

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ»

**ПЕТРОГРАФИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОД**

Учебно-методическое пособие для вузов

Составитель
В.В. Багдасарова

2-е издание, стереотипное

Издательско-полиграфический центр
Воронежского государственного университета
2012

Утверждено научно-методическим советом геологического факультета
19 марта 2009 г., протокол № 7

Рецензент доцент кафедры полезных ископаемых и недропользования
И.П. Лебедев

Учебно-методическое пособие подготовлено на кафедре минералогии и
петрологии геологического факультета Воронежского государственного
университета.

Автор приносит благодарность научному руководителю члену-коррес-
понденту РАН профессору Чернышову Н.М. за помощь при составлении
данного пособия, а также профессору Гадиятову В.Г. за редакцию текста.

Рекомендуется для студентов дневной и заочной форм обучения.

Для специальности 020301– Геология, поиски, разведка месторождений по-
лезных ископаемых

Оглавление

Введение.....	4
Часть 1. Магматические породы	5
1.1 Минеральный состав магматических горных пород.....	5
1.2. Структуры и текстуры магматических горных пород	6
1.3 Классификация магматических горных пород	8
Часть 2. Краткая характеристика главных групп пород	14
2.1. Ультраосновные (ультрамафитовые) породы.....	14
2.2. Группа габбро-базальта.....	17
2.3. Группа диорита-андезита	21
2.4. Группа сиенита- трахита	23
2.5. Группа гранита-липарита (риолита) и гранодиорита-дацита.....	24
2.6. Щелочные фельдшпатоидные породы	28
Часть 3. Метаморфические породы	34
3.1. Химический состав метаморфических пород.....	34
3.2. Минеральный состав метаморфических пород	35
3.3. Структуры и текстуры метаморфических пород.....	35
3.4 .Классификация метаморфических пород.....	37
3.5. Породы катакластический метаморфизма	38
3.6. Породы контактово-термального метаморфизма.....	39
3.7.Породы регионального (динамотермального) метаморфизма...	40
3.8.Мигматиты.....	47
3.9. Метасоматические горные породы	48
Литература.....	55

ВВЕДЕНИЕ

Горная порода – природный минеральный агрегат, являющийся продуктом геологических процессов, имеющий определённый вещественный состав, структуру, образующий в земной коре самостоятельные тела.

Задачей данного методического пособия является изучение магматических и метаморфических пород. Методическое пособие предназначено, главным образом, для студентов заочного отделения, которые в ограниченное время должны усвоить большой объём информации и овладеть методикой определения и описания горных пород. Этим пособием могут воспользоваться также студенты дневного отделения. Потребность в нём обусловлена отсутствием необходимого количества учебников. Изданные в последние годы немногие учебники имеют большой объём и отличаются сложностью изложения материала.

Данное методическое пособие предназначено для практических занятий, поэтому в нём не рассматриваются теоретические проблемы петрологии – генезиса пород, физико-химические условия их образования. Все эти разделы читаются в лекционном курсе петрографии. В методическом пособии учтены рекомендации принятого Петрографического кодекса (2008), но при этом некоторые разделы даны в несколько упрощённом изложении, доступном для начинающих изучать горные породы.

Автор приносит благодарность своему научному руководителю члену-корреспонденту РАН профессору Чернышову Николаю Михайловичу за помощь и ценные советы при составлении данного пособия, а также профессору

Гадиятову Виталию Галиоскаровичу, тщательно отредактировавшего текст и сделавшего ряд замечаний, способствовавших улучшению текста работы.

ЧАСТЬ 1. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Магматические или изверженные горные породы возникают в результате кристаллизации флюидно-силикатного расплава – магмы, которая зарождается в глубинах мантии или нижних частях земной коры и внедряется в верхние её этажи или изливается на дневную поверхность.

Продукты глубинной кристаллизации называются интрузивными или плутоническими породами. Вследствии их кристаллизации при медленном остывании они имеют полнокристаллическую структуру, то есть мы можем определить макроскопически минеральный состав этих пород.

Магмы, излившиеся на поверхность земли или под воду, дают начало эффузивным или вулканическим породам. Они имеют обычно скрытокристаллическую, стекловатую или неполнокристаллическую (порфировую) структуру. Извержение вулканических пород часто сопровождается взрывами газов, извержением пирокластического пеплового и грубообломочного материала, в результате чего образуются туфы, туфолавы, при смешивании пирокластического материала с осадочными породами образуются вулканогенно-осадочные породы.

1.1 Минеральный и химический состав магматических пород

Вещественный состав магматических пород определяется их химическим и минеральным составом, которые взаимосвязаны между собой. Главными породообразующими элементами являются O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H.

Химический состав горных пород традиционно приводится в весовых % оксидов. Не останавливаясь на особенностях химического состава пород, так эта тема рассматривается в лекционном курсе, лишь перечислим главные петрогенные оксиды в общепринятом порядке: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O , P_2O_5 . Главными породообразующими минералами являются силикаты и алюмосиликаты, содержащие все вышеперечисленные компоненты.

Минеральный состав магматических пород зависит от химического состава породы. Все породообразующие минералы по тому, какую они играют роль в составе пород делятся на: главные, второстепенные и акцессорные.

Главные породообразующие минералы составляют основную часть породы, и от их присутствия в породе зависит её название, к ним относятся полевые шпаты, кварц, фельдшпатоиды, слюды, амфиболы, пироксены. Среди них наибольшее значение имеют полевые шпаты, которые практически содержатся во всех группах магматических пород. Важное классификационное значение имеют кварц, фельдшпатоиды, присутствие которых свидетельствует о пересыщенности или недонасыщенности породы кремнезёмом.

Второстепенные минералы находятся в породе в малых количествах (не более 5%) и их присутствие или отсутствие на название породы не влияет. В числе второстепенных минералов могут быть любые минералы из состава главных.

Акцессорные минералы содержатся в породах в количествах от 1-2% до десятых долей % и менее, они обычно концентрируют элементы, содержащиеся в породе в малых количествах, но для каждого типа пород присуща своя ассоциация акцессорных минералов.

По химическому составу главные породообразующие минералы делятся на *салические* или светлоокрашенные и *фемические (мафические)* или темноокрашенные. Салические минералы содержат в катионной части К, Na, Са, к ним относятся полевые шпаты, фельдшпатоиды, кварц. Порода, обогащенные салическими минералами, называются *лейкократовыми*.

Фемические минералы содержат в катионной части Fe, Mg, отчасти Са. К ним относятся пироксены, амфиболы, слюды, оливин, породы, обогащенные фемическими минералами, называются *меланократовыми*.

По происхождению все породообразующие минералы делятся на первичные, вторичные и ксеногенные (или случайные).

Первичные минералы образуются непосредственно при кристаллизации магматического расплава, к ним относятся оливин, пироксены, амфиболы, полевые шпаты, кварц

Вторичные минералы замещают первичные в результате реакции между ранее выделившимися минералами и остаточным магматическим расплавом или пневматолитово- гидротермальными растворами и газами, которые всегда находятся в магматическом расплаве. Вторичные минералы, как правило, являются более низкотемпературными и часто образуют псевдоморфозы по первичным минералам. К таким минералам относятся, например, хлорит, серицит, эпидот, карбонаты, актинолит, тремолит, серпентин и многие другие.

Ксеногенные (или чуждые) несвойственные данной породе являются результатом загрязнения или взаимодействия магматического расплава с вмещающими породами.

1.2. Структуры и текстуры магматических пород

Структура породы определяется степенью её кристалличности, размером зерен и характером взаимоотношений минералов между собой. По степени кристалличности все структуры магматических пород делятся на

- 1) полнокристаллические;
- 2) неполнокристаллические или порфиоровые;
- 3) стекловатые.

В зависимости от размера зерен различают явнокристаллические породы (фанеритовые) и скрытокристаллические (афанитовые), зёрна которых различаются только при микроскопическом изучении.

Полнокристаллические структуры, характерные для интрузивных (плутонических) пород, по размерности зёрен делятся на крупнозернистые - 5-3мм, среднезернистые - 3-1мм, мелкозернистые - 1- 0,5мм.

Среди полнокристаллических различают равномернозернистые и неравномернозернистые или *порфировидные*, которые содержат более крупные вкрапленники отдельных минералов, располагающиеся в мелкозернистой или среднезернистой основной массе породы. Порфировидные структуры характерны для гипабиссальных и жильных пород.

Неполнокристаллические (порфировые) структуры характеризуются наличием вкрапленников отдельных минералов располагающихся в стекловатой или афанитовой основной массе породы, они характерны для излившихся вулканических пород. Порфировые вкрапленники представляют собой самые первые выделившиеся из расплава минералы, они могут быть представлены кварцем, полевыми шпатами, пироксенами, оливином амфиболами. Состав порфировых вкрапленников зависит от химического состава магматического расплава и является важным признаком при определении вулканических пород.

Форма минеральных зерен и характер их взаимоотношений зависит от порядка кристаллизации минералов и их кристаллизационной силы. Различают минералы: 1) *идиоморфные*, имеющие хорошо выраженные собственные кристаллографические формы; 2) *гипидиоморфные*, имеющие частично собственные формы, частично подчиняются формам других минералов;

3) *ксеноморфные*, не имеющие своих собственных форм и заполняющие промежутки между другими минералами.

Степень идиоморфизма позволяет судить о порядке кристаллизации минералов. Так, порфировые вкрапленники в эффузивных породах всегда идиоморфны, имеют правильные кристаллографические очертания вследствие свободного их роста в магматическом расплаве.

Микроструктуры магматических пород чрезвычайно разнообразны, но для каждой группы магматических пород присущи свои структурные особенности. При микроскопическом изучении пород, их микроструктур используются специальные пособия (Половинкина Ю. Ир, 1966; Багдасарова В.В., 2007).

Текстура породы характеризует внешний облик породы её сложение, обусловленное расположением минеральных агрегатов, она также отражает условия образования породы. Текстуры магматических могут быть однородными или массивными, ориентированными, полосчатыми, такситовыми (или пятнистыми), брекчиевыми, пористыми, миндалекаменными. Следует отметить, что брекчиевые текстуры характерны для пород претерпевших

дробление. Пористые и миндалекаменные текстурные присущи эффузивным породам, так как при их излиянии резко падает давление и образуются в расплаве газовые пузыри. При заполнении этих полостей вторичными минералами, такими, как халцедон, хлорит, эпидот, кальцит образуются миндалины, которые нельзя путать с порфиоровыми вкрапленниками при определении вулканических пород, так как они являются продуктом постмагматических процессов.

1.3 Классификация магматических пород

В основу классификации магматических пород положены три главных принципа: 1) деление магматических пород по условиям образования и залегания; 2) минеральный состав породы; 3) химический состав породы.

Большинство ранее существовавших и ныне существующих классификаций пород построены на основе химического и минерального состава.

Трудность классификаций заключается в том, что между видами и разновидностями пород нет чётких границ. Классификации по минеральному составу более удобны для полнокристаллических плутонических пород, классификации по химическому составу более универсальны и они необходимы для вулканических афанитовых, стекловатых, тонкозернистых и подверженных вторичным изменениям пород.

Существуют химико-минералогические классификации, в которых стараются учитывать обе стороны вещественного состава пород. К их числу можно отнести химико-минералогическую классификацию академика А. Н. Заварицкого (1960), которая лежит в основе принятых в настоящее время классификаций магматических пород.

В основе геолого-генетической классификации лежит фациальный признак, определяющий условия образования пород, то есть глубину формирования, размер тел, характер залегания и другие признаки.

По условиям образования среди магматических пород выделяются интрузивные глубинные и эффузивные излившиеся и пирокластические. Среди интрузивных пород по глубине формирования различаются *абиссальные* (глубина более 10 км), *гипабиссальные* (10-3 км), *субвулканические* (3-1 км). Эти фациальные группы пород различаются формой, размером тел, взаимоотношениями с окружающими породами, а также структурно текстурными особенностями.

Для абиссальных плутонических пород характерны полнокристаллические структуры, для гипабиссальных и субвулканических пород чаще характерны порфировидные, мелкозернистые структуры. Жильные и дайковые породы по условиям кристаллизации близки к гипабиссальным и субвулканическим породам. Часто дайковые и малые гипабиссальные тела сопровождают крупные интрузивные тела, а также ассоциируют с вулканиче-

скими породами, а также образуют самостоятельные дайковые комплексы (серии).

Как уже было сказано выше, эффузивные породы имеют скрытокристаллические (афанитовые), стекловатые, неполнокристаллические (порфировые) структуры.

Следует учитывать, что иногда породы, сформировавшиеся в разных условиях, могут иметь сходные структуры, например эффузивные породы нижней части мощного потока лавы могут иметь полнокристаллическую структуру, сходную с гипабиссальной породой.

Классификация по минеральному составу пород удобна для полнокристаллических интрузивных (плутонических) пород, минеральный состав определяется макроскопически и может быть более точно изучен микроскопическим методом, при этом важным критерием отнесения породы, являются количественные соотношения таких породообразующих минералов как полевые шпаты, кварц, слюды, амфиболы, пироксены, фельдшпатоиды.

Не рассматривая ранее существовавшие минералогические классификации пород, отметим, что по содержанию главных породообразующих минералов и с учетом химического состава пород А.Н.Заварицкий (1960) разделил все магматические на семь групп, в каждую из которых входят близкие по минеральному составу породы интрузивной, эффузивной и жильной фаций. Название каждой из семи группы определено по названию наиболее распространённой интрузивной породы и её эффузивного эквивалента:

- 1) *группа перидотов*, соответствующая ультраосновным (ультрамафитовым) породам;
- 2) *габбро-базальта* (основные или мафитовые породы);
- 3) *диорита- андезита* (средние породы);
- 4) *гранита - риолита и гранодиорита- дацита* (пересыщенные кремнекислотой кислые породы);
- 5) *сиенита- трахита* (средние породы);
- 6) *нефелиновых сиенитов –фонолитов* (средние породы щелочного состава);
- 7) *щелочных габброидов- базальтоидов* (щелочные породы основного состава).

Такое деление магматических пород сохраняется в основных чертах и в настоящее время, но в последние годы расширились знания о породах и возникли уточнения и изменения в классификациях пород.

Общепризнаной классификацией плутонических пород по минеральному составу является принятая на Международном Геологическом конгрессе в Монреале (1975). Эта классификация проста, удобна и четко определяет границы пород по количественному минеральному составу.

В основу классификации положены треугольные диаграммы, на вершинах треугольников нанесены три главных породообразующих минерала

в данной группе пород, сумма которых принимается за 100%, при этом второстепенные минералы не учитываются. Вычисляется индекс М, который соответствует содержанию главных мафических минералов - оливина, пироксенов, амфиболов, если его величина более 90%, то классификация производится по цветным минералам, если М менее 90%, то по силикатным минералам.

Все классификационные треугольники будут приведены ниже в соответствующей группе пород и будут рассмотрены в следующих разделах.

Классификация по химическому составу, основанная на количественном содержании главных петрогенных оксидов, важна при изучении эффузивных, тонкозернистых, измененных пород. Она также дает возможность сопоставлять породы разной фациальной принадлежности.

Общепринятым является деление магматических пород на группы по содержанию кремнезёма (SiO_2 вес.%) :

- ультраосновные породы – 30–44%,
- основные породы – 44–53%,
- средние 53–64%,
- кислые – 64–75%.

Такое деление пород соответствует выделенным группам пород по минеральному составу. Важное значение в составе пород имеют и другие петрогенные компоненты – Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO .

А.Н. Заварицкий в своей химико-минералогической классификации выделил три петрохимических типа пород независимо от содержания кремнезёма:

1) нормальный или известково-щелочной тип, где $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; 2) щелочной $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$; 3) глинозёмистый $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Нормальному петрохимическому типу соответствует большинству магматических пород, для щелочного типа характерно присутствие нефелина, лейцита, эгирина, щелочных амфиболов, альбита. Для глинозёмистых пород характерно большое количество биотита, калиевых полевых шпатов, анортита, битовнита, наличие в породе ксеногенных минералов (корунда, граната) может служить признаком глинозёмистого типа породы и свидетельствует о взаимодействии магматического расплава с вмещающими породами.

Обобщающей классификацией магматических пород по химическому составу является бинарная диаграмма кремнезём – щелочи [$\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$], принятая Терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР (1981), широко используется с некоторыми модификациями в настоящее время (Петрографический кодекс, 1995, 2008).

Согласно этой диаграмме выделяются группы пород по кремнезёму: ультраосновные, основные, средние, кислые (рис. 1).

По содержанию щелочей выделяются ряды пород: нормальный, субщелочной и щелочной (рис. 1). Выделенные ряды подтверждаются минеральным составом

Породы щелочного ряда выделяются по наличию в них фельдшпатоидов-нефелина, лейцита, субщелочного ряда по появлению в них щелочных мафических минералов - эгирина, щелочного амфибола, титанистого авгита.

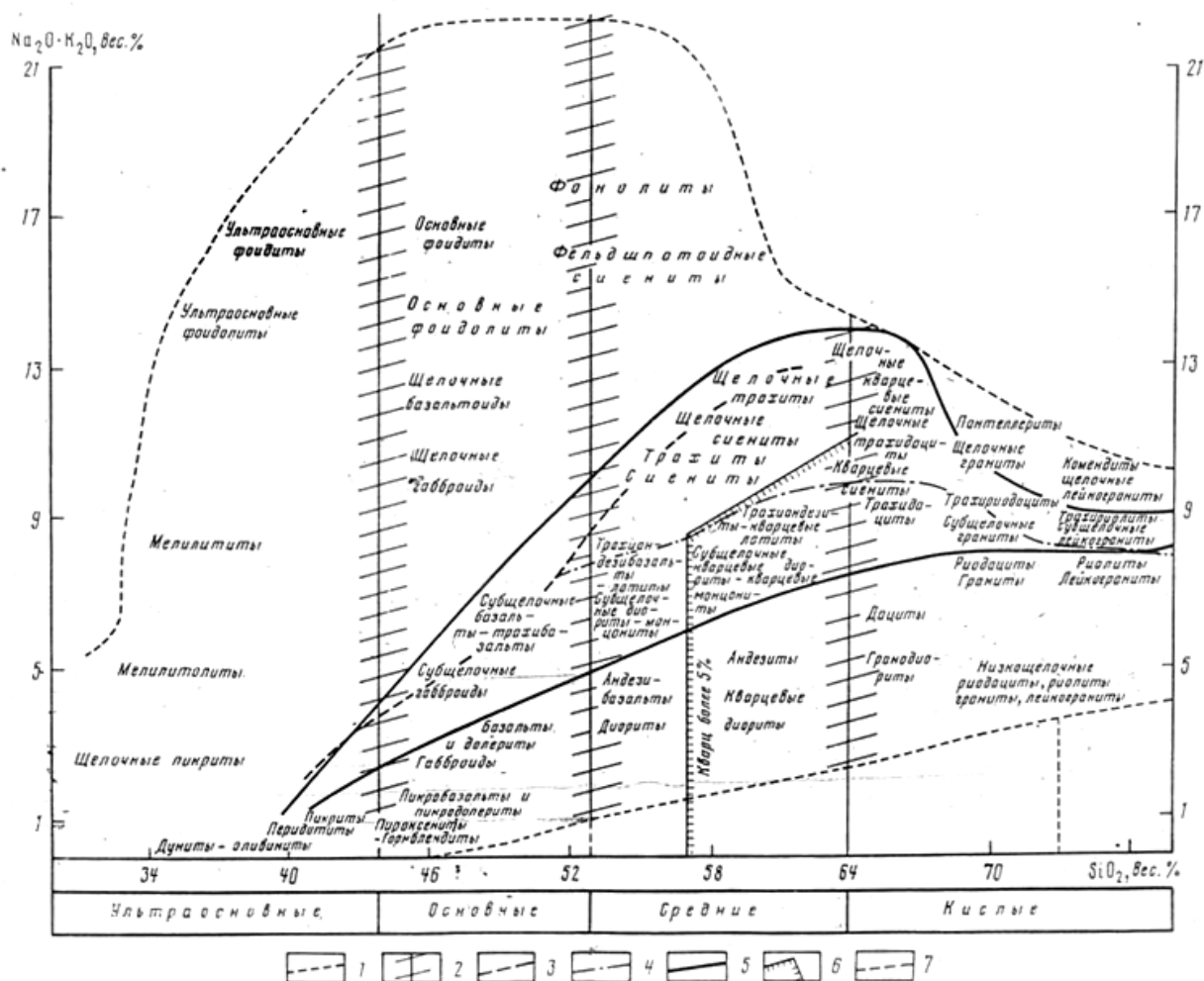


Рис. 1 Систематика магматических пород в координатах $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$.

1 – область распространения химических составов магматических горных пород; 2 – границы разделения магматических пород на группы по содержанию кремнезёма; 3 – нижняя граница распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды; 4 – нижняя граница распространения бесфельдшпатоидных пород, содержащих щелочные амфиболы и пироксены; 5 – область распространения субщелочных пород; 6 – граница распространения кварца > 5%, 7 – границы выделения подгрупп пород (Магматические горные породы, 1983, т1, часть 1).

Щелочные породы кислого состава не содержат фельдшпатоидов они выделяются по наличию в них щелочных темноцветных минералов – эгирина, щелочного амфибола и щелочных полевых шпатов.

Границы между группами пород выделяются по содержанию кремнезёма являются условными, так как между ними существуют переходные разновидности. Граничные линии на диаграмме (рис.1) соответствуют статистическим минимумам, а заштрихованные полям неопределённости.

С учётом всего вышесказанного в таблице 1 приведена сводная классификация и номенклатура магматических пород, основанная на их важнейших химико - минералогических особенностях с учетом их фациальной принадлежности, отражающей условия образования и залегания.

В соответствии с рекомендациями Петрографического кодекса не приведены изменённые (палеотипные) разновидности эффузивных пород, которые выделялись в классической русской петрографической литературе (А.Н. Заварицкий, 1961 Е.А. Кузнецов, 1973, Ю. А. Кузнецов, 1988).

В этой таблице не приводятся такие названия пород как диабаз, андезитовый порфирит, кератофир, липаритовый порфир, хотя они существенно отличаются по своему облику от кайнотипных неизмененных пород - базальта, андезита, липарита. Это вызывает определённые затруднения при изучении и описании таких пород.

Т а б л и ц а 1

Классификация и номенклатура магматических пород

Группа Пород	Ультраосновные, без полевого шпата	Основные, с плагио- оклазом	Средние, с плагио- клазом	Средние с кпш.	Кислые, с кварцем		Щелочные, с нефелином
					6	7	
1	2	3	4	5	6	7	8
Главные минералы	Ol, Срх, Орх	Pl(An ₅₀₋₈₀), Срх, Орх, Amf	Pl(An ₃₀₋₅₀), Amf, Bt	Кпш, Pl, Amf	Q, кпш, Pl, Bt, Mu	Q, Pl, Bt	Nf, Кпш, Эг, Ав
Интрузивные	Дунит Перидотит Пироксенит	Габбро Норит Габбронорит	Диорит	Сиенит	Гранит	Гранодиорит	Хибинит Фойяит Луяврит Ййолит Уртит
Гипабиссальные и жильные	Пикрит Кимберлит	Долерит Габбро-порфирит Габбро-диабаз	Диоритовый порфирит. Лампрофир	Сиенит-порфир Аплит Лампрофир	Гранит-порфир Пегматит Аплит	Гранодиорит-порфир	Щелочн. Пегматит.
Эффузивные	Пикрит Коматиит Меймечит	Базальт	Андезит	Трахит	Липарит	Дациит	Фонолиты Нефелиниты

Примечание: Ol – оливин, Сргх – моноклинный пироксен, Оргх – ромбический пироксен, Pl – плагиоклаз, Ап – анортит, Amf – роговая обманка, Bt – биотит, Mu – мусковит, Nf – нефелин, Эг – эгирин, Q – кварц, Ab – альбит, КПШ – калиевый полевой шпат.

Термины «порфир» и «порфирит» рекомендуется применять только в названиях гипабиссальных и жильных пород, при этом «*порфир*» применяется для пород, содержащих кварц и калиевый полевой шпат (гранит-порфир, сиенит-порфир), для основных и средних пород следует употреблять термин «*порфирит*», например, габбро-порфирит, диоритовый порфирит.

Не приведены в таблице также пирокластические породы соответствующего состава туфы, туфолавы, хотя надо иметь в виду, что каждый тип вулканических пород имеет пирокластические аналоги.

На этой таблице невозможно отразить все переходные разновидности и подверженные вторичным изменениям магматические породы, которые очень широко распространены в природе, но она поможет разобраться во всем многообразии магматических пород.

ЧАСТЬ 2. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ГРУПП ПОРОД

2.1 Ультраосновные (ультрамафитовые) породы отличаются наиболее низкими содержаниями кремнезёма ($\text{SiO}_2 = 30\text{--}44\%$), но наиболее высоким магния и железа ($\text{MgO} = 25\text{--}40\%$, $\text{FeO} = 5\text{--}12\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,5\text{--}6\%$), характерны также низкие содержания алюминия, кальция, натрия и калия. В малых количествах (от десятых до сотых и тысячных долей %) присутствуют Cr, Ni, C, Cu, Pt, Pd.

Главными породообразующими минералами являются силикаты железа и магния – оливин, ромбический и моноклинный пироксены, могут присутствовать роговая обманка, флогопит.

В ультрамафитовых породах отсутствует плагиоклаз, он может содержаться только в переходных разностях в количестве не более 10%.

Второстепенные и акцессорные минералы представлены магнетитом, хромитом, пиритом, пентландитом, пирротинном, халькопиритом и другими сульфидами.

Вторичными минералами являются серпентин, тальк, хлорит, актинолит и тремолит.

Классификация ультраосновных пород строится на соотношении главных минералов – оливина, ромбического и моноклинного пироксенов (рис. 2).

В вершинах равностороннего треугольника находятся точки со 100% содержанием главных породообразующих минералов – оливина, моноклинного, ромбического пироксенов, таким образом по вершинам треугольника располагаются мономинеральные породы оливинит (дунит), ортопироксенит, клинопироксенит, но в этих породах допускается присутствие второстепенных минералов не более 10%. По направлению к противоположным граням содержание главных минералов уменьшается от 100% до 0,

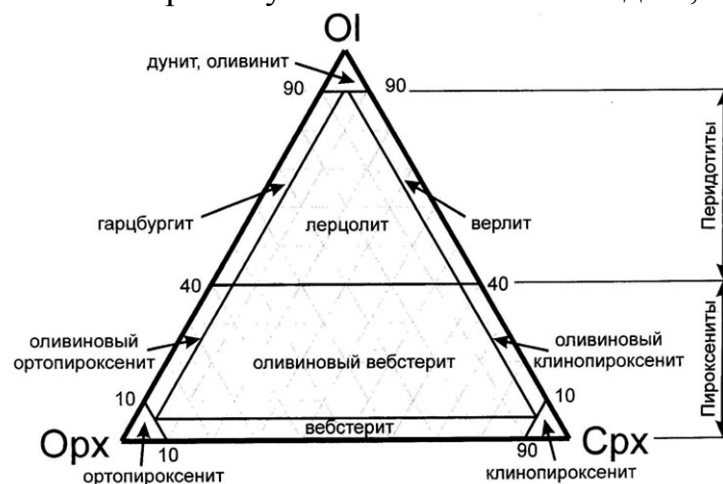


Рис. 2. Классификация ультрамафитовых пород по минеральному составу.

Главными разновидностями ультраосновных пород являются дуниты (или оливиниты), перидотиты и пироксениты, среди последних выделяются оливиновые и безоливиновые разновидности, содержащие не более 5% оливина.

Дуниты состоят на 90-100% из оливина, второстепенными минералами являются пироксены, хромшпинелиды. В оливинитах преобладает преимущественно второстепенный магнетит.

Оливин в дунитах почти полностью замещается вторичным серпентином и при этом избыток железа входит во вторичный пылеватый магнетит, который придает породе чёрный цвет, она становится однородной как бы «скрытокристаллической». От похожих на них базальтов они легко отличаются меньшей твердостью и зеленоватым оттенком.

Перидотиты содержат от 90 до 40% оливина и по составу пироксенов они подразделяются на гарцбургиты, лерцолиты, верлиты. Все эти разновидности можно различить только при микроскопическом изучении, макроскопически пироксены отличаются от оливина спайнстью и серпентин по ним нередко образует псевдоморфозы.

Гарцбургит состоит из оливина и ортопироксена и содержит клинопироксена не более 5%, *лерцолит* содержит ромбический и моноклинный пироксен, *верлит* сложен оливинами и моноклинным пироксеном. Кроме того нередко роговообманковые перидотиты (шрисгеймиты), содержащие в своём составе 20-30% роговой обманки.

Пироксениты делятся на ортопироксениты, клинопироксениты и вебстериты, содержащие ромбический и моноклинный пироксен, широко развиты роговообманковые разновидности как оливиновые, так и безоливиновые.

Плагиоклазовые пироксениты являются переходными к габброидам и они могут содержать не более 10% плагиоклаза.

Ультрамафитовые расплавы выплавляются на больших глубинах в недрах верхней мантии, поэтому гипабиссальные породы этой группы практически не развиты, условно к ним можно отнести кимберлиты, а жильные породы представлены преимущественно пироксенитами и иногда горнблендитами, сложенными на 90-100% магматической роговой обманкой.

Кимберлиты представляют собой породы с брекчичекой текстурой, порфировкластической структурой, имеют голубоватую, сероватую, желтоватую окраску. Основная масса породы сложена серпентином, карбонатом, флогопитом. Вкрапленники представлены обычно магнезиальным оливинами - хризолитом. В кимберлитах может присутствовать энстатит, хромит, ильменит гранат-пироп, хромдиопсид и многие другие минералы.

В кимберлитах могут присутствовать ксенолиты глубинных пород эклогитов, гранатовых перидотитов, а также ксенолиты вмещающих пород – песчаников, известняков, алевролитов. Кимберлиты образуют трубки взрыва (диатремы), приурочены к зонам тектоно-магматической активизации устойчивых платформенных областей и нередко пространственно тяготеют к областям толеитового базальтового магматизма.

Особенностью химического состава кимберлитов является то, что при высокой магнезиальности, они содержат повышенные количества калия и являются по своему составу щелочно-ультраосновными породами, соответствующими щелочным пикритам.

К кимберлитам близки *лампроиты*, которые также относятся к ультраосновными с высоким содержанием калия. Главными минералами лампроитов являются форстерит, диопсид, флогопит, могут присутствовать калиевый полевой шпат, лейцит, в отличие от кимберлитов в них не содержится серпентин, гранат. Лампроиты также образуют алмазоносные трубки взрыва, приуроченные как и кимберлиты к зонам активизации жестких консолидированных структур.

Эффузивные ультраосновные породы имеют очень ограниченное распространение и проявляются в особых геодинамических условиях.

Пикриты являются излившимися аналогами ультраосновных пород и по составу соответствуют перидотитам и пироксенитам. Обычно образуют потоки среди базальтов, также обладают черной окраской и макроскопически неотличимы от базальтов. Микроскопическое изучение показывает, что они имеют порфировую структуру и вкрапленники представлены оливином, количество которых может составлять 40-50% объема породы, содержание пироксена незначительно. Основная масса породы сложена вулканическим стеклом.

Коматииты – вулканические породы ультраосновного состава, приуроченные к докембрийским зеленокаменным поясам, заложенным в пределах жестких гранито-гнейсовых структур. Коматииты образуют потоки мощностью 50-100м, которые чередуются с потоками базальтов, обладают порфировой структурой. Вкрапленники представлены оливином, основная масса стекловатая, в ней могут присутствовать моноклинные пироксены, хромшпинелиды. Для средних зон расслоенных потоков коматиитов характерны так называемые «спинифекс структуры», характеризующиеся выделениями игольчатого оливина в стекловатой массе. Такие структуры образуются при подводных излияниях высокотемпературного расплава и быстром падении температуры.

Все древние излияния коматиитов и базальтов и ассоциирующие с ними кислые вулканические породы подвержены глубоким метаморфическим изменениям.

С потоками коматиитов связаны богатые месторождения сульфидных медно-никелевых руд (Австралия, Канада).

Коматииты- высокомагнезиальные ультраосновные и основные породы, в которых содержание MgO составляет 28-9%, отношение CaO/Al_2O_3 близко к 1, характерно низкое содержание щелочей

Меймечиты – излившие ультраосновные породы, обладающие повышенными содержаниями щелочей и часто ассоциирующие с интрузивами щелочно-ультраосновных пород и карбонатитами.

В составе этих комплексов присутствуют оливиниты, пироксениты, нефелиновые породы – уртиты, ийолиты, нефелиновые сиениты, карбонаты и меймечиты.

Структуру меймечиты имеют порфировую, вкрапленники оливина составляют до 50% объёма породы, кроме того, в них содержится авгит, рудные минералы - хромит, магнетит, апатит, серпентин, хлорит, иногда сохраняется вулканическое стекло.

2. 2. Группа габбро-базальта представляет собой основные породы, которые имеют наибольшее распространение в земной коре, особенно вулканические их аналоги.

Основные породы содержат 44–53% SiO_2 , по сравнению с ультрамафитовыми породами в них более низкие содержания магния ($\text{MgO} = 6\text{--}12\%$), железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 10\text{--}12\%$), и более высокие количества алюминия ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14\text{--}18\%$), кальция ($\text{CaO} = 10\text{--}12\%$), натрия ($\text{Na}_2\text{O} = 2,5\text{--}3,0\%$), калия ($\text{K}_2\text{O} = 0,6\text{--}1,2\%$).

Главными породообразующими минералами в основных плутонических породах являются: основной плагиоклаз – лабрадор, битовнит, анортит, моноклинный и ромбический пироксены, оливин, роговая обманка. Второстепенные минералы - биотит, кварц, микроклин, магнетит, ильменит, аксессуарные - сфен, апатит, циркон, пирит, пирротин, халькопирит.

Классификация основных пород строится на соотношении главных минералов: плагиоклаза, моноклинного, ромбического пироксенов (рис. 3), для роговообманковых разновидностей предусмотрен другой треугольник (рис. 4).

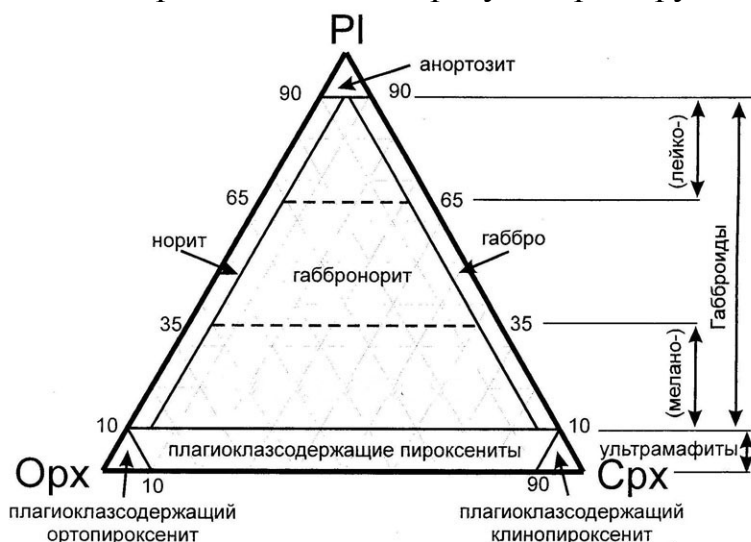


Рис. 3. Классификация основных плутонических пород по минеральному составу

Для оливиновых пород основного состава строится дополнительный треугольник, на вершинах которого находятся плагиоклаз, сумма пироксенов и оливин, но так как оливин в основных породах макроскопически оп-

ределяется трудно и подсчитать его количество практически невозможно, то этот треугольник нами не приводится.

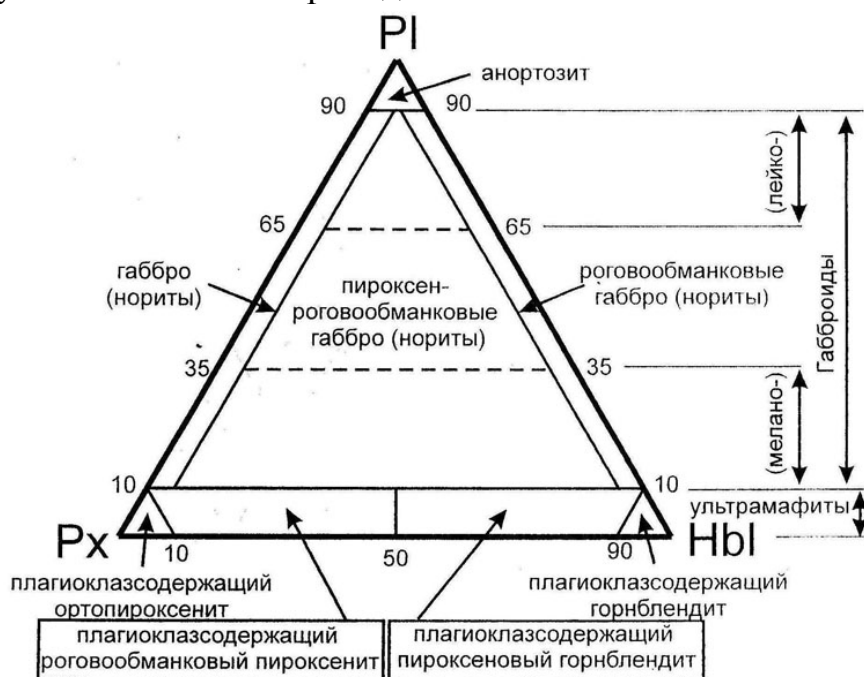


Рис. 4. Классификация амфиболсодержащих основных плутонических пород

Содержание плагиоклаза в основных породах колеблется от 10 до 90-100 %, по содержанию плагиоклаза основные плутонические породы делятся на лейкократовые – 65 -90% плагиоклаза, мезократовые - 65-35% и меланократовые -35- 10%. Породы, которые содержат плагиоклаза менее 10% являются переходными к ультраосновным и будут соответствовать плагиоклазовым пироксенитам.

Главными разновидностями основных пород являются габбро, габбронориты, нориты, анортозиты, роговообманковые габбро, троктолиты.

Габбро состоит из основного плагиоклаза и моноклинного пироксена и содержит не более 5% ромбического пироксена. Порода в свежем состоянии темно-серого или черного цвета, так как основной плагиоклаз может иметь темную окраску и высокое содержание мафических минералов. Для габбро характерна равномернозернистая, средне- или крупнозернистая структура, чаще массивная текстура.

Нориты отличаются от габбро преобладанием ромбического пироксена, моноклинный пироксен содержится в количестве не более 5%. Между габбро и норитом существует переходная разновидность – *габбронориты*, в составе которых присутствуют и моноклинный и ромбический пироксен в разных соотношениях. Все эти разновидности могут содержать оливин в разных количествах (больше 5 %) и тогда к их названию добавляется определение «оливиновый» габбронорит, норит, оливиновое габбро. Порода, со-

стоящая из плагиоклаза и оливина и содержащая не более 5% пироксенов, имеет название *троктолит*.

Роговообманковое габбро состоит из основного плагиоклаза и роговой обманки, в нем могут также присутствовать пироксены, оливин, но количество их всегда меньше роговой обманки. Следует отметить, что все разновидности габброидов практически не различаются макроскопически вследствие тёмной окраски мафических минералов, но они легко различаются при микроскопическом их изучении.

Анортозиты представляют собой лейкократовые породы, состоящие из основного плагиоклаза лабрадора или битовнита, причем разновидности, состоящие из лабрадора называются *лабрадоритами*. В анортозитах в количествах 10-15% может присутствовать пироксен, оливин, магнетит, ильменит. Структура анортозитов крупнозернистая, гигантозернистая, текстура массивная или директивная с субпараллельным расположением кристаллов плагиоклаза.

Жильные, гипабиссальные и субвулканические породы основного состава.

Жильные породы представлены микрогаббро и габбро-порфиритами, в первом случае они имеют мелкозернистую габбровую структуру, во втором характерна порфировидная, вкрапленники представлены плагиоклазом, основная мелкозернистая масса состоит из плагиоклаза и пироксена.

Гипабиссальные породы представлены *габбро-долеритами* и *долеритами* по составу аналогичны габбро. Габбро-долериты образуют sillы разной мощности, долериты преимущественно дайковые тела, имеют свежий облик и мелкозернистую офитовую (или долеритовую) структуру, обусловленную сочетанием удлиненного призматического плагиоклаза и ксеноморфных пироксенов.

Габбродиабазы образуют небольшие штоки, дайки среди вулканических пород, от долеритов и габбро-долеритов отличаются характерными вторичными изменениями, которые заключаются в альбитизации основного плагиоклаза, развитии вторичного хлорита, эпидота. Структура этих пород габбро-офитовая, офитовая, характеризуется сочетанием удлиненнопризматического плагиоклаза и гипидиоморфных кристаллов пироксенов, часто замещённых вторичным амфиболом или хлоритом.

Базальты – эффузивные породы основного состава обычно афировые, черного цвета массивной, иногда пористой текстуры. В порфировых разновидностях вкрапленники чаще всего представлены плагиоклазом – лабрадором, наблюдаются также вкрапленники оливина, моноклинного пироксена, незаметные макроскопически.

Основная масса породы состоит из вулканического стекла и микролитов плагиоклаза – мелкопризматических кристаллов плагиоклаза размером в десятые доли миллиметра и мелких неправильных зёрен пироксена.

В зависимости от соотношения стекла и микролитов микроскопически различают разные структуры основной массы базальтов.

Базальты неоднородны по химическому и минеральному составу, различия их обусловлены разным составом исходных базальтовых магм, являющихся продуктом плавления вещества верхней мантии на разных глубинах. Существуют разные классификации базальтов, но остановимся на самой распространенной их классификации по химическому составу, в соответствии с которой выделяются: толеитовые, щелочно-оливиновые (или субщелочные), щелочные и высокоглинозёмистые.

Толеитовые базальты пересыщены кремнекислотой, в их составе присутствует лабрадор, авгит и гиперстен, оливиновые толеиты являются продуктом дифференциации толеитового базальтового расплава.

Щелочно-оливиновые базальты недонасыщены кремнекислотой, они содержат в своём составе лабрадор, оливин, авгит. Отличаются меньшим содержанием кремнезёма, более высоким содержанием щелочей и магния.

Щелочные базальты содержат повышенное количество щелочей и кроме основного плагиоклаза присутствуют фельдшпатоиды - нефелин, лейцит, темноцветные минералы представлены титанистым авгитом, эгирином - авгитом, эгирином.

Высокоглинозёмистые базальты содержат повышенные количества алюминия ($Al_2O_3 = 16-17\%$), они являются промежуточными по составу между толеитовыми и щелочно-оливиновыми базальтами, минеральный состав их может отличаться повышенным количеством основного плагиоклаза.

Следует отметить, что макроскопически все базальты неразличимы, они выделяются только на основе их химического состава и микроскопического изучения.

Претерпевшие зеленокаменные изменения основные вулканические и гипабиссальные породы в классической русской петрографической литературе называются диабазами. Они образуются в других геодинамических условиях сравнительно с базальтами и представляют подводные излияния базальтовой лавы, которые сопровождаются привнесением натрия, что выражается в альбитизации основного плагиоклаза, а вынос кальция из плагиоклаза приводит к образованию эпидота с одновременным развитием хлорита, который замещает вулканическое стекло и темноцветные минералы. В результате этих процессов часто образуются миндалины хлорита, эпидота, кальцита, халцедона.

Излияния диабазов часто чередуются с вулканогенно-осадочными породами (туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами), и метаосадочными породами - углистыми, глинистыми сланцами, яшмоидами и нередко сопровождаются внедрением ультраосновных пород. Такая ассоциация пород является фрагментом океанической коры и называется «офиолиты».

В настоящее время диабазы рекомендуется давать название «натровые базальты», подчёркивая тем самым повышенное содержание натрия в породах основного состава, подверженных зеленокаменным изменениям.

2.3. Группа диорита – андезита относится к средним породам с содержанием $\text{SiO}_2 = 53-64$ вес.%, количество $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16-17\%$, $\text{CaO} = 10-12\%$, $\text{MgO} = 4-5\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4-5\%$, при преобладании натрия над калием.

В этой группе пород преобладают вулканические породы, андезиты составляют 23 % объёма всех магматических пород, они приурочены к вулканическим поясам в области сочленения океанических и континентальных плит. На континентах андезиты развиты, главным образом, в пределах складчатых геоантиклинальных областей.

Диориты распространены намного меньше и составляют не более 2% от всех магматических пород. Они не образуют крупных массивов, обычно находятся в сочетании с другими породами габбро, плагиогранитами или образуют небольшие субвулканические и жильные тела в областях развития андезитов. Диориты – породы серого цвета, обычно более светлые, чем габбро, сложены они средним плагиоклазом – андезином (An_{30-50}) в количестве 60–70% и роговой обманкой, реже биотитом, возможно присутствие и биотита и роговой обманки. Структура средне-мелкозернистая, гипидиоморфная, обусловленная сочетанием идиоморфного призматического плагиоклаза и гипидиморфных роговой обманки и биотита. Плагиоклазы часто имеют зональное строение, в центральной части может быть лабрадор, а в краевых – андезин и олигоклаз. Роговые обманки зелёные, бурые, буровато-зеленые образует удлиненные или неправильные зёрна, иногда замещённые бледно окрашенными разновидностями волокнистых амфиболов актинолит -тремолитового ряда. В небольшом количестве (не более 5–7%) могут присутствовать пироксены - авгит или гиперстен. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, количество их может достигать 3–5%.

Кварцевые диориты отличаются постоянным присутствием кварца от 5 до 15%, при увеличении количества кварца до 20% они переходят в *гранодиориты* и при дальнейшем увеличении количества кварца и снижении основности плагиоклаза они переходят в *плагиоклазовые граниты*.

Сиенито-диоритами (мангеритами) называются породы, в которых одновременно присутствуют плагиоклаз-андезин и ортоклаз, но плагиоклаз является количественно преобладающим.

Жильные и гипабиссальные породы представлены *диоритовыми порфиритами*, которые отличаются от нормальных диоритов порфировидной структурой. В качестве порфировых выделений преимущественно представлен плагиоклаз –андезин, составляющий обычно 40-50% объёма породы, значительно реже наблюдаются вкрапленники роговой обманки. Дио-

ритовые порфириды образуют субвулканические и жильные тела тесно связанные с вулканическими породами.

Диориты и кварцевые диориты часто сами представляют жильную фацию, развитую часто среди габбро, габброноритов, норитов.

Микродиориты отличаются от диоритов своей мелкозернистой структурой, тёмной окраской, часто в их составе преобладает биотит, или они являются биотит-роговообманковыми разновидностями диоритов.

Диорит-пегматиты имеют ограниченное распространение, имеют грубозернистую крупнокристаллическую структуру, сложены срастаниями крупных кристаллов плагиоклаза, роговой обманки, биотита, иногда кварца, калиевого полевого шпата, магнетита, пирита.

Лампрофиры – тёмные жильные породы, обогащенные темноцветными минералами, составляющие не менее 70% объёма породы. Формально по минеральному составу можно отнести к средним породам, но по содержанию кремнезёма они соответствуют основным породам.

Лампрофиры диоритового ряда по составу темноцветных минералов делятся на два вида: спессартиты и керсантиты.

Спессартиты состоят из роговой обманки (70- 80%) и плагиоклаза-андезина, структуру имеют мелкозернистую, при микроскопическом изучении – порфировидную, вследствие выделения более крупных кристаллов роговой обманки в мелкозернистой плагиоклаз-роговообманковой основной массе породы.

Керсантиты сложены биотитом (70-80%) и андезином, имеют также мелкозернистую порфировидную структуру.

Следует отметить, что лампрофиры имеют чёрную окраску, мелкозернистую структуру и достоверно определяются только при микроскопическом изучении, так как имеют сходство с другими скрытокристаллическими и мелкозернистыми темными породами – долеритами , базальтами, пироксенитами, микрогаббро.

Андезиты – излившиеся вулканические аналоги диоритов, породы серого, зеленовато-серого, серовато-лилового цвета, афировой, реже порфировой структуры с вкрапленниками призматических кристаллов плагиоклаза, которые имеют состав лабрадора (Ап50 -30), часто имеют зональное строение. Основная масса породы сложена вулканическим стеклом, в которой располагаются микролиты плагиоклаза (до 40-50% основной массы), такая структура основной массы носит название андезитовой. Кроме того, в качестве вкрапленников могут быть пироксен- авгит, роговая обманка, но их количество всегда меньше вкрапленников плагиоклаза.

Текстура андезитов часто бывает пористой, миндалекаменной, реже массивной. Миндалины выполнены обычно халцедоном, кальцитом, эпидотом, хлоритом. Андезиты часто подвергаются вторичным изменениям, вулканическое стекло разлагается, делается тёмным, вкрапленники плагиоклаза

замещаются серицитом, амфиболы – хлоритом, выделяется эпидот. Такие изменённые разновидности средних вулканических пород обычно зеленовато-серого цвета носили название по старой номенклатуре *андезитовые порфириды*.

Между андезитами и базальтами существуют переходные разновидности – андезибазальты, содержащие во вкраплениях наряду с плагиоклазом больше авгита, гиперстена. Андезиты входят в состав, так называемой, известково-щелочной непрерывной серии вулканических пород, включающей базальты – андезиты – дациты – риолиты, приуроченной, как правило, к островным дугам и зонам сочленения океан – континент.

2.4. Группа сиенита – трахита представляет средние породы, они составляют не более 0,6% от общего объёма всех магматических пород. Химический состав группы сиенита- трахита по содержанию кремнезёма соответствует средним породам, количество алюминия щелочей повышенное ($A_2O_3 = 12-18\%$, $Na_2O + K_2O = 10-12\%$), содержание железа, магния и кальция пониженное ($FeO + Fe_2O_3 = 4-5\%$, $MgO = 1\%$, $CaO = 2-4\%$).

В составе пород этой группы преобладают калиевые полевые шпаты, отсутствует кварц, который содержится только в переходных к гранитам разновидностях.

Сиениты – светлоокрашенные породы розовато-сероватых цветов, внешне сходные с гранитами. Структура средне-крупнозернистая, нередко порфировидная, текстура чаще всего массивная, реже ориентированная.

Сиениты состоят из ортоклаза или микроклина (60-70%), плагиоклаза - олигоклаза или андезина (10-15%) и зеленой роговой обманки, может присутствовать биотит, иногда моноклинный пироксен.

Кварцевые сиениты содержат кварц от 5 до 15%, если количество кварца увеличивается до 20% они переходят в *граносиениты* и далее в калиевополевошпатовые граниты.

Разновидности сиенитов, переходные к габбро, называются габбро-сиенитам или *монцонитами*, переходные к диоритам диорито-сиенитами или *монцодиоритами*.

Щелочные сиениты отличаются от нормальных сиенитов присутствием альбита вместо олигоклаза, темноцветные минералы представлены эгирином или щелочными амфиболами - арфедсонитом, рибекитом. В ортоклазе, микроклине часто наблюдаются пертиты – ориентированные вроски альбита.

В щелочных сиенитах, являющихся переходными к нефелиновым сиенитам могут присутствовать в качестве второстепенных минералов нефелин, содалит, канкринит. Акцессорные минералы щелочных сиенитов представлены сфеном, цирконом, магнетитом, апатитом, цирконом.

Гипабиссальные и дайковые разновидности представлены сиенит-порфирами, сиенит - аплитами. *Сиенит-порфиры* слагают штоки и дайки

разной мощности и отличаются порфиroidной структурой. *Сиенит-аплиты* представляют собой мелкозернистые лейкократовые породы мелкозернистой структуры, составляющие дайковую фацию или слагающие краевые апикальные части сиенитовых массивов.

Известны также лампрофиры сиенитового ряда, по составу темноцветных минералов они подразделяются на *вогезиты* и *минетту*. *Вогезиты* состоят из роговой обманки (70 -80%), ортоклаза и небольшого количества кислого плагиоклаза. *Минетта* сложена биотитом (70-80%) и калиевым полевым шпатом. Структуры этих пород мелкозернистые порфиroidные, цвет черный, что затрудняет их макроскопическое определение, точная их диагностика возможна при микроскопическом изучении.

Вулканические породы этой группы представлены *трахитами* - породами светлосерого цвета, порфиroidной структуры, где вкрапленники представлены белым санидином и подчиненным количеством плагиоклаза. Основная масса имеет трахитовую (ориентированную) структуру и сложена преимущественно мелкопризматическим санидином с небольшим количеством вулканического стекла, в основной массе может быть рассеян мелкий темный биотит (5–7%).

Существуют переходные разновидности между средними и кислыми вулканическими породами – трахилипариты, в которых появляется в небольших количествах кварц, а также переходные разновидности между трахитами и андезитами – трахиандезиты.

Щелочные трахиты отличаются отсутствием плагиоклаза, цветные минералы представлены эгирином, щелочными амфиболами и биотитом.

Ортоклазовые порфиры (ортофиры) представляют собой породы темного цвета с вкрапленниками красного ортоклаза при отсутствии кварца. Вулканическое стекло основной массы подвержено полному разложению, по составу они близки к щелочным трахитам. К этим же породам близки кератофиры и альбитофиры, в которых полевой шпат представлен преимущественно альбитом, или пертитовыми вростками альбита в ортоклазе. Такие породы часто ассоциируют с диабазами и пикритами, то есть они образуются в других условиях, чем трахиты.

2.5. Группа гранита- липарита (риолита) и гранодиорита – дацита.

Горные породы этой группы составляют более 60% всех магматических, причём преобладают интрузивные породы, составляющие около 50% всех пород земной коры.

Химический состав пород этой группы характеризуется наиболее высоким содержанием кремнезёма ($\text{SiO}_2 = 64-75\%$) и повышенным содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 8,5- 9\%$), небольшими содержаниями железа, магния и кальция: $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 2-4\%$, $\text{MgO} = 1\%$, $\text{CaO} = 2-4\%$.

Для гранитов характерно постоянное присутствие кварца от 20 до 60%. Полевые шпаты представлены как ортоклазом, микроклином, так и кислыми плагиоклазами (альбитом-олигоклазом). Темноцветные минералы составляют не более 15% объёма и представлены биотитом, роговой обманкой, мусковитом в некоторых разновидностях гиперстеном. Акцессорными минералами являются апатит, циркон, сфен, монацит, ксенотим, топаз, турмалин, флюорит, касситерит. Среди вторичных минералов имеют значение серицит, пелитовые частицы, хлорит, эпидот, в процессе грейзенизации в гранитах развиваются вторичные мусковит, турмалин, топаз, берилл, флюорит, лепидолит, сульфид

При описании гранитов в их названии должен быть отражен состав полевого шпата, темноцветных минералов и структурно-текстурные особенности. Например, гранит микроклиновый биотитовый среднезернистый, или гранит плагио -микроклиновый биотит-роговобманковый порфировидный.

Ниже приводится sdвоенная треугольная диаграмма классификации кислых пород (A Q P) и щелочных фельдшпатоидных пород (A F P).

Классификация гранитов производится по соотношению в них кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, темноцветные минералы не учитываются (рис. 5).

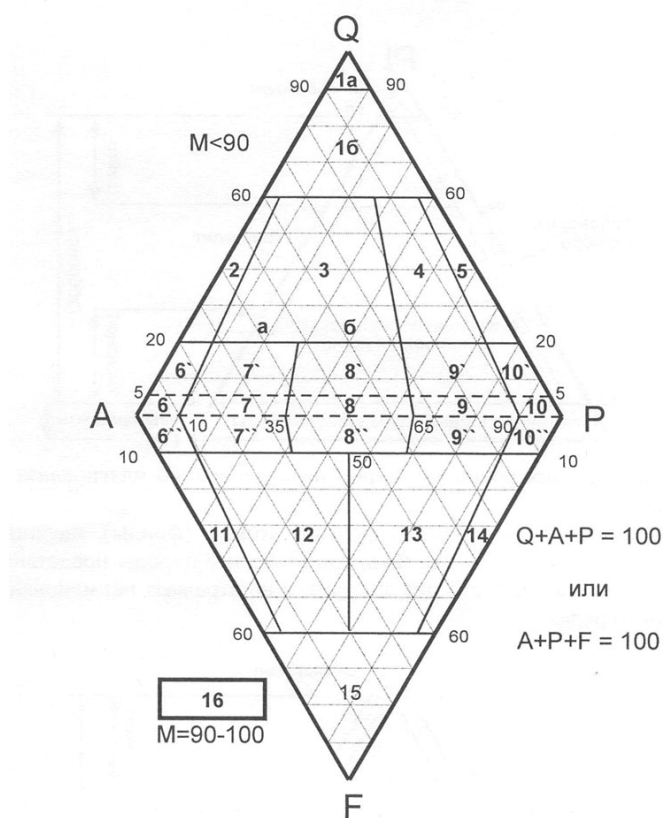


Рис. 5. Классификации и номенклатура кислых (QAP) и щелочных фельдшпатоидных пород (APF)

Примечание: Q – кварц, А – калиевый полевой шпат, Р – плагиоклаз, F – фельдшпатоиды. Поля на диаграмме: 1а – кварцолит, 1б – богатые кварцем граниты, 2 – щелочнополевошпатовый гранит, 3 – гранит двуполевошпатовый, 4 – гранодиорит, 5 – тоналит(плагиогранит), 6 – щелочнополевошпатовый сиени, 7 – сиенит, 8 – монзонит, 9 – монцодиорит, 10 – диорит, 11 – фойд-сиенит, 12 – фойд-монцосиенит, 13 – фойд-монцодиорит, фойд-монцогаббро, 14 – фойд-диорит, фойд-габбро, 15 – фойдолит. Номера со штрихами обозначают кварцсодержащие и фойдсодержащие разновидности переходных пород.

С учётом их минерального состава выделяются два их типа гранитов по преобладающему полевому шпату: калиевополевошпатовые и плагиоклазовые.

Нормальные или двуполевошпатовые граниты содержат и калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз.

Минеральный состав их следующий: (в объёмн. %) : кварц – 30–35, калиевый полевой шпат – 35 –50, плагиоклаз 20–30. цветные минералы 10 – 15 %. Структуры средне-крупнозернистые, нередко порфировидные, микроскопически гипидиоморфные, характеризуются сочетанием призматического идиоморфного плагиоклаза и биотита с гипидиоморфным микроклином или ортоклазом и ксеноморфным кварцем.

Граниты рапакиви – порфировидные крупнокристаллические граниты, образующие крупные тела, приуроченные к стадии становления древних платформ. Структурной особенностью этих гранитов является наличие крупных порфировых выделений микроклина, окруженных каемками зеленоватого олигоклаза, которые называются «овоидами». Кварц обычно черного, темносерого цвета содержится в количестве 25-30%, цветной минерал представлен биотитом.

Калиево-полевошпатовые граниты сложены преимущественно ортоклазом или микроклином (60-50%), кварцем, содержат цветных минералов до 10-15%. Цвет их розовый, красный. Структуры среднезернистые до крупнозернистые, иногда порфировидные, текстуры массивные, могут быть ориентированными.

Аляскиты – лейкократовые разновидности микроклиновых, ортоклазовых гранитов, не содержащие в своем составе темноцветных минералов. *Чарнокиты* – разновидность древних гранитов, сложенных калиевым полевым шпатов (35–65 %), кварцем(20–50 %) и темноцветным минералом является гиперстен, реже встречается гранат, диопсид.

Эндербиты – разновидности плагиоклазовых гранитов и кварцевых диоритов, в которых темноцветным минералом является гиперстен. Чарнокиты и эндербиты тесно ассоциируют с метаморфическими породами - гранулитами, гнейсами, имеют как интрузивное, так и ультраметаморфическое происхождение, то есть они могут возникать при плавлении пород в процессе метаморфизма.

Плагиоклазовые граниты сложены плагиоклазом (альбитом-олигоклазом), кварцем, темноцветные минералы представлены биотитом или роговой обманкой, в небольших количествах могут присутствовать калиевые полевые шпаты, структуры обычно мелко-среднезернистые, цвет серый, светлосерый.

Плагиоклазовые граниты переходят постепенно в гранодиориты, которые содержат не более 20% кварца и около 20% биотита.

Плагиоклазовому граниту и гранодиориту соответствует термин *тоналит* согласно рекомендациям Международной классификации (рис. 5).

Щелочные граниты – редкие породы, встречаются в ассоциации с серией щелочных пород, особенностями их состава является присутствие щелочных полевых шпатов – альбита (60%), микроклина, ортоклаза с развитием пертитовых вростков в калиевых полевых шпатах. Темноцветные минералы представлены щелочными амфиболами – арфедсонитом, рибекитом, эгирином, эгирин - авгитом, биотитом

Жильные и гипабиссальные разновидности представлены гранит – порфирами, гранит-алитами, пегматитами. Такие породы широко распространены, образуют небольшие тела, штоки, дайки.

Гранит - порфиры, гранодиорит-порфиры отличаются хорошо выраженной порфировидной структурой, порфировые выделения могут быть представлены кварцем, плагиоклазом, микроклином. Основная масса породы мелко - среднезернистая. Такие породы являются широко распространёнными, образуют небольшие тела, штоки, дайки.

Гранит - аплиты – мелкозернистые светлые породы, не содержащие тёмноцветных минералов, образуют жилы небольшой мощности, секущие тела гранитов. Они состоят из кварца и полевых шпатов, в их составе в малых количествах (5–6%) могут присутствовать биотит, мусковит, структуры их аллотриоморфнозернистые, то есть порода состоит их мелких изометричных зерен, слагающих её минералов.

Гранитные пегматиты – породы крупнозернистые, грубозернистые, часто неравномернозернистые с типичными графическими прорастаниями кварца и полевых шпатов. Пегматиты образуют дайки, жилы, трубообразные и линзовидные тела, достигающие иногда значительных размеров.

Залегают в верхних частях гранитных массивов, иногда выходящие за их пределы. Пегматиты и аплиты часто встречаются совместно, участвуют в строении одних и тех же тел, аплиты обычно слагают краевые части тел пегматитов.

Пегматиты сложены крупными кристаллами полевых шпатов, кварца, биотита, мусковита, в их составе могут присутствовать топаз, берилл, турмалин, гранат, сподумен. Пегматиты образуются при высокой концентрации воды и других летучих компонентом, накапливающихся в гранитном расплаве на конечных стадиях формирования гранитных массивов, нередко

с попутным развитием процессов альбитизации и грейзенизации, что способствует образованию редких минералов, содержащих в своем составе редкие, рассеянные и радиоактивные элементы.

Эффузивные аналоги гранитов представлены *липаритами* (*риолитами*), *гранодиоритов* – *дацитами*. Это светлые породы афировой, но чаще порфировой структуры, текстура может быть массивная, пористая, флюидальная, миндалекаменная. Порфиновые включения могут быть представлены кварцем, плагиоклазом, санидином, анортоклазом, ортоклазом, основная масса породы стекловатая.

К эффузивам кислого состава относятся также *обсидианы*, *пемзы*, *перлиты*, *пехштейны*, последние представляют собой богатые водой вулканические стекла.

Излияние кислых вулканических пород сопровождается выбросом пепла, обломочного пирокластического материала, в результате чего образуются туфы, туффиты, вулканогенно-осадочные образования.

В вулканических породах кислого состава происходят существенные вторичные изменения. Стекло, как правило, подвергается раскристаллизации и превращается в тонкозернистую кварц-полевошпатовую массу, так называемый *фельзит*, порода делается уплотнённой. Часто основная масса породы темнеет приобретает бурую окраску, порфирующие включения ортоклаза замещаются пелитовыми частицами, плагиоклазы замещаются серицитом.

В результате таких изменений породы приобретают другой облик, неизменными остаются только включения кварца. Такие изменения пород ранее назывались палеотипными, а изменённые породы получали название липаритовых или кварцевых порфиров. По новой номенклатуре такие названия не рекомендуется употреблять (Петрографический кодекс, 2008).

Вулканические аналоги щелочных гранитов называются *пантеллериты*.

Включения в этих породах представлены санидином, анортоклазом, присутствуют биотит, щелочной амфибол, эгирин в качестве мелких включений. Близки к этим щелочным породам кварц- ортоклазовые порфиры, в которых основная масса разложена, обычно темного цвета.

Вулканическими аналогами гранодиоритов являются *дациты*, в которых включения представлены призматическим плагиоклазом, кварцем, присутствуют во включениях также биотит, роговая обманка, основная масса часто имеет фельзитовую структуру. Между липаритами и дацитами существуют переходные разновидности, называемые липарито-дацитами.

2.6 Щелочные фельдшпатоидные породы составляют не более 1% от объёма всех магматических пород, но они имеют уникальный минеральный состав и отличаются большим разнообразием разновидностей. Породы этой группы обязательно содержат фельдшпатоиды (нефелин, лейцит) и щелоч-

ные темноцветные минералы – эгирин, щелочные амфиболы (арфедсонит, рибекит), а также калиевые полевые шпаты, альбит, флогопит.

Они обогащены апатитом, сфеном, цирконом, эвдиалитом, титаномагнетитом, магнетитом и с ними ассоциируют *несиликатные* магматические породы - *карбонатиты*, являющиеся источником редких и радиоактивных элементов.

По содержанию кремнезёма с учётом минерального состава щелочные породы делятся на три группы: 1) бесполовошпатовых фельдшпатоидных пород ($\text{SiO}_2 = 40\text{--}45\%$);

2) фельдшпатоидных сиенитов – фонолитов ($\text{SiO}_2 = 52\text{--}55\%$); 3) щелочных габброидов-базальтоидов ($\text{SiO}_2 = 45\text{--}50\%$).

Особенностями химического состава является высокое содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от 1 % до 20 %), алюминия ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16\text{--}20\%$), кальция ($\text{CaO} = 0,5\text{--}6,0\%$), железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 3\text{--}10\%$), кроме того характерно повышенное содержание летучих компонентов и редких элементов (P, F, Cl, Ti, Zr, Ta, Nb, U, Th).

Щелочные породы отличаются весьма неустойчивым минеральным составом и структурно-текстурными особенностями, существует большое количество их разновидностей, получивших названия по месту их нахождения (хибиниты, мариуполиты, миаскиты), поэтому классификация их сложна и неоднозначна.

В соответствии с Международной классификацией (1975) плутонические щелочные породы подразделяются по соотношению калиевого полевого шпата, плагиоклаза и фельдшпатоидов (фойдов) без учёта темноцветных минералов и классификационный треугольник для щелочных пород совмещен с треугольником для кислых пород (рис. 5.), но он не отражает всего многообразия щелочных фельдшпатоидных пород, в которых темноцветные минералы- эгирин, щелочные амфиболы играют важную роль

Более приемлем треугольник, применяемый в практике изучения щелочных пород, построенный на соотношении цветных минералов, нефелина и полевых шпатов (рис. 6).

На нём выделяются три названные группы щелочных пород:

1) группа бесполовошпатовых пород (уртиты, ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты); 2) группа нефелиновых сиенитов и лейкократовых нефелин-полевошпатовых пород (ювитов); 3) группа щелочных габброидов, состоящих их полевых шпатов цветных минералов и содержащих не более 15-20% фельшпатоидов.

Ниже остановимся на краткой характеристике плутонических пород этих групп и их эффузивных аналогов.

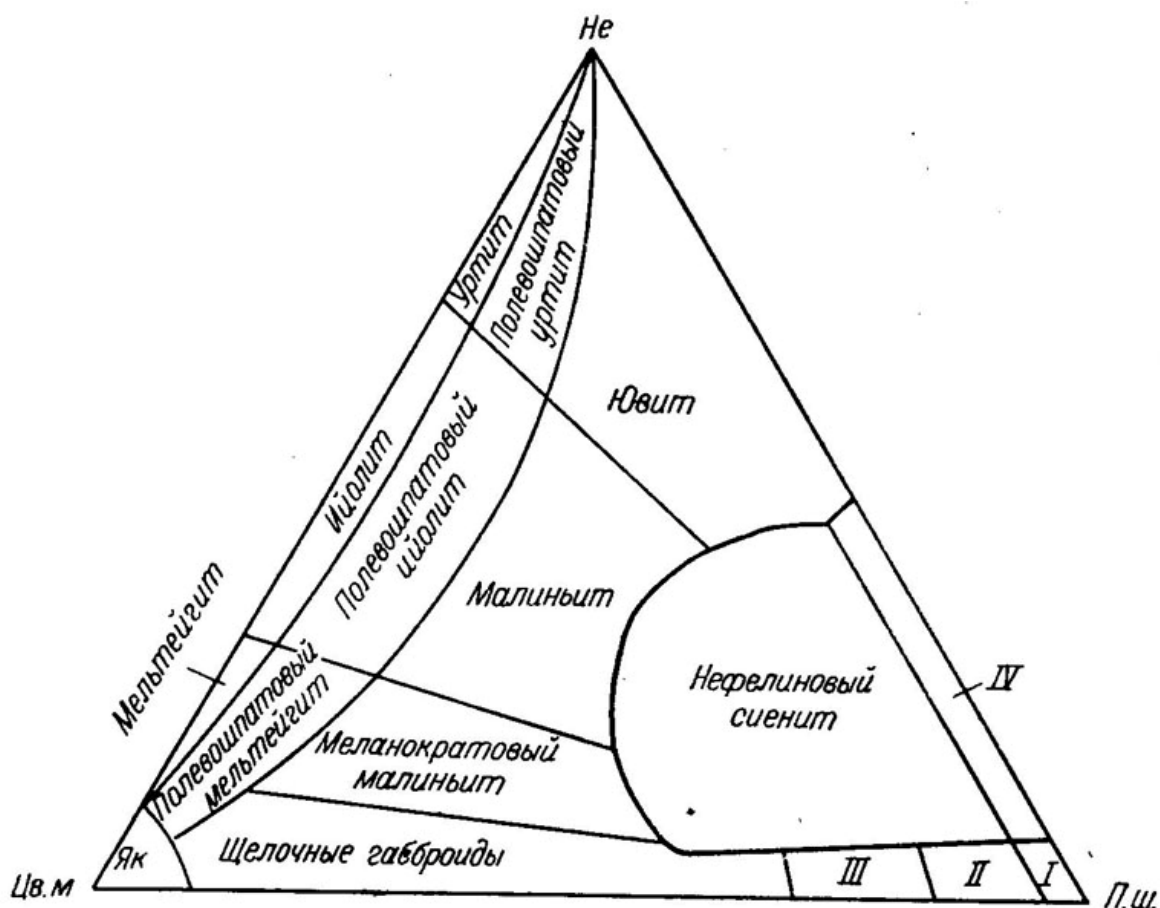


Рис. 6. Диаграмма составов нефелиновых пород
(Г.М. Саранчина, Н.Ф.Шинкарёв. Петрология магматических
и метаморфических пород, 1973)

Примечание. Нефелинсодержащие сиениты: I – лейкократовый, II – мезократовый, III – меланократовый. IV – лейкократовый нефелиновый сиенит, Як – якупирангит.

Бесполевошпатовые фельдшпатоидные породы состоят главным образом из нефелина, цветные минералы представлены эгирином, эгиринавгитом, щелочными амфиболами, слюдой, характерно присутствие второстепенных и акцессорных минералов – апатита, сфена, циркона, эвдиалита.

В качестве второстепенных минералов присутствуют щелочные полевые шпаты, плагиоклазы, увеличение содержания которых приводит к переходу этих пород в щелочные габброиды и фельдшпатоидные сиениты. Как правило, бесполевошпатовые фельдшпатоидные породы тесно взаимосвязаны с нефелиновыми сиенитами, образуя с ними единые крупные тела -

Хибинский, Ловозёрский массивы на Кольском полуострове.

Наиболее распространёнными породами в этой группе являются уртиты и ийолиты, состоящие из нефелина и эгирина с характерной агпаитовой структурой, отражающей порядок кристаллизации минералов и представляющей сочетание идиоморфных таблитчатых кристаллов нефелина и ги-

пидиоморфного эгирина. *Уртит* состоит на 75–100 % из нефелина и содержит от 0 до 25 % эгирина. *Ййолит* содержит 30–75 % нефелина и соответственно 25–70 % эгирина.

Мельтейгиты – породы более меланократового облика состоят на 50–85% из эгирина и, соответственно, небольшого количества нефелина.

Якупирангиты (эгириновые пироксениты) сложены эгирином, второстепенные минералы представлены флогопитом, магнетитом, титаномагнетитом, сфеном, апатитом. Структура их чаще всего крупнокристаллическая, текстура такситовая, цвет тёмнозелёный до чёрного.

Щелочные безполевошпатовые породы по содержанию кремнезема соответствуют ультрамафитовым породам, но при этом в них наблюдается высокое содержание щелочей и алюминия (до 18–20 %), это дает основание выделять их в группу щелочно-ультраосновных пород. В этой группе пород выделяются, кроме того, породы редкие с лейцитом, псевдолейцитом (смесь альбита и мусковита), с мелилитом, канкринитом, которые здесь не рассматриваются.

Гипабиссальные и эффузивные разновидности встречаются редко. Среди гипабиссальных пород следует отметить ййолит-порфиры, имеющие порфировидную структуру с выделениями более крупных кристаллов нефелина, основная масса сложена мелкими кристаллами нефелина и эгирин-авгита.

Вулканические породы, соответствующие бесполевошпатовым фельдшпатоидным породам разделяются на две группы: 1) фельдшпатоидные породы, не содержащие в своём составе оливина, выделяются под названием *нефелиниты, лейцититы* и называются по составу вкрапленников;

2) вулканические породы, содержащие в своем составе оливин (5–20%) и называются они оливиновыми нефелинититами, лейцититами. Они имеют порфировую структуру, основная масса содержит мало вулканического стекла и представлена мелкими микролитами этих же минералов.

Группа щелочных габброидов-базальтоидов представлена двумя вулкано-плутоническими сериями: тералита-тефрита и эссексита-тефрито-базальта. Особенностью минерального состава этой группы пород является присутствие основного плагиоклаза, фельдшпатоидов и калиевых полевых шпатов, находящихся в этих породах в разных соотношениях.

Цветные минералы представлены эгирином, эгирин - авгитом, щелочными амфиболами, иногда оливином. Щелочные габброиды - редкие породы, они чаще всего составляют ранние фазы внедрения в сложных массивах, сложенных преимущественно нефелиновыми сиенитами.

Тералит –равномернозернистая полнокристаллическая порода состоит из основного плагиоклаза (30%), нефелина (20%), титан-авгита (35%), щелочного амфибола (10%). В качестве второстепенных минералов могут присутствовать оливин, биотит, микроклин, титаномагнетит, ильменит.

Тефрит – эффузивный аналог тералита, макроскопически трудно отличим от нормального базальта, структура при микроскопическом изучении порфировая, вкрапленники представлены как основным плагиоклазом, так и фельдшпатоидами (нефелином, лейцитом, мелилитом), которые также могут присутствовать в качестве микролитов в основной массе.

Под термином тефрит объединяются щелочные базальты, не содержащие оливина. *Тефритобазальты (мелафиры)* – промежуточные породы между щелочными и нормальными базальтами, они отличаются меньшим количеством фельдшпатоидов.

Эссексит- щелочная полнокристаллическая порода состоит из среднего плагиоклаза – андезина (25%), ортоклаза (15%), нефелина(15%), эгирина-авгита (25%), щелочного амфибола (10%). Второстепенные минералы - биотит, оливин, титаномагнетит. Эффузивным эквивалентом эссекситов можно считать тефрито-базальты, они наиболее близки по минеральному и химическому составу. Щелочные базальты являются достаточно распространёнными породами, при этом среди них преобладают породы калиевой ветви с вкрапленниками лейцита.

Группа нефелиновых сиенитов – фонолитов. В этой группе преобладающими являются интрузивные породы, которые отличаются большим разнообразием минерального состава и структурно-текстурных особенностей.

Особенностью минерального состава этих пород является присутствие в них калиевых полевых шпатов – микроклина, ортоклаза и фельдшпатоидов, преимущественно нефелина. Темноцветные минералы представлены эгирином, эгирина-авгитом, реже щелочными амфиболами (арфведсонитом, рибекитом), второстепенные минералы – апатит, сфен, циркон, эвдиалит, астрофиллит, канкринит, перовскит, ильменит, титаномагнетит.

Наиболее распространёнными разновидностями нефелиновых сиенитов является хибинит, фойяит, луаврит, ювит, миаскит, мариуполит. Большинство из этих пород распространены в пределах Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров), к которому приурочены уникальные месторождения апатитовых руд.

Хибиниты – крупнокристаллические породы зеленовато-серого цвета, состоят из микроклина (30–40 %), нефелина (30–40 %), эгирина (25–20 %); второстепенные минералы – апатит, сфен, эвдиалит, титаномагнетит.

Фойяит более лейкократовая порода по сравнению с хибинитом, состоит из нефелина (20–25 %), преобладающего калиевого полевого шпата (55–57 %), цветные минералы представлены эгирином и щелочными амфиболами (10–15 %).

Ювиты – лейкократовые крупнокристаллические нефелин-микроклиновые породы светло-серого цвета.

Луавриты – сравнительно темные зеленовато-чёрные породы, имеющие чётко выраженную трахитоидную текстуру, обусловленную ориентировкой

игольчатых кристаллов эгирина и призматических кристаллов полевых шпатов и фельдшпатоидов. Состав люаврита отличается повышенным содержанием нефелина (до 55 %) и эгирина (25–30 %).

Миаскит является представителем уральской щелочной провинции, он содержит около 20 % нефелина, полевые шпаты представлены микроклином, альбитом, ортоклазом, темноцветный минерал – железистым тёмным биотитом, структура мелкозернистая, порода напоминает по внешнему виду мелкозернистый гранодиорит.

Мариуполит- светлосерая порода, состоящая из альбита и нефелина (25–30 %), темноцветных минералов небольшое количество (5–10 % эгирина), породы развиты в Приазовской щелочной провинции.

Фонолиты – эффузивные аналоги фельдшпатоидных сиенитов, породы светлосерого, зеленовато-серого цвета с порфировой структурой. Вкрапленники представлены санидином, нефелином, иногда диопсидом, эгирином, щелочными амфиболами. Основная масса содержит мало стекла и сложена мелкими зёрнами этих же минералов и повышенным содержанием аксессуарных минералов. В лейцитовых фонолитов порфировые выделения представлены лейцитом, а нефелин присутствует в основной массе породы. Фонолиты образуют небольшие потоки, купола и дайки, приуроченные к зонам глубинных разломов в земной коре.

В ассоциации со щелочными породами находятся *карбонатиты*, образующие штоки, дайки, кольцевые дайки среди массивов щелочных пород или вблизи их, как бы следуя за ними.

Карбонатиты – эндогенные несиликатные магматические породы, содержащие больше 50 % карбонатов-кальцита, доломита, анкерита, в них могут присутствовать эгирин, щелочные амфиболы. флогопит, форстерит, апатит, магнетит, сфен, альбит, микроклин, пироклор, баделиит, бастнезит, циркон.

По преобладающему минералу они могут быть кальцитовыми, доломитовыми, анкеритовыми, если количество силикатных минералов более 50%, то такие породы называются *силикокарбонатитам*. Специфической особенностью карбонатитов является их обогащенность их редкими и рассеянными элементами Nb, Ta, Zr, Ba, Sr, P3, U, Th.

ЧАСТЬ 3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Метаморфизмом называется преобразование горных пород под воздействием внутренних (эндогенных) процессов, вызывающих изменения физико-химических условий в земной коре. Метаморфическим преобразованиям подвергаются породы любого состава и генезиса: магматические, осадочные и ранее метаморфизованные. Метаморфизм совершается в процессе структурной перестройки земной коры, при погружении пород на глубину, складкообразовании.

Главными факторами метаморфизма являются температура, давление и химически активные вещества. Под их действием этих факторов происходит частичное или полное преобразование минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород.

Метаморфические преобразования происходят в твёрдом состоянии, возникают новые минеральные ассоциации устойчивые в определенных физико-химических условиях.

Среди метаморфических пород различают два типа: ортопороды, образовавшиеся при метаморфизме магматических породы и парапороды, образовавшиеся по осадочным породам.

3.1. Химический состав метаморфических пород позволяет судить о составе исходных пород и их генетической принадлежности. Ранее для удобства классификации все метаморфизируемые породы по химическому составу, независимо от их происхождения, подразделялись на четыре группы по Добрецову Н.Л. и др., 1972).

1. Метапелиты – глинистые, песчанистые осадочные породы, магматические породы, обогащенные кремнезёмом, алюминием, щелочами, то есть кислые магматические породы – граниты, липариты, гранодиориты, дациты и соответствующие им пирокластические породы.

2. Метабазиты – основные, средние магматические породы (базальты, диабазы, андезиты, габбро, диориты), а также мергеля, граувакки. Все породы этой группы содержат повышенные количества магния, железа, кальция и по составу соответствуют основным породам.

3. Карбонатные осадочные породы – известняки, доломиты.

4. Редкие породы, в число которых входят высокомагнезиальные, железистые, марганцовистые, щелочные породы.

Такая группировка, при всем многообразии пород, позволяет судить об исходном их составе и облегчает классификацию метаморфических пород.

В настоящее время согласно принятому Петрографическому кодексу (2008) все метаморфические породы по химическому составу разделяются по содержанию SiO_2 (вес.%) на: низкокремнезёмистые (карбонатные) <30, ультраосновные – 30–45, основные – 45–53, средние – 53–64, кислые –

63–78, ультракислые – > 78. Далее эти группы подразделяются по насыщенности глинозёмом и щелочности.

Следует отметить, что такую сложную классификацию метаморфических пород по петрохимическим признакам при макроскопическом изучении этих пород трудно применить на практике. Она может быть использована при петрохимическом изучении состава метаморфизованных пород.

3.2 Минеральный состав метаморфических пород

Породообразующие минералы метаморфических пород условно можно разделить на четыре группы: 1) минералы, распространённые как в магматических, так и в метаморфических породах – кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены;

2) минералы, распространённые как в осадочных, так и в метаморфических породах – кальцит, доломит, глинистые минералы; 3) минералы, содержащиеся в магматических породах как вторичные, но являются главными в метаморфических породах – хлорит, актинолит, тремолит, эпидот, серицит, серпентин; 4) специфические минералы, возможные только в глубоко метаморфизованных породах – дистен, силлиманит, ставролит, кордиерит, гранаты, глаукофан, омфацит, жадеит.

Присутствие тех или иных минералов в породе свидетельствует о физико-химических условиях метаморфизма, так, например, наличие в породе граната, кордиерита, ставролита, силлиманита свидетельствует о высоких температурах, присутствие дистена жадеита, глаукофана говорит о высоких давлениях.

3.3 Структуры и текстуры метаморфических пород

Процесс перекристаллизации пород происходит в твёрдом состоянии, он называется кристаллобластезом, а структуры, возникшие вследствие этого процесса называются *кристаллобластовыми*. Перекристаллизация сопровождается растворением мелких зерен, что приводит к образованию равномернозернистых структур. Метаморфические породы всегда полнокристаллические, в них не сохраняется вулканическое стекло, а также пустоты. Наряду с вновь образованными структурами в метаморфических породах нередко сохраняются реликтовые структуры первичной породы.

Среди структур метаморфических пород можно выделить следующие их типы:

а) катакластические; б) кристаллобластические; в) реликтовые.

Катакластические структуры возникают под действием направленного давления (стресса), вызывающего дробление пород, которое не сопровождается их полной перекристаллизацией. Характерными особенностями та-

ких пород является нарушение кристаллической структуры минералов, перекристаллизация их в мелкозернистую массу.

Среди кристаллобластовых структур наиболее распространенными является гранобластовая, лепидобластовая, нематобластовая, гетеробластовая.

Гранобластовая структура характеризуется изометричными зернами, которые имеют мозаичные, округлые или неправильные зубчатые очертания.

Мелкозернистая разновидность такой структуры носит название *роговиковой*. Гранобластовые структуры характерны для кварцитов, роговиков, мраморов.

Лепидобластовая структура характерна для пород, сложенных чешуйчатыми, таблитчатыми минералами и характерна для слюдистых, хлоритовых, серицитовых сланцев.

Нематобластовая структура определяется наличием в породе игольчатых, столбчатых минералов и характерна для актинолитовых, силлиманитовых, дистеновых сланцев, амфиболитов.

Гетеробластовая или порфиробластовая структура характеризуется наличием относительно крупных зерен, расположенных в мелкозернистой ткани породы.

Реликтовые структуры характерны для пород, не претерпевших глубоких изменений и наряду с элементами новой структуры сохраняются остатки структуры первоначальной породы. В зависимости от первоначальной структуры магматической породы выделяют структуры бластогранитовую, бластоофитовую, бластопорфировую и другие.

Приставка «класто» указывает на то, что порода частично передроблена, так если структура породы кластопорфировая, то значит порода с порфировой структурой претерпела дробление.

Текстуры метаморфических пород отражают также условия, при которых происходило преобразование пород и определяется тем фактором метаморфизма, который является преобладающим в данном процессе. Текстуры метаморфических пород могут быть массивными, пятнистыми, полосчатыми, сланцеватыми, волнисто-сланцеватыми, линейными, очковыми.

Массивные текстуры характеризуются полной однородностью породы, возникают при перекристаллизации однородного материала при отсутствии одностороннего давления и возникают в глубинных зонах земной коры, а также в контактовых ореолах крупных интрузивов.

Пятнистые текстуры отличаются неравномерным распределением минералов и возникают при контактово-метасоматическом метаморфизме.

Полосчатые текстуры обусловлены чередованием полос различного состава и структуры, образование которых может быть объяснено метаморфической зональностью, то есть перераспределением минералов при перекристаллизации.

Сланцеватые структуры формируются при наличии направленного давления и имеют широкое распространение среди метаморфических пород. В зависимости от ориентировки минералов выделяется несколько видов сланцеватых текстур.

Параллельно-сланцеватая текстура определяется расположением пластинчатых, чешуйчатых минералов по параллельным плоскостям, она характерна для гнейсов и сланцев.

Волнисто-сланцеватая текстура отличается волнистостью плоскостей сланцеватости и возникает при сильных деформациях в условиях низкотемпературного метаморфизма.

Очковая или линзовидная текстура характеризуется наличием линзовидных зерен или агрегатов зёрен кварца или полевого шпата, так называемых «очков», которые выделяются на фоне сланцеватой основной ткани породы, такая текстура свойственна некоторым гнейсам и сланцам.

3.4 Классификация метаморфических процессов

До настоящего время в основе общепринятой классификации метаморфических процессов положен принцип преобладания того или иного фактора метаморфизма и типа возникающих пород. По относительной роли различных факторов, геолого-структурным и генетическим признакам в большинстве известных учебных пособий выделялись следующие типы метаморфизма (Н. А. Елисеев, 1960; Е.А. Кузнецов, 1956; Г.М. Саранчина, Н.Ф. Шинкарев, 1973; О.Н.Белоусова, В. В. Михина, 1972).

1. Катакlastический (динамометаморфизм)
2. Автометаморфизм.
3. Контактный метаморфизм.
4. Региональный (динамотермальный) метаморфизм.
5. Ультраметаморфизм.
6. Метасоматоз.

Петрографический кодекс (2008) предлагает метаморфические породы разделить на три класса в зависимости от геологической обстановки их проявления на: *термально - или контактово-метаморфические*; 2) *динамо-термально, или регионально-метаморфические*, 3) *динамо или дислокационно-метаморфические* породы.

Метасоматические породы выделяются в особую группу и подразделяются на *контактово-метасоматические, регионально метасоматические* и *гипергенно-метасоматические*, при этом эти образования по кислотно-щелочным свойствам среды подразделяются на щелочные, кислотные и основные. *Автометаморфические* изменения магматических пород отнесены к *контактово-метасоматическим* образованиям.

В особую группу выделены *мигматиты*, рассматриваемые ранее как ультраметаморфические образования. Учитывая гетерогенное происхождение мигматитов, они подразделяются на три подтипа: *метасоматические, метаморфические и инъекционно – магматические*. Все эти типы мигматитов при макроскопическом исследовании практически неразличимы.

Выделяется, кроме того, *ударный (импактный) метаморфизм*, который происходит на поверхности земли в результате падения метеоритов или других космических тел, но он не связан с эндогенными процессами, поэтому выделяется в особый класс породообразующих процессов.

Ниже приводится краткая характеристика метаморфических образований с учётом рекомендаций Петрографического кодекса (2008) в таком изложении, чтобы при изучении пород была понятна сущность главных породообразующих процессов.

3.5 Породы катакластического метаморфизма

Катакластический метаморфизм связан с проявлением одностороннего кратковременного давления или стресса и приводит к дроблению, расланцеванию, растиранию пород. Он имеет локальное распространение и приурочен к зонам тектонических нарушений. Он совершается на небольшой глубине и при низкой температуре. При повышении температуры происходят пластические деформации, при этом разрывы и трещины не образуются, а возникают складки кливажа.

Характерными образованиями этого типа метаморфизма являются тектонические брекчии, катаклазиты и милониты.

Тектонические брекчии представляют собой породы, состоящие из угловатых обломков, промежутки между которыми заполнены мелкодробленым материалом. Брекчированию может быть подвержена порода любого состава, при этом цементирующий материал может быть подвергнут окварцеванию, карбонатизации, хлоритизации и другим вторичным процессам.

Катаклазиты отличаются от брекчий меньшим размером обломков, при этом обломки пород и минералов часто приобретают линзовидную форму.

В катаклазитах обычно удается установить структуру первичной породы и зависимости от первоначального состава выделяются катаклазиты по гранитам, габбро, алевролитам и другим породам.

Милониты являются продуктом интенсивного катакластического метаморфизма. Они имеют тонкосланцеватую текстуру и представляют собой микроскопическую брекчию со сланцеватой текстурой (текстурой тектонического течения). Милониты обладают следующими признаками:

1) они представляют собой микробрекчию, возникшую при размалывании породы; 2) обладают сланцеватой, полосчатой текстурой; 3) представ-

ляют собой твёрдую породу, 4) структура милонитов чаще всего порфирокластическая.

Для обозначения крайних степеней развальцевания применяется термин *ультраamilониты*. В ультраamilонитах порфирокласты размолоты и превращены в тонкие линзовидные полоски. Реликты первичной структуры отсутствуют, породы афанитового облика, полосчатой текстуры.

При динамометаморфизме происходят сопутствующие вторичные изменения, заключающиеся в частичной перекристаллизации и образовании новых минералов- хлорита, серицита

3.6 Породы контактово- термального метаморфизма

Процесс контактово-термального метаморфизма связан с прогревом и перекристаллизацией вмещающих пород под действием тепла внедряющихся интрузивных масс без существенного изменения их химического состава (контактово-термальный метаморфизм). Выделяется также контактово-метасоматический метаморфизм, который в отличие от контактово-термального метаморфизма происходит с существенным изменением химического состава первичных пород в результате химического взаимодействия компонентов интрузивных тел и вмещающих пород. Этот тип метаморфизма будет рассмотрен в разделе «Метасоматические горные породы».

Породы контактового метаморфизма называются роговиками или ороговикованными породами в зависимости от степени перекристаллизации. Роговики приурочены к экзоконтактам интрузий или эффузивных пород, при этом может проявляться метаморфическая зональность, которая заключается в смене парагенезисов высокотемпературных минералов на низкотемпературные по мере удаления от контакта интрузии и, соответственно, падения температуры.

Минеральный состав роговиков зависит от состава исходной породы и температуры перекристаллизации. Выделяются кварц-полевошпатовые, известковистые, метабазитовые, магнезиальные роговики.

В образовании роговиков главным фактором является температура, она колеблется от 200 °С до 1000 °С, давление не играет существенной роли и обычно не превышает 1кбар. В соответствии с условиями метаморфизма выделяются *фацции контактового метаморфизма*.

Согласно принципу *метаморфических фацций* (П. Эскола, 1920) минеральный состав метаморфической породы является функцией её химического состава и физических условий метаморфизма. При разных термодинамических условиях из пород одного и того же химического состава образуются породы, характеризующиеся разными минеральными ассоциациями. Таким образом, при выделении метаморфических фацций руководствуются

критической ассоциацией минералов, устойчивых в определённых физико-химических условиях.

Для роговиков в зависимости от температуры выделяются: *мусковит-роговиковая, амфибол-роговиковая, пироксен-роговиковая, спуррит-мервинитовая* фации.

Макроскопически породы этих фаций роговиков различить невозможно, но более подробно можно ознакомиться в указанных учебниках (Г.М. Саранчина, Н.Ф. Шинкарёв, 1973; О.Н. Белоусова, В.В. Михина, 1972).

Следует отметить, что роговики макроскопически представляют собой плотные тёмные породы афанитового облика, их легко можно спутать с базальтами, дунитами, от которых они отличаются большой твёрдостью, раковистым изломом. Выделение фаций роговиков и метаморфической зональности контактового метаморфизма требует тщательного микроскопического исследования и соответствующего опыта.

3.7 Породы регионального (динамотермального) метаморфизма

Региональный метаморфизм охватывает обширные регионы, характеризуется выдержанным простираем метаморфических толщ и постоянством факторов метаморфизма, что выражается в постоянстве минеральных ассоциаций.

Смена метаморфических пород, сложенных различными ассоциациями минералов при региональном метаморфизме подчиняется чередованию различных зон, которые определяются температурой и давлением, изменение которых носит региональный характер. Важным фактором регионального метаморфизма кроме давления и температуры является метасоматоз, происходящий вследствие воздействия паров воды, углекислоты, щелочей и других химических элементов.

Наиболее распространёнными породами регионального метаморфизма являются сланцы, гнейсы, амфиболиты, гранулиты.

Сланцы имеют различный состав, наиболее распространёнными являются сланцы, образовавшиеся в условиях низких температур и умеренных давлений. В зависимости от состава исходных пород различают хлоритовые (зеленокаменные), глинистые, глинисто-серицитовые, углистые, слюдистые и другие их разновидности. Для них характерна мелкозернистая, тонкочешуйчатая (лепидобластовая) структура, сланцеватая текстура.

Гнейсы являются продуктом более высоких ступеней метаморфизма, имеют более крупнозернистую структуру, чаще лепидогранобластовую и полосчатую ориентированную текстуру. Минеральный состав гнейсов определяется содержанием в их составе значительного количества полевого шпата (не мене 20%): плагиоклаза (олигоклаза-андезина), ортоклаза, микро-

клина, присутствует кварц. Темноцветные минералы составляют значительно меньшую часть породы и обычно представлены биотитом, амфиболами, реже встречаются пироксены, а также могут присутствовать графит, гранаты, дистен, силлиманит.

Различают *ортогнейсы* и *парагнейсы*, первые образуются при метаморфизме магматических пород - гранитов, гранодиоритов, сиенитов и их вулканических аналогов

Парагнейсы образуются при метаморфизме осадочных пород - глинистых, песчано-глинистых, аркозовых песчаников. Макроскопически различить эти гнейсы практически невозможно, первичный состав породы устанавливаются только при специальных исследованиях.

При метаморфизме metabазитовых пород - базальтов, диабазов, габбро, граувакк, доломитов образуются *амфиболиты* и *габбро-амфиболиты*, состоящие, преимущественно, из роговой обманки, в их составе могут присутствовать плагиоклаз, магнетит, сульфиды, гранат. Амфиболиты имеют средне-крупнозернистую нематобластовую структуру, ориентированную текстуру.

При метаморфизме ультраосновных пород в разных физико-химических образуются серпентиновые, тальк - серпентиновые, тальк - тремолитовые, тальк – тремолит - карбонатные, актинолитовые, актинолит - тремолитовые сланцы.

Под названием *кристаллические сланцы* объединяется группа пород средних и высоких степеней метаморфизма, в которых практически отсутствуют полевые шпаты и характерны более крупнозернистые структуры по сравнению со сланцами низкотемпературных ступеней метаморфизма.

В основу классификации пород регионального метаморфизма положен принцип *минеральных фаций*, предложенный П. Эскола (1920). Метаморфическая фация определяется параметрами температуры, давления и действием химически активных веществ. Каждая фация метаморфизма характеризуется *критической ассоциацией минералов*, устойчивых только в пределах физико-химических условий данной фации. Химический и минеральный состав пород в пределах одной фации метаморфизма определяется химическим составом исходной породы.

Первоначально П. Эскола выделил пять фаций метаморфизма: санидинитовую (наиболее высокая температура и низкое давление), роговиковую (высокая температура и умеренное давление), представляющие собой фации контактового метаморфизма.

К региональному метаморфизму были отнесены фации: зеленых сланцев (низкая температура и умеренное давление), амфиболитовая (средняя температура и умеренное давление), эклогитовая (высокая температура и высокое давление).

Позже П. Эскола (1934) выделил восемь фации метаморфизма, добавив к перечисленным выше, эпидот-амфиболитовую, гранулитовую, фацию глаукофановых сланцев.

Тернер Ф. и Ферхуген Дж. (1961) разделили контактовый метаморфизм и региональный и выделили для регионального метаморфизма следующие фации: 1) цеолитовую, 2) фацию зеленых сланцев, 3) глаукофановых сланцев, 4) алмадин-амфиболитовую, 5) гранулитовую, 6) эклогитовую.

Такая схема регионального метаморфизма существовала до настоящего времени и являлась общепринятой.

В их фаций, предложенная Н.Л.Добрецовым, В.С. Соболевым (1972) была предложена схема классификации пород регионального метаморфизма, особенностью которой является разделение всех фаций на три группы по величине давления: тип А – фациальные серии низких давлений, соответствующих контактовому метаморфизму и региональному метаморфизму, приуроченному к зонам активного вулканизма с повышенным тепловым потоком; тип В – фациальные серии умеренных давлений, соответствующих наиболее распространённому типу метаморфизма; тип С- фациальные серии высоких давлений в земной коре.

В соответствии с принятым Петрографическим кодексом (2008) для классификации пород, претерпевших динамо-термальный (региональный) метаморфизм выделяются четыре фации: *зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, гранулитовая фация.*

Среди пород регионального метаморфизма фации аномально высоких давлений – фация *глаукофановых сланцев и эклогитовая.*

Фации метаморфизма низких давлений исключаются из фациальных серий регионального метаморфизма и относятся к диагенезу. Этот тип метаморфизма приурочен к зонам активного вулканизма и по термодинамическим условиям сходен с контактовым метаморфизмом. Глубина формирования пород этой фации составляет 10-12км.

Ранее выделялась *цеолитовая* фация метаморфизма, соответствующая условиям фации низких давлений, она проявляется при погружении осадков на глубину. При температуре 200–300 °С в осадочных и вулканических породах происходит образование цеолитов, преимущественно по вулканическому стеклу в андезитах, липаритах, базальтах и вулканогенно-осадочных породах. Одновременно вулканогенно-осадочные породы подвергаются альбитизации, цеолиты выделяются в виде миндалин, жил и линзообразных обособлений, наиболее распространенными являются гейландит, шабазит, десмин, натролит.

Фации метаморфизма умеренных давлений характерны для большинства складчатых областей и породы этого типа метаморфизма наиболее распространены в земной коре.

Температуры этого типа метаморфизма соответствуют 300-850°C при давлении 4-8 кбар. Характеристика фаций метаморфизма умеренных давлений приведена в таблице 2.

Фация зеленых сланцев умеренных давлений представляет наиболее низкотемпературную ступень (300-500°C) регионального метаморфизма. Для этой фации характерно присутствие гидроксилсодержащих минералов зеленого цвета: хлорита, актинолита, серпентина, эпидота, что и определило название фации, устойчивы также глинистые минералы, серицит, альбит.

Запрещенными минералами являются силлиманит, андалузит, ставролит совместно с кордиеритом.

Глинистые породы в условиях фации зеленых сланцев преобразуются в глинистые, глинисто-серицитовые сланцы. Основные и средние вулканические породы и их туфы превращаются в зеленые сланцы альбит-эпидот-хлоритового состава, при этом происходит замещение плагиоклазов альбитом, темноцветных минералов и вулканического стекла хлоритом, актинолитом, кальцитом. Все эти превращения носят название зеленокаменных изменений пород и чрезвычайно широко распространены в складчатых структурах, зеленокаменных поясах. Высокомагнезиальные ультраосновные породы преобразуются в серпентиновые сланцы и тальк - карбонатные породы.

Осадочные породы, обогащенные углеродистым веществом, образуют углистые сланцы (филлиты), обычно они обогащены сульфидами - пиритом, пирротинном.

Они образуют так называемую черносланцевую серию пород.

Карбонатные породы в условиях зеленосланцевой фации превращаются в известковистые сланцы с ассоциацией минералов: кальцит – хлорит-кварц или доломит- кварц.

Эпидот-амфиболитовая фация тесно пространственно связана с фацией зеленых сланцев, но для нее характерно развитие более высокотемпературной ассоциации минералов, представленной роговой обманкой, эпидотом, биотитом, могут присутствовать олигоклаз, силлиманит, ставролит, андалузит, гранат. Запрещенными минералами являются хлорит, глинистые минералы, волластонит. Температуры более высокие и составляют 500-600 °С.

Глинистые породы в условиях эпидот - амфиболитовой фации преобразуются в силлиманит (андалузит) - мусковитовые (биотитовые) кристаллические сланцы, имеющие более крупнозернистую структуру по сравнению породами зеленосланцевой фации. Структура этих сланцев мелко-среднезернистая иногда с порфиробластами андалузита, ставролита, граната, силлиманит обычно фибробластовый волокнистый. Гранат соответствует алмадину, образует идиоморфные кристаллы розоватого цвета, для ставролита характерны крестообразные двойники. Основная ткань породы

состоит из кварца, биотита, мусковита, которые ориентированным расположением подчеркивают сланцеватую текстуру породы.

Основные и средние вулканические и плутонические породы превращаются в *амфиболиты*, состоящие из роговой обманки или актинолита, тремолита, содержат плагиоклаз, небольшое количество эпидота, сфена, магнетита, ильменита.

Структура амфиболитов обычно мелкозернистая нематобластовая, текстура массивная или грубосланцеватая.

Ультраосновные породы превращаются в тальк-тремолит - актинолитовые сланцы, актинолититы.

Карбонатные породы преобразуются в мрамора и силикатные мрамора с ассоциацией минералов: кальцит – диопсид - тремолит или кальцит – диопсид-grossуляр - кварц.

Амфиболитовая фация метаморфизма характеризуется более высокими температурами метаморфизма от 650°C до 800°C и давлениями в 4-8 кбар.

В породах амфиболитовой фации характерны калиевый полевой шпат, ортоклаз, роговая обманка, биотит, ставролит, кордиерит.

Критическую ассоциацию минералов составляют: 1) биотит-силлиманит - калиевый полевой шпат- кварц; 2) гранат - шпинель - ставролит-силлиманит.

К запрещенным минералам относятся хлорит, серицит, эпидот с кислым плагиоклазом, доломит с кварцем.

В условиях амфиболитовой фации из кварц-полевошпатовых и глинистых пород образуются биотит-силлиманитовые парагнейсы, нередко с порфиробластами граната или ставролита. Основная ткань породы состоит из кварца, полевого шпата и биотита. Присутствие в составе гнейсов большого количества высокоглинозёмистых минералов - силлиманита, андалузита, ставролита и повышенное содержание в них биотита позволяет их относить к парагнейсам. Ортогнейсы образуются за счёт кислых магматических пород и являются близкими по вещественному составу к гранитам.

В условиях амфиболитовой фации в присутствии паров воды может происходить частичное плавление пород (анатексис) с образованием гранитного расплава, приводящего к образованию мигматитов. Они состоят из первичного субстрата и пропитывающего его гранитного вещества, имеют сложный текстурно-структурный рисунок, Эти образования будут рассмотрены в разделе «Мигматиты».

Карбонатные породы в условиях амфиболитовой фации преобразуются в мрамора и силикатные мрамора, состоящие из крупнозернистого кальцита, диопсида, форстерита, граната.

Основные вулканические и плутонические породы превращаются в амфиболиты и габбро-амфиболиты, состоящие из зеленой роговой обманки, плагиоклаза, в их составе может быть гранат, магнетит, сфен.

Гранулитовая фация метаморфизма.

Породы гранулитовой фации метаморфизма отличаются наиболее интенсивными преобразованиями. Для пород этой фации характерно полное отсутствие слюд и характерны специфические ассоциации минералов с гиперстеном - гиперстен – диопсид – кварц, гиперстен – ортоклаз – кварц, гиперстен – гранат – кордиерит-кварц.

Гранат отличается высоким содержанием пиропового компонента. Запрещенными минералами являются слюды, амфиболы, ставролит, андалузит. Температура метаморфизма гранулитовой фации составляют 750-900°C, давление от 4–5 до 8–12 кбар.

Гранулиты имеют мелкозернистую структуру, массивную текстуру, макроскопически они бывают светлыми и темноокрашенными, светлые гранулиты содержат кварц, ортоклаз, гранат и гиперстен. Тёмные гранулиты состоят из плагиоклаза, гиперстена, диопсида, граната, они образуются при метаморфизме основных пород. Плагиоклаз в гранулитах представлен андезином и лабрадором,

на контактах с калиевым полевым шпатом образуются мирмекиты. Гиперстен содержит повышенное количество алюминия, что связано с формированием этих пород в условиях высоких давлениях. Породы гранулитовой фации метаморфизма распространены, главным образом, в пределах древних докембрийских платформ (Балтийский, Анабарский, Алданский щиты) обычно среди образований амфиболитовой фации-гнейсов, гранито-гнейсов, мигматитов.

Таблица 2

Типичные породы регионального метаморфизма фаций умеренных давлений

Фации метаморфизма	Парагенезис минералов	Кварц-полево-шпатовые, глинистые породы	Карбонатные породы	Основные, средние магматические породы. Граувакки
Фашия зеленых сланцев Т -350-500°C	Хлорит, серпентин, серицит, глинистые минералы.	Филлиты Кварцитовидные Песчаники Глинистые, глинисто-серицитовые сланцы.	Известковистые сланцы	Хлоритовые, серпентиновые (зелено-каменные) сланцы.

Эпидот- амфиболитовая Т -550 -600°С	Амфибол, силлиманит, ставролит, эпидот, биотит.	Кристаллические сланцы кварц – слюды – стые с силлиманитом.	Мрамора Силикатные мрамора	Амфиболиты
Альмандин – амфиболитовая Т – 600 –850°С	амфибол, альмандин, ортоклаз, силлиманит.	Парагнейсы Ортогнейсы Мигматиты	Мрамора Силикатные мрамора	Амфиболиты
Гранулитовая Т – 650– 900°С	Гиперстен, гранат, диопсид, ортоклаз, кордиерит.	Гранулиты Кварц – ортоклазгранатовые с гиперстеном	Кальцифиры	Гранулиты плагиоклаз-гиперстен-гранатовые.

Метаморфизм фаций высоких давлений.

Фации метаморфизма этой серии характеризуются давлением в 8 кбар при низких температурах и давлением свыше 14 кбар при высокой температуре. Температуры колеблются от 300 до 1000 °С. Эта группа фаций относится к региональному метаморфизму, но приурочена к относительно узким тектоническим зонам, где локально проявляется высокое давление.

Жадеит – лавсонит-глаукофановая фация является наиболее низкотемпературной (300–550 °С), соответствует зеленосланцевой фации умеренных давлений.

Исходными породами являются базальты, диабазы, их туфы, часто наблюдается пространственная связь с ультраосновными породами. При метаморфизме пелитовых и кварц – полевошпатовых пород образуются глаукофан-мусковит-кварц-хлоритовые или кварц-глаукофан-жадеитовые сланцы.

Породы этой фации развиты на Урале, где известна полоса повышенной деформации, имеющая зональное строение. От периферии к центру последовательно сменяются породы зеленосланцевой, глаукофановой, альмандин-амфиболитовой и эклогитовой фаций. Зона повышенного дислокационного метаморфизма имеет ширину 4–5 км и протяжённость 80км.

Глаукофан – альмандиновая фация (дистен-мусковитовых сланцев) и фация дистеновых гнейсов и амфиболитов соответствует примерно эпидот-амфиболитовой и альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма умеренных давлений, поэтому наряду с минералами, характерными для этих фаций, появляются минералы – индикаторы высоких давлений. Вместо сил-

лиманита и андалузита появляются дистен, омфацит, глаукофан, при этом отсутствует кордиерит.

Наиболее распространёнными породами этой фации являются дистен – мусковитвые сланцы без полевого шпата, а также более высокотемпературные дистеновые гнейсы с калиевым полевым шпатом.

Эклогитовая фация метаморфизма.

Эклогитами называются породы, состоящие из граната пироп - альмандинового ряда и омфацита, представляющего собой смесь жадеита и диопсида ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 + \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$).

Эклогиты – среднезернистые или крупнозернистые породы порфириобластовой структуры. Порфириобласты представлены розовым гранитом и зелёным омфацитом, второстепенным минералом может быть рутил.

Эклогиты встречаются в виде ксенолитов в глубинных породах – кимберлитах, дунитах, перидотитах и щелочных базальтах Гавайских островов, а также они могут находиться среди гнейсов и сланцев в ассоциации с глаукофановыми сланцами. Считается, что эклогиты образуются при температурах не ниже 700 °С и давлении 17кбар, где они образуются в верхней мантии и попадают в породы литосферы в результате тектонических и магматических процессов. По своему химическому составу они соответствуют габбро или базальту. Предполагается, что верхняя мантия частично сложена эклогитами.

3.8 Мигматиты

Термин ультраметаморфизм обозначает интенсивные метаморфические преобразования, происходящие в глубинных зонах земной коры, расположенных ниже уровня плавления гранитного расплава и представляет собой крайнюю стадию развития регионального метаморфизма, в процессе которого происходит частичное или полное плавление пород. Ультраметаморфизм может происходить в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма. Температура выплавки гранитного расплава составляет 650°С, гранодиоритового 750°С, что соответствует условиям амфиболитовой фации, но необходимым условием плавления пород является наличие паров воды и других летучих компонентов.

Факторами проявления ультраметаморфических процессов является резкое повышение давления и температуры, воздействие летучих компонентов и интенсивных тектонических движений. Ультраметаморфические образования наиболее широко распространены в пределах древних щитов и платформ.

В результате этих процессов происходит образование мигматитов гранито-гнейсов, а также ультраметаморфических (или палингенных) гранитов.

Мигматиты представляют собой неоднородные по составу породы, состоящие из относительно меланократовых метаморфических пород (субстрата) и более лейкократовой кварц-полевошпатовой массы (неосома), пропитывающей основную массу породы. Субстрат мигматитов представлен породами средних и высоких ступеней метаморфизма – кристаллическими сланцами, амфиболитами, гнейсами. Лейкократовая часть мигматитов (неосома) приближается по составу к аплитам, пегматитам, лейкократовым гранитам.

В зависимости от степени переработки субстрата и характера текстуры породы выделяется несколько морфологических типов мигматитов: *послойные мигматиты* с параллельным расположением, чередующихся полос субстрата и гранитного материала; *линзовидные мигматиты* - гранитный материал обособляется в форме линз; *ветвистые мигматиты* - гранитный материал образует ветвящиеся тонкие жилки; *сетчатые мигматиты* – гранитный материал образует сеть из пересекающихся жил, *агматиты* – породы с брекчиевой текстурой; *плойчатые мигматиты* отличаются тонкой плойчатостью светлых и темных полосок; *тенивые мигматиты*, в которых субстрат сохраняется в виде теневого узора в лейкократовой породе.

3.10 Метасоматические горные породы

Метасоматозом называется метаморфический процесс, который вызывает изменения не только минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород, но и химического состава пород, то есть сопровождается химическими реакциями между минеральными компонентами пород и химически активными растворами и газами.

Метасоматоз является широко распространённым процессом, проявляется в разной геологической обстановке и сопутствует часто другим видам метаморфизма.

Главными факторами метасоматического процесса являются химически активные вещества и температура, давление не играет определяющей роли. Метасоматический процесс идёт при высокой температуре, но растворение старых минералов и возникновение новых происходит одновременно и при этом порода сохраняет твёрдое состояние. В результате этого процесса возникают породы, которые называются *метасоматитами*, являющиеся коллекторами рудных и нерудных полезных ископаемых и поэтому чрезвычайно важно их изучение. Метасоматиты отличаются рядом специфических особенностей, о чем сказано ниже.

1. Размещение метасоматитов контролируется зонами повышенной проницаемости в виде контактов разных пород, зон тектонических нарушений, трещиноватости, рассланцевания.

2. В метасоматитах наблюдается замещение одних минералов другими, что приводит к возникновению метасоматических структур, которые отличаются разнообразием и изменчивостью. Для них характерны гетеробластовые, порфиробластовые, гранобластовые, нематобластовые, нередко структуры прораствания (диабластовые, пойкилобластовые).

3. В строении метасоматитов часто наблюдается метаморфическая зональность, которая выражается в уменьшении количества минералов по мере нарастания метасоматического процесса и проявляется стремление к образованию мономинеральной породы.

4. В процессе метасоматоза могут сохраняться структурно-текстурные особенности первичной породы, процесс идёт без изменения объёма породы. Иногда происходит замещение жилами при циркуляции растворов по трещинам.

Нередко происходит образование псевдоморфоз одних минералов по другим и замещение минералов агрегатами тонкочешуйчатых или мелкозернистых минералов – серицита, хлорита, кварца.

Наиболее распространёнными метасоматическими процессами являются: 1) гранитизация и щелочной метасоматоз; 2) грейзенизация, 3) скарнообразование, 4) пропилитизация, 5) фенитизация, 6) образование «вторичных кварцитов», березитов, листовенитов, альбититов.

Гранитизация и с ней связанный щелочной метасоматоз является одним из наиболее распространённых метасоматических процессов, широко развитых среди докембрийских образований. Под термином гранитизация подразумевается совокупность метасоматических процессов, приводящих к образованию гранитов по породам любого состава без прохождения магматической стадии. В то же время признаётся, что гранитизация представляет собой процесс магматического замещения, в котором существенную роль играют и магматические расплавы, насыщенные летучими компонентами и обладающие подвижностью, способные проникать по трещинам, ослабленным зонам и интерстициям минералов.

Гранитизация, вне зависимости от её характера, обладает рядом специфических особенностей, отличающих её от анатексиса. При гранитизации наблюдается последовательное замещение одних минералов другими и закономерная смена химизма замещаемых пород. Физико-химическая направленность процесса выражается в увеличении количества щелочей, преимущественно калия, кремнезёма и выноса магния, железа, кальция.

Наиболее интенсивно подвергаются гранитизации породы со сланцеватой текстурой и в меньшей степени в породы массивного сложения. Минералогически гранитизация проявляется в появлении жилок микроклина, антипертитовых вростков, порфиробластов кварца, микроклина. Происходит разрушение таких минералов как пироксены, гранаты, ставролит, дистен и замещение их биотитом, кварцем, микроклином. В заключительную

стадию этого процесса породы приобретают состав гранито-гнейса или микроклинового гранита. В гранитизированных породах наблюдаются тепловые текстуры первичных пород и своеобразные текстуры, свойственные породам метасоматического происхождения. Наиболее часто гранитизация проявляется в контактовых ореолах гранитных интрузий, при этом наиболее интенсивно эти процессы происходили в глубинных зонах земной коры, где повышенное давление и более медленное остывание. Это способствует непрерывному переходу богатых щелочами гранитных расплавов в растворы, которые оказывают интенсивное воздействие на вмещающие породы.

Щелочной метасоматоз может проявляться локально на больших площадях, он может быть связан с интрузивными породами, но может сопутствовать разным видам метаморфизма. Щелочной метасоматоз подразделяется на калиевый и натриевый с сопутствующим привнесением кремнекислоты и других элементов. Калиевый метасоматоз связан преимущественно с кислыми породами, натриевый со щелочными породами и проявляется преимущественно в альбитизации.

Альбититы встречаются: 1) в зонах глубинных разломов, пересекающих фундамент древних кратонов; 2) вблизи контактов щелочных интрузивов; 3) в апикальных частях массивов щелочных гранитов. Форма залегания альбититов- крутопадающие линзы, пластовые и жиллообразные тела. В телах щелочных гранитов они располагаются в апикальной части, образуя дайки, апофизы неправильной формы, протяженностью в десятки и сотни метров и мощностью от нескольких метров до сотен метров.

Главными минералами являются альбит, эгирин, амфиболы, реже биотит, магнетит, гематит. Второстепенные минералы – колумбит, торит, браннерит, уранинит, касситерит, флюорит. Альбит представлен двумя генерациями: к первой относятся более крупные кристаллы, замещающие полевые шпаты, кварц. Альбит второй генерации образует мелкие пластинчатые и лейстовидные кристаллы, располагающиеся беспорядочно или образующие сноповидные агрегаты. Они характерны для зон наиболее интенсивного метасоматического замещения.

Альбитизация основных вулканических пород заключается в замещении основного плагиоклаза альбитом и сопровождается выносом кальция из плагиоклаза, который входит в состав вновь образованных эпидота и цоизита одновременно происходит разложение вулканического стекла и замещение темноцветных минералов хлоритом и актинолитом.

Этот процесс представляет так называемые зеленокаменные изменения вулканических пород основного состава, проявляющиеся в образовании диабазов, спилитов (или натровых базальтов), представляющих собой подводные излияния базальтовой магмы подушечного типа в условиях рифтовых зон.

Структуры этих пород характеризуются развитием игольчатых, спутано-волоконистых плагиоклазов, располагающихся в хлоритизированной основной массе породы. Текстуры миндалекаменные, миндалины выполнены эпидотом, кальцитом, халцедоном, хлоритом, цеолитами.

Фенитизация представляет собой высокотемпературный щелочной метасоматический процесс, проявляющийся в контактовых зонах щелочных фельдшпатоидных пород и вмещающих их гнейсах, сланцах, мигматитах.

Этот процесс приводит к превращению этих пород в лейкократовые щелочные сиениты. Фениты образуют обычно кольцевые и дугообразные тела вокруг щелочных массивов или линзы и жилы, приуроченные к трещинам. В зонах удалённых от интрузивов наблюдается незначительная альбитизация калиевого полевого шпата, появление мелких иголочек эгирина и щелочных амфиболов, но по мере приближения к интрузиву эти процессы приобретают более интенсивное развитие. В зоне, примыкающей к интрузиву, происходит полное исчезновение минералов гнейсов и образование альбит-эгириновых сиенитов, содержащих некоторое количество щелочного амфибола, микроклина и иногда нефелина. Процессы фенитизации имеют характер стадийного минералообразования. В начальную высокотемпературную стадию происходит интенсивный привнос натрия и образование в гнейсах альбита, нефелина, эгирина.

На последующей стадии образуются биотит, анортоклаз, микроклин.

В экзоконтактах щелочно-ультрамафитовых массивах в процессе фенитизации наблюдается привнос Nb, Ta, Hf, TR, Zr, Wo, Be, Sr, Th, U.

Продукты калиевого метасоматоза приурочены к глубинным зонам орогенов.

Для докембрийских образований, этот процесс имеет региональное развитие. Калиевый метасоматоз проявляется в образовании микроклина и слюды. Процессы микроклинизации могут быть связаны с интрузиями щелочных пород. С внедрением щелочных сиенитов может происходить микроклинизация гнейсов, амфиболитов и других пород.

Грейзенизация проявляется при формировании пород ультракислого состава -аляскитов, аплитов, гранит-порфиров. Грейзены представляют собой продукт высокотемпературного пневмолито-гидротермального процесса в результате воздействия кремнекислых растворов. При грейзенизации происходит вынос щелочей и привнос Si, F, B, S, CO₂, Sn, Mo, W, Au, Fe.

Главными минералами грейзенов являются кварц, мусковит, лепидолит, флюорит, турмалин, в меньших количествах встречаются берилл, топаз, касситерит, вольфрамит, шеелит, пирит, молибденит, халькокопирит, сфалерит, галенит.

Метасоматические преобразования гранитов начинаются с замещения биотита и плагиоклаза. Калиевый полевой шпат более устойчив, но посте-

пенно все первичные минералы гранитов подвергаются замещению кварцем, мусковитом, серицитом, лепидолитом, флюоритом.

По характеру залегания различают жильный и штокверковый тип грейзенов.

Жильный тип сопровождается кварцевые жилы и пегматиты, штокверковый тип занимает большие площади и является рудоносным. В телах грейзенов наблюдается зональность. В центральной части обычно развиты кварцевые грейзены, которые могут сменятся кварц-мусковитовыми, кварц-топазовыми, кварц - турмалиновыми, кварц-флюоритовыми и кварц - сульфидными грейзенами.

Температуры кристаллизации исходных гранитов составляют 750-650°C, образование парагенезисов минералов грейзенов - 350-550°C.

Скарны представляют собой контактово-метасоматические породы, состоящие преимущественно из пироксенов диопсид-геденбергитового ряда, гранатов андрадит-гроссулярового ряда, эпидота, магнетита и других минералов. В большинстве случаев скарны образуются на контактах карбонатных пород с гранитами, грпнодиоритами, сиенитами, иногда с траппами. Они приурочены не только к непосредственным контактам интрузий, но и к зонам трещиноватости, разломов, сбросов, они образуют неправильные, штокообразные, трубообразные тела.

Различают две стадии образования скарнов: 1) ранняя высокотемпературная собственно скарновая (Т -800 -500°C); 2) поздняя кварц-сульфидная (Т – 400-200°C).

Главными минералами высокотемпературной стадии являются: гранат, пироксен, волластонит, форстерит, везувиан, скаполит, рудные минералы – магнетит, шеелит, вольфрамит, касситерит, молибденит.

Для низкотемпературной стадии характерны эпидот, амфиболы, кварц, кальцит, серицит, хлорит. Рудные минералы представлены сульфидами – пиритом, пирротинном, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, кобальтином.

Разнообразие минерального состава и структурно-текстурных особенностей обуславливает многообразие внешнего вида и состава скарнов, они могут быть сложены темными гранатами, волокнистыми тёмно-зелёными пироксенами, эпидотом в сочетании с гранатом и кальцитом.

В них отсутствует сланцеватость и нет сходства со структурами магматических пород, текстуры пятнистые и минеральный состав непостоянен.

По условиям образования и минеральному составу скарны подразделяются на магнезиальные, известковистые и силикатные.

Магнезиальные скарны образуются по доломитам, магнезитам имеют шпинель-форстерит-клинопироксеновый состав с большим количеством второстепенных и акцессорных минералов – апатит, сфен, флогопит, бораты, сульфиды, шеелит, вольфрамит.

Известковистые скарны являются наиболее распространёнными, они приурочены преимущественно к контактам гипабиссальных пород-гранитов, гранодиоритов, сиенитов, граносиенитов с карбонатными вмещающими породами. Известковистые скарны сложены пироксенами – диопсидом, геденбергитом, гранатами, волластонитом, тремолитом, эпидотом. Кварц-сульфидная ассоциация представлена кварцем, кальцитом, хлоритом актинолитом, эпидотом.

Наиболее распространённые сульфидные минералы – пири, халькопирит, пирротин, арсенопирит, молибденит, сфалерит, галенит, золото.

Скарны приурочены преимущественно к складчатым областям, образуются на малых и средних глубинах и редко встречаются в платформенных областях.

Вторичные кварциты. Термин «вторичные кварциты» впервые был введен Е. С. Федоровым для обозначения окварцованных метасоматически изменённых вулканических пород кислого и среднего состава под воздействием гидротермальных растворов вулканического происхождения.

Главными минералами вторичных кварцитов являются кварц, серицит, алунит ($K_2Al_2(OH)_4 [SiO_4]_4$), каолинит, андалузит, диаспор - $AlO(OH)$,

пирофиллит ($Al_2(OH)_2 [Si_4O_{10}]$), второстепенные минералы – корунд, топаз, турмалин, флюорит, рутил, гематит, рудные минералы – халькопирит, галенит, сфалерит, золото, серебро, теллуриды, барит, сера.

По преобладанию тех или иных минералов выделяются минеральные фации, часто имеющие зональное размещение. Непосредственно возле зоны циркуляции растворов образуются корундовые, андалузитовые кварциты, сменяющиеся к периферии диаспоровыми, алунитовыми, каолинитовыми, пирофиллитовыми и серицитовыми разностями. Последние часто имеют реликтовые структуры с сохранившимися вкрапленниками кварца. Основная же масса породы и вкрапленники полевых шпатов превращены в серицит, пирофиллит, хлорит, при этом характерно многократное замещение одних минералов другими.

Особенности минерального состава и условия залегания показывают, что вторичные кварциты образуются при выщелачивании вулканических и туфогенных пород под действием кремнекислых растворов, сопровождающихся привнесением F, Cl, B, P, SO_3 , CO_2 . Формирование корундовых, андалузитовых, диаспоровых вторичных кварцитов происходит при температуре $T = 500-300^\circ C$, а алунитовых, каолинитовых, серицитовых вторичных кварцитов при температурах ниже $300^\circ C$ и при снижении кислотности среды.

Вторичные кварциты развиты в областях развития вулканогенных пород кислого и среднего состава (Урал, Казахстан, Алтай, Дальний Восток). С ними генетически связаны месторождения золота, серебра, свинца, цинка, меди, сурьмы, ртути, а также олова, вольфрама.

Пропилиты представляют собой продукты гидротермального изменения вулканогенных пород преимущественно среднего и основного состава (Урал, Казахстан, Алтай, Дальний Восток). Генетически с ними связаны месторождения золота, серебра, свинца, цинка, меди, сурьмы, ртути.

Характерными минералами пропилитов являются эпидот, хлорит, серицит амфиболы, карбонаты, цеолиты, сульфаты, иногда адуляр, пренит, алуниит, гипс. Выделяются фации пропилитов, при этом наиболее высокотемпературными образованиями являются актинолит-эпидотовые пропилиты., более низкотемпературными являются кварц-серицитовые, серицит-карбонатные. Процессы пропилитизации развиты во многих районах развития вулканизма, их образование связано с воздействием гидротерм вулканического происхождения. Разнообразие пропилитов обусловлено температурой, кислотностью-щелочностью растворов и составом исходных пород. Главными реагентами в этом процессе являются углекислота, сера, вода, Гидротермальные растворы имеют слабо кислую реакцию.

Глубина формирования пропилитов колеблется от 0 до 800 м, поэтому устойчивыми являются цеолиты, ангидрит, адуляр.

Лиственины – гидротермально-метасоматическая карбонат- кварцевая порода зелёного цвета, который обусловлен присутствием хромсодержащей слюды-фуксита. В составе их также постоянно присутствуют серпентин, хлорит, актинолит, сульфиды, магнетит, хромшпинелид. Лиственины являются продуктом изменения ультраосновных пород (серпентинитов) и карбонатных вмещающих пород при воздействии гидротермальных растворов кислого состава, способствующих образованию фуксита и серицита. Наличие лиственинов может служить поисковым признаком на золоторудную и ртутную минерализацию.

Березиты – гидротермально изменённые околожильные породы, состоящие из кварца, серицита, сульфидов, часто содержат золото, серебро, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит. Образуются по кислым алюмосиликатным породам, а также вторичным кварцитами, пропилитами и являются продуктом низкотемпературного гидротермального процесса. Наличие березитов служит хорошим поисковым признаком на золото.

Автоматаморфизм (авметасоматоз) заключается в изменении магматических пород в условиях падения температуры и давления. Изменения минерального и химического состава пород происходят под действием флюидов (растворов и газов), содержащихся в самом магматическом расплаве и не затрагивает вмещающие породы. Такие процессы имеют чрезвычайно широкое распространение как в плутонических так и в вулканических породах. К ним можно отнести разные процессы, в том числе серпентинизацию, амфиболизацию, замещение плагиоклазов серицитом, соссюритом. альбитом, хлоритизацию темноцветных минералов, разложение вулканического стекла, замещение высокотемпературных модификаций минера-

лов низкотемпературными, образование реакционных каёмок вокруг выделившихся из расплава первичных минералов.

Подробно об этом можно познакомиться в монографии Н.А. Елисеева «Метаморфизм» (1960), в учебных пособиях (Г.М. Саранчина, Н.Ф. Шинкарев, 1973).

В последнее время подобные явления исключались из круга метаморфических процессов в принятом в последнее время Петрографическом кодексе (2008) автометаморфические явления отнесены к контактово-метасоматическому метаморфизму, по-этому краткое описание этих процессов приводится в данно пособии в разделе «Метасоматоз».

Литература

Основная

1. Белоусова О.Н. Михина В.В. Общий курс петрографии. – М. Недра, 1972. – 341 с.
2. Елисеев Н.А. Метаморфизм. – М. : Недра, 1963. – 425 с.
3. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. – М. ; Л. Изд-во АН СССР, 1961. – 479 с.
4. Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. – М., 1975. – 24 с.
5. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. (Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук). – М. : Недра, 1997. – 248 с.
6. Кузнецов Е.А. Петрография магматических и метаморфических пород. – М., Из-во МГУ, 1956. – 411 с.
7. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / М.А.Афанасьева, Н.Ю. Бардина, О.А. Богатиков и др. ред. В.С. Попов, О.А. Богатиков. – М. : Логос, 2001. – 768 с.
8. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. – 124 с.
9. Петрографический кодекс. Магматические, метасоматические, импактные образования : Издание второе. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 198 с.
10. Саранчина Г.М. Шинкарев Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. – Л. : Недра, 1973. – 392с.

Дополнительная

11. Багдасарова В.В. Структуры и текстуры магматических и метаморфических пород. – Воронеж. Изд-во ВГУ, 2007. – 45с.
12. Добрецов Н.Л. Соболев В.С., Хлёстов В.В. Фации регионального метаморфизма. – М. : Недра, 1972. – 435с.

13. Магматические горные породы (классификация, номенклатура, петрография). – Т.1. – Ч. 1, 2 / Гл. ред. О.А. Богатиков. – М. : Наука, 1983. – 768 с.

14. Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. – Т. 1, 2, 3. – М. : Недра, 1960. – 423с.

Учебное издание

ПЕТРОГРАФИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОД

Учебно-методическое пособие для вузов

Составитель
Багдасарова Валентина Васильевна

Издано в авторской редакции

Подп. в печ. 29.05.2012. Формат 60×84/16.
Усл. печ. л. 3,3. Тираж 100 экз. Заказ 407.

Издательско-полиграфический центр
Воронежского государственного университета.
394000, г. Воронеж, пл. им. Ленина, 10. Тел. (факс): +7 (473) 259-80-26
<http://www.ppc.vsu.ru>; e-mail: pp_center@ppc.vsu.ru

Отпечатано в типографии
Издательско-полиграфического центра
Воронежского государственного университета.
394000, г. Воронеж, ул. Пушкинская, 3. Тел. +7 (473) 220-41-33