнецову, 1970).

Морфология тел габброидного состава и геологические особенности их залегания

Формы, размеры и характер залегания интрузивов габброидов разнообразны – от дайковых тел небольшой мощности до крупных сложно построенных массивов, поперечник которых изменяется десятками километров.

Для внедрения габброидная магма использует межформационные поверхности на границе различно дислоцированных древних толщ (наклонные пластообразные залежи),

полости разломов (дайки) и участки дробления на пересечении трещинных зон (штоки), поверхности напластования в пологоизогнутых слоистых толщах (лополиты и силлы площадью до многих тысяч квадратных километров и мощностью до первых километров).

По геологическому положению и условиям образования интрузивы основных пород подразделяются на две большие группы. В первую группу входят габброидные массивы, сформировавшиеся в подвижных геосинклинально-складчатых зонах земной коры, где они находятся в тесном пространственном и генетическом плане с массивами ультраосновных пород. Горные породы этих интрузивов совместно с ультраосновными породами образуют габбро-пироксенит-дунитовую формацию. Для пород этой формации характерны массивы сложного строения, залегающие преимущественно вдоль разломов и вытягивающиеся в виде зон протяженностью в сотни километров. В них габброиды находятся в тесной ассоциации как с ультраосновными горными породами, так и с более кислыми – диоритами и плагиогранитами. На основании пересечения одних пород другими удается установить закономерную последовательность внедрения этих различающихся по составу, но родственных по магматическому источнику горных пород, а именно смену более основных разностей более кислыми. Это дает основание исследователям объяснять сложное строение таких интрузивов последовательным внедрением различных по своему составу магматических расплавов, возникших в результате разделения (дифференциации) на глубине магмы основного состава.

Областью наиболее значительного развития габброидных интрузивов, сформировавшихся в геосинклинальных условиях, является Урал. Вдоль восточного склона Уральского хребта на сотни километров тянутся в виде непрерывной полосы интрузивы габбро-пироксенит-дунитового состава.

Вторая группа массивов габброидов формировалась в платформенных условиях и генетически связана с широко развитыми на платформах основными вулканогенными породами, которые совместно с габброидами образуют трапповую формацию. Габброиды формируют здесь преимущественно пластообразные залежи и лополиты, имеющие неоднородное строение: в их придонных частях наблюдаются породы, обогащенные оливином, вплоть до перидотитов и дунитов; вверх по разрезу происходит смена меланократовых разностей все более и более лейкократовыми и близ кровли лополитов могут присутствовать кислые горные породы – граниты (см. рис. 5, з). Такая смена пород имеет характер ритмичной полосатости, или ложной слоистости (псевдостратификации), объясняется дифференциацией габброидного расплава непосредственно в камере застывания в процессе его кристаллизации и при участии гравитационных сил, вызвавших разделение вещества по удельному весу.

Примерами основных интрузивных тел, сформировавшихся в платформенных условиях, могут служить интрузивы Кольского полуострова (Мончетундра и др.), Украины (Волынь), Беларуси (Русиновский, Кореличский, Березовский и другие комплексы), Бушвельдский массив (Южная Африка), многие массивы Сибири.

Анортозиты подразделяются на стратиформные, слагающие пластовые залежи, шпильки и жилы в расслоенных лополитовых интрузивах различного возраста, и автономные, образующие крупные самостоятельные массивы среди глубокометаморфизованных докембрийских толщ. В сильно дифференцированных расслоенных интрузивах встречаются лабрадоровые и даже андезиновые анортозиты (Скергаардский интрузив). Стратиформные анортозиты, формируясь в малоглубинных условиях, отличаются от обособленных массивов анортозитов обычно более мелкозернистыми структурами. К петрохимическому типу стратиформных относятся и лунные анортозиты. В их составе в промежутках между кристаллами плагиоклаза отмечено вулканическое стекло. Лунные анортозиты, как и все породы на Луне,

отличаются высокой степенью восстановленности, в связи с чем в них встречается самородное железо.

Автономные массивы анортозитов достигают огромных размеров и образуют зоны большой протяженности. Так, интрузивы хребта Джугджур на Дальнем Востоке России занимают площадь 9000–10 000 км², анортозиты Канады в виде ряда массивов составляют около 190 000 км². Нориты, габбро-нориты и габбро в этих массивах составляют около 5 % в виде шпиревидных обособлений в их краевых частях.

В массивах габбро распространены жильные габбро (микрогаббро), габбро-порфириды, габбро-аплиты, габбро-пегматиты и меланократовые жильные породы основного состава – лампрофиры. Все они мелкозернистые, иногда порфировидные с вкрапленниками темноцветных минералов.

Полезные ископаемые

Как и в ультраосновных интрузивах, в массивах габброидов местами содержатся концентрации полезных ископаемых, сформировавшиеся в процессе кристаллизации магмы или непосредственно вслед за ней. Образование таких собственно магматических месторождений является особенностью массивов ультраосновного и основного состава.

Наиболее характерны для габброидов месторождения титаномагнетита, сульфидов меди и никеля, минералов группы платины. Месторождения железа и титана представляют собой обособления титаномагнетита в интрузивах габбро, сформировавшихся преимущественно в подвижных (геосинклинальных) зонах.

Титаномагнетит наблюдается в виде участков интенсивной вкрапленности: гнезд, полос и жилородных залежей. Ценной примесью в этих рудах является ванадий.

Сульфидные медно-никелевые руды, с которыми часто ассоциируют и минералы платины, образуют скопления и жилородные тела среди норитов и габбро в интрузивах лополитового типа, залегающих в платформенных областях.

Основные интрузивные породы находят применение в строительном деле, например в дорожном строительстве, используются для облицовки зданий и изготовления памятников.

Основные вулканические породы нормальной щелочности (базальтоиды)

Среди вулканических пород основного состава наряду с полукристаллическими и стекловатыми разновидностями встречаются и полнокристаллические породы (долериты). Полукристаллические вулканические породы (базальты) наиболее распространены. Среди базальтов встречаются порфировые и афировые разновидности. Минералы последних формируются многоэтапно. Обычно вкрапленники образуются на некоторой глубине, а основная масса – в близповерхностных или поверхностных условиях. Это приводит к различиям в составе минералов вкрапленников и основной массы. Фенокристаллы плагиоклазов имеют более основной состав, чем в основной массе; пироксены и оливины – более магнезиальные. В результате быстрого охлаждения (закалки), характерного для базальтовой магмы (ее температура в момент извержения составляет 1100–1200 °С) оливин может выделиться в условиях высокой температуры и сохраниться, не успев вступить в реакцию с расплавом и превратиться в ромбический пироксен, даже если в магме содержится избыток SiO₂. В этом случае избыток кремнезема остается в основной массе в виде стекла кислого состава или микрозерен кварца и калиевого полевого шпата. При медленном охлаждении таких магм оливин не смог бы выделиться. Основные магмы очень текучи, поэтому они в большинстве случаев полностью закристаллизованы вплоть до крупнозернистых агрегатов при сравнительно низкой температуре плавления. Стекловатые породы основного состава –

гиалобазальты или, в случае прозрачной разновидности стекла базальтового состава, – тахилиты – редки. Полнокристаллические разновидности – долериты – встречаются достаточно часто. В них обычно содержится примерно равное количество основного плагиоклаза и цветного минерала, который представлен пироксенами, реже оливином, очень редко амфиболом. В лейкократовых базальтах или лейкобазальтах (плагиобазальтах) резко преобладает плагиоклаз, они отличаются высоким содержанием алюминия, входящего в состав плагиоклаза, поэтому их иногда называют глиноземистыми (см. табл. 3).

Базальты обладают черным и темно-серым цветом. Если они не содержат вкрапленников, то имеют афанитовый облик. В порфировых разновидностях находятся вкрапленники полупрозрачного полисинтетически сдвойникового зонального плагиоклаза, вкрапленники пироксена, реже оливина. Вкрапленники слагают 20–25 % всего объема пород. Базальты имеют массивную или пузыристую текстуру, пузырьки обладают правильной удлиненной или округлой формой размером от нескольких миллиметров до первых сантиметров в поперечнике. Долериты отличаются темно-серым цветом и мелкозернистым строением, слагающие их свежие минералы блестят на плоскостях спайности. В более крупнозернистых разновидностях иногда невооруженным глазом различается свойственная долеритам офитовая структура, лейсты плагиоклаза, располагающиеся под углом друг к другу, образуют на плоскости замкнутые или полузамкнутые треугольники, внутренние части которых выполнены пироксенами (см. рис. 12, а, б; 14, 17).

Разновидности базальтов

Среди базальтовых горных пород по минеральным и химическим особенностям выделяют три серии.

1. Толейтовая серия (пижонитовые базальты). Они имеют следующие особенности:

- а) повышенное содержание SiO_2 до 50 мас. %;
- б) присутствие пижонита (разновидность диопсид-авгита с низким содержанием CaO);
- в) в основной массе присутствуют либо кварц-полевошпатовые микрографические сростания, либо стекло кислого состава;
- г) часто во вкрапленниках присутствует оливин, правда в меньших количествах, чем в оливиновых базальтах;
- д) содержание $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от 3 до 5 мас. %.

Базальтовая магма такого типа, если не поступает на поверхность, дифференцируется следующим образом: базальт → андезит → риолит.

2. Оливиновые базальты щелочной серии (гиперстенные базальты). Особенности этих базальтов следующие:

- а) недосыщенность SiO_2 (около 45 мас. %);
- б) вкрапленники оливина составляют до 40 %;
- в) в основной массе могут присутствовать фельдшпатоиды¹¹, щелочной полевой шпат¹², цеолиты;
- г) содержание $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от 5 до 18 мас. %.

Базальтовая магма такого типа при процессах дифференциации на глубине дает следующий ряд пород: базальт → щелочной трахит → фонолит.

3. Базальты известково-щелочной серии (глиноземистые базальты). Особенности этих базальтов следующие:

¹¹ Фельдшпатоиды: нефелин – $\text{Na}(\text{AlSiO}_4)$, лейцит – $\text{K}(\text{AlSi}_2\text{O}_6)$.

¹² Щелочные полевые шпаты: микролин – $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$, альбит – $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$.

а) высокое содержание Al_2O_3 ($> 16,5$ мас. %), тогда как в остальных сериях содержание глинозема изменяется от 8 до 16 мас. %;

б) содержание щелочей ($Na_2O + K_2O$) промежуточное между 1 и 2 сериями;

в) минеральный состав также промежуточный между 1 и 2 сериями. В основной массе может быть как кварц, так и нефелин, в зависимости от того, к какой серии они ближе.

Базальтовая магма такого типа, если не поступает на поверхность, дифференцируется следующим образом: базальт \rightarrow трахиандезит \rightarrow трахит.

Текстуры и структуры базальтов

Наиболее распространенными текстурами базальтов являются флюидальная, пузыристая и миндалекаменная. Структура базальтов в целом порфировая или афировая.

Структуры основной массы делятся на две группы.

1. Полнокристаллические:

а) диабазовая (аналог офитовой структуры в габбро – резкий идиоморфизм микролитов плагиоклаза относительно цветного ксеноморфного минерала) (см. рис. 12, б);

б) долеритовая (идиоморфизм плагиоклаза по отношению к темноцветным минералам, которые образуют скопления мелких зерен между микролитами плагиоклаза; зерна темноцветных минералов – изометричные).

2. Полукристаллические структуры классифицируются по количественному соотношению микролитов и вулканического стекла:

а) интерсертальная (микролитов 75 %, вулканического стекла 25 %) (см. рис. 14, а);

б) гиалопилитовая (соотношение стекла и микролитов 1:1);

в) витрофировая (25 % микролитов и 75 % стекла).

Наиболее распространены полнокристаллические (интерсертальные) структуры, т. к. процесс отвердевания базальтовых магм длится довольно долго.

Измененные базальты (метабазальты)

Вулканические породы со времени их образования подвергаются изменению, происходит так называемый процесс «старения» пород. В общем случае он бывает двух типов.

1. Зеленокаменное перерождение – характерно для вулканических пород подвижных геосинклинально-складчатых зон. В ходе этого процесса основной плагиоклаз замещается агрегатом сосюрита (эпидот + альбит, хлорит и др.) либо чистым альбитом и эпидотом. Цветные силикаты замещаются: оливин – серпентином, тальком, идингситом; клинопироксен – актинолитом, хлоритом; ромбический пироксен – серпентином, хлоритом. Стекло замещается хлоритом и минералами группы эпидота¹³. В результате таких изменений метабазальты состоят из альбита, минералов группы эпидота, хлорита, актинолита и лейкоксена¹⁴. Породы приобретают зеленоватую окраску. Порфировая текстура обычно сохраняется, но распознать структуру основной массы обычно трудно. Поэтому при характеристике структур измененных базальтов прибавляют слово «реликтовая». Породы называют метадолеритами или метабазальтами.

2. Краснокаменное перерождение свойственно спокойным тектоническим обстановкам платформ, а также характерно для островного вулканизма. Среди вторичных минералов широко развит кальцит – он замещает как плагиоклаз, так и

¹³ Эпидот – $Ca_2(Al, Fe)Al_2O(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)$.

¹⁴ Лейкоксен – измененный Ti-содержащий рудный минерал (например, ильменит).

цветные минералы. Благодаря развитию минералов группы эпидота и хлорита, имеющих зеленый цвет, и дисперсного гематита красного цвета, порода приобретает бордово-фиолетовую окраску.

Среди лавовых потоков основного состава, формирующихся в подводных условиях, наряду с лавами массивного строения нередко встречаются и так называемые пиллоу-лавы, или шаровые (подушечные) лавы. Метаморфически измененные лавы называются спилитами. Для них характерны резкое преобладание Na над K и спилитовая структура. Они слагают самостоятельные тела или располагаются в верхней части лавовых потоков (над массивными лавами).

Визуально базальты трудно отличить от эффузивов среднего состава. При их макроскопическом определении приходится руководствоваться общим цветом и вещественным составом крапленников, а также химическим составом.

Геологические условия нахождения, распространение и формы залегания вулканических пород основного состава

Базальты широко распространены в земной коре. Они образуют огромные по площади покровы. Базальтовая лава, обладая большой подвижностью, формирует излияния трещинного типа. Базальты входят в состав различных структурных элементов земной коры и связаны с различными типами тектонических движений.

В складчатых областях базальтовая магма обычно изливается в начальные этапы формирования геосинклиналей вдоль глубинных разломов. Излияния носят подводный характер, образуются спилиты, ассоциирующие в разрезе с кремнистыми отложениями. При процессах складкообразования основные вулканы претерпевают зеленокаменное перерождение и образуются метадолериты (устаревшее – диабазы). Измененные базальты широко распространены во всех складчатых областях.

На платформах излияния базальтов приурочены к крупным разрывным нарушениям и тесно связаны с плутоническими породами – интрузиями габброидов. Эта естественная ассоциация базальтов и интрузивных пород основного состава называется трапповой формацией. Траппы широко развиты на древних платформах – в Сибири, Индии (плато Декан), Южной Африке, Южной Бразилии и в других местах. Примером размаха траппового вулканизма могут служить сибирские траппы, площадь которых составляет 1,5 млн км² при общей мощности залежей до 3 км. В Беларуси породы, относимые к трапповой формации, известны в Подляско-Брестской впадине (поздний протерозой, мощность покровов до 250 м).

Для всех базальтовых излияний характерно небольшое количество пирокластических продуктов (туфов и вулканических брекчий).

Полезные ископаемые, связанные с базальтами

1. С базальтами связано оптическое сырье – исландский шпат (впервые он был найден в миндалилах базальтов Исландии). В миндалилах встречается пьезокварц, месторождения которого известны в местах развития трапповой формации.

2. Самородная медь, сульфиды меди и никеля в ассоциации с платиной. Месторождения оз. Верхнего (Северная Америка) – самородная медь; траппы Сибири – сульфиды меди и никеля, связанные с некковой фацией; медно-никелевые месторождения Норильского района и др.

3. Месторождения сапфира и рубина (в Австралии, штат Новый Южный Уэльс).

4. С геосинклинальными базальтами ассоциируют вулканогенно-осадочные месторождения железа и марганца (Урал, современные зоны срединно-океанических хребтов).

5. При метаморфизме углей под воздействием горячей базальтовой магмы траппов формируются месторождения аморфного графита.

6. Строительный материал и сырье для плавления в петрургии¹⁵ (кислотоупорный материал).

ЛЕКЦИЯ 7

СУБЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ОСНОВНОГО СОСТАВА

С переходом к группе пород повышенной щелочности в них возрастает роль оливина, снижается основность плагиоклаза, возрастает титанистость клинопироксена, исчезают пироксены богатые кальцием. В эффузивных аналогах – базальтах повышенной щелочности (или оливиновых базальтах) – присутствует нормативный нефелин. Модальный (реальный) нефелин в них всегда отсутствует. Для основных пород повышенной щелочности характерно относительно низкое содержание SiO_2 (45–49 мас. %), повышенное количество щелочей (4 мас. % и выше), высокие содержания титана (до 2 мас. %) и фосфора; кальция не более 8 мас. %. Субщелочные основные породы входят в комплекс с такими породами, как монцониты и сиениты (плутонические) и трахиты (вулканические).

Увеличение общей щелочности сопровождается увеличением роли калия (появляется ортоклаз). В состав этой группы входят монцогаббро (ортоклазовое габбро), эссекситы (плутонические) и трахибазальты: мелатрахибазальт, трахибазальт, гавайит, муджиерит, абсарокит (вулканические).

Плутонические породы

Монцогаббро – субщелочные породы по составу промежуточные между габбро и монцонитом. Главные минералы – основной плагиоклаз, оливин, титан-авгит, гиперстен, богатая титаном роговая обманка, ортоклаз, второстепенные минералы – обыкновенная роговая обманка, железистый биотит, акцессорные – апатит, сфен, титаномагнетит, ильменит, сульфиды меди и железа. Структура пород монцонитовая (идиоморфизм плагиоклаза по отношению к ортоклазу). Текстура массивная однородная или полосчатая, иногда такситовая.

Эссекситы (по месторождению Эссекс в шт. Массачусетс, США) – крупно- и среднезернистые, иногда порфирировидные породы серого цвета, нередко пятнистые бело-черные. Главные минералы: основной или средний плагиоклаз, калиевый полевой шпат, титан-авгит, фельдшпатоиды. Иногда присутствуют оливин, биотит. Плагиоклазы значительно преобладают над калиевым полевым шпатом и фельдшпатоидами. По классификации плутонических пород эссексит относится к фельдшпатоидным монцогаббро. Структура гипидиоморфнозернистая с отчетливым идиоморфизмом фемических минералов и плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату и фельдшпатоидам.

Вулканические породы.

Характерной особенностью субщелочных базальтов является постоянное присутствие в породах оливина, который встречается не только во вкрапленниках, но и в основной массе. Состав плагиоклаза – от лабрадора до битовнита. Присутствуют клинопироксен (титан-авгит, часто со структурой песочных часов), титаномагнетит,

¹⁵ Петрургия – камнелитейное дело.

ильменит. Структура пород большей частью порфировая. Основная масса имеет пилотакситовую и гиалопилитовую структуры.

Базальты повышенной щелочности распространены на континентах, особенно в трапповых формациях, в рифтовых зонах и на океанических островах. Субщелочные оливиновые базальты извергаются из вулканов центрального типа, объем их значительно меньше, чем объем толеитовых базальтов. Среди вулканических пород основного состава повышенной щелочности выделяются также малораспространенные породы натриевого и калиевого ряда. К первым относятся гавайиты и муджиериты, отличающиеся от базальтов главным образом более кислым составом плагиоклаза – андезином в гавайитах и олигоклазом в муджиеритах (местность Муджиер на шотландском острове Скай). В породах калиевого ряда выделяют трахибазальты и шошониты. Абсарокит – ортоклазовый базальт. Встречается в форме потоков в хр. Абсарока (шт. Вайоминг), классифицируется как трахибазальт.

Трахибазальты по внешнему виду напоминают базальты. Они состоят из плагиоклаза основного состава, пироксенов, оливина, магнетита и титаномагнетита, иногда базальтической или щелочной роговой обманки; в подчиненных количествах встречается калиевый полевой шпат, иногда лейцит. Структура пород порфировая, основная масса гиалопилитовая, пилотакситовая, реже интерсерральная и витрофировая.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Щелочные основные породы очень редки. По содержанию SiO_2 они соответствуют основным породам (от 40 до 50 мас. %). Щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 7–11 мас. %) и глинозема (Al_2O_3 13–18 мас. %) в них значительно больше, чем в породах нормальной щелочности, железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) 8–10, магния (MgO) 5–8, кальция (CaO) 9–10 мас. %. В составе щелочных основных пород присутствуют щелочные цветные минералы – щелочные пироксены и амфиболы (бесфельдшпатоидная группа) или также фельдшпатоиды – нефелин, лейцит (фельдшпатоидная группа).

Плутонические щелочные породы основного состава

К этой группе относятся сравнительно редкие породы. Темноцветные минералы в них составляют 40–50 %, это щелочные пироксены и амфиболы, а также титан-авгит. Светлые минералы представлены в значительной мере не только основным плагиоклазом, но и нефелином (лейцитом), калиевым полевым шпатом, иногда только одним нефелином, калиевым полевым шпатом или лейцитом. Среди щелочных основных пород выделяют три семейства: фойдолиты основные (тавит, полевошпатовые ийолит и уртит), габброиды щелочные (тералит, тешенит, шонкинит, малиньит) и сиениты фельдшпатоидные основные (сэрнаит, науяит, рисчоррит). Как мы видим, среди щелочных пород очень много разновидностей, получивших особые названия. Рассмотрим самые главные из них:

Шонкиниты – темные, буровато-серые среднезернистые породы. Они состоят из калиевого полевого шпата (около 50 %) и клинопироксена (авгита, титан-авгита) и примеси нефелина, оливина, биотита и др. структура гипидиоморфнозернистая или пойкилитовая (крупные кристаллы полевого шпата содержат вроски идиоморфных фемических минералов). Шонкиниты распространены на Урале, в Таласском Алатау, на Алдане.

Тералиты – темно-серые, почти черные меланократовые породы крупно- или среднезернистой структуры. Главные минералы в них основной плагиоклаз (лабрадор, около 35 %), титан-авгит (около 50 %) и нефелин (около 15 %), второстепенными могут быть оливин, калиевый полевой шпат, биотит. Структура гипидиоморфнозернистая. Тералиты связаны с монцонитами, нефелиновыми сиенитами, шонкинитами и

эссекситами. Они известны на Кольском полуострове (Хибинский массив и др.), на Алдане, в Туве, в Португалии, в Норвегии.

Основные фойдолиты, щелочные габброиды и фельдшпатоидные основные сиениты находятся в составе сложных массивов щелочных пород различного состава, развитых в складчатых областях, на платформах и в океанических впадинах.

В пределах континентов щелочно-габброидные породы появляются в областях активизации более древних складчатых сооружений и приурочены к линейным зонам разломов. Щелочные габброиды редко образуют самостоятельные тела; чаще они ассоциируют с более основными (ультраосновными) и более щелочными или кислыми породами.

Вулканические щелочные породы основного состава

Эти породы встречаются очень редко. Наиболее частыми из них являются полевошпатово-фельдшпатоидные образования щелочные базальты – тефриты и оливиновые тефриты (или базаниты). В зависимости от состава фельдшпатоидов выделяются нефелиновые, лейцитовые и нефелин-лейцитовые разновидности. Это породы темного, иногда черного цвета порфирированного строения. Среди вкрапленников находится оливин, лейцит, нефелин, иногда роговая обманка и сфен. Основная масса состоит из основного плагиоклаза, фельдшпатоидов, пироксена и рудных минералов, реже оливина.

Тефриты и базаниты встречаются в виде лавовых потоков и даек в ассоциации с субщелочными базальтами. На континентах фельдшпатоидные тефриты и базаниты приурочены к рифтовым зонам (Африка, Австралия). В океанах они известны на Островах Зеленого Мыса, Канарских островах в Атлантическом океане, на Гавайях, Таити в Тихом океане (это в основном нефелиновые разновидности базальтов). Обычно они образуются на последних стадиях вулканизма.

ЛЕКЦИЯ 8

ПОРОДЫ СРЕДНЕГО СОСТАВА

Породы этой группы по особенностям химического и минерального состава относятся к среднему типу. Они насыщены кремнеземом, а некоторые несколько пересыщены им и содержат кварц. Колебания кремнезема 53–65 мас. %. Количество кальция, магния и железа несколько меньше, а щелочей больше, чем в основных породах. Содержание глинозема колеблется от 14 до 18 мас. %. Суммарное количество оксидов железа составляет 5–8 мас. %; магния 1–6; кальция 5–10; щелочей 3,5–10 мас. %. Средние породы формируются при высоком флюидном давлении P_{H_2O} и при извержениях лава быстро теряет летучие. По сравнению с базальтовым меняется характер вулканизма, усиливается взрывная¹⁶ деятельность.

По щелочности среди них выделяются три группы: породы нормальной щелочности, повышенной щелочности и щелочные. Породы нормальной щелочности – андезитобазальты и андезиты – распространены очень широко, они значительно превышают по объему соответствующие им плутонические породы – диориты и кварцевые диориты. Например, по данным Р. Дэли, для Северной Америки они составляют 24 % всех магматических пород. Породы повышенной щелочности – монцититы, сиениты, трахиандезиты и трахиты – встречаются во многих районах России и стран СНГ;

¹⁶ Взрывная – вулканическая деятельность взрывного характера с интенсивным выбросом пирокластического материала.

нефелиновые сиениты и щелочные эффузивы среднего состава – щелочные трахиты и фонолиты очень редки.

СРЕДНИЕ ПОРОДЫ НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ (ГРУППА ДИОРИТА – АНДЕЗИТА)

В эту группу входят плутонические породы – габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и их вулканические аналоги – андезибазальты, андезиты и бониниты – марианиты. Химический состав пород средней группы приведен в табл. 9. Диориты и кварцевые диориты в сравнении с габбро содержат больше щелочей (Na₂O и K₂O). Они близки по всем петрогенным элементам своим эффузивным аналогам.

Средние плутонические породы нормальной щелочности

Плутонические породы этой группы имеют незначительное распространение в природе. По геологическим условиям залегания и петрографическим особенностям они тесно связаны как с основными (габброидами), так и с кислыми (гранитоидами) породами. Среди них чаще встречаются диориты и кварцевые диориты.

Таблица 9

Средний химический состав пород группы диорита – андезита¹⁷

Породы	Габброидиорит	Диорит	Кварцевый диорит	Андезибазальты	Бонинит	Андезит	Дациандезит
SiO ₂	52–54	53–58	57–64	53–56	52–58	56–64	62–65
TiO ₂	1–2	0,3–1,5	0,2–1	0,5–1	0,1–0,5	0,5–0,7	0,8–1,5
Al ₂ O ₃	14–20	14–20	14–20	16–18	8–11	16–21	13–18
Fe ₂ O ₃	4–7	1,5–5	0,5–6	3–4	1–3	3–4	2–5
FeO	5–8	3–6	0,7–7	4–6	5–7	3–5	1–3
MgO	4–8	0,8–6	0,6–6	4–6	8–13	3–4	1–5
CaO	3–8	4–9	1–8	3–9	8–10	6–7	4–6
Na ₂ O	2–4	2–6,5	2–6	2–4	1–3	2–4	2–4
K ₂ O	0,3–2	0,3–2	0,2–2,5	0,5–1	0,2–1	1–2	2–3

Диориты (от греч. «диорицо» – отделяю) – зернистые, иногда порфирированные породы серого или зеленовато-серого цвета, сложенные средним плагиоклазом и роговой обманкой, биотитом, реже пироксенами. Главное отличие диоритов от габбро – состав плагиоклаза и меньшее количество темноцветных минералов. В диоритах плагиоклаз в среднем отвечает андезину, в габбро – лабрадору. В диоритах темноцветный минерал представлен главным образом роговой обманкой и биотитом, а в габбро – пироксеном.

¹⁷ Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования / Под ред. Н. П. Михайлова и др. СПб., 1995.

Плагиоклаз в диоритах обычно обладает зональностью, характеризуется большими вариациями состава – от лабрадора или битовнита в ядре зерен до андезина и олигоклаза по краям (см. рис. 10). Кристаллизуется в форме широких или тонких таблиц. Темноцветные минералы – зеленая или коричневая роговая обманка, пироксены – моноклинные или ромбические, бурый биотит. Второстепенные минералы – кварц, калиевый полевой шпат, очень редко железистый оливин. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, сфеном, ильменитом, цирконом. Вторичные минералы – хлорит, уралит, эпидот, альбит, серицит, карбонат, каолинит.

Диориты содержат 30–35 % цветных минералов, при меньшем количестве их породы называют лейкократовыми (лейкодиориты), при более высоком – меланократовыми (меланодиориты). К последним относятся и габбро-диориты. Главные разновидности диоритов выделяют по характеру темноцветного минерала: гиперстеновые, диопсидовые, авгитовые, биотит-роговообманковые (преобладающий тип).

Структура диоритов гипидиоморфнозернистая с хорошим оформлением кристаллов плагиоклазов, роговой обманки или пироксенов (см. рис. 10; 11, б). В крупнокристаллических диоритах и плагиоклаз и роговая обманка образуют вытянутые формы кристаллов, слабо ориентированные в одной плоскости. Эта структура – призматически-зернистая. Текстуры в диоритах массивные однородные или пятнистые (такситовые), реже полосчатые. По содержанию кварца диориты делятся следующим образом (табл. 10).

Таблица 10

Деление диоритов по содержанию кварца

Содержание кварца, %	Название породы
5–10	Кварцсодержащий диорит
10–20	Кварцевый диорит
20–25	Гранодиорит

Морфология тел диоритового состава, распространение и геологические особенности их залегания

Диориты очень редко образуют самостоятельные крупные массивы. Тела, сложенные ими, имеют характер даек, лакколитов, или небольших штоков, размер которых не превышает 2 км. Чаще же эти породы, не образуя самостоятельных тел, входят в состав интрузивных массивов, преимущественно кислого состава, и нередко бывают связаны постепенными переходами с гранитоидами или габброидами, особенно если массив находится на контакте с основными или карбонатными породами.

Диориты входят в состав двух крупных магматических формаций, характерных для подвижных зон земной коры.

1. Диориты, тесно связанные с внедрением кислых интрузий. Эти диориты образовались из гранитной магмы вследствие растворения и ассимиляции этой магмой вмещающих горных пород, богатых магнием, железом и кальцием. На эндоконтактах¹⁸ гранитоидных массивов (в Ирландии, на о. Суматра, в Богемском лесу).

2. Диориты, связанные генетически с основной магмой. Они образуют штоки и дайки, пространственно приуроченные к массивам габ-бро-пироксенит-дунитовой формации (в Казахстане, на Урале – Тагильский, Собский массивы, на Украине, Тянь-Шане и других местах).

¹⁸ Эндоконтакты интрузий – их контактовая часть, обращенная вовнутрь интрузии.

В России и странах СНГ диориты известны в Уральской, Казахстанской, Алтае-Саянской складчатой системах. В кристаллическом фундаменте Беларуси диориты, кварцевые диориты и гранодиориты входят в серию пород, изменяющихся по составу от диоритов до лейкогранитов Микашевичского комплекса.

Полезные ископаемые

В пространственной ассоциации с диоритами встречаются месторождения многих металлов, в том числе золота, меди, свинца, цинка, серебра. Но диориты в этих случаях являются всего лишь составной частью гранитоидных комплексов.

Средние вулканические породы нормальной щелочности

Андезиты считаются эффузивными аналогами диоритов. Породы нормальной щелочности по основности разделяются на следующие разновидности (табл. 11), которые визуально, а иногда и под микроскопом, без химического анализа различить невозможно.

Таблица 11

Деление андезиитоидов по содержанию кремнезема

Содержание SiO ₂	Название породы
53–56	Андезибазальты
52–58	Бониниты– марианиты
56–60	Исландиты
56–64	Андезиты
62–65	Дациандезиты

Макроскопически андезиты – это плотные темно-серые породы, обычно порфировой структуры. Реже встречаются афировые разности. Вкрапленники различных размеров (от долей миллиметра до 1 см) представлены плагиоклазом и темноцветными минералами. Характерной особенностью андезитов является то, что в них состав минералов вкрапленников по сравнению с основной массой по основности на группу выше: плагиоклаз вкрапленников обладает основным составом, из темноцветных минералов во вкрапленниках преобладает моноклинный и ромбический пироксен – минералы, типичные для основных пород. Цветное число 25–35 %. В более кислых разновидностях (дациандезитах) плагиоклаз вкрапленников представлен андезином, а цветные минералы – роговой обманкой и биотитом.

Основная масса андезитов состоит из микролитов и вулканического стекла. Цветное число основной массы 30–35 %, но его не всегда легко определить из-за наличия большого количества вулканического стекла. По составу темноцветных минералов во вкрапленниках различают авгитовые, гиперстеновые, роговообманковые и биотитовые андезиты. От пироксеновых андезитов наблюдаются постепенные переходы к базальтам, вследствие чего выделяется промежуточная группа андезибазальтов.

Андезибазальты характеризуются наличием в микролитах более основного состава – андезина – лабрадора № 48–52, и цветным числом основной массы около 50 %.

От андезитов наблюдаются также постепенные переходы к группе более кислых лав, в этом случае промежуточными породами являются кварцсодержащие андезиты или дациандезиты, которые являются излившимися аналогами кварцевых диоритов.

Дациандезиты от андезитов отличаются в первую очередь присутствием кварца, который либо образует вкрапленники, либо встречается в основной массе.

Текстуры и структуры андезитов

Текстура андезитов флюидальная, часто пузыристая, приближающаяся к пенистой форме (пемза). Крупные пустоты выполнены прозрачным кальцитом, кристаллами тридимита, кристобалита и реже кварца.

Андезитовые лавы по сравнению с базальтами являются более кислыми, а следовательно, и более вязкими. Поэтому им свойственны полукристаллические структуры с большим количеством вулканического стекла. Наиболее распространенными структурами основной массы являются гиалопилитовая (андезитовая), затем витрофирровая и пилотакситовая (см. рис. 8). Последняя характеризуется наличием скелета, сложенного спутанным «войлоком» микролитов, в интерстициях которого наблюдается вулканическое стекло.

Альбитофирами называли породы, состоящие из альбита и вторичных минералов, главным образом хлорита, иногда эпидота и актинолита. В большинстве случаев удается доказать, что альбит развивается как вторичный минерал на месте более основного плагиоклаза, а анортитовая составляющая в виде эпидота выносится за пределы породы. При краснокаменном перерождении вследствие пропитывания вулканического стекла окислами железа породы приобретают красную или бурую окраску. Иногда при появлении дополнительно хлорита происходит смешение окрасок и метаандезиты приобретают своеобразные красно-фиолетовые цвета.

Измененные андезиты (метаандезиты)

Раньше измененные андезиты и дациандезиты называли порфиритами, кварцевыми порфиритами или альбитофирами. Изменения андезитов не отличаются от вышерассмотренных процессов изменения базальтов (краснокаменное и зеленокаменное перерождение). В случае зеленокаменного перерождения первичные плагиоклазы замещаются агрегатом соссюрита. Темноцветные минералы переходят в актинолит или хлорит, по вулканическому стеклу развивается хлорит, иногда минералы группы эпидота. Главными критериями для отнесения метаандезитов к группе андезитов являются цветное число в основной массе и отчасти реликтовые структурные признаки.

Геологические условия нахождения, распространение и формы залегания излившихся пород среднего состава

Андезиты и метаандезиты имеют широкое распространение: они образуют покровы и потоки, и их появление на земной поверхности связано с излияниями центрального типа. Поскольку андезитовая магма обладает большей вязкостью, то андезиты часто образуют купола и обелиски (экструзии). Общеизвестны купол и игла вулкана Мон-Пеле, купол вулкана Шивелуч. Благодаря вязкости андезитовой магмы и относительному богатству ее газами (летучими компонентами) извержения андезитов часто носят взрывной характер, что приводит к образованию большого количества пирокластических продуктов. Формируются стратовулканы, в которых прослои туфов чередуются с потоками лав.

Извержение андезитового материала на поверхность сопровождается и формированием субвулканических тел. Обычно это дайки или штоки, значительно реже межпластовые тела. Они сложены породами, аналогичными по минеральному и химическому составу породам лавовых потоков, однако отличаются несколько более высокой степенью кристалличности основной массы пород.

Андезиты развиты в древних складчатых областях и современных островных дугах. Они практически отсутствуют на платформах и в океанах. Отмечается связь между мощностью земной коры и объемом извергавшихся андезитов, который возрастает с увеличением ее мощности. При переходе от континентальной земной коры к океанической наступает такой момент, когда вместо андезитовых лав извергаются базальтовые. Эту закономерность заметил в 1910 г. А. Маршалл, сначала в юго-западной части, а затем и вокруг всего Тихого океана. Явление (смена андезитового вулканизма базальтовым по мере утончения континентальной земной коры) получило название «андезитовая линия», или «андезитовый пояс». Эта линия показывает границу перехода океанической коры в континентальную. Андезитовый пояс проходит по Камчатско-Курильской дуге и почти симметрично ей на востоке Тихого океана располагается андезитовая провинция Каскадных гор.

Наиболее интенсивные извержения андезитов связаны с эпохами орогенеза. Андезиты слагают крупнейшие вулканические сооружения Японии, Индии. Широко распространены в Закарпатье, на Кавказе. Хорошо известны современные извержения андезитов и андези-базальтов вулканов Камчатки.

Полезные ископаемые

С андезитами связаны значительные месторождения полезных ископаемых. Часто они приурочены к жерлам древних вулканов или располагаются в непосредственной близости от них. Среди таких месторождений наиболее важными являются: полиметаллические и золотосеребряные месторождения (Забайкалье, Карпаты, Тихоокеанский пояс андезитов); медно-колчеданные месторождения (Урал, Кавказ и другие регионы); месторождения корунда, андалузита¹⁹, алунита и серы. Кроме того, андалузиты являются хорошим строительным материалом, иногда используются как кислотоупорный материал.

ЛЕКЦИЯ 9

СРЕДНИЕ ПОРОДЫ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ (СУБЩЕЛОЧНЫЕ)

К средним породам повышенной щелочности относятся плутонические – сиениты и ряд переходных пород от сиенитов к габбро (монцониты) и к диоритам (монцодиориты) и вулканические – трахиты (трахиандезибазальты, трахиандезиты, шошониты, банакиты, латиты). Распространенность пород этой группы невелика. По данным А. Н. Заварицкого (1955), на группу сиенита – трахита приходится всего 0,6 % всей площади распространения магматических пород. Сиениты не образуют крупных массивов, однако изучение их представляет значительный интерес для выяснения характера магматических и металлогенических процессов в районах их развития. Трахиты и их измененные разности также принимают относительно небольшое участие в строении земной коры. По данным некоторых исследователей (Заварицкий, 1955; Кузнецов, 1970), среди изверженных пород различных областей России и СНГ трахиты составляют доли процента.

¹⁹ Андалузит – $Al_2[SiO_4]$ О используется как ювелирный, так и сырье для глазури фарфора; алунит – $KAl_3[(OH)_6/(SO_4)_2]$ – материал для получения квасцов.

Средние плутонические породы повышенной щелочности

Общие признаки пород, объединяемых под названием «сиениты», следующие: отсутствие кварца, средняя кремнекислотность, значительное содержание калиевого полевого шпата.

Следует помнить, что конкретные представители этой группы, сохраняя главный отличительный признак – богатство калиевым полевым шпатом, могут значительно варьировать по содержанию других минералов, как главных, так и второстепенных.

Макроскопически сиениты обычно имеют серую или розовато-серую окраску; красноватые и розовые оттенки – характерная особенность многих сиенитов – связаны с повышенным содержанием в них калиевого полевого шпата, который при изменении часто краснеет. Наиболее сильно измененные сиениты приобретают зеленоватый цвет в связи с перерождением (хлоритизация, актинолитизация) темноцветных минералов.

В случае некоторой недосыщенности пород кремнеземом в сиенитах может присутствовать оливин, если же имеется некоторая пересыщенность породы этим окислом, то появляется кварц. Содержание темноцветных минералов в сиенитах (цветное число) в среднем 15 %. Однако здесь, как и в других породах, можно встретить лейкократовые разности с пониженным содержанием цветных минералов (до 5 %) и меланократовые – с содержанием цветных минералов до 20–25 %.

Из полевых шпатов, на долю которых приходится 70–80 % объема пород, резко преобладают калиевые полевые шпаты, содержание которых превышает содержание плагиоклаза в 2 раза и более.

Главные минералы в сиенитах – плагиоклаз (олигоклаз или андезин), калиевый полевой шпат (от 30 до 75 %), роговая обманка, пироксен или биотит; второстепенные – кварц, оливин; аксессуарные – сфен, апатит, рудный минерал, циркон; вторичные – эпидот, серицит, хлорит, карбонат, лимонит, а также пелитовые частицы.

Сиениты обычно получают название по основному входящему в их состав темноцветному минералу. Так, выделяют роговообманковые (наиболее распространенные среди сиенитов нормального ряда), биотитовые, пироксеновые и другие сиениты.

Кварцевые сиениты относятся к переходным разностям между сиенитами и гранитами, отличаясь от первых присутствием кварца в количестве 5–10 % объема.

Монцониты – глубинные крупнозернистые породы серого цвета, отличающиеся большой изменчивостью состава: непостоянством количественных соотношений плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Плагиоклаз в монцонитах более основной (лабрадор и битовнит), чем в сиенитах. Он обладает высокой степенью идиоморфизма по отношению к темноцветному минералу и калиевому полевоому шпату.

Текстура сиенитов чаще всего массивная, иногда полосчатая и такситовая (пятнистая). Полосчатость и пятнистость обусловлена неравномерным распределением темноцветных минералов. Иногда полосчатость имеет флюидальный характер, т. е. выражает движение магматического расплава в процессе кристаллизации.

Общая структура чаще всего среднезернистая с довольно значительными вариациями в размерах зерен, иногда резко выраженная неравнозернистая. Распространена порфировидная структура, обусловленная присутствием крупных (до нескольких сантиметров) таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата в среднезернистой основной массе.

Микроструктура сиенитов обычно гипидиоморфнозернистая, характеризуется различной степенью идиоморфизма минералов.

Монцониты обладают специфической, монцонитовой, структурой, выражающейся в весьма резком идиоморфизме плагиоклаза по отношению к калишпату, что приводит к

врастанию идиоморфных длиннотаблитчатых кристаллов плагиоклаза в крупные неправильные монокристаллы калиевого полевого шпата.

Сиениты редко слагают самостоятельные массивы; в этих случаях тела их имеют характер небольших штоков, лакколитоподобных тел и даек. Обычно сиениты входят в состав крупных массивов иного состава, слагая чаще всего краевые зоны этих массивов. Сиениты нередко присутствуют в гранитоидных массивах и связываются переходами с гранитами и гранодиоритами; известны они и в связи с интрузиями габбро-пироксенит-дунитовой формации (см. рис. 17). Монцониты обнаруживают генетические связи двоякого типа: с породами нормального ряда (габбро, гранодиориты), с одной стороны, и щелочными габ-броидами – с другой.

Большей частью районами распространения сиенитов являются те участки земной коры, которые характеризуются широким развитием гранитоидных интрузий. В частности, сиениты, связанные генетически с гранитоидами, описаны в ряде районов Урала, Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Алтая и в других регионах.

Поскольку сиениты формируются в тесной генетической связи с другими типами пород и редко образуют самостоятельные массивы, едва ли можно назвать полезные ископаемые, специфичные только для сиенитов: следует говорить в целом о металлогенических особенностях тех магматических формаций, в составе которых присутствуют эти породы. Однако известен ряд примеров, когда рудные месторождения находятся в тесной пространственной ассоциации с сиенитами. Так, железорудные месторождения района горы Высокой и горы Благодать на Урале приурочены к зоне контакта сиенитов с вмещающими их карбонатными породами (см. рис. 15).

Средние плутонические породы повышенной щелочности

Трахиты характеризуются светло-серой, желтоватой и розоватой окраской, порфировой структурой и шероховатым изломом основной массы, откуда и произошло их название (от греч. «трахис» – шероховатый). Главными пороодообразующими минералами в них являются санидин, анортоклаз и плагиоклаз (от лабрадора до андезина). Цветные минералы встречаются в подчиненном количестве, среди них присутствуют роговая обманка, биотит, реже моноклинный пироксен или гиперстен. Вкрапленники слагают небольшую часть пород и представлены главным образом полевыми шпатами – соотношения калиевого полевого шпата и плагиоклаза варьируют в широких пределах.

Основная масса трахитов отличается высокой степенью кристалличности, стекло содержится в очень небольшом количестве, скрепляя микролиты калиевого полевого шпата; микролиты плагиоклаза редки. Трахиты со значительным количеством стекла встречаются редко.

Распространенной структурой основной массы является трахитовая, при которой микролиты калиевых полевых шпатов ориентируются в одном направлении по флюидалности, обтекая вкрапленники (см. рис. 8). Реже встречается ортофирная структура, когда калиево-натриевый полевой шпат представлен изометричными зернышками и короткопризматическими столбиками и табличками. В трахитах очень распространена флюидалная текстура.

В зависимости от характера цветных минералов среди трахитов выделяются биотитовые, роговообманковые, пироксеновые, биотит-роговообманковые, роговообманково-пироксеновые и другие разновидности.

Измененные аналоги трахитов – метатрахиты (или раньше их называли трахитовыми порфирами или ортофирами) содержат ортоклаз, микроклин, плагиоклаз (альбит), разложенные цветные минералы и измененное стекло, распавшееся на аллотриоморфнозернистый агрегат полевого шпата с небольшой примесью зерен кварца и других минералов.

Трахиты формируются из очень вязкой магмы, поэтому чаще всего они образуют экструзии. Реже встречаются короткие мощные потоки и пирокластические породы трахитового состава. Субвулканические тела представлены дайками и лакколитами.

Трахиты встречаются в ассоциации с базальтами. Такие ассоциации известны на островах Тихого и Индийского океанов. Нередко трахит залегает совместно с базальтами и фанолитами, например, на островах Атлантического океана. Трахиты известны в Закавказье, Армении, Забайкалье, Приморье. Они встречаются в Крыму на горе Карадаг и в других районах. Метатрахиты залегают в древних геосинклинально-складчатых областях с метабазальтами и метадолеритами (диабазам). Примером такой ассоциации может служить Тагильский прогиб Урала.

При выщелачивании трахитов сернокислыми фумаролами образуются месторождения алунитов. Некоторые разновидности трахитов широко используются в строительстве в качестве красивого поделочного камня.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕГО СОСТАВА

К этой группе относятся плутонические – сиениты щелочного ряда без фельдшпатоидов (щелочные сиениты), щелочного ряда с фельдшпатоидами (нефелиновые сиениты) и вулканические породы – щелочные трахиты, фанолиты. Это наименее распространенные магматические породы в земной коре, особенно фельдшпатоидные разновидности. В то же время щелочные породы отличаются большим количеством петрографических типов и связаны с рядом важных типов полезных ископаемых. Щелочные и фельдшпатоидные сиениты отличаются по химическому составу от средних пород нормальной и повышенной щелочности прежде всего более высоким (11–17 мас. %) содержанием окислов щелочных металлов и заметно пониженным (около 2 мас. %) количеством окиси кальция.

Щелочные плутонические породы среднего состава

Щелочные сиениты во многом сходны по вещественному составу с описанными выше субщелочными сиенитами, однако темноцветные минералы в их составе щелочные, а плагиоклаз чаще всего представлен альбитом. К этому, собственно, и сводятся их петрографические различия. Поэтому мы эти породы рассмотрим кратко.

Щелочные сиениты (без фельдшпатоидов) – полнокристаллические серовато-розовые, темно-розовые, почти красные породы, сложенные калиевым полевым шпатом, альбитом, щелочным амфиболом или пироксеном, биотитом. Содержание щелочных полевых шпатов достигает 80–85 % всей массы породы. Структура пород гипидиоморфнозернистая, текстура массивная или трахитоидная. Щелочные сиениты по характеру щелочного полевого шпата разделяются на калиевые и натриевые. В калиевых разновидностях цветной минерал обычно представлен биотитом и обыкновенной роговой обманкой, в натриевых – натриевыми пироксенами (эгирином, эгирин-авгитом) и амфиболами (рибекитом, арфведсонитом). Иногда в виде второстепенных минералов находятся титан-авгит, оливин, гранат, нефелин.

Щелочные сиениты встречаются в виде самостоятельных тел (обычно в форме лакколитов) или в связи с другими щелочными породами: нефелиновыми сиенитами, щелочными гранитами, щелочными габбро (эссекситами, шонкинитами). Они известны на Урале, Украине, в Хибинах, США (Арканзас), Норвегии (район Осло), в Канаде (Онтарио).

Нефелиновые сиениты – это зернистые светло-серые с зеленоватым, желтым или красным оттенком, крупно- и среднезернистые породы. Главные минералы нефелиновых сиенитов: калиевый полевой шпат, альбит, составляющие в сумме 60–70 %, нефелин – 10–30, щелочные феррические минералы – 10–25 % (эгирин, щелочной

амфибол, лепидомелан); акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, магнетит, ильменит, флюорит, эвдиалит и титано-цирконо-силикаты; вторичные минералы: содалит, канкринит, цеолиты, натриевая слюда.

Нефелин в свежем изломе отличается жирным блеском, при выветривании на его поверхностях образуются углубления – оспинки, поэтому его присутствие в породах узнается легко. Его количество колеблется в широких пределах. Полевые шпаты представлены альбитом, микроклином, ортоклазом. Соотношения калиевых и натриевых полевых шпатов различно, так существуют нефелиновые сиениты только с альбитом или только с калиевым шпатом, но обычно они входят в состав пород вместе. Биотит представлен сильно железистой разновидностью (лепидомеланом). Пироксены: эгирин, эгирин-авгит, иногда титан-авгит. Амфиболы преимущественно натриевые – арфведсонит, рибекит или др.

Известно очень много разновидностей нефелиновых сиенитов, имеющих свои названия (фойяит, луврит, мариуполит, миаскит, сыннырит), а также псевдолейцитовые, кальсилитовые. Раньше всех других нефелиновых сиенитов на Урале были описаны миаскиты (Розе, 1842) – зернистые серые или желтовато-белые породы. Они на 30–40 % состоят из калиевого полевого шпата, такого же количества альбита, нефелина (до 20 %) и лепидомелана (5–10 %). Структура паналлотриоморфнозернистая, текстура полосчатая или гнейсовидная.

Нефелиновые сиениты образуют небольшие самостоятельные тела – штоки, лакколиты. Лополиты, имеющие в плане округлую или овальную форму. Площади этих тел невелики (единицы и десятки квадратных километров). Значительно чаще они входят в состав сложных массивов в ассоциации со щелочными сиенитами и гранитами или со щелочными габброидами и ультрамафитами.

Нефелиновые сиениты, как и все ранее описанные щелочные породы, встречаются на платформах. В ассоциации с гранитами нефелиновые сиениты известны на Урале (Бердяушский массив рапакиви), в Швеции и других местах. Широко развиты нефелиновые сиениты на Кольском полуострове (Хибинский, Ловозерский и другие массивы), слагающие лополитообразные расслоенные тела. Аналогичные интрузивы известны в Восточной Сибири (район Ботогольского кряжа), на севере Сибири (Алданский район). Нефелиновые сиениты известны на Украине (Мариупольский массив), на Урале (Ильменские горы), в Гренландии, Португалии, Румынии и других местах.

Нефелиновые сиениты имеют большое практическое значение. Лейкократовые разновидности их служат источником нефелина, который используется в керамическом производстве. Месторождения апатита (Кольский полуостров) являются важной фосфатной рудой.

Щелочные вулканические породы среднего состава

Среди вулканических щелочных пород распространены преимущественно эффузивные аналоги нефелиновых сиенитов. Среди них выделяются фонолиты и лейцитовые фонолиты. Также встречаются щелочные трахиты – аналоги щелочных сиенитов.

Фонолиты – породы зеленовато-серого цвета порфирового реже афирового строения. Породы состоят из санидина, нефелина, пироксенов (диоксида и эгирина), щелочных амфиболов и акцессорных минералов. В зависимости от состава и строения основной массы различают нефелинитоидные фонолиты с фонолитовой структурой, в которых идиоморфные кристаллы нефелина преобладают над зернами санидина, и трахитоидные, в которых основная масса имеет трахитовую структуру и сложена резко преобладающими микролитами санидина. В лейцитовых фонолитах во вкрапленниках совместно с санидином и нефелином встречается лейцит.

Метафонолиты отличаются тем, что все минералы в них разложены. Фонолиты обнаружены на океанических островах, островных дугах и в рифтовых зонах на континентах. Они известны на островах Тихого, Атлантического и Индийского океанов, а также в рифтах Африки.

ЛЕКЦИЯ 10

ПОРОДЫ КИСЛОГО СОСТАВА

Среди пород этой группы преобладают плутонические образования, отдельные разновидности которых широко распространены и объединяются собирательным термином гранитоиды. Вулканические породы кислого состава – аналоги гранитоидов: риолиты (устаревшее название – липариты), дациты, трахириолиты, пантеллериты и комендиты распространены значительно меньше.

Гранитоидами называются зернистые, существенно полевошпатовые магматические породы, содержащие кварц как один из главных минералов. В наиболее богатых кварцем породах – гранитах – его количество достигает 25–45, в наиболее бедных – гранодиоритах – 15–25 %. Содержание темноцветных минералов варьирует от 5 в гранитах до 15–20 % в гранодиоритах. По содержанию темноцветных минералов в каждой разновидности гранитоидов могут быть выделены мезо-, мелано-, и лейкократовые типы. Меланократовые разновидности редки и, как правило, представляют собой продукт гибридизма. Существуют гранитоиды, почти совсем лишенные мафических минералов (аляскиты). В химическом составе гранитоидов SiO₂ превышает 65 мас. %, много щелочей (K₂O+Na₂O 6,5–9 мас. %) и очень мало магния (MgO 2,0 мас. %). Хотя колебания химического состава незначительны, отдельные петрографические виды гранитоидов четко отличаются друг от друга по содержанию кремнезема и щелочей (табл. 12).

Таблица 12

Средний химический состав кислых пород²⁰

Породы	Тоналит	Плагиогранит	Гранит	Аляскит	Дацит	Риолит	Комендит
SiO ₂	64–68	68–75	68–75	73–77	65–69	73–78	73–75
TiO ₂	0,2–0,1	0,1–0,06	0,2–0,06	<0,3	0,5–0,8	0,1–0,3	0,3
Al ₂ O ₃	13–18	12–17	12–17	12–14	13–16	10–14	8–12
Fe ₂ O ₃	1–3,5	0,5–2,5	0,1–2	0,5–1,5	1–2,5	0,1–1,5	0,6–3
FeO	1–5	0,5–3	0,5–3	0,5–2	0,5–4	0,5–2	1–4
MgO	1–3,5	0,1–1,5	0,3–1,5	<0,5	0,5–3	0,1–0,5	0,2
CaO	2–6	1,5–3,5	0,5–2,5	0,1–1	2–4	0,3–2	0,2–0,5
Na ₂ O	2,5–5	3,5–6	2,5–	3,5–	2–4	2–4	4–6,5

²⁰ Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования / Под ред. Н. П. Михайлова и др. СПб., 1995.

			4,5	4,5			
K ₂ O	0,8–2	0,5–2,5	2,5–5	4,5–5,5	1–3,5	3–6	4–5

Разделение гранитоидов по минеральному составу производится по содержанию кварца, соотношению калиевого полевого шпата и плагиоклаза, по содержанию анортита в плагиоклазах и по составу и количеству темноцветного минерала.

Породы кислого состава со значительной долей условности разделяются на три ряда: нормальной щелочности, к которым относятся граниты, гранодиориты и их эффузивные аналоги – риолиты и дациты, субщелочные – граносиениты, субщелочные граниты и трахириолиты, щелочные – щелочные граниты, пантеллериты, комендиты.

Кислые плутонические породы

В гранитоидах нормальной щелочности (известково-щелочных) все классификационные признаки по минеральному составу взаимосвязаны: по мере увеличения содержания кварца плагиоклаз становится кислее, увеличивается содержание калиевого полевого шпата, уменьшается цветное число, а в составе мафических минералов возрастает роль биотита.

Гранитоиды по содержанию кварца разделяются на гранодиориты и граниты. Содержание анортита в плагиоклазах гранодиоритов составляет 20–30, а в гранитах – 10–15 %.

По количественным соотношениям калиевого полевого шпата и плагиоклаза существуют разновидности гранитоидов с пониженным количеством калиевого полевого шпата (< 5 %) – плагиогранитоиды (в том числе и плагиограниты) и с повышенным (калиевые) (табл. 13). Примером последних являются аляскиты (плагиоклаза < 10 %). В наиболее распространенных гранитах нормальной щелочности калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом. Рассмотрим важнейшие типы гранитоидов нормального ряда.

Таблица 13

Классификация гранитоидов

Содержание калишпата, % от суммы полевых шпатов	Главные представители
0–10	Тоналиты, плагиограниты
10–35	Гранодиориты
35–65	Граниты (нормального ряда)
Более 65	Щелочные граниты, аляскиты

Граниты – зернистые, наиболее богатые кварцем магматические породы. Внешне они окрашены в светлые сероватые, розоватые, буроватые тона, крупно-, средне- или мелкозернистой, нередко порфирированной структуры. Измененные граниты приобретают розоватую окраску, так как калиевый полевой шпат окрашивается при изменении в розовый цвет тонкодисперсными окислами железа. Иногда измененные граниты становятся зеленоватыми и буроватыми благодаря развитию в них эпидота и гидроокислов железа. Граниты нормального ряда состоят из калиевого полевого шпата

(35–40), кварца (25–45), плагиоклаза (20–25) и биотита (5–10 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, ортитом, монацитом, рутилом и др.

Граниты подразделяются на разновидности в зависимости от состава темноцветных минералов. Наиболее распространены биотитовые граниты. Реже встречаются мусковитовые граниты. Если же присутствуют как мусковит, так и биотит, то они называются двуслюдяными гранитами. Наконец, известны роговообманковые и биотит-роговообманковые граниты (см. рис. 11).

Рапакиви – разновидность биотит-роговообманковых гранитов, отличающихся своеобразной овоидной структурой. В них присутствуют овоиды – порфириовидные выделения размером в несколько сантиметров, которые состоят из розового калишпата, окруженного каймой зеленоватого олигоклаза.

Чарнокиты – гиперстеновые граниты, часто встречаемые среди гранитов докембрийского возраста. Это зернистые голубовато-зеленые породы. Их генезис до сих пор спорный. Возможно, что тела чарнокитов с секущим залеганием являются магматическими.

Гранодиориты отличаются от гранитов тем, что плагиоклаз представлен не олигоклазом, а андезином, который всегда преобладает над калишпатом, а количество кварца здесь около 20 %. Характерным темноцветным минералом в гранодиоритах является наряду с биотитом роговая обманка. Цветное число составляет около 15 %, достигая в меланократовых разностях 25 %. Гранодиориты обладают наиболее резко выраженной гипидиоморфнозернистой структурой благодаря хорошо выраженному идиоморфизму плагиоклаза, который обычно представлен таблитчатыми кристаллами, часто с зональным строением. Здесь сказывается общая закономерность кислых интрузивных пород: чем выше основность плагиоклаза, тем выше его идиоморфизм по отношению к кварцу и калиевому полевому шпату.

Тоналиты отличаются от гранодиоритов тем, что калиевый полевой шпат в них либо отсутствует, либо является второстепенным минералом. Главные минералы тоналитов – андезин, темноцветный минерал (чаще роговая обманка, реже биотит) и кварц (25–30 % объема пород). Бедные кварцем тоналиты с содержанием его менее 15 % называются уже кварцевыми диоритами. Таким образом, через гранодиориты и тоналиты проходит непрерывная серия переходных пород от гранитов к диоритам.

Плагиограниты (трондьемиты²¹) по содержанию кварца вполне отвечают нормальным гранитам, но в отличие от последних в них калишпат не входит в число главных минералов; состав плагиогранитов – это прежде всего кислый плагиоклаз, кварц, темноцветный минерал (обычно роговая обманка).

Аляскиты отличаются от нормальных гранитов более высоким содержанием калишпата, не менее чем вдвое превышающим содержание плагиоклаза. Последний здесь кислее и представлен альбитом-олигоклазом, иногда альбитом. Больше в этих породах и кварца, содержание которого составляет 35–40 % объема пород. В аляскитах практически отсутствуют темноцветные минералы, а если и встречается биотит, содержание его всегда ниже 5 %. Все эти особенности характеризуют аляскиты как ультракислые породы. Структура аляскитов аллотриоморфнозернистая.

Щелочные граниты отличаются от гранитов нормального ряда тем, что они перенасыщены щелочами, в основном натрием. Поэтому плагиоклаз в них представлен альбитом первых номеров. Калиево-натриевый полевой шпат благодаря высокому содержанию альбитовой примеси представлен микроклин-пертитом с повышенным количеством пертитовых вростков альбита. Кварц, как обычно в граните, составляет около 25–30 %. Темноцветные минералы представлены щелочными пироксенами либо амфиболами: эгирином, эгирин-авгитом, арфведсонитом, рибекитом; часто присутствует

²¹ В зарубежной литературе чаще употребляется синоним плагиогранита «трондьемит». Название произошло от места близ г. Тронхейм (Норвегия).

железистая слюда – лепидомелан. Структура пород сходна с аляскитами. Особенностью является весьма интенсивное развитие пертитов в калиевых полевых шпатах. Щелочные граниты также подразделяются по составу цветных минералов на разновидности.

Текстура и структура

Текстура гранитоидов в одних случаях вполне однородная, массивная, в других – неоднородная, такситовая (пятнистая) или полосчатая. Неоднородные текстуры встречаются преимущественно в более основных разновидностях гранитоидов – тоналитах, гранодиоритах, где цветные минералы распределяются часто неравномерно, образуя скопления в виде пятен или неправильных полос – шлиры. Шлиры образуются в результате захвата и переработки гранитоидной магмой фрагментов (ксенолитов) вмещающих пород. Распространены в гранитоидах также директивные текстуры, в которых таблички полевых шпатов ориентированы субпараллельно.

Макроструктура гранитоидов чаще всего среднезернистая с размером выделений 1–2 мм, реже крупнозернистая (до 5–6 мм). Мелкозернистые породы встречаются близ контактов интрузивных тел и в их маломощных ответвлениях – апофизах. Широко распространена порфиоровидная структура. В таких случаях порода содержит обычно порфиоровидные выделения калиевого полевого шпата в таблитчатых кристаллах размером до нескольких сантиметров, которые заключены в промежуточной среднезернистой, а иногда даже и крупнозернистой массе гранитного состава.

Микроструктура гранитоидов чаще всего гипидиоморфнозернистая, иначе называемая гранитовой. В наиболее типичном случае плагиоклаз идиоморфен по отношению к калиевому полевоому шпату и кварцу; он образует кристаллы таблитчатых очертаний, промежутки между которыми заполнены ксеноморфными выделениями двух других минералов. Темноцветные минералы (часто идиоморфных очертаний) в гранитоидах обычно образуют скопления вдоль интерстиций (промежутков) между калиевыми минералами.

Морфология тел гранитоидного состава и геологические особенности их залегания

Гранитоиды – самая распространенная на земном шаре интрузивная порода, ими сложены крупнейшие из известных интрузивных тел. Гранитоидные массивы наблюдаются повсеместно в тектонически подвижных поясах земной коры (геосинклиналях), испытавших складчатость, сопровождающуюся внедрением гранитоидных интрузий. Поэтому в складчатых сооружениях различного возраста гранитоидные массивы располагаются преимущественно вдоль разломов и осевых зон. Таковы кислые интрузии, вытянутые вдоль герцинских складчатых зон Урала, Центрального Казахстана, Рудного Алтая, крупные тела гранитоидов в осевой части альпийского антиклинория Большого Кавказа и многие другие. Взаимоотношения гранитоидных плутонов со складчатыми структурами вмещающих осадочных и метаморфических пород могут быть различными. В одних случаях массивы резко не согласны по отношению к этим структурам и прорывают их (дискордантные интрузии), в других – гранитоиды образуют согласные тела (конкордантные интрузивы).

Рапакиви распространены в платформенных областях. Они формировались в условиях малых глубин (до 3–5 км). Наиболее крупные массивы рапакиви имеют поздне- и среднепротерозойский возраст (около 1600 млн лет). Массивы обнажены на Украине (Коростеньский массив), Балтийском щите (Выборгский, Салминский и др.), на Урале (Бердяушский), известны в Швеции, Польше и других местах.

Многие гранитоидные интрузивы образовались путем многократного внедрения магмы (несколько фаз). Многофазность интрузивного процесса нашла отражение в

широко применяемом термине «интрузивный комплекс». Изучение интрузивных комплексов гранитоидов показало, что в их формировании различаются две главные фазы: собственно интрузивная (внедрение крупных массивов) и жильная (внедрение жил и даек).

При изучении интрузивных комплексов гранитоидов часто пользуются понятием «фация интрузивных пород». Под этим понимается совокупность интрузивных пород, образовавшихся при одинаковых условиях (глубина застывания, положение в массиве) и обладающих петрографической спецификой, которая отражает эти условия.

В. С. Коптев-Дворников предложил выделять в пределах гранитоидных массивов интрузивной фазы две фации: главную интрузивную и эндоконтактовую. К эндоконтактовой фации принадлежат краевые части массивов, где в породах вследствие их приконтактового положения наблюдаются либо более мелкозернистые структуры, либо повышенное количество ксенолитов вмещающих пород, либо более меланократовый характер гранитоидов благодаря ассимиляции (растворению) магмой вещества этих пород. Ассимиляция представляет собой растворение магматическим расплавом обломков вмещающих пород, захваченных им при внедрении, или же материала стенок камеры, в которую произошло внедрение.

В гранитных массивах благодаря ассимиляции нередко присутствует эндоконтактовая зона, сложенная более основными породами: гранодиоритами, кварцевыми диоритами и даже иногда габбро. Породы, образующиеся в результате ассимиляции, имеют, таким образом, двойственный источник вещества и называются гибридными, а описанный процесс их формирования называется гибридизмом.

Полезные ископаемые

Широко известно, что гранитоиды с древних времен применяются как строительный декоративный материал. Например, гранит рапакиви широко использован для облицовки набережных и многих сооружений в Санкт-Петербурге.

С гранитоидами генетически связаны многие типы рудных и нерудных полезных ископаемых. Однако полезные ископаемые, связанные с гранитоидами, не являются производными кислых расплавов, как это имеет место в ультраосновных и основных магмах, а связаны с более сложными гидротермальными метасоматическими процессами. Месторождения, связанные с гранитоидами, обычно локализируются на контактах интрузий с вмещающими породами, в зонах разломов и трещиноватости и связаны с воздействием более поздних гидротермальных растворов различного происхождения.

В грейзенах в ассоциации с аляскитовыми и лейкократовыми гранитами наблюдаются месторождения олова, вольфрама и молибдена. В скарновых месторождениях содержится молибденит и шеелит. С нормальными гранитами и гранодиоритами ассоциируют месторождения свинца, цинка, меди, золота и других металлов.

ЛЕКЦИЯ 11

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КИСЛОГО СОСТАВА

Выделение разновидностей кислых вулканических пород производится по химизму. Минеральный состав пород имеет вспомогательное значение, так как в кислых вулканических породах количество вулканического стекла обычно велико, встречаются и породы, сложенные исключительно вулканическим стеклом. Основное подразделение пород производится по содержанию SiO_2 (см. табл. 12). Выделяются риолиты – аналоги

гранитов, в которых среднее содержание $\text{SiO}_2 > 73$ мас. %, дациты – аналоги гранодиоритов (SiO_2 66 мас. %), а также промежуточные, субщелочные и щелочные разновидности (риодациты, плагиориолиты, трахидациты, трахириолиты, онгониты, пантеллериты, комендиты и др.).

По современным представлениям, большая часть кислых вулканитов образуется из расплава кислого состава корового происхождения, лишь очень незначительный процент кислых вулканических пород является, по-видимому, дифференциатом магмы основного состава.

Благодаря высокому содержанию SiO_2 в породах кислого состава долгое время существовало представление о крайней вязкости расплавов, из которых они формируются. Однако в последнее время появились гипотезы, доказывающие, что значительная часть вулканических пород образовалась из весьма подвижной магмы. Отличия двух типов кислых магм проявляются не только в их физических свойствах, но и сказываются на петрографическом облике сформированных из них пород. Почти идентичные по химическому составу вулканиты могут значительно отличаться по петрографическим признакам, что связано, как теперь предполагают, с составом летучих компонентов магм и режимом их отделения от расплавов. Как установлено работами Д. С. Коржинского, С. Е. Тилли и О. Ф. Таттла, А. А. Маракушева и других исследователей, среди флюидов, входящих в состав магм, могут быть выделены две группы: первые, так называемые магмофильные, значительно понижающие температуры кристаллизации расплава, тесно связанные с ним, неохотно от него отделяющиеся, и вторая группа магмофобных флюидов, стремящаяся при понижении давления покинуть расплав. К первой группе, по экспериментальным работам, можно отнести такие летучие компоненты, как P_2O_5 , HF, Li_2O , B_2O_3 , ко вторым – CO_2 , NH_3 , SO_3 . Вода занимает между ними промежуточное положение. Предполагают, что повышенные содержания среди летучих компонентов магмофобных флюидов приводят к быстрому их отделению при приближении магмы к поверхности, часто сопровождающемуся взрывом; магма, потерявшая значительную часть летучих, становится весьма вязкой. Магмофильные флюиды, удерживающиеся в расплаве значительное время, способствуют подвижности магмы, а также повышают ее способность к ликвации (магматическому разделению вещества).

Вулканиты кислого состава, сформированные из вязкой магмы

Среди них выделяют как свежие неизменные породы – риолиты, дациты и др., так и измененные – метариолиты (устаревшие термины – риолитовые порфиры, дацитовые порфириты и др.). Измененные вулканические породы кислого состава распространены гораздо шире, чем неизменные, что связано как с редкостью среди современных извержений кислых вулканических пород, так и с большой неустойчивостью кислых стекол (см. рис. 14, б).

Неизменные вулканические породы кислого состава отличаются черным, бурым, темно-серым цветом и раковистым изломом. Наряду с наиболее обычными полустекловатыми породами встречаются и стекловатые разновидности, которые, хотя и имеют подчиненное значение, распространены среди кислых пород значительно шире, чем среди пород любого другого состава. Стекловатые вулканические породы кислого состава принято делить на обсидианы, перлиты и пехштейны. **Обсидианы** содержат не более 1 мас. % воды; **перлиты** – 2,5–6 мас. %, часто они обладают так называемой перлитовой (скорлуповатой) отдельностью, из-за чего формируются шарообразные выделения – перлы (см. рис. 6). **Пехштейны**, или смоляные камни, отличаются повышенным содержанием воды, достигающим в некоторых случаях 10 мас. %. Вулканические стекла могут быть массивными, брекчиевидными и полосчатыми.

Афировые риолиты с трудом отличаются невооруженным глазом от вулканических стекол. Во вкрапленниках порфировых риолитов кроме кварца могут присутствовать плагиоклаз (от олигоклаза до лабрадора), санидин, биотит, роговая обманка, реже пироксены. Кварц риолитов представлен высокотемпературной разновидностью дипирамидального габитуса. Количество вкрапленников невелико (не более 5–15 % всей массы породы). Величина вкрапленников колеблется в пределах 0,2–1 мм, реже 4–5 мм. При макроскопическом определении риолитов их отличительной особенностью является наличие во вкрапленниках кварца. Стекловатые разновидности риолитов часто обладают раковистым изломом и эмалевидным, иногда фарфоровидным блеском. Основная масса риолитов из-за большой вязкости часто представлена исключительно кислым бесцветным вулканическим стеклом или же характеризуется тонкой раскристаллизацией и тогда состоит из мельчайших зерен кислого плагиоклаза, санидина и кварца. Как правило, микролиты в основной массе риолитов отсутствуют.

В дацитах во вкрапленниках преобладает плагиоклаз; кварц встречается реже, чем в риолитах, а санидин отсутствует; чаще, чем в риолитах, встречаются вкрапленники темноцветных минералов.

Трахириолиты обладают порфировой структурой. От риолитов отличаются отсутствием порфировых выделений кварца и обязательным наличием крупных фенокристаллов калиевого полевого шпата, преобладающих среди вкрапленников. Порфировые выделения плагиоклаза и биотита редки.

Комендиты обладают светло-голубоватыми и желтоватыми окрасками, обладают порфировым строением. Пантеллериты имеют более темную зеленую или серую окраску. Макроскопически эти породы не определяются. Только при изучении под микроскопом среди вкрапленников устанавливаются щелочные амфиболы, кварц, пироксены, санидин, фаялит.

Измененные вулканы кислого состава

Свежие вулканические породы кислого состава встречаются достаточно редко и только в областях молодого вулканизма. Значительно большим распространением пользуются измененные разновидности – метариолиты (устаревшие термины – липаритовые порфиры, фельзиты, кварцевые альбитофиры, кварцевые кератофиры). В отличие от свежих вулканических пород, имеющих темные окраски, измененные кислые вулканы всегда окрашены в светлые тона – светло-зеленые, желтовато-зеленоватые, светло-серые, если породы подверглись зеленокаменному перерождению, и светло-розовые разных оттенков при краснокаменном перерождении. Они уже не обладают типичным для свежих полустекловатых пород стеклянным блеском и раковистым изломом. Вкрапленники кварца в этих породах остаются прозрачными, а полевые шпаты утрачивают блеск на плоскостях спайности; плагиоклазы мутнеют и становятся непрозрачными (они окрашиваются в светло-серые тона); калиевые полевые шпаты приобретают розоватые и красно-бурые окраски. В измененных породах никогда не сохраняется санидин, он преобразуется в ортоклаз, реже микроклин. Темноцветные минералы хлоритизируются. Стекло в метариолитах не сохраняется, а преобразуется в очень тонкий кварц-полевошпатовый агрегат.

Геологические условия нахождения, распространения и формы залегания вулканических пород кислого состава

Риолиты и метариолиты образуют небольшие потоки и покровы, а также купола и лакколиты. Иногда риолиты выполняют кальдеры или образуют лавовые озера. Появление риолитовой лавы связано с вулканами центрального типа; среди лав современных извержений риолиты чрезвычайно редки. Среди измененных риолитов не

всегда можно отличить лавы от пирокластических образований. При образовании кислых лав большое количество газов, растворенных в богатых кремнеземом магмах, вызывает катастрофический характер извержений и сопровождается обильным образованием пепла и пирокластических продуктов. Часто объем пирокластического материала превышает объем лав. При извержении некоторых вулканов раскаленные обломки и частицы выносятся вместе с газом и образуют «пирокластические потоки», как это было при извержении Катамаи в 1912 г. Образуются пласты пирокластических пород.

Лавовые потоки распространены сравнительно незначительно. В связи с малой подвижностью лав они отличаются небольшой протяженностью (первые километры) и большой мощностью (до 100–150 м). Слагаемые ими площади невелики – первые десятки квадратных километров. Лавовые потоки имеют достаточно однородное строение, однако иногда они обладают зональностью; пузыристые породы, нередко представленные перлитами, слагают верхние части потоков, затем следует обсидиан, в центральных частях обнаруживаются риолиты, переходящие в основании потока снова в обсидианы.

Экструзии среди вулканитов этого типа встречаются часто. Они обладают формой куполов, усеченных пирамид, игл. Размеры экструзий различны. Обычно они имеют высоту 50–300 м, в основании постройки в поперечнике достигают 0,5–2,5 км. Иногда от них отделяются потоки. Например, купол Кечелдаг осложняется потоками лав протяженностью 0,5–1,0 км. Кислые вулканические породы участвуют в строении разрезов разных этапов развития земной коры. Исключение составляют лишь платформы и океаны, где они либо не встречаются, либо очень редки. Встречаются в геосинклинально-складчатых поясах от начальных этапов развития геосинклиналей, например, зеленокаменно-измененные кислые вулканиты девонского возраста Урала и Алтая. Значительно большие объемы кислых вулканитов наблюдаются среди отложений орогенных этапов развития складчатых областей. Например, среди девонских пород Центрального Казахстана значительную роль играют краснокаменно-измененные лавы и туфы, образованные в континентальных условиях.

Вулканиты кислого состава, сформированные из подвижной магмы

Породы этой группы распространены значительно шире, чем кислые породы вязких магм. В некоторых регионах объемы их очень велики и достигают сотен кубических километров.

Генезис этих образований до сих пор является во многом дискуссионным. Большое сходство по внешнему виду пород с туфами заставляло исследователей долгое время склоняться к их пирокластическому происхождению. В пользу этого предположения свидетельствовали большие поля, сложенные достаточно однородными породами. Считалось, что лавы кислого состава вязкие и неспособны растекаться на большие расстояния. Однако в настоящее время целый ряд новых данных привел к пересмотру этих представлений (Маракушев, 1991). Наиболее распространенным названием этих образований является *игнимбрит*, которое предложил П. Маршалл в 1935 г., считая эти породы спекшимися туфами. Иногда их называют еще туфолавами.

Свежие игнимбриты часто обладают черным, иногда красно-бурым или темно-серым цветом. Измененные породы отличаются розовой, редко светло-серой окраской. Характерная особенность игнимбритов – наличие в них лепешек стекла размером 2–4 см (фьямме) с растрепанными краями, залегающими согласно флюидалности (определяются только под микроскопом).

Для этой группы пород характерно наличие значительного количества оскольчатых вкрапленников (в риолитах 35–40, а в дацитах до 50 %). Вкрапленники кварца,

плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, магнетита. Считается, что оскольчатая форма вкрапленников связана с их растаскиванием, а не распылением в воздухе.

Для игнимбритов характерны флюидальные и пепловидные текстуры, постепенно переходящие друг в друга.

Строение игнимбритовых потоков

Объемы игнимбритов чрезвычайно велики. В качестве примера можно привести объемы игнимбритовых покровов севера о. Суматра, которые достигают 1500–2000 км³. Покровы игнимбритов обладают не только большими объемами, но и слагают зачастую громадные площади. При объеме 400 км³ на Центральном Кавказе площадь, занятая игнимбритами, определяется в 2000 км². Мощность потоков достигает сотен метров.

Внутреннее строение потоков обычно неоднородно, но выявляются некоторые закономерности: в основании его залегают породы пепловидного строения (вплоть до рыхлых пород), которые вверх по разрезу сменяются породами с флюидальной текстурой, а затем вновь появляются более рыхлые разновидности с пепловидной основной массой. Сторонники теории формирования игнимбритов из пирокластического материала объясняют такие особенности строения спеканием пирокластических частичек; сторонники лавового происхождения – различным соотношением и режимом отделений магмофобных и магмофильных флюидов в разных порциях расплава. Наряду с покровами установлены и субвулканические тела (силлы большой протяженности, дайки), сопровождающиеся апофизами (ответвлениями), что свидетельствует о большой подвижности магм.

Игнимбриты широко распространены на Дальнем Востоке, где они участвуют в строении Чукотско-Охотского вулканического пояса и имеют меловой возраст. Игнимбриты девонского и каменноугольного возраста встречаются в Центральном Казахстане и Средней Азии. Известны они в Америке, Новой Зеландии и других регионах.

Полезные ископаемые

Туфы риолитового состава, обсидианы и пемзы используются в силикатной и строительной промышленности. Они употребляются как гидравлические добавки к цементу. Пемзы являются также прекрасным абразивным материалом.

Кислые лавы и их пирокластические образования риолитовой формации в ряде регионов подвергаются процессу окварцевания и превращаются во вторичные кварциты, с которыми связаны месторождения алунита, андалузита, пирофиллита, диаспора и корунда, а также месторождения золота, серебра, меди и полиметаллов.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ КИСЛОГО СОСТАВА

Диасхистовые горные породы кислого состава представлены лейкократовыми разностями – гранитными аплитами и пегматитами. Меланократовые асхистовые разности, сопровождающие гранитоидные интрузивы, не содержат кварца, поэтому рассматриваются как породы группы диорита – андезита или сиенита – трахита.

А п л и т ы – тонкозернистые, сахаровидные породы, состоящие из кварца и полевых шпатов. В аплитах, сопровождающих граниты, в ничтожном количестве встречается биотит, а в щелочных аплитах – щелочной пироксен и амфибол. Обычные акцессорные минералы – апатит, магнетит, циркон. Часто в виде примеси находится мусковит, изредка гранат и турмалин. В некоторых аплитах присутствуют ортит, ксенотим, топаз и другие редкие минералы, более свойственные пегматитам. Структура аплитов паналлотриоморфнозернистая – аплитовая и гранулитовая. Они всегда являются более

мелкозернистыми породами, чем граниты, в которых они залегают в виде жил и даек (рис. 18).

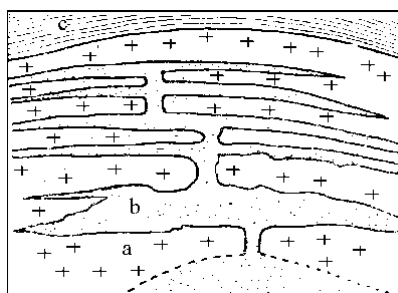


Рис. 18. Схема пластовых форм аплитовых жил в гранитах: а – граниты; б – аплиты; с – вмещающие породы (по Е. А. Кузнецову, 1970).

Пегматиты отличаются крупно- и гигантозернистой структурой. Очень типично для них присутствие графических прорастаний калиевого полевого шпата кварцем, а также развитие миароловых пустот с крупными кристаллами. В соответствии с составом различают пегматиты простого и сложного типов.

Простые пегматиты состоят из кварца, полевого шпата, слюды (немного) и небольшого количества аксессуарных минералов. Таким образом, по минеральному составу такие пегматиты имеют сходство с аплитами. Они образуют протяженные пегматитовые поля внутри гранитных батолитов, в контактовых зонах или на некотором удалении от гранитов.

Сложные пегматиты содержат кроме кварца, полевого шпата и слюды, много разнообразных минералов, таких, как апатит, берилл, касситерит, ксенотим, монацит, танталит, колумбит, лепидолит, уранинит, циркон и др. Эти минералы отчасти являются аксессуарными, кристаллизовавшимися из расплава, а отчасти вторичными, пневматолитовыми образованиями. Тела сложных пегматитов имеют зональное строение. Краевые части менее крупнозернистые, чем центральные. Редкие минералы встречаются преимущественно в центральных частях тел. Пегматиты залегают в виде даек, жил, линзовидных тел, шпиров. Они приурочены к гранитным массивам как в геосинклинально-складчатых областях (Урал, Казахстан), так и к платформенным массивам, например, Коростенский массив (Украина), массивы Балтийского щита, Забайкалья и других областей. С пегматитами связаны месторождения редких металлов, драгоценных камней (Урал, Украина), флюорита (Казахстан), слюды (Витимское нагорье, Урал, Казахстан).

Образование диасхистовых кислых горных пород

Образование аплитов и пегматитов происходит в результате кристаллизации остаточной магмы, получившейся после затвердевания большей ее части в виде гранитов. Такая остаточная магма должна быть богата летучими компонентами. Но она может их лишиться, если попадает в условия повышенной трещиноватости (например, застывший массив разбит многочисленными трещинами). В этом случае летучие компоненты уходят из магмы, что вызывает резкое понижение растворимости кварца и полевого шпата. Вследствие этого возникает масса центров кристаллизации и образуется аплит с мелкозернистой структурой. Если летучие компоненты останутся в магме в течение продолжительного времени, кристаллизация ее будет протекать медленно, и в результате может получиться пегматит с крупнозернистой структурой.

Гипотезы образования пегматитов

Среди множества гипотез, объясняющих образование пегматитов, существуют три основные группы.

1. А. Н. Заварицкий (1955) предположил, что сложные пегматиты образуются за счет преобразования простых пегматитов, аплитов или гранитов при дальнейших пневматолитовых и гидротермальных процессах замещения. Газовые и гидротермальные растворы возникают в последние стадии застывания магмы. Из газовых и гидротермальных растворов кристаллизуются различные акцессорные минералы, которыми так богаты сложные пегматиты.

2. Предполагается, что сложные пегматиты возникают из остаточной магмы в закрытых системах в результате последовательной кристаллизации минералов из фракций все более и более обогащенных летучими компонентами. Такое представление о происхождении пегматитов разделяют многие исследователи, в том числе и А. Е. Ферсман.

3. Образование простых пегматитовых комплексов, удаленных от гранитных интрузий, связывается с частичным плавлением (анатексисом) вмещающих пород, в результате которого формируется содержащая воду эвтектическая магма кварц-полевошпатового состава. При затвердевании она дает пегматит.

ЛЕКЦИЯ 12

ПОНЯТИЕ О МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ

Существенную часть петрологии составляют гипотезы, которые могут значительно меняться в связи с развитием не только геологических, но и других родственных дисциплин. В геологии активно развивается направление, главная задача которого – установление закономерностей развития магматизма в крупных структурных элементах земной коры. Для решения этой задачи необходимо выяснение приуроченности разных типов горных пород и их естественных ассоциаций к определенным геологическим условиям. В настоящее время уже многое сделано для установления последовательности развития магматизма в процессе развития подвижных поясов и платформ и приуроченности отдельных магматических образований к определенным зонам, этапам или стадиям формирования этих структур, но еще многие вопросы требуют разрешения. Основная закономерность развития магматических процессов, а именно повторяемость процессов определила потребность выделения групп родственных пород, занимающих определенное место в процессе формирования складчатой зоны. В связи с этими проблемами в геологии было введено понятие «формация».

Формация – это совокупность естественных сообществ горных пород (плутонических, вулканических, метаморфических, осадочных), характеризующихся близкими петрографическими и металлогеническими чертами, сходным положением в крупных структурах земной коры и возникающих на определенных стадиях последних. Формации устанавливаются эмпирически на основании «постоянной повторяемости в самые различные геологические периоды одних и тех же или близких ассоциаций горных пород, закономерно связанных с одними же или близкими условиями нахождения» (Ю. А. Кузнецов, 1964), иначе говоря, «формация – это комплекс горных пород, парагенетически связанных между собой, возникающих в определенной структурно-фациальной зоне» (Н. С. Шатский).

Наиболее крупными магматическими формациями геосинклинальных зон являются: 1) спилит-кератофировая, гипербазитовая и габбро-пироксенит-дунитовая, отвечающие стадии заложения геосинклинальных прогибов, и 2) базальт-андезит-риолитовая и

гранитоидная, характеризующие второй этап развития геосинклиналей – стадию их замыкания (Магматические горные..., 1987).

Изучение магматических формаций имеет огромное практическое значение для выяснения размещения месторождений полезных ископаемых.

ГИПОТЕЗЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОРОД УЛЬТРАОСНОВНОГО И ОСНОВНОГО СОСТАВА

Современные взгляды на генезис ультраосновных и основных пород исходят из следующих трех точек зрения.

1. Первичной магмой является базальтовая, и все разнообразие пород возникает в результате ее дифференциации, кристаллизационной и магматической. Дифференциация магмы – это совокупность всех физических и химических процессов, в результате которых происходит расщепление материнской, первичной, магмы на вторичные.

2. Кроме базальтовой существует самостоятельная перидотитовая магма, которая поступает из более глубоких частей земной коры; возникновение ее связано с заложением глубинных разломов в симатической оболочке.

3. Ультраосновные породы имеют не магматическое происхождение (путем протрузии).

Кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы

Наиболее ранней теорией была хорошо обоснованная экспериментальными данными теория кристаллизационной дифференциации американского исследователя Н. Л. Боуэна (1928). Согласно этой теории первичной магмой является магма базальтового состава, а все многообразие магматических пород (в том числе и гранитоидов) объясняется кристаллизационной дифференциацией. Боуэн показал, что между выпавшими кристаллами и жидкостью существуют реакционные взаимоотношения. Он выделил ряд непрерывных реакций в твердых растворах плагиоклазов и ряд прерывающейся реакционной серии. Второй ряд управляет процессом кристаллизации цветных силикатов. Между этими рядами Н. Л. Боуэн допускал наличие эвтектических соотношений. Реакционные ряды Н. Л. Боуэна по горизонтали формируют все главные типы магматических горных пород. Существование реакционных серий позволило прийти к заключению о строго определенном порядке кристаллизации всех минералов. В случае реакционной пары и непрерывного реакционного ряда всегда раньше выделяется более высокий член ряда (см. рис. 1). Минералы, находящиеся в различных горизонтальных рядах, не встречаются совместно. Минералы нижней части ряда не могут растворять минералы верхней его части. Эта теория была широко признана в 30–40-х гг. XX века.

Однако еще в момент ее возникновения Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и В. Н. Лодочников выступили против универсальности этого принципа в петрогенезисе. Основным аргумент их заключался в том, что естественные соотношения горных пород основного и кислого состава не отвечают реакционному принципу – в земной коре гранитоиды резко преобладают над габброидами, тогда как при процессах дифференциации базальтовой магмы должно было быть наоборот. При дифференциации последней должно было получиться только от 30 до 10 % гранитной магмы. Вторым аргументом явилось то, что Н. Л. Боуэн, считая, что минералы нижней части ряда не могут растворять минералы верхней его части, по сути, отрицает факт растворения гранитной магмой основных пород, тогда как примеры этого широко известны в природе. Все сомнения, высказанные учеными, позволили правильно установить порядок выделения акцессорных минералов, которые из-за содержания редких и летучих компонентов обладают большой кристаллизационной силой и кристаллизуются на

заключительных этапах, обладая тем не менее идиоморфизмом. Кроме того, правило реакционных соотношений минералов применимо только для пород нормальной щелочности, тогда как для щелочных пород действуют свои закономерности кристаллизации.

Магматическая дифференциация происходит в расплаве еще до того, как он начал кристаллизоваться. Возможными факторами магматической дифференциации являются следующие:

- 1) ликвация;
- 2) миграция вещества по принципу Соре;
- 3) газовый перенос.

Ликвация – это процесс расщепления одного расплава на два при понижении температуры. В результате ликвации магмы перестают обладать свойствами идеальных растворов, из-за чего в них развивается жидкостная несмесимость. Ликвация экспериментальным путем была доказана для силикатных и сульфидных расплавов (при определенных условиях расплав распадается на силикатную и сульфидную составляющие, которые не могут смешиваться). Впервые этот принцип для объяснения происхождения магматических пород применил Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Он установил, что толчком к ликвации могут служить два процесса: 1) захват расплавом чужеродных пород, т. е. ассимиляцию, которая приводит к изменению состава магм; 2) удаление из расплава летучих компонентов, т. е. дистилляцию и опять же изменение состава и соотношения летучих компонентов.

В настоящее время ликвационный принцип считается наиболее вероятным и применяется для объяснения механизма образования (Маракушев, 1991):

- а) месторождений хрома, платины, сульфидов никеля и меди в ультраосновных и основных породах;
- б) происхождения расслоенности массивов основного – ультраосновного состава (например, Бушвельдский);
- в) происхождения игнимбритов.

Дифференциация вещества по принципу Соре была названа так по имени ученого, заметившего, что вблизи стенок охлаждающегося сосуда накапливаются более высокотемпературные минералы (обычно темноцветные), которые кристаллизуются в первую очередь. В природных условиях этот принцип соблюдается при кристаллизации гранитоидных интрузий, в эндоконтактах которых бывает накопление цветных силикатов – роговой обманки и/или биотита.

Газовый перенос. Многие ученые предполагают, что летучие компоненты, среди которых H_2O и CO_2 играют ведущую роль, накапливаются в верхней части магматической камеры и увлекают за собой молекулы легкоподвижных щелочных металлов Na и K и некоторых редких компонентов. Этот процесс также подтвержден экспериментальными данными. Принцип газового переноса применяется при объяснении происхождения щелочных пород.

Самостоятельная перидотитовая магма и протрузии

Гипотезу о существовании самостоятельной перидотитовой магмы поддерживают некоторые ученые, в том числе и Ю. А. Кузнецов. Считается, что подтверждением существования такой магмы являются следующие факты: 1) внедрение гипербазитов²² вдоль структурно ослабленных зон (разломов глубинного заложения); 2) холодные контакты (нет термального воздействия на вмещающие породы); 3) серпентинизация гипербазитов на конечных стадиях их образования.

²² Гипербазиты, ультрабазиты, ультраосновные породы – это синонимы, используемые в отечественной литературе. В зарубежной литературе используют термин ультрамафиты, либо породы, недосыщенные (SiO_2).

Все эти факты свидетельствуют о том, что температура интрузий гипербазитов была относительно низкой (не > 500 °С). Опыты О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна показали, что смесь оливина, энстатита²³ и паров воды (в межзерновых промежутках), т. е. система $MgO - SiO_2 - H_2O$, образуется (т. е. происходит кристаллизация этих минералов) только при температуре не менее 1000 °С. Далее происходит охлаждение без изменений до 400 °С, а затем серпентин и брусит²⁴ замещают оливин и энстатит. При замещении оливина и энстатита серпентином и бруситом объем пород увеличивается, т. к. у них разный объем кристаллических решеток (у оливина и энстатита более компактные). Это и является движущей силой, «выдавливающей» гипербазитовые интрузии в верхние горизонты земной коры. Дополнительное количество H_2O , необходимое для образования брусита и серпентина, ультраосновные расплавы берут из вмещающих пород. Движение ультраосновных масс можно сопоставить с соляным диапиризмом. Следует сказать, что не все ученые разделяют данную точку зрения, но многие считают реальным зарождение перидотитовой магмы в симатической оболочке Земли и поступление ее по глубинным разломам на ранних стадиях развития геосинклинальных зон.

В настоящее время некоторые исследователи считают, что альпинотипные гипербазиты офиолитовых поясов имеют неинтрузивное происхождение. Это так называемые протрузии, т. е. блоки мантийного вещества, тектонически перемещенные в верхние горизонты земной коры.

ГИПОТЕЗЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОРОД КИСЛОГО СОСТАВА

Все многочисленные гипотезы генезиса гранитоидов могут быть объединены в три группы, отражающие следующие исходные точки зрения.

1. Магматическое происхождение гранитов. Они образовались:
 - из ювенильной гранитной магмы (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, П. Ниггли);
 - из гранитной магмы, возникшей в результате дифференциации базальтовой магмы (Н. Л. Боуэн).
2. Палингенное происхождение гранитов (Ю. А. Кузнецов, В. С. Коптев-Дворников, Т. Барт и др.).
3. Метасоматическое происхождение гранитов – учение трансформизма (Н. Г. Судовиков, Г. Рид, Г. Баклунд, Д. Рейнольдс, Е. Рубо, Г. М. Саранчина и др.).

Магматическое происхождение гранитов

Основоположником данной гипотезы о ювенильной гранитной магме является Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, который признавал наличие первичной гранитной магмы и рассматривал все многообразие гранитоидов как результат ликвационного процесса. Большую роль он отводил при этом явлениям ассимиляции.

Некоторые положения, высказанные Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, до сих пор имеют актуальное значение. В частности, на поставленный им вопрос, как можно объяснить образование метаморфических пород за счет осадочных пород, если отрицать ювенильную гранитную магму, до сих пор нет удовлетворительного ответа. Ведь большинство осадочных пород произошло за счет разрушения магматических пород кислого состава, следовательно, граниты должны были существовать ранее, чем образовались первые осадки земной коры.

Но все же некоторые данные: появление гранитоидной магмы на конечных стадиях развития геосинклинальных зон, когда мощность сиалической оболочки земной коры достигает максимальной величины, и отсутствие гранитоидных массивов среди

²³ Оливин – $Mg_2 SiO_4$; энстатит – $Mg_2 Si_2O_6$.

²⁴ Серпентин – $Mg_3 Si_2O_5(OH)_4$; брусит – $Mg(OH)_2$.

докембрийских образований – скорее свидетельствуют о том, что ювенильная гранитная магма не существует.

Палингенная гранитная магма

Большинство исследователей на современном этапе развития науки считают, что гранитная магма имеет вторичное происхождение.

Из них одна группа ученых (Ю. А. Кузнецов, В. К. Монич, Э. П. Изох и др.) полагает, что исходной магмой является базальтовая; все разнообразие пород эти исследователи объясняют ассимиляцией пород осадочно-метаморфической оболочки земной коры.

Вторая группа ученых (Д. С. Коржинский и др.) признает наличие палингенной гранитной магмы, но причиной переплавления сиалической оболочки считает различные процессы, происходящие в земной коре: складкообразование, радиоактивный распад, поднятие магматических масс основного состава, которые являются как источником тепла, так и источником магматических растворов.

По мнению Д. С. Коржинского, образование гранитной магмы происходит под воздействием сквозьмагматических растворов, которые поднимаются из глубин под влиянием гравитационной дифференциации земного вещества и вызывают плавление в земной коре.

Возможность возникновения палингенной магмы при частичном выборочном плавлении осадочно-метаморфической оболочки земной коры доказана экспериментальным путем Н. Л. Боуэном и О. Ф. Тат-тлом. Ими установлено, что эвтектоидные гранитные расплавы кристаллизуются при температурах 640–650 °С.

Метасоматические теории образования гранитов

Учение трансформизма, широко развитое за рубежом, у нас распространено меньше, хотя в последнее время используется все чаще и чаще, под названием гранитизация. Под гранитизацией понимают процесс, в результате которого твердые породы превращаются в породы гранитного состава без прохождения магматической стадии. Считают, что гранит может образоваться за счет различных исходных пород при метасоматических процессах. Различают два способа гранитизации: 1) путем диффузии вещества через жидкие межгранулярные пленки и 2) путем диффузии в твердой среде.

В зону гранитизации привносятся щелочи и кремнезем, а выносятся магний и железо. Таким образом, в земной коре должны существовать зоны, которые будут характеризоваться привнесением магния и железа. Отсюда следует гипотеза Д. Рейнольдса о существовании опережающего фронта базификации, который должен опережать фронт гранитизации. Как доказательство она рассматривала фации эндоконтактов гранитных интрузивов, обогащенных железо-магнезиальными компонентами. Однако при всех примерах таких явлений зоны базификации оказываются намного меньше, чем объем гранитизированного вещества. Поэтому вопрос, куда выносятся и где накапливаются компоненты, удаленные из зоны гранитизации, до сих пор никем из ученых успешно не разрешен. Большинство исследователей на современном этапе развития наших знаний о гранитоидах признают возможность образования пород гранитного состава двумя путями: путем кристаллизации из гранитной магмы и метасоматическим путем. Иными словами, гранит является по своему генезису гетерогенным образованием.

В настоящее время одна группа исследователей полагает, что гранитизация связана с гранитной магмой, другие же ученые считают, что гранитизация происходит под влиянием сквозьмагматических растворов и постепенно перерастает в магмообразование. При этом не обязательно должны возникать породы только гранитного состава. Состав образующихся пород зависит от двух причин: от режима

кислотности – щелочности циркулирующих растворов и от состава пород, на которые они воздействуют.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, позади трудный курс петрографии магматических пород, долгая работа с поляризационным микроскопом и с рабочими коллекциями образцов и заучивание непривычных названий и минеральных ассоциаций. Между тем описанию шлифов и горных пород посвящена одна треть объема данного курса лекций. Дело в том, что умение диагностировать минералы и горные породы – это лишь одно из профессиональных качеств геолога. Материал по возможности упрощался и сокращался, хотя, надо признать, петрография изобилует специальными терминами, затрудняющими ее изучение. Поэтому для усвоения даже теоретической части курса необходимы такие качества, как упорство и самоорганизованность. Мне хотелось бы надеяться, что знания, полученные на занятиях по петрографии, помогут Вам в изучении других разделов науки и в будущей профессиональной деятельности.