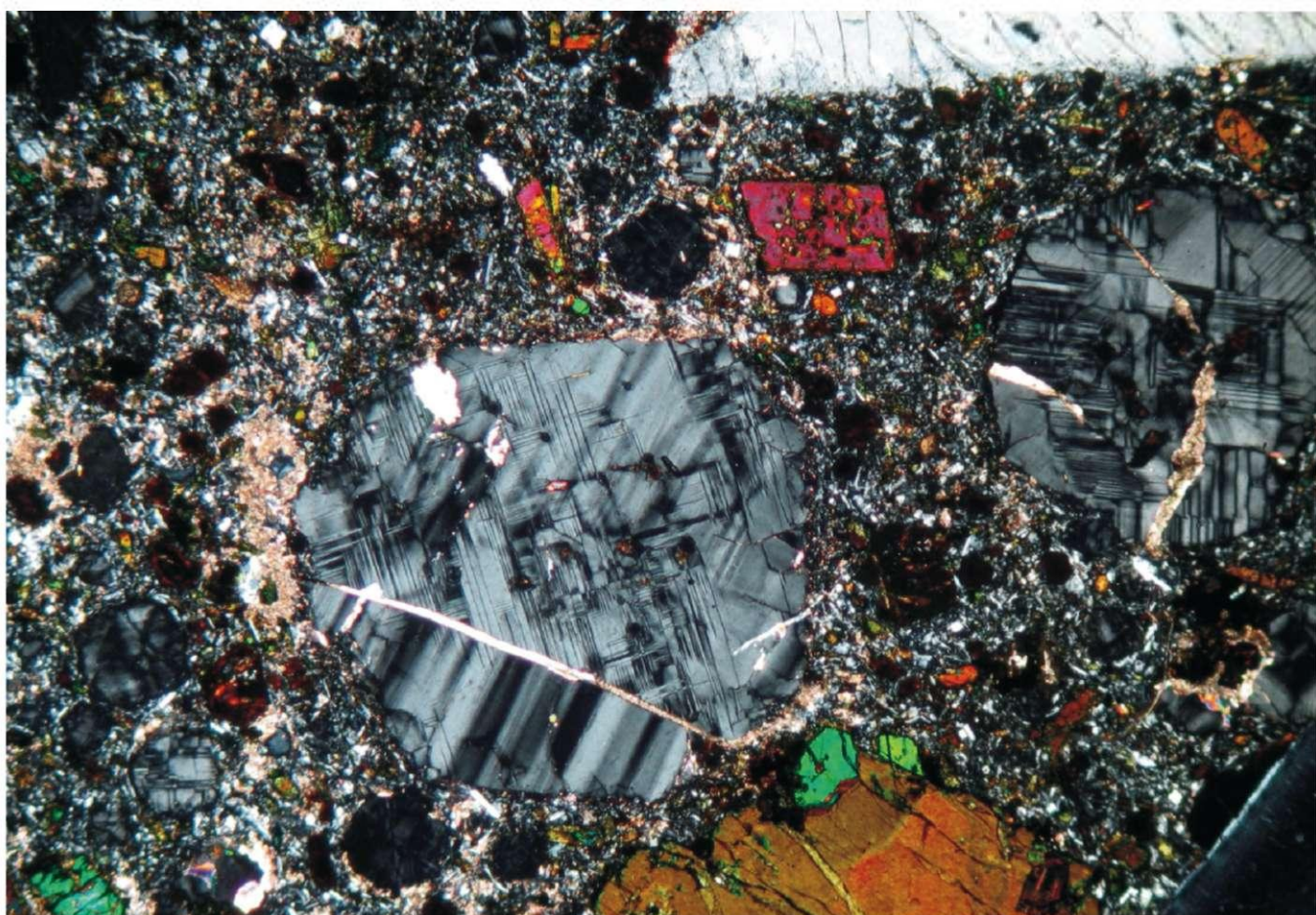




Вулкан Оль Дойньо Ленгаи (Танзания, Восточная Африка)



Лейцитовый фонолит

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
СИБИРСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

А. М. Сазонов

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Рекомендовано Национальным минерально-сырьевым университетом «Горный» в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по программам высшего профессионального образования по специальности 130101 «Прикладная геология», 23.12.2013

Красноярск
СФУ
2014

УДК 552(07)
ББК 26.303я73
С148

Р е ц е н з е н т – Красноярский краевой фонд науки

Сазонов, А. М.
С148 Петрография магматических пород : учеб. пособие / А. М. Сазонов. – Красноярск : Сиб. федер. ун-т, 2014. – 292 с.
ISBN 978-5-7638-2977-8

В учебном пособии изложены основы петрографии и петрологии магматических пород. Рассмотрены классификационные признаки, современная классификация пород, рекомендованная Межведомственным петрографическим комитетом (2009). Охарактеризованы семейства видов и разновидностей горных пород. Основное внимание уделено минеральному составу и строению пород, а также связи минерального и химического составов. Приведены краткие сведения о связи породо- и рудообразования, кратко освещены общие вопросы происхождения магматических пород.

Предназначено для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности 130101 «Прикладная геология».

УДК 552(07)
ББК 26.303я73

ISBN 978-5-7638-2977-8



9 785763 829778 >

© Сазонов А. М., 2014
© Сибирский федеральный
университет, 2014

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Аб (Ab)	– альбит
Амф (Am)	– амфибол
(An)	– анортитовая составляющая в плагиоклазе
(Aug)	– авгит
Барк	– баркевикит
Би (Bt)	– биотит
Ди (Di)	– диопсид
Ед. з.	– единичные зерна
Кар	– карбонат
Кв (Q)	– кварц
Кол.	– коллекция
КПи (Cpx)	– клинопироксен
Кпш (Fsp), КППШ	– калиевый полевой шпат
Мел (Mel)	– мелилит
Мнт (Mnt)	– монтичеллит
Нф (Ne)	– нефелин
Ол (Ol)	– оливин
ОПи (Opx)	– ортопироксен
Орт (Ort)	– ортоклаз
Пи (Px)	– пироксен
Пл (Pl)	– плагиоклаз
п.п.п.	– потери при прокаливании
пл.о.о	– плоскость оптических осей
РЗЭ	– редкоземельные элементы
Рог (Hbl)	– роговая обманка
Рудн	– рудный
Сер	– серицит
Сл.	– следы
СОХ	– срединно-океанические хребты
(Tiaug)	– титан-авгит
ТЦ (CI)	– темноцветный индекс (color index)
Фа (Fa)	– фаялит (фаялитовая составляющая в оливине)
(feld, foid)	– фельдшпатоид
Фр (Fo)	– форстерит
Хл	– хлорит
Эп	– эпидот

ВВЕДЕНИЕ

Петрография и (или) *петрология* – учение о горных породах. Разночтение в терминах, определяющих название дисциплины, сформировалось исторически. Если подходить строго к терминологии, то петрография означает описание горных пород, а петрология рассматривает вопросы происхождения горных пород. В отечественной геологии термины «петрография» и «петрология» иногда считают синонимами.

Возвращаясь к краткому определению дисциплины, следует сказать, что оно является неполным (в узком смысле слова), так как горные породы могут изучаться с различных точек зрения и это обстоятельство позволяет понимать по-разному содержание и задачи науки.

В соответствии с Петрографическим кодексом России (2009) *петрография* – наука геологического цикла, занимающаяся изучением, описанием и классификацией магматических, метаморфических горных пород и *их природных ассоциаций*, образующих геологически самостоятельные части земной коры. Петрография изучает горные породы с точки зрения их минерального и химического состава, текстур, структур и условий их залегания.

Горная порода – природный минеральный агрегат (или же скопление аморфного вещества – вулканического стекла, содержащего или не содержащего микрокристаллы), характеризующийся определенным составом, структурой и объемом.

Почти все составные части определения петрографии требуют пояснения. Во-первых, горные породы в земной коре возникают в результате геологических процессов (эндогенных и экзогенных). Вследствие эндогенных процессов образуются магматические и метаморфические горные породы, а в результате экзогенных – осадочные породы.

Во-вторых, начиная с самых ранних работ по петрографии обсуждается вопрос о принадлежности некоторых продуктов эндогенных и экзогенных процессов к горным породам. Так, например, Г. Розенбуш и А.Н. Заварицкий исключали из состава горных пород коры выветривания и руды. В свою очередь, Ю.А. Кузнецов обосновывает включение этих продуктов геологических процессов в состав горных пород. Горные породы – это продукты эндогенного и экзогенного процессов.

В связи с этим признаком выделяют магматические, осадочные и метаморфические породы. Продукты коры выветривания формируются в результате деятельности экзогенных процессов, имеют определенный состав, строение, образуют самостоятельные тела. На этом основании их можно относить к горным породам. Другими ограничениями в определении горной породы являются рудные обособления. Ю.А. Кузнецов поясняет, что понятие «руда» экономическое, а не геологическое. Нельзя сопоставлять понятия «горная порода» и «полезное ископаемое». Любая горная порода на определенном этапе развития техники и технологии извлечения полезных для людей компонентов может быть полезным ископаемым (например, грейзен с содержанием 0,5 % WO_3 или порфирит с содержанием 0,5 % Cu).

В-третьих, минимальный объем определяется текстурой, в которой проявлены индивидуальные особенности горной породы. Минимальный объем – «элементарная ячейка» горной породы. Представительный минимальный объем горной породы для такситовых, эвтакситовых пород решается индивидуально.

В-четвертых, иногда возникают неясности между понятиями «минерал» и «горная порода». Различие состоит в том, что горная порода является агрегатом минеральных зерен, отражающим условия образования. Теряется граница между понятиями «минерал» и «горная порода» в том случае, когда речь идет о минералах, имеющих коллоидальное строение. Например, опал и бурый железняк являются минералами и в то же время осадочными горными породами.

Петрология концентрирует свое внимание на особенностях состава и строения пород, отражающих условия их образования (происхождения), на соотношениях горных пород в ассоциациях, на закономерностях их распространения во времени и пространстве, на процессах, определяющих такие закономерности, и на экспериментальном воспроизведении этих процессов.

Задачами петрографии и петрологии являются:

1. Изучение горных пород, их состава, строения, связи с ними полезных ископаемых.
2. Изучение естественной истории их образования и преобразования, в том числе истории образования и преобразования верхних частей планеты (поэтому любую породу следует рассматривать как документ).
3. Изучение ассоциаций, условий залегания, преобразования и взаимодействия.

Одной из частных, но не менее важных задач является систематизация огромного фактического материала и разработка единой универсальной классификации горных пород. Она должна базироваться, по мнению Ю.А. Кузнецова, на генетической основе и сменить формальные классификации, учитывающие состав и строение.

Важнейшими объектами петрографических исследований являются ассоциации горных пород и закономерности их образования. В отечественной практике ассоциации горных пород рассматриваются с точки зрения формационного анализа.

Магматическая формация – закономерная естественная ассоциация магматических пород, члены которой связаны однотипным положением в тектонических структурах, близостью особенностей вещественного состава, с характерной металлогенической специализацией.

В зарубежных научных и учебных изданиях (западно-европейской и американской литературе) главное внимание уделяется петрохимическим сериям, где ассоциации изверженных пород рассматриваются с позиций химического состава, нередко в отрыве от условий их нахождения.

Методы исследования. Наиболее важным методом исследования является полевой геологический метод.

Лабораторные методы (кристаллооптический, микроструктурный, анализ физических свойств горных пород, химический, спектральный) не являются собственно петрографическими. Петрография пользуется чужими методами.

Большое значение в познании горных пород имеет экспериментальная петрография, в задачу которой входит моделирование процессов породообразования.

Разделы петрографии. К настоящему времени в составе петрографии оформились емкие по содержанию разделы, которые характеризуются самостоятельностью предмета исследования:

- петрография магматических горных пород;
- петрография метаморфических горных пород;
- петрография осадочных горных пород;
- петрография осадочно-вулканических пород;
- экспериментальная петрография;
- петрохимия.

В соответствии с Петрографическим кодексом России (2009) следует выделять в самостоятельные разделы:

петрографию импактных пород;
петрографию космических тел;
петрографию метасоматитов;
петрографию ультраметаморфических пород.

Д.С. Белянкин в качестве раздела петрографии выделял петрографию технического камня, хотя она не является геологической наукой, поскольку предмет ее изучения – искусственные материалы, а не горные породы. В настоящее время этот раздел науки о веществе называют технической минералогией, что также не совсем удачно.

Как наука о веществе земной коры, петрография теснейшим образом связана с минералогией, геохимией, геофизикой, геотектоникой, исторической геологией. Геология находится над этими науками, а не рядом с ними.

Учебное пособие составлено в соответствии с учебным планом и программой по курсу «Петрография» ФГС-3 для специальности «Прикладная геология». В нем учтены рекомендации терминологических комиссий и ведущих ученых в области петрографии. Для более углубленного изучения отдельных разделов «Петрографии» студенты могут воспользоваться источниками, приведенными в рекомендательном библиографическом списке в конце пособия. До настоящего времени не потеряли своего научного и образовательного значения учебники Ф.Ю. Левинсон-Лессинга (1931), Г. Розенбуша (1934), В.И. Лучицкого (1949), А.Н. Заварицкого (1961), А.М. Даминовой (1967), Г.М. Саранчиной и Н.Ф. Шинкарева (1967), Е.А. Кузнецова (1970), Ф. Хэтча и др. (1975), под редакцией А.А. Маракушева (1981), И.Ф. Трусовой и В.И. Чернова (1982), П.Ф. Емельяненко и Е.Б. Яковлевой (1985), Х. Вильямса, Ф. Тернера, Ч. Гилберта (1985), М.П. Кортусова (1986).

При написании учебного пособия автором использован опыт преподавания курсов петрографического цикла студентам геологического профиля в Томском политехническом университете и Государственном университете цветных металлов и золота. При его разработке использованы методические и дидактические приемы преподавания этого раздела моих учителей профессоров С.С. Ильенка и М.П. Кортусова.

Автор выражает искреннюю признательность и благодарность Т.В. Полевой, Л.Г. Окладниковой, И.И. Кузьминой, Н.Г. Дербеновой, Л.Г. Семухиной за помощь в подготовке рукописи к изданию.

1. КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Земная кора сложена горными породами различного происхождения. Магматические породы, по данным Ф. Кларка и Х. Вашингтона, занимают около 95 % объема земной коры до глубины 16 км. Причем следует помнить, что приповерхностные участки Земли сложены на 75 % осадочными породами.

Магматические породы образуются из высокотемпературных расплавов (магм) в результате кристаллизации или кристаллизации и затвердевания. Магмы имеют преимущественно силикатный состав, первоначально находятся в огненно-жидком состоянии, содержат растворенные летучие компоненты. Магмы зарождаются в мантии или в нижних участках земной коры и внедряются в верхние сечения земной коры вследствие тектонических процессов. Это приводит к остыванию магм и формированию тел магматических пород на поверхности земли или в ее недрах. За счет различных условий образования пород и состава исходных магм сформировалось большое количество видов магматических пород.

Одной из задач изучения горных пород является их систематика, т.е. упорядочение природного многообразия на основе взаимосвязанных таксонов. **Таксономия** (taxis – расположение, строй, порядок; potos – закон) представляет раздел систематики, исследующий соподчиненные группы объектов (таксонов). Термин «**классификация**» означает систему соподчиненных понятий. Главными классификационными признаками при систематике горных пород являются: геологические процессы (эндогенные, экзогенные, космогенные); фациальные условия образования; вещественный состав (химический и минеральный); строение горных пород (текстура и структура).

1.1. Формы залегания магматических пород

Магматические горные породы слагают геологические тела, изучение их формы и внутреннего строения является

одной из важнейших задач структурной петрологии – одного из разделов петрографии.

Формы залегания магматических пород определяются многими тесно взаимосвязанными факторами: глубиной становления и механизмом внедрения магмы, тектонической структурой рам (вмещающих пород) и характером их движений во время формирования магматических тел. С учетом влияния этих факторов выделяют формы залегания интрузивных и эффузивных пород.

Формы залегания интрузивных пород

Интрузивные тела (их можно называть плутонами или массивами) всегда формируются под более или менее мощной покрывкой вмещающих пород. В зависимости от глубины, на которой происходит становление плутонов, выделяются гипабиссальные (глубина менее 3 км), мезоабиссальные (от 3 до 10 км) и абиссальные (более 10 км) плутоны. По характеру становления они подразделяются на простые и сложные. Простые плутоны возникают в результате одного этапа внедрения магмы в данный участок литосферы, а сложные – в несколько этапов (фаз), причем при последовательных внедрениях состав магмы мог меняться, а интрузивные тела оказывались сложенными породами различного состава. Такие тела часто называют многофазными.

Разнообразие состава пород плутонов можно объяснить сложными процессами дифференциации (расщепления) магмы, внедрившейся в один этап (фазу). Если при этом различные типы пород распределяются в плутоне в виде более или менее параллельных полос, то такие плутоны называются псевдостратифицированными или расслоенными.

В зависимости от соотношения времени внедрения магмы и складчатости принято выделять три типа интрузивных тел: доскладчатые (доорогенные), соскладчатые (синорогенные) и послескладчатые (посторогенные).

Общепринятой генетической классификации интрузивных тел, к сожалению, пока не существует, поэтому они подразделяются на группы и типы по их отношению к вмещающим толщам. Этот признак позволяет выделить согласные (конкордантные) и несогласные (дискордантные) интрузивные тела. Первые из них залегают параллельно с плоскостями наложения вмещающих пород, а вторые занимают секщее положение.

Согласные интрузивные тела

Среди согласных интрузивных тел наиболее распространены силлы, лополиты, лакколлиты, факоллиты, акмолиты и мигматит-плутоны.

Интрузивная залежь, или **силл**, представляет собой пластообразное интрузивное тело, расположенное в горизонтально залегающих или слабодислоцированных толщах (рис. 1.1). В силлах различаются верхняя (кровля) и нижняя (подошва) поверхности и приводной канал. Кровля и подошва на значительных расстояниях параллельны. Мощность таких тел может меняться от долей метра до нескольких десятков и даже сотен метров. В провинции Кару (Южная Африка) известен силл мощностью около 600 м.

Отношение площади распространения силлов к их мощности составляет (по Р. Дэли) от 10:1 до 20:1. Наиболее крупные тела занимают площади в несколько сот и даже тысяч квадратных километров. В своем большинстве они слагаются основными породами, но встречаются интрузивные залежи и другого состава. Наиболее развиты силлы в платформенных областях в горизонтально залегающих или слабодислоцированных отложениях чехла (Сибирская, Южно-Африканская и другие платформы).



Рис. 1.1. Интрузивные залежи, или силлы (черное), среди пологозалегающих толщ (Кортусов, 1986)

Лополит характеризуется как крупное по размерам чашеобразное интрузивное тело, опущенное в центре (рис. 1.2). Обычно лополиты обладают очень большой мощностью, измеряемой тысячами метров. Преимущественно они сложены основными породами, к которым в подчиненных количествах присоединяются ультраосновные, а иногда и кислые. Часто лополиты оказываются псевдостратифицированными (расслоенными) с тяготением псевдослоев ультраосновных пород к нижним горизонтам. В верхних частях некоторых лополитов залегают кислые породы, резко подчиненные по объему основным.

Лополиты приурочены к платформенным областям, и их кровля слагается слабодислоцированными толщами. Наибольшей известностью пользуются лополит Садбери в Канаде и Бушвельдский лополит в Южной Африке.

Лакколлит – это караваяеобразное интрузивное тело, имеющее плоское, почти горизонтальное основание и куполообразную приподнятую кровлю. На эрозионных срезах у лакколлитов округлые или

овальные очертания, по размерам это обычно небольшие интрузивные тела с диаметром от нескольких сотен метров до первых километров. По форме различают симметричные (рис. 1.3) и асимметричные лакколиты, среди которых выделяются простые (рис. 1.4) и сложные (рис. 1.5) тела.

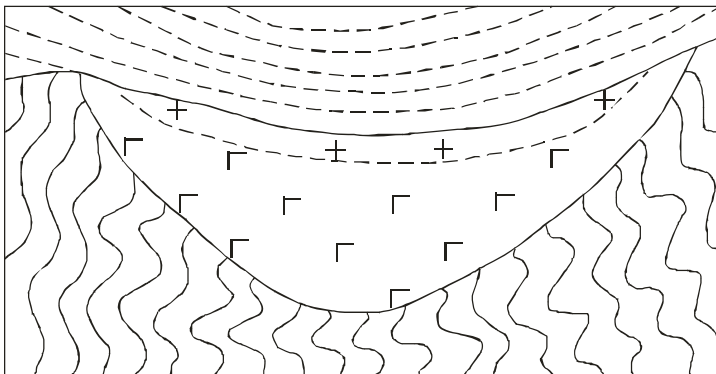


Рис. 1.2. Лополит, сложенный основными (нижняя половина) и кислыми (прикровельная часть) породами (Кортусов, 1986)

Лакколиты преимущественно залегают в слабодислоцированных толщах – это так называемые внутриформационные лакколиты. Известны, однако, случаи их расположения на границе разновозрастных толщ, нижняя из которых обычно оказывается интенсивно дислоцированной, а верхняя – субгоризонтальной или слабоскладчатой. Такие лакколиты называются межформационными и отличаются более крупными размерами.

По способу формирования межформационные лакколиты могут быть простыми (см. рис. 1.3) и многофазными, или сложными (см. рис. 1.5). Чаще всего они слагаются кислыми или умеренно-щелочными породами, магма которых имела высокую вязкость и не могла распространяться на значительные расстояния от приводного канала. Вместе с тем известны лакколиты, сложенные и основными породами. Типичные лакколиты трахитов развиты в районе Кавказских Минеральных Вод.

Факолиты представляют собой линзовидные интрузивные тела, залегающие в ядрах антиклинальных складок (рис. 1.6). Возникают они в интенсивно дислоцированных толщах и имеют относительно небольшие размеры. Образование этих бескорневых интрузивных тел происходит, по-видимому, одновременно со складчатостью. Факолиты слагаются кислыми породами и встречаются реже остальных интрузивных тел.

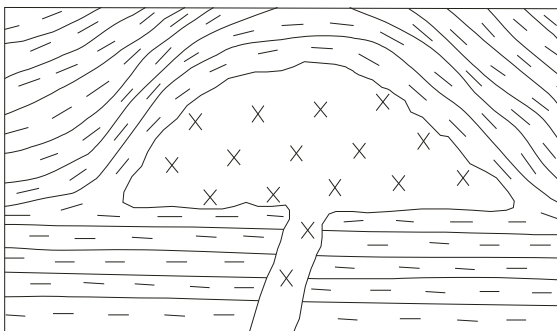


Рис. 1.3. Симметричный внутриформационный лакколит (Кортусов, 1986)

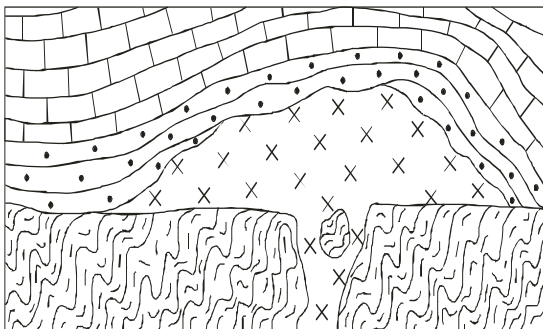


Рис. 1.4. Простой (однофазный) межформационный лакколит (Кортусов, 1986)

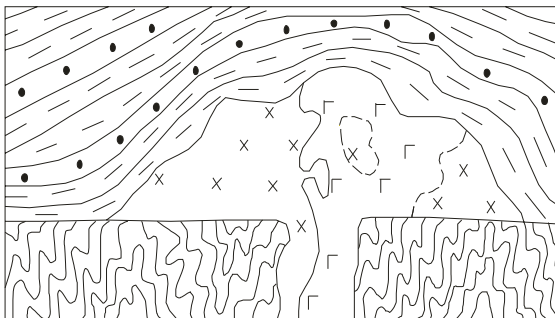


Рис. 1.5. Многофазный (сложный) межформационный лакколит (Кортусов, 1986)



Рис. 1.6. Схематизированный разрез факолитов, залегающих в интенсивно складчатой толще (по Р. Дэли)

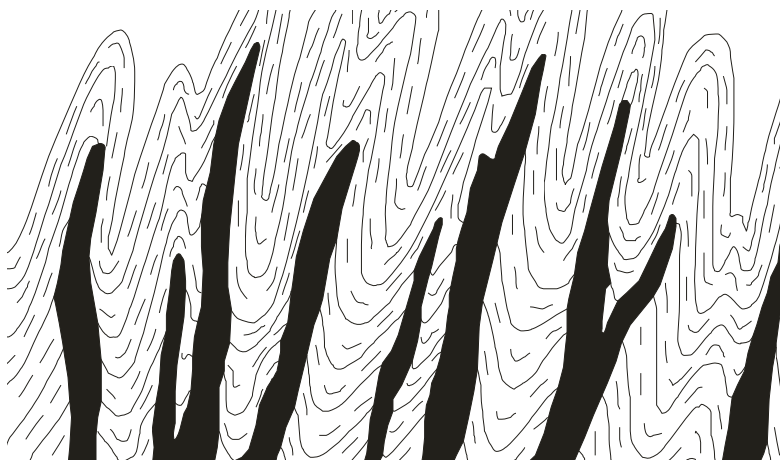


Рис. 1.7. Акмолиты (Кортусов, 1986)

Акмолиты характеризуются как согласные интрузивные тела, имеющие форму ножа с лезвием, направленным вверх. Залегают они в очень интенсивно дислоцированных толщах. Мощность их может меняться от первых метров и даже сантиметров до первых километров. Нередко акмолиты встречаются группами в виде субпараллельно расположенных тел значительной протяженности (рис. 1.7). В плане они имеют линзовидную форму, слагаются преимущественно кислыми породами.

Наиболее распространены акмолиты на кристаллических щитах и в фундаменте древних платформ, обычно залегают среди кристаллических сланцев и гнейсов.

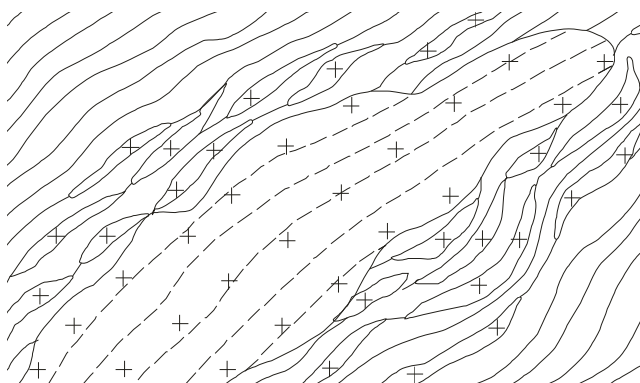


Рис. 1.8. Схема строения мигматит-плутона (+), залегающего в крутопадающих кристаллических сланцах (сплошные линии). Пунктиром показаны просвечивающие текстуры в гранитоидах (Кортусов, 1986)

Мигматит-плутоны представляют собой огромные тела гранитоидных пород, залегающие согласно с вмещающими толщами, сложенными глубококоматоморфизованными кристаллическими сланцами и гнейсами (рис. 1.8). Мигматит-плутоны не имеют четких контактов и обычно окружены серией акмолитов и мелких инъекций гранитоидного состава, сложены гнейсовидными и полосчатыми гранитоидами.

Несо согласные интрузивные тела

Среди несогласных интрузивных тел наиболее типичными являются дайки, этмолиты, батолиты и штоки.

Дайки характеризуются как пластинообразные тела, ограниченные вертикальными или крутопадающими стенками. Они имеют при

относительно небольшой мощности значительную протяженность. У них различают висячий и лежащий бока, которые являются субпараллельными. Мощность даек может изменяться от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров. По простиранию они прослеживаются на десятки и сотни метров, а иногда и на несколько километров. Как исключение встречаются дайки очень больших размеров. В литературе описана, например, Великая дайка Зимбабве (Родезии) протяженностью более 500 км при мощности до 5 км. В таких случаях, вероятно, следует говорить не о дайке, а о дайкообразном интрузивном теле.

Дайки могут встречаться поодиночке, но часто наблюдаются группами. Сближенные группы даек называются *свитами* (роями, стаями) даек. Они могут располагаться субпараллельно или радиально (рис. 1.9, 1.10). По петрографическому составу породы даек очень разнообразны (основные, кислые, средние). Формирование их происходило или в один этап внедрения (простые дайки), или в результате нескольких последовательных фаз поступления магмы в одну и ту же трещину (сложные дайки). В последнем случае дайка иногда слагается несколькими видами пород. В обоих случаях в призальбандовых частях даек нередко наблюдаются зоны закалки, проявляющиеся в формировании мелкозернистых и даже стекловатых структур, которые отличаются от кольцевых только тем, что падение даек направлено к центру кольцевой структуры.

Кроме прямолинейных даек встречаются и кольцевые, которые в плане имеют форму дуги или незамкнутого кольца (см. рис. 1.10). Мощность таких даек может колебаться в широких пределах (от нескольких до сотен метров), а диаметр кольцевых структур в различных районах меняться от сотен метров до десятков километров. Для кольцевых даек характерно падение в стороны от воображаемого центра. Появление кольцевых даек связано, по-видимому, с опусканием более или менее крупных блоков вмещающих пород. Известны также конические тела, которые отличаются от кольцевых тем, что падение даек направлено к центру кольцевой структуры.

Воронкообразные тела (этмолиты) представляют собой несогласные плутоны, пересекающие направления напластования вмещающих пород и имеющие форму воронки, сужающейся книзу (рис. 1.11). Иногда воронкообразные тела обнаруживают четкую расслоенность, подчеркнутую обособлением субпараллельных псевдослоев различного петрографического состава. Чаще всего в этмолитах преобладают основные породы, слагающие средние части тел. К их нижним частям нередко тяготеют ультрамафиты, а к верхним – породы средней основности (диориты, кварцевые диориты).

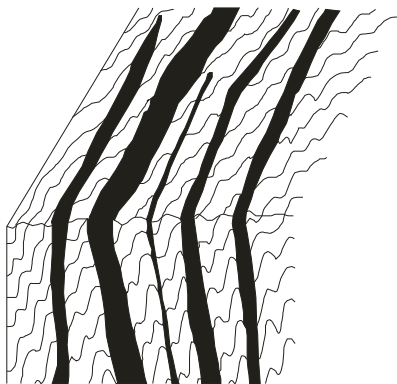


Рис. 1.9. Блок-диаграмма серии даек (Кортусов, 1986)

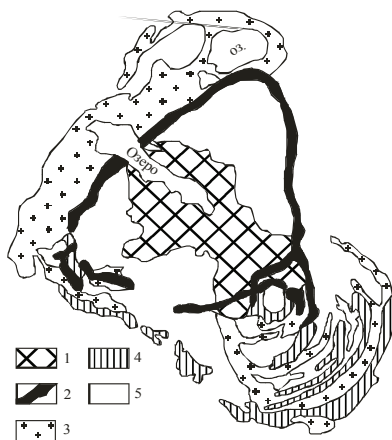


Рис. 1.10. Схематизированный план кольцевых даек о. Мул в Шотландии: 1 – гранофиры; 2 – фельзиты кольцевой дайки; 3 – граниты кольцевой дайки; 4 – кварцевые габбро; 5 – необнаженные участки (Кортусов, 1986)

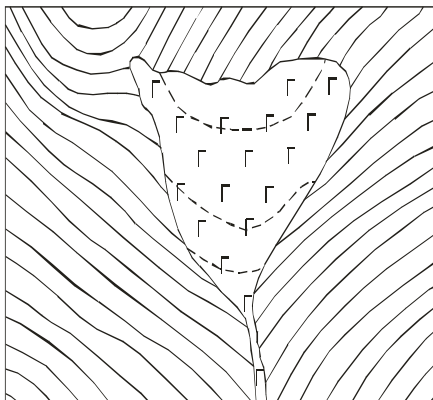


Рис. 1.11. Разрез воронкообразного тела (этмолита). Пунктиром показана расслоенность (Кортусов, 1986)

Вместе с тем воронкообразные тела могут быть выполнены породами иного состава.

Батолиты представляют собой очень крупные магматические тела неправильной формы. Р. Дэли (1936) отмечает следующие типичные особенности батолитов:

1) приуроченность к складчатым поясам с общей вытянутостью интрузивных тел субпараллельно главным тектоническим осям при несогласном залегании по отношению к вмещающим породам;

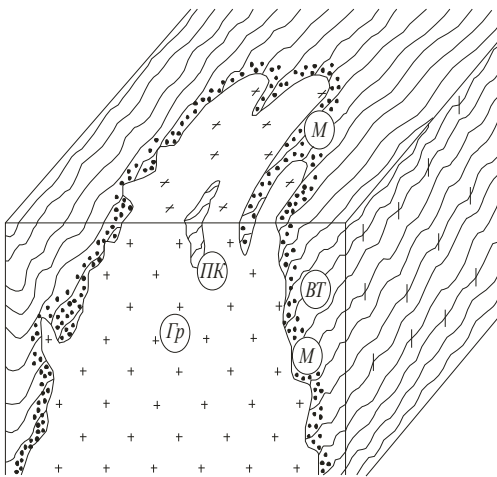
2) неправильную куполообразную кровлю с многочисленными выступами и провалами;

3) огромный объем и исключительно широкое площадное распространение, измеряемое тысячами и десятками тысяч квадратных километров;

4) однородный гранитный или гранодиоритовый состав.

Р. Дэли считал батолиты сквозными интрузивными телами, которые на глубине соединяются с магматическими очагами (рис. 1.12).

Рис. 1.12. Блок-диаграмма батолита по Р. Дэли (Гр), залегающего в складчатой толще (ВТ), которая интенсивно изменена в экзоконтактовых зонах (М). В центральной части рисунка изображен отанец кровли (ПК)



В настоящее время на основе структурно-петрографических и геофизических исследований установлено, что батолиты, как и остальные интрузивные тела, имеют не только кровлю, но и подошву, а следовательно, могут рассматриваться как огромные псевдонесо-гласные лакколитоподобные тела.

Вопрос о том, каким образом магма заняла то пространство, в котором размещается батолит, получил название проблемы пространства; она по-прежнему остается дискуссионной. Р. Дэли и его сторонники рассматривали образование батолитов как результат последовательного обрушения кровли под воздействием внедряющейся магмы. Многие исследователи полагают, что эти огромные интрузивные тела образуются при активном распространении магмы по поверхностям региональных несогласий, которые являются ослабленными зонами (рис. 1.13).

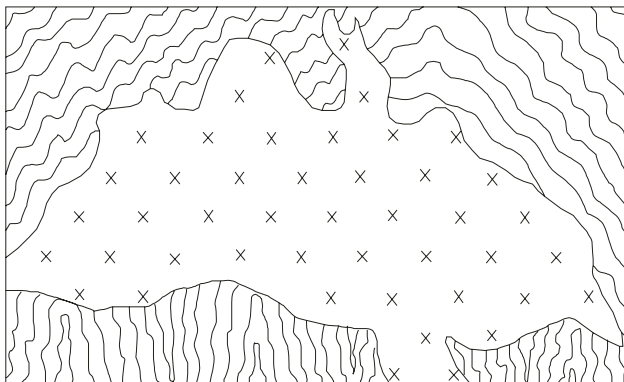


Рис. 1.13. Схема строения батолита как крупного межформационного несогласного тела (Кортусов, 1986)

По мнению других ученых, возникновение гранитоидных батолитов связано с процессом метасоматической гранитизации. Сторонники этой точки зрения считают гранитные батолиты не магматическими, а метаморфическими телами, возникающими в результате замещения ранее существовавших пород гранитоидами без прохождения магматической стадии.

Наконец, в последние десятилетия все больше сторонников приобретает теория возникновения батолитов в ходе магматического замещения при образовании магмы на месте вмещающих пород. С этих позиций гранитоидные батолиты рассматриваются как законсервированные магматические очаги.

Штоки – это неправильной формы несогласные интрузивные тела небольших размеров. Их контактовые поверхности крутые или вертикальные. В плане штоки имеют изометричные формы с извилистыми границами. Размеры этих тел могут меняться, но обычно к штокам

относят тела, площадь выхода которых на поверхность не превышает 100 км^2 . Чаще всего они являются апофизами батолитов.

Интрузивные тела центрального типа (центральные интрузивы) характеризуются как несогласные плутоны с грубоконцентрическим строением (рис. 1.14). В плане они имеют изометричные очертания, падение контактов крутое или вертикальное. Петрографический состав пород сложен, что связано с многофазным внедрением магмы различного состава, размещение которой контролируется тектоническими структурами кольцевого характера.

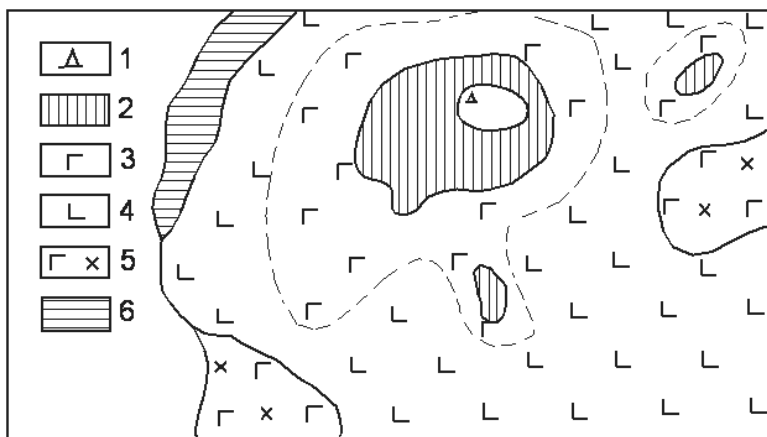


Рис. 1.14. Схематическая геологическая карта интрузива центрального типа (по Н.М. Успенскому); 1 – дуниты; 2 – пироксениты; 3 – меланократовое габбро; 4 – габбро; 5 – габбро-диориты; 6 – вмещающие породы

Наиболее полно изучены плутоны центрального типа, распространенные на Урале. Они отличаются преобладанием основных пород и присутствием ультрамафитов, которые слагают центральные ядра массивов. Плутон центрального типа известен на северо-западе Сибирской платформы (Маймеча-Котуйская провинция), где в единых массивах присутствуют ультраосновные (дуниты, перидотиты, пироксениты) и щелочные породы, а также карбонатиты. Расположение этих типов пород в плутонах является грубоконцентрическим.

Трещинные тела представляют собой несогласные плутоны вытянутой формы, приуроченные к зонам крупных линейных разрывных нарушений. В целом трещинные тела напоминают крупные по разме-

рам дайки и могут называться дайкообразными телами. Их контактовые поверхности характеризуются как крутые или вертикальные. Петрографический состав трещинных плутонов весьма разнообразен, они могут быть сложены гранитоидами, габброидами, сиенитами и другими типами пород.

Главные положения генетической систематики интрузивных тел

Основы генетической систематики интрузивных тел были сформулированы немецким ученым Г. Клоосом и советским исследо-

вателем академиком А.А. Полкановым. Она базируется на зависимости форм залегания интрузивных тел от активности самой магмы, особенностей тектонической структуры и характера тектонических движений рамы (вмещающих пород) в момент внедрения.

Активность магмы может быть связана с ее химической активностью по отношению к породам рамы, с силами гравитации, заставляющими магму перемещаться в области пониженного давления, с гидростатическим давлением (приобретение магмой механической активности), с нарушением фазового равновесия, при этом магма вскипает в результате интенсивного отделения от расплава газовой фазы и иногда образуются диатремы. Все перечисленные типы активности магмы тесно взаимосвязаны и могут проявляться одновременно, но с различной интенсивностью, что зависит от глубины становления магматических тел. На больших глубинах наиболее развиты химическая и гравитационная активность, а на меньших – ведущую роль играют гидростатическая активность и активность, обусловленная нарушением фазового равновесия.

Тектоническая структура и характер движения рамы наряду с активностью магмы оказывают большое влияние на форму залегания интрузивных тел. Причем эти факторы резко различаются для основных геоструктурных элементов земной коры – устойчивых областей (кратонов) и подвижных (геосинклинальных) зон (орогенов). К устойчивым областям относят тектонически устойчивые участки земной коры – платформы и кристаллические щиты, а к орогенам – геосинклинальные области. Коренные отличия в строении и характере тектонических движений устойчивых и подвижных областей позволяют разделять магматические тела на два типа: интрузивные тела подвижных зон (орогенов) и интрузивные тела устойчивых областей.

Форма интрузивных тел устойчивых областей определяется типом тектонических движений в период их активизации, строением по-

род рамы и активностью магмы. Для устойчивых областей выделяются интрузивные тела расколов (дайки, трещинные тела) и интрузивные тела, связанные с активностью самой магмы и структурой вмещающих пород. Последние делятся на согласные (силлы, лакколиты, лополиты) и несогласные тела (кольцевые дайки, плутоны центрального типа, диатремы).

Интрузивные тела подвижных зон (орогена) подразделяются на три группы: доскладчатые (доорогенные), соскладчатые (синорогенные) и послескладчатые (посторогенные).

В *доскладчатый период* происходит прогибание дна геосинклинали и накопление огромных масс осадков; формируются интрузивные тела, напоминающие таковые устойчивых областей (силлы, лакколиты, дайки, трещинные тела), но при последующих складчатых движениях их первоначальное положение и даже форма меняются. Иначе говоря, доскладчатые интрузивные тела оказываются интенсивно деформированными.

В *соскладчатый (синорогенный) период* форма интрузивных тел главным образом зависит от характера движений рамы и в меньшей степени — от активности магмы; возникают согласные интрузивные (факолиты) и некоторые несогласные тела (батолиты, штоки).

В *послескладчатый период*, наступающий в связи с замыканием геосинклинали, тектонические движения проявляются в образовании разломов, что способствует формированию несогласных интрузивных тел (штоки, дайки, трещинные плутоны).

Формы залегания эффузивных пород

Формы залегания эффузивных пород в основном определяются типом извержений, составом изливающейся магмы и рельефом местности. Обычно выделяется два типа извержений:

- 1) трещинный, характеризующийся спокойным излиянием лавы из протяженной трещины или трещин;
- 2) центральный, отличающийся поступлением на поверхность вулканического материала из центральных вулканических каналов.

Извержения обоих типов приводят к образованию потоков, покровов и специфических форм залегания, свойственных только центральному типу (вулканические конусы, вулканические купола, некки, диатремы и др.).

Покровы образуются при излияниях сравнительно жидкой базальтовой лавы на относительно ровную поверхность земли (рис. 1.15). При этом лава покрывает сплошным плащом значительные по площа-

ди пространства, создавая так называемые базальтовые плато. Морфологически покровы имеют изометричные очертания или слегка вытянуты в направлении течения лавы. Мощность отдельных покровов колеблется от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Однако поскольку базальтовое плато формируется в результате многократных последовательных излияний лавы, общая мощность вулканических пород может достигать значительных величин. Так, например, на плоскогорье Декан (Индостанский п-ов) совокупная мощность базальтовых покровов составляет в среднем 600 м.

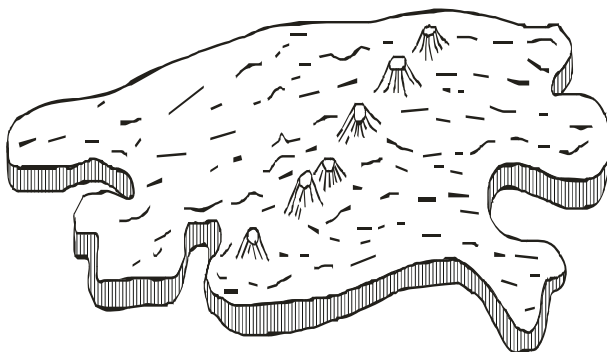


Рис. 1.15. Лавовый покров в Исландии (по Тиррелю)

Оригинального состава и строения покровы вулканических пород возникают при извержении некоторых вулканов центрального типа. Здесь имеются в виду случаи, когда из жерла выбрасывается своеобразная суспензия, состоящая из раскаленных рыхлых продуктов извержения и газов, которая, отлагаясь в окрестностях вулкана, создает покров игнимбритов.

Потоки представляют собой языкообразные тела эффузивных пород, возникающие при излиянии лав на неровную поверхность земли (рис. 1.16). Во всех случаях они имеют относительно небольшую ширину при значительной протяженности. Длина отдельных потоков зависит от интенсивности извержения и состава изливающейся лавы. Основные (базальтовые) лавы образуют протяженные потоки, а кислые – сравнительно короткие. Мощность потоков, также зависящая от состава лавы, может меняться от нескольких сантиметров до первых десятков метров.

Вулканические потоки и покровы в дальнейшем перекрываются относительно молодыми отложениями и имеют в геологических разре-

зах пластообразные формы залегания. По своим морфологическим особенностям они напоминают силлы, отличаясь от них отсутствием метаморфического воздействия на вышележащие породы. Эти формы залегания чаще всего образуются при излиянии базальтовых или андезитовых лав, которые обладают относительно невысокой вязкостью.

Вулканические конусы возникают в связи с деятельностью вулканов центрального типа, в результате которой происходит скопление значительных масс вулканического материала около жерла вулкана. В зависимости от преобладающего состава вулканических продуктов различают лавовые (гавайский тип), лавово-туфовые и туфовые вулканические конусы, которые редко сохраняются в геологической летописи и обычно уничтожаются эрозионными процессами.

Вулканические купола образуются в вулканах центрального типа при закупорке жерла очень вязкой лавой. Если вулканический купол не выходит на поверхность, то он называется эндогенным. Вместе с тем во многих случаях вязкая, затвердевающая лава выталкивается из кратера вулкана и образует выступающие на поверхность купола, иглы, пики (рис. 1.17). Они иногда, достигают значительной высоты – до десятков и даже сотен метров. Так, например, игла вулкана Мон-Пеле в период своего наибольшего развития имела высоту около 300 м.



Рис. 1.16. Лавовые потоки (черное) на о. Гавайи (по Холмсу)

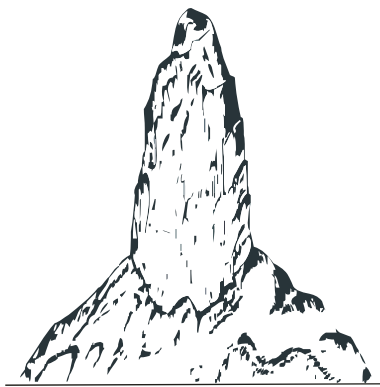


Рис. 1.17. Экзогенный вулканический купол вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника (по Лакруа)

Вулканические некки (жерловины) представляют собой тела цилиндрической формы, возникающие в результате заполнения подво-

дящего канала (жерла) вулкана застывшей лавой или туфовым материалом. В плане они имеют округлые или овальные очертания, их диаметр может быть весьма различным для разных районов (от нескольких метров до первых километров).

Диатрема представляет собой трубообразное тело, возникшее при внедрении флюидизированного кластитового материала. В отличие от обычных некков диатремы выполняются обломочными продуктами извержений со значительной примесью обломков пород, составляющих стенки диатрем и более глубоких горизонтов. Наиболее типичными диатремами являются кимберлитовые трубки, которые иногда называют трубками взрыва. Но взрывной характер формирования кимберлитовых трубок многими исследователями ставится под сомнение. Поэтому следует применять к этим телам нейтральный термин «диатрема». На глубине кимберлитовые трубки меняют свой диаметр и могут переходить в дайкообразные тела (рис. 1.18).

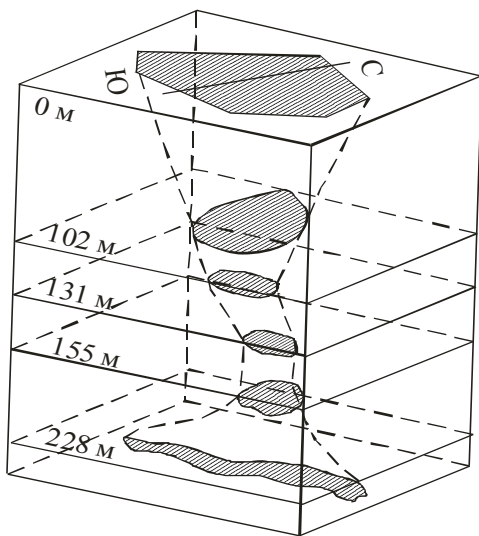


Рис. 1.18. Блок-диаграмма кимберлитовой трубки в Южной Африке (по Дю-Тойту), построенная по данным разведочных работ. Цифрами обозначены глубины от поверхности земли

Кроме описанных форм залегания вулканических пород, при извержениях возникают огромные скопления рыхлых продуктов, которые после цементации образуют пласты вулканических туфов.

1.2. Вещественный состав пород

Под вещественным составом пород понимается химический и минеральный составы.

Химический состав

Химический состав является одним из самых существенных признаков при классификации магматических пород. Особенно большое значение химический состав имеет для характеристики эффузивных пород, минералогический состав которых обычными микроскопическими методами не может быть определен достаточно точно в связи с присутствием стекла и малыми размерами зерен породообразующих минералов.

За редким исключением магматические породы относятся к силикатным, так как их главной составной частью является кремний. В значительных количествах присутствуют следующие химические элементы: Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, O, H (табл. 1.1).

Таблица 1.1

**Средний валовой состав магматических пород
(по Кларку и Вашингтону)**

№ п/п	Оксид	Содержание, мас. %	Возможные колебания	№ п/п	Оксид	Содержание, мас. %	Возможные колебания
1	SiO ₂	59,12	24–85	8	K ₂ O	3,13	0–13
2	Al ₂ O ₃	15,34	0–28	9	H ₂ O	1,15	–
3	Fe ₂ O ₃	3,08	0–13	10	TiO ₂	1,05	–
4	FeO	3,80	0–15	11	MnO	0,24	–
5	MgO	3,49	0–46	12	P ₂ O ₅	0,30	–
6	CaO	5,08	0–17	13	CO ₂	0,10	–
7	Na ₂ O	3,84	0–14		Σ	99,72	–

Примечание. Для H₂O, TiO₂, MnO, P₂O₅ и CO₂ не указаны возможные колебания, поскольку содержания этих оксидов в магматических породах незначительны.

Химический состав пород отражается в ведомостях лабораторий, в которых приводятся содержания оксидов соответствующих элементов в массовых процентах (мас. %). Анализ табл. 1.1 показывает, что на долю 13 оксидов приходится 99,72 мас. %, причем на долю 8 первых оксидов – 96,88 мас. %, они являются *главными породообразующими*.

циями. Кроме главных в составе магматических пород присутствуют многие другие химические элементы, содержание которых выражается в сотых и тысячных долях весовых процентов, их называют *элементами-примесями*. Они имеют большое значение для характеристики особенностей химизма магматических пород и их потенциальной рудоносности.

Рассмотрением особенностей химического состава пород занимается *петрохимия*.

На основе концентраций петрогенных оксидов в породах разработаны классификации разного ранга. Химические классификации очень удобные. Наиболее ранняя классификация пород по количеству кремнезема, предложенная Абихом в XIX в., не потеряла своего значения до сих пор. По содержанию SiO_2 выделены отряды ультраосновных, основных, средних, кислых и ультракислых пород. Концентрация щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) дает возможность подразделить породы на низкощелочные, нормально-щелочные, умеренно-щелочные и щелочные подотряды. Соотношение в породах SiO_2 и ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) позволяет выделить семейства горных пород.

Минеральный состав

Магматические породы в своем большинстве слагаются агрегатами кристаллических зерен, иногда к ним присоединяется некоторое количество вулканического стекла. Ведущую роль в магматических породах играют разнообразные силикаты, и только в незначительных количествах могут присутствовать минералы других групп.

Характер минеральных парагенезисов в первую очередь зависит от состава магмы, из которой они возникают. Определенное влияние на состав минералов оказывают также условия кристаллизации магмы, что наиболее четко проявляется при сравнении минерального состава интрузивных и эффузивных пород. Первые из них образуются в условиях медленного и постепенного остывания при сохранении флюидных компонентов, что приводит к формированию равновесных минеральных парагенезисов, а вторые, возникающие в условиях быстрого падения температуры и низкого давления, отличаются присутствием неравновесных минеральных ассоциаций и частым наличием вулканического стекла.

Все минералы, слагающие магматические породы, по своей количественной роли разделяются на главные и второстепенные, а по происхождению – на первичные и вторичные.

Главные и второстепенные минералы

Главные минералы присутствуют в магматических породах в значительных количествах. К ним отно-

сят составные части пород, присутствующие в количествах более 5 %. По количественному соотношению главных пороодообразующих минералов производится определение вида пород.

Среди главных минералов выделяются *салические* и *фемические*.

Салические минералы названы по главным химическим элементам, которые входят в их состав (Si, Al). Катионами в них могут являться K, Na, Ca, присутствующие в различных количествах и сочетаниях. К салическим относятся каликатровые полевые шпаты, плагиоклазы, фельдшпатоиды и кварц. Несмотря на большие различия в составе, они характеризуются некоторыми общими свойствами. Салические минералы макроскопически чаще всего светлоокрашенные, а под микроскопом бесцветные, имеют низкие двупреломление и показатели преломления.

Фемические минералы отличаются от салических постоянным присутствием магния и железа, по начальным буквам которых они и получили свое название (феррум, магниум). К этой группе минералов относятся оливины, пироксены, амфиболы и слюды. Все они макроскопически имеют обычно темную окраску, а под микроскопом характеризуются повышенными показателями преломления и часто высоким двупреломлением. Их называют *темноцветными* или *цветными*.

Второстепенные минералы находятся в породах в небольших количествах, их содержание не превышает 5 %. Как правило, присутствие или отсутствие этих минералов не влияет на название породы. В качестве второстепенных могут встречаться отмеченные выше салические и фемические минералы, например, кварц в диорите, плагиоклаз в перидотите.

Акцессорные минералы в подавляющем большинстве пород присутствуют в небольших количествах, а иногда определяют название породы, например, дунит и оливинит состоят из оливина, но в дуните акцессорный минерал хромит, а в оливините – магнетит. К акцессорным минералам относятся апатит, сфен, циркон, рутил, гранат, хромит, магнетит, ильменит, монацит, ксенотим, эвдиалит и многие другие. Эти минералы содержат элементы, играющие роль минерализаторов в магме. Те или иные элементы-минерализаторы (Cr, Ti, P, Zr и др.), присутствующие в магмах, придают им определенные физические свойства (вязкость, пластичность и др.). Поэтому по видовому составу

акцессорных минералов можно судить о физико-химических свойствах магм.

В редких породах содержание акцессорных минералов повышается, и они играют роль главных составных частей, влияющих на название породы.

Первичные и вторичные минералы

Первичными называют минералы, которые образуются в процессе кристаллизации магматических расплавов или в результате реакционного взаимодействия собственно первичных минералов с магматическим расплавом или его флюидной фазой.

Реакционные первичные минералы могут возникать на различных стадиях кристаллизации магмы, в связи с чем выделяются минералы магматической, пневматолитовой и гидротермальной стадий.

К минералам магматической стадии обычно относятся оливин, ортопироксены, клинопироксены и амфиболы. Реакционные минералы пневматолитовой и гидротермальной стадий (мусковит, турмалин, флюорит, канкринит, содалит и др.) образуются за счет собственно первичных при их взаимодействии с флюидной фазой магмы.

Вторичные минералы возникают за счет первичных в результате процессов выветривания или при воздействии относительно поздних гидротермальных растворов. Степень замещения первичных минералов вторичными бывает весьма различной – от образования отдельных зерен до полного замещения первичного минерала.

Типичными вторичными минералами являются серпентин по оливину и ортопироксену, хлорит по биотиту, клиноцоизит, кальцит, серицит, пелит по полевым шпатам, эпидот по некоторым темноцветам, актинолит по клинопироксену и многие другие. Иногда в качестве вторичных выступают биотит, кварц, альбит, обычно являющиеся первичными. При изучении вторичных минералов следует иметь в виду, что некоторые из них могут оказаться реакционными первичными.

Классификационное значение главных породообразующих минералов

Как уже отмечалось, количественные содержания главных породообразующих минералов меняются в различных породах в очень широких пределах. Имеющиеся подсчеты среднего минерального состава магматических пород (Заварицкий, 1955) дают следующие резуль-